

**GEOCRONOLOGIA Rb-Sr NO COMPLEXO BARRO ALTO, GOIÁS:
EVIDÊNCIA DE METAMORFISMO DE ALTO GRAU E COLISÃO CONTINENTAL
HÁ 1300 Ma NO BRASIL CENTRAL**

Reinhardt A. Fuck¹, Benjamin Bley Brito Neves², Umberto G. Cordani², Koji Kawashita²

1. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70910 Brasília, DF

2. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 20899, 01498 São Paulo, SP

ABSTRACT

Rb-Sr geochronologic investigation carried out on rocks from the Barro Alto Complex, Goiás, yielded isochronic ages of 1266 ± 17 Ma, $R_0 = 0.73473 \pm 0.00057$ for felsic rocks from the granulite belt and 1330 ± 67 Ma, $R_0 = 0.70819 \pm 0.00274$ for gneisses belonging to the Juscelândia Sequence. Rb-Sr isotope measurements suggest that Barro Alto rocks have undergone an important metamorphic event during middle Proterozoic times, around 1300 Ma ago. During that event, volcanic and sedimentary rocks of Juscelândia Sequence, as well as the underlying gabbro-anorthosite layered complex, underwent deformation and recrystallization under amphibolite facies conditions. At about the same time apparently older supracrustal and intrusive plutonic rocks have been isotopically homogenized under high-grade conditions within the middle-lower crust. Deformation and metamorphism took place during the collision of two continental blocks, which resulted in a southeastward directed thrust complex, allowing the exposure of granulite slices from the middle-lower crust of the overthrust block.

RESUMO

Investigação geocronológica pelo método Rb-Sr realizada em rochas do Complexo Barro Alto obteve idades isocrônicas de 1266 ± 17 Ma, $R_0 = 0,73473 \pm 0,00057$ para granulitos félsicos e 1330 ± 67 Ma, $R_0 = 0,70819 \pm 0,00274$ para gnaisses da Sequência Juscelândia. As determinações isotópicas Rb-Sr sugerem que as rochas de Barro Alto foram submetidas a importante evento metamórfico há cerca de 1300 Ma, durante o Mesoproterozóico. Durante esse evento, as rochas vulcânicas e sedimentares da Sequência Juscelândia e os gabro-anortositos acamados subjacentes foram deformados e recristalizados sob condições de facies anfibolito. Aproximadamente na mesma época, rochas supracrustais e intrusivas plutônicas, aparentemente mais antigas, foram isotopicamente homogeneizadas sob condições de alto grau no interior da crosta média-inferior. Deformação e metamorfismo estão associados à colisão de dois blocos continentais, que resultou na formação de um complexo de cavalgamento com vergência para SE, permitindo a exposição de fatias tectônicas de granulitos representativos da crosta médio-inferior do bloco cavalgante.

INTRODUÇÃO

Apesar dos esforços desenvolvidos nos últimos anos, é ainda precário o conhecimento geocronológico dos terrenos precambrianos do Centro-Oeste brasileiro. O grande avanço resultante dos trabalhos de levantamento geológico e das investigações que permitiram aprofundar os conhecimentos da estratigrafia, da petrografia, da geoquímica, da evolução estrutural e metamórfica desses terrenos, não foi acompanhado pela realização de estudos isotópicos sistemáticos para a determinação da idade das diferentes unidades de rochas identificadas, visando o esclarecimento das relações entre elas e o estabelecimento de sua origem e evolução.

Uma das lacunas mais importantes no conhecimento geológico regional é a geocronologia dos complexos máfico-ultramáficos de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava. Dada a importância desses complexos na história geológica da região, medidas isotópicas realizadas em suas rochas podem contribuir de forma significativa pa-

ra diminuir as controvérsias existentes, levando a uma melhor compreensão do seu significado na evolução geológica dos terrenos precambrianos de Goiás.

No presente trabalho, são apresentados os resultados obtidos em investigação pelo método isocrônico Rb-Sr realizada sobre rochas do Complexo Barro Alto, situado na região central de Goiás. As determinações isotópicas foram realizadas principalmente em rochas granulíticas félsicas e em gnaisses, que fazem parte do segmento ocidental do complexo, entre as cidades de Ceres e Goianésia (Fig. 1).

Os estudos isotópicos foram efetuados no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo e no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da Universidade Federal do Pará. Após minucioso exame petrográfico, a seleção das amostras para datação foi feita com base em análises semi-quantitativas de Rb e Sr total por fluorescência de raios-X, utilizando tubo Phillips de molibdênio. As

amostras escolhidas foram dosadas quantitativamente, com correções específicas de *background*, baseadas no efeito Compton de Mo. Para valores entre 50 e 500 ppm, o erro estimado é da ordem de 2%. Nas amostras com teores de Rb e Sr fora desse intervalo, foram feitas determinações por diluição isotópica (Kawashita, 1972).

No CPGeo, as análises espectrométricas de Rb e Sr foram obtidas em aparelho Varian Mat TH-5, de fonte sólida, acoplado *on line* a micro-computador HP 9825B, enquanto no LGI, as análises foram processadas em espectrômetro de massa VG-ISOMASS 54E, de fonte sólida, acoplado *on line* a computador HP 9845A. Todos os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos foram normalizados para a relação $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Nos cálculos foram utilizadas as constantes $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ e $(^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb})_{\text{N}} = 2,5076 \pm 0,0037$ (Steiger & Jäger, 1977).

GEOLOGIA DO COMPLEXO BARRO ALTO

O Complexo Barro Alto compreende uma associação deformada e metamorfizada de rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, que se expõem em um corpo encurvado, com a forma de bumerangue, medindo cerca de 150 km de comprimento por aproximadamente 25 km de largura. Constitui a extremidade sul de extensa, porém descontínua, faixa de rochas metamórficas de fácies granulito e anfibolito, que, para norte, inclui os complexos de Niquelândia e Cana Brava. Na borda leste e sul, o complexo apresenta-se empurrado por sobre granodiorito gnaisses miloníticos; enquanto a norte e a oeste, é recoberto, em parte, tectonicamente, por metassedimentos proterozóicos de baixo grau, originalmente classificados como Grupo Araxá (Barbosa et al., 1969).

Trabalhos de levantamento geológico em escala 1:50000 (Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984) levaram à divisão longitudinal do complexo em duas unidades distintas: rochas de fácies granulito formam a porção meridional/oriental; rochas de fácies anfibolito, em parte empurradas por sobre as primeiras, constituem a metade setentrional/ocidental do complexo (Fig. 1).

Duas associações de rochas são distinguidas na faixa granulítica. A mais antiga compreende uma sequência de granulitos

máficos finos, hiperstênio granulitos ricos em quartzo e feldspatos, leptinitos, silimanita-granada quartzitos, rochas cálcio-silicáticas e formação ferrífera rica em magnetita. O conjunto representa uma pretérita sucessão supracrustal, constituída de rochas vulcânicas máficas, intercaladas com sedimentos químicos e prováveis rochas vulcânicas félsicas, sedimentos vulcano-clásticos e pelíticos. Quimicamente, os granulitos máficos finos, constituídos de andesina/labradorita, clinopiroxênio, hiperstênio, minerais opacos, além de hornblenda, biotita e granada eventuais, apresentam tendência toleítica, com os elementos menores mostrando relações similares às dos toleítos oceânicos (Fuck et al., 1985). Os granulitos félsicos são ricos em sílica ($\text{SiO}_2 > 65\%$ em peso), com altas razões K/Na e K/Rb, similares às de típica crosta continental; os elementos traços mostram dispersão considerável, mas os teores de Ba, Zr e Rb são consistentemente elevados (Fuck et al., 1985). Os granulitos de Barro Alto não se mostram, portanto, empobrecidos em elementos LIL, como verificado em muitos terrenos granulíticos de todos os continentes (Heier, 1973) e são, assim, similares aos granulitos da Bahia (Iyer et al., 1984) e da região de Guaxupé (Fernandes et al., 1987), em Minas Gerais.

A segunda associação é largamente constituída de rochas máficas de granulometria média, às vezes grossa, compostas por andesina/labradorita, hiperstênio e clinopiroxênio salítico, contendo menores proporções de minerais opacos, hornblenda, biotita, granada e, eventualmente, quartzo. A textura é granoblástica e frequentemente milonítica. Relíquias de origem ígnea são representadas por grãos encurvados de ortopiroxênio ricos em lamelas de exsolução e por cristais zonados de plagioclásio com geminação complexa (Girardi et al., 1981; Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984). O aparecimento esporádico de actinolita, clorita, epídoto, carbonato, albita e zoisita é consequência de evento metamórfico superimposto de mais baixo grau. Associados a esses granulitos enderbíticos, com conspícuas estruturas e texturas metamórficas, foram observadas lentes ou bandas total ou parcialmente recristalizadas de plagioclásio piroxenito, websterito, olivina piroxenito e peridotito. Rochas ultramáficas (principalmente harzburgito, dunito e ortopiroxenito serpentinizados) formam importante fatia tectônica, com 20

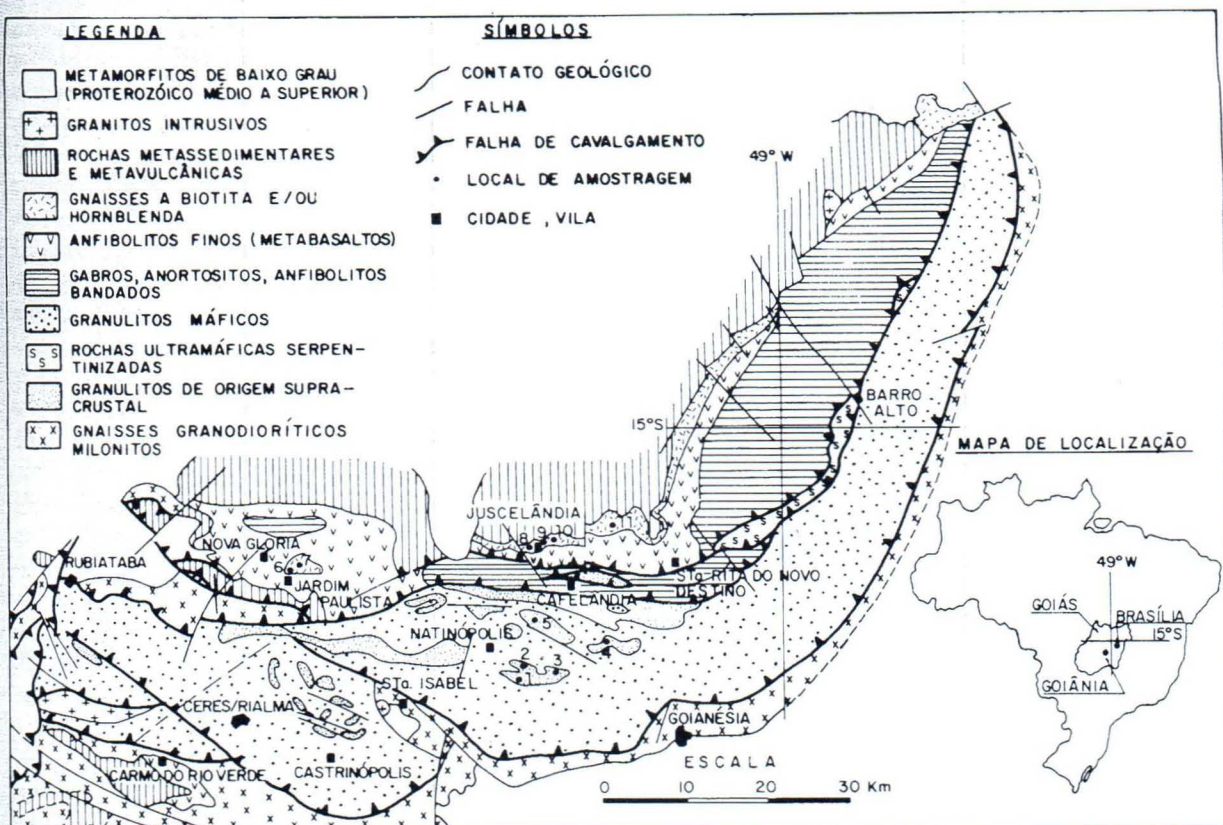


Figura 1 – Esboço geológico do Complexo Barro Alto (compilado de Stache, 1976; Figueiredo, 1978; Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984).

km de comprimento e cerca de 2 km de largura, que se expõe a sul de Barro Alto, entre os granulitos máficos e a unidade superposta de anfibolitos e meta-anortositos (Fig. 1). Termos mais diferenciados, representados por quartzo dioritos e granodioritos gnáissicos, portadores de hiperstênio, estendem-se do noroeste de Goianésia até ao norte de Rialma. A despeito das feições metamórficas superimpostas, expressas nos afloramentos e nas amostras por foliação, fino bandamento e lineação mineral, texturas ígneas estão freqüentemente bem preservadas, levando o observador apressado a desconhecer os importantes processos de recristalização metamórfica de alto grau sofridos por essas rochas. Xenólitos de material supracrustal, especialmente granulitos máficos finos, granada quartzitos e rochas cálcio-silicáticas, são abundantes em muitos afloramentos, principalmente nas vizinhanças de Castrinópolis e Natinópolis. Em conjunto, as feições texturais reliquias, a natureza das rochas e as relações de campo provêm evidência de que essa associação é de origem plutônica, representando provavelmente um complexo ígneo acamadado, em parte desmembrado por importantes fa-

lhas de cavalgamento, intrusivo num teto de rochas supracrustais, que se acha parcialmente preservado em remanescentes espalhados na faixa granulítica de Barro Alto, especialmente entre Goianésia e Rubiataba (Fig. 1).

Com base em relações de fases mineiras analisadas com auxílio de microsonda eletrônica, Girardi et al. (1981) estimaram as condições de metamorfismo em 800°C de temperatura e 5-6 Kb de pressão. Acima da faixa de granulitos, expõem-se anfibolitos, gabros e anortositos acamadados e uma seqüência vulcano-sedimentar (Fig. 1). Esse conjunto de rochas, separado dos granulitos por extensa zona de falha, foi deformado e metamorfozizado sob condições de fácies anfibolito. As rochas máficas acamadadas formam estruturas dômicas com troctolito, olivina gabro e anortosito envolvidos por rochas gabróicas, usualmente convertidas em anfibolitos bandados de granulação grossa (Figueiredo, 1978; Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984). Estudos litogeoquímicos confirmam os dados de campo e petrográficos, sugerindo uma origem magmática comum para essas rochas. Segundo Girardi et al. (1981), o padrão de

fracionamento foi dominado por plagioclásio como fase *liquidus* precoce. Essa inferência, somada à composição dos minerais constituintes, sugere ainda que a intrusão e cristalização do magma se deram sob regime de baixa pressão, inferior a 5 Kb (Girardi et al., 1981). Em direção ao topo, os anfibolitos bandados passam para anfibolitos finos, localmente através de metadiabásio com textura diabásica reliquiar (Danni et al., 1984). Os anfibolitos finos, que constituem a base da sequência metavulcano-sedimentar de Juscelândia (Fuck et al., 1981), contêm intercalações centimétricas a métricas de quartzito e granada quartzito fino (metachert) e mostram afinidade química com basaltos toleíticos de dorsais oceânicas (Danni & Kuyumjian, 1984). Os metabasaltos apresentam-se intercamadados com rochas gnáissicas, que, para o topo, passam a ser os tipos litológicos dominantes. Alguns dos gnaisses mostram texturas reliquias, lembrando feições típicas de rochas vulcânicas félsicas. Caracterizam-se por tendência cálcio-alcalina, com teores de sílica acima de 65% e conteúdo elevado de Ba, Zr, Rb e Sr (Fuck et al., 1985). A parte superior da sequência é representada por pacote espesso de micaxistos, freqüentemente portadores de granada, cianita e estauroлита, com intercalações numerosas de anfibolito, gnaiss, formação ferrífera, gondito, rocha cálcio-silicática, quartzito e quartzito xisto. Na Serra do João Baiano, a nordeste de Juscelândia, encontram-se quartzito xistos e xistos feldspáticos com grãos lenticulares de quartzito, provavelmente derivados de rochas vulcânicas félsicas, nas quais foi encontrado pequeno depósito de sulfeto maciço, rico em zinco.

Intrusões de rochas graníticas foram cartografadas ao norte de Barro Alto (Figueiredo, 1978), onde cortam a sequência vulcano-sedimentar, e a oeste de Ceres (Danni et al., 1984), seccionando granulitos máficos (Fig. 1). Além disso, granitóides gnaissificados foram registrados em associação com os gnaisses e anfibolitos da Sequência Juscelândia, a noroeste de Santa Rita, e com os granulitos félsicos no leito do córrego Guará, a nordeste de Natinópolis.

A estrutura interna do complexo é o resultado de pronunciada imbricação tectônica, responsável pela disposição longitudinal das diferentes unidades litológicas, colocando lado a lado granulitos, anfiboli-

tos e outras rochas, formadas sob condições distintas de metamorfismo no interior da crosta. Como consequência da estrutura imbricada, é registrada a omissão e repetição de camadas e o desmembramento e inversão da faixa granulítica, ilustrados pela superposição tectônica dos ultramafitos serpentinizados aos granulitos máficos e pela presença de fatia de granulitos em meio aos anfibolitos nas vizinhanças de Cafelândia. A imbricação tectônica é também indicada pela fatia de gnaisses granodioríticos introduzida entre os granulitos e os anfibolitos e rochas associadas a leste de Rubiataba (Fig. 1).

As relações do Complexo Barro Alto com as rochas vizinhas são igualmente de natureza tectônica. Na sua base, granulitos milonitizados do complexo assentam-se sobre milonito gnaisses e protomilonito gnaisses granodioríticos através de zona de cisalhamento, com indicações de transporte tectônico para sudeste. Ao norte, conquanto não de todo esclarecidas, as relações de contato com metassedimentos de baixo grau e rochas granito-gnáissicas são expressas por zonas de cisalhamento, em parte relacionadas com falhas de cavalgamento (Danni et al., 1984).

As observações de campo são corroboradas pelos dados de levantamentos gravimétricos. O mapa de anomalias de Bouguer mostra que o limite sul-oriental do complexo é acompanhado por um forte gradiente gravimétrico de até mais de 4 mgal por quilômetro, culminando num alto gravimétrico de aproximadamente -55 mgal, situado a noroeste de uma planície gravimétrica com anomalia de Bouguer entre -110 mgal e -120 mgal (Assumpção et al., 1985). De acordo com os autores referidos, essa feição gravimétrica caracteriza a obdução de bloco crustal situado a oeste por sobre outro situado a leste, respectivamente denominados Porangatu e Brasília (Hasui & Haralyi, 1986). Segundo o modelo bidimensional construído, o aumento da anomalia de Bouguer de -115 mgal para -55 mgal requer uma espessura da ordem de 5 km para o Complexo Barro Alto, considerando-se um diferencial de 0,3 g/cm³ na densidade de suas rochas em relação às vizinhas (Assumpção et al., 1985).

A zona de alto gradiente gravimétrico estende-se para além do Complexo Barro Alto, em direção a Niquelândia e Cana Brava, e também para o sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (ver Lesquer et al.,

1981; Haralyi & Hasui, 1981; Hasui & Haralyi, 1986). Essa zona sugere uma importante descontinuidade lateral da crosta, semelhante às feições lineares registradas no limite de províncias tectônicas no Canadá, onde têm sido interpretadas como geossuturas causadas por colisão de continentes ou blocos continentais (Gibb et al., 1978, 1983). Nessas condições, por analogia, e pelas demais feições geológico-geotectônicas regionais, o Complexo Barro Alto faz parte de extensa feição gravimétrica linear característica de zona de convergência de blocos continentais. Integra, dessa forma, o complexo de cavalgamento frontal de zona de colisão, correspondendo à exposição da porção crustal média-inferior do bloco cavalgante.

DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

A informação geocronológica disponível até o momento para o Complexo Barro Alto compreende 19 determinações K-Ar em minerais de diversos tipos litológicos (Hasui & Almeida, 1970; Souza, 1973) e seis determinações Rb-Sr em rocha total (Souza, 1973; Drago et al., 1981). Além disso, cinco determinações Rb-Sr adicionais, ainda inéditas, foram realizadas no CPGeo/USP em amostras coletadas por J.M. Reis Neto e U.G. Cordani na pedreira situada à margem da rodovia BR-153, cerca de 10 km ao norte de Ceres/Rialma.

Os dados relativos às determinações K-Ar encontram-se transcritos na Tabela 1. Por ela, verifica-se que as idades aparentes obtidas mostram elevada dispersão, situando-se entre 650 e 4000 Ma. Apesar de um certo grau de incerteza quanto à localização precisa dos pontos de coleta das amostras analisadas, com base no mapa constante de Souza (1973), é possível agrupá-las em termos dos resultados dos trabalhos de mapeamento geológico realizados no Complexo Barro Alto por Figueiredo (1978), Fuck et al. (1981) e Danni et al. (1984).

Três das amostras estudadas (OB-13, BA-401, PC-20) provêm da faixa granulítica, que se estende em rumo leste-oeste, na porção meridional do complexo. Os plagioclásios OB-13 e PC-20 (ambas amostras coletadas junto à ponte sobre o Rio das Almas, entre Ceres e Rialma) mostram idades aparentes de 3700 ± 54 e 3867 ± 34 Ma, respectivamente. O teor em K desses

minerais é baixo (cerca de 0,1% K), e o valor elevado da idade aparente pode refletir presença de Ar radiogênico em excesso nos plagioclásios analisados. Já o plagioclásio BA-401, oriundo das vizinhanças de Goianésia, possui idade aparente de 1173 ± 76 Ma, enquanto a biotita PC-20 foi datada em 710 ± 11 Ma.

Nove determinações K-Ar foram feitas em amostras de rochas pertencentes à sequência gabro-anortosítica, colhidas entre Cafelândia, Santa Rita do Novo Destino e Barro Alto (Souza, 1973). As idades aparentes obtidas são dispersas. Quatro valores de anfibólio e um de plagioclásio de anfibolitos e de anortosito situam-se entre 1001 e 1432 Ma. Fogem desse intervalo as idades aparentes do plagioclásio BA-503 (2450 ± 154 Ma) e do anfibólio BA-627 (dois valores com 3968 ± 101 e 4010 ± 36 Ma), indicando a possibilidade de excesso de Ar radiogênico. A biotita do gnaiss BA-626 mostra idade aparente de 775 ± 40 Ma. Pela localização indicada por Souza (1973), esse gnaiss parece corresponder a quartzo diorito gnaissificado, que aflora a NE de Santa Rita, associado a granada anfibolito bandado da sequência gabro-anortosítica.

Pela localização reportada por Hasui & Almeida (1970) e por Souza (1973), as amostras GO-311, GO-276, BA-424 e BA-820 correspondem a rochas incluídas na Sequência Juscelândia. Dois dos valores obtidos (anfibólitos GO-311 com 2897 ± 145 Ma e GO-276 com 3067 ± 216 Ma) parecem também consequência de excesso de argônio radiogênico. O anfibólio BA-424 mostra idade aparente de 1118 ± 39 Ma, e a muscovita BA-820 foi datada em 650 ± 151 Ma.

Finalmente, são registradas idades de 885 ± 27 Ma (Hasui & Almeida, 1970) e 779 ± 35 Ma (Souza, 1973), obtidas em muscovitas de pegmatitos que cortam a faixa granulítica do complexo a nordeste de Barro Alto.

A grande variação de idades K-Ar obtidas nas rochas do Complexo Barro Alto tem sido objeto de discussões reiteradas, porém inconclusivas quanto ao significado geológico dos valores determinados (Souza, 1973; Cordani & Hasui, 1975; Tassinari et al., 1981; Drago et al., 1981). Nos trabalhos referidos, os autores acreditam que as rochas datadas são pré-brasileiras, remontando talvez ao Arqueano, e atribuem as idades mais jovens a eventos geodinâmi-

cos regionais subseqüentes, que teriam afetado seu sistema isotópico K-Ar. Assim, no entanto, que a possibilidade de idades anômalas, por excesso de argônio, não pode ser descartada, visto que, na maior parte dos casos, as análises referem-se a anfibólitos e plagioclásios metamórficos, com teores muito baixos de potássio (Cordani & Hasui, 1975).

O exame dos dados constantes da Tabela 1, à parte a dispersão dos valores das idades aparentes e a possibilidade de excesso de Ar radiogênico, permite algumas considerações adicionais. Conforme já registrado por Cordani & Hasui (1975), executado o resultado da muscovita de Juscelândia, todas as idades K-Ar obtidas no Complexo Barro Alto são maiores que 650 Ma, considerada a fase principal, sintetônica, do Ciclo Brasileiro (Cordani et al., 1973). Este fato indicaria que as rochas estudadas são pré-brasileiras. Descartados os valores aparentemente anômalos (2450 Ma ou mais), verifica-se que as idades K-Ar obtidas em plagioclásios e anfibólitos de diferentes tipos petrográficos de Barro Alto concentram-se entre 1000 e 1200 Ma.

Levando em consideração os resultados Rb-Sr reportados no presente trabalho, que apontam para um evento metamórfico importante ocorrido ao redor de 1300 Ma atrás, as idades K-Ar entre 1000 e 1200 Ma obtidas nas rochas do complexo poderiam corresponder ao registro do resfriamento que se seguiu ao metamorfismo. Nesse caso, as idades aparentes menores registradas em micas, com valores entre 650 e 885 Ma (Tabela 1), provavelmente são o resultado de perda parcial de argônio devida a eventos termo-tectônicos do final do Proterozóico, indicando que o Complexo Barro Alto foi movimentado durante o Ciclo Brasileiro, provocando perturbações no seu sistema isotópico K-Ar.

A Tabela 2 foi confeccionada com os dados analíticos Rb-Sr em rocha total preexistentes para amostras oriundas do Complexo Barro Alto. Os baixos teores de Rb indicam que praticamente só foram analisados granulitos máficos. A dispersão das determinações isotópicas feitas por Souza (1973) impede quaisquer inferências quanto à idade das rochas analisadas. Os dados relativos às amostras CO-33A, CO-33C e CO-34, provenientes das vizinhanças de Ceres e Rialma, foram indevidamente incluídos na isócrona construída com os valores obtidos em rochas granito-gnáissicas

de Rubiataba-Nova América (Tassinari et al., 1981; Drago et al., 1981). Na Tabela 2, foram também incluídos dados inéditos do CPGeo/USP, relativos a granulitos coletados por J.M. Reis e U.G. Cordani ao norte de Ceres/Rialma. As amostras analisadas permitem a construção de isócrona com 727 ± 15 Ma, razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71790 \pm 0,00007$ (MSWD = 5,23).

GEOCRONOLOGIA Rb-Sr DE BARRO ALTO

A investigação geocronológica aqui relatada, em parte anteriormente apresentada (Fuck et al., 1988), refere-se à determinações Rb-Sr em rocha total. As análises isotópicas foram realizadas em amostras representativas da faixa granulítica, a noroeste de Goianésia, e em gnaisses pertencentes à Sequência Juscelândia. Os pontos de coleta estão indicados na Fig. 1.

Os dados analíticos relativos às rochas granulíticas estão listados na Tabela 3. As amostras analisadas correspondem principalmente a granulitos félsicos. Os minerais essenciais dessas rochas são quartzo e andesina, quase sempre secundados pela presença de hiperstênio. Ortoclásio microperítico comparece em proporções variáveis, podendo, em alguns casos, superar o plagioclásio na composição modal da rocha. Granada está freqüentemente presente; silimanita, cianita, biotita e hornblenda foram observadas em algumas amostras. Zircão e opacos são os principais acessórios. Os teores de rubídio variam entre 59,7 e 176,1 ppm, e os de estrôncio entre 35 e 145,9 ppm. Algumas amostras analisadas representam granulitos máficos. Contém caracteristicamente baixos teores de Rb, inferiores a 20 ppm, e teores de Sr entre 77,4 e 327,6 ppm. Essas rochas são constituídas de andesina/labradorita, hiperstênio, clinopiroxênio, minerais opacos, além de pequenas proporções de hornblenda e biotita.

Os dados analíticos das amostras coletadas na Serra da Gameleira (Fig. 1, ponto 1), situada a cerca de 20 km WNW de Goianésia, definem uma isócrona de afloramento com idade de 1266 ± 17 Ma, e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,73473 \pm 0,00051$ (Fig. 2). Vale ressaltar a excelência da regressão linear obtida, com MSWD < 1 em 7 pontos computados. As amostras GAM-7A e 8A estão plotadas abaixo da reta isocronica; aparentemente representam sistemas isotópicos separados, e não foram in-

Tabela 1. Idades K-Ar de minerais de rochas do Complexo Barro Alto.

Nº Lab. (SPK)	Nº campo	Material	Rocha	Localidade	% K	Ar ⁴⁰ _{RAD} cc . STP/g x 10 ⁻⁶	% Ar ⁴⁰ _{ATM}	Idade (Ma)	Ref.
389	OB-13	plagioclásio	enderbito	Ceres	0,1058	48,6	3,35	3700 ± 54	2
2278	BA-401	plagioclásio	gabro (?)	Goianésia	0,7058	45,8	40,06	1173 ± 76	2
2417	PC-20	biotita	enderbito	Ceres	7,2330	248,9	9,42	710 ± 11	2
2419	PC-20	plagioclásio	enderbito	Ceres	0,11	56,0	3,79	3867 ± 34	2
2242	BA-443	anfíbólio	anfíbolito	ENE Santa Rita	0,3365	28,8	41,27	1432 ± 102	2
2244	BA-626	biotita	gnaisse	NE Santa Rita	7,6213	291,3	4,88	775 ± 40	2
2245	BA-413	anfíbólio	anfíbolito	Cafelândia	0,308	18,1	69,78	1092 ± 47	2
2266	BA-413	anfíbólio	anfíbolito	Cafelândia	0,308	16,2	12,95	1001 ± 53	2
2246	BA-627	anfíbólio	anfíbolito	NE Santa Rita	0,4230	228,8	2,93	3968 ± 101	2
2386	BA-627	anfíbólio	anfíbolito	NE Santa Rita	0,4230	234,7	1,39	4010 ± 36	2
2286	BA-701	plagioclásio	anortosito	WSW Barro Alto	0,012	0,70	95,60	1213 ± 517	2
2387	BA-701	anfíbólio	anortosito	WSW Barro Alto	0,0606	3,90	30,53	1168 ± 55	2
2297	BA-503	plagioclásio	gabro	NW Barro Alto	0,0985	19,5	13,65	2450 ± 154	2
1126	GO-311	anfíbólio	anfíbolito	NE J. Paulista	0,440	120,6	8,5	2897 ± 145	1
1187	GO-276	anfíbólio	anfíbolito	NW Nova Glória	0,114	34,98	8,4	3067 ± 216	1
2241	BA-424	anfíbólio	anfíbolito	N Santa Rita	0,4399	26,8	24,25	1118 ± 39	2
2748	BA-820	muscovita	micaxisto	Juscelândia	3,1700	91,5	12,00	650 ± 151	2
959	GO-14	muscovita	pegmatito	NE Barro Alto	8,83	397,7	8,3	885 ± 27	1
2298	BA-477	muscovita	pegmatito	NE Barro Alto	8,8395	340,1	4,18	779 ± 35	2

1 - Hasui & Almeida (1970)

2 - Souza (1973)

Tabela 2. Dados analíticos Rb-Sr em rocha total preexistentes para o Complexo Barro Alto.

Nº Lab. (SPR)	Nº campo	Rocha	Localidade	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Ref.
462	BA-812	granulito	NW Goianésia	15,6	158,7	0,29 \pm 0,02	0,731 \pm 0,006	1
463	BA-810	granulito	Rialma	18,1	164,5	0,318 \pm 0,045	0,7217 \pm 0,0023	1
464	BA-811	granulito	NW Goianésia	90,2	94,8	2,75 \pm 0,11	0,7807 \pm 0,0043	1
2598	CO-33C	granulito	N Rialma	34,9	101,8	0,99 \pm 0,02	0,7253 \pm 0,0006	2
2709	CO-33A	granulito	N Rialma	34,5	288,9	0,35 \pm 0,01	0,7227 \pm 0,0011	2
2711	CO-34	granulito	Rialma	2,7	266,6	0,030 \pm 0,001	0,7196 \pm 0,0015	2
5408	JC-1D	granulito	N Rialma	5,2	145,0	0,104 \pm 0,003	0,71903 \pm 0,00006	3
5409	JC-1K	granulito	N Rialma	187,3	232,3	2,341 \pm 0,066	0,74186 \pm 0,00004	3
5410	JC-1L	granulito	N Rialma	12,0	393,7	0,088 \pm 0,002	0,71980 \pm 0,00035	3
5411	JC-1M	granulito	N Rialma	100,7	323,4	0,903 \pm 0,025	0,72771 \pm 0,00004	3
5412	JC-1N	granulito	N Rialma	28,9	318,3	0,263 \pm 0,007	0,72046 \pm 0,00004	3

- 1 - Souza (1973)
2 - Drago et al. (1981)
3 - CPGeo - dados inéditos

cluídas nos cálculos. A idade isocrônica de cerca de 1270 Ma é interpretada como representativa de um evento de efetiva homogeneização dos isótopos de ^{87}Sr , sob condições de alto grau de metamorfismo. A relação inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é elevada. Na análise simplista possível no momento, esse valor leva a inferir que os protolitos foram incorporados à crosta continental em época anterior ao processo de metamorfismo de fácies granulito.

As tentativas de construir isócronas para amostras de outros afloramentos de granulitos do Complexo Barro Alto não lograram êxito, em virtude da pequena variação nas razões isotópicas, reflexo das variações limitadas na composição petrográfica observadas nesses afloramentos. O exercício de reunir os dados analíticos de

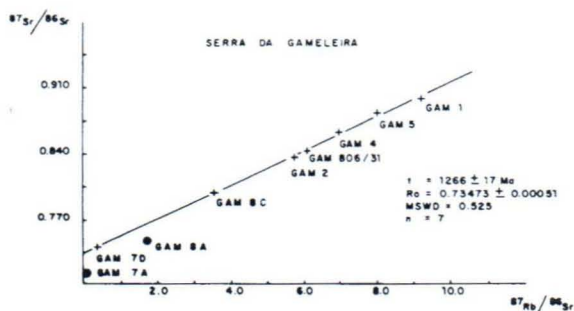


Figura 2 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para granulitos da Serra da Gameleira, Complexo Barro Alto.

amostras oriundas de diferentes afloramentos, na tentativa de construir retas isocônicas de referência, também não foi bem sucedido. O diagrama da Fig. 3 registra a acentuada dispersão das razões isotópicas determinadas em amostras oriundas de diferentes afloramentos, em alguns casos separados entre si por vários quilômetros. Tratando-se de amostras representativas de uma seqüência supracrustal, esse fato é compreensível, dada a diversidade na composição dos protolitos, que, além disso, podem ser originários de fontes completamente diferentes, representando sistemas isotópicos igualmente diferentes. As amostras são procedentes do flanco norte da Serra da Gameleira (Fig. 1, sítios 2, 3), da Fazenda Monte Alegre (sítio 4) e do Córre-

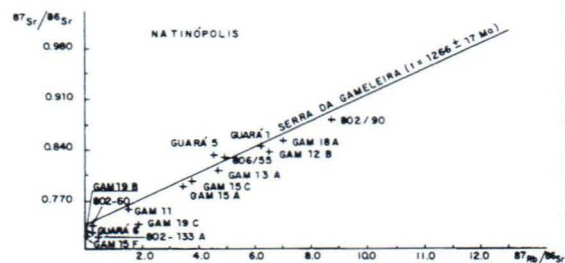


Figura 3 - Diagrama Rb-Sr para granulitos da Fazenda Monte Alegre, Córrego Guará e flanco norte da Serra da Gameleira, Complexo Barro Alto. A isócrona da Serra da Gameleira está indicada para referência.

Tabela 3. Dados analíticos Rb-Sr em rocha total para granulitos do Complexo Barro Alto.

Nº Lab. (SPR)	Nº campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
6312	802-90	granulito félsico	163,4	55,5	$8,6690 \pm 0,2410$	$0,88350 \pm 0,00050$
6313	806-31	granulito félsico	148,1	71,3	$6,0930 \pm 0,1700$	$0,84470 \pm 0,00100$
6413	802-60	granulito máfico	18,2	193,2	$0,2730 \pm 0,0080$	$0,73249 \pm 0,00007$
6417	802-133A	granulito máfico	12,3	77,4	$0,4600 \pm 0,0130$	$0,71764 \pm 0,00038$
6418	806-55	granulito félsico	58,3	35,0	$4,8800 \pm 0,1360$	$0,83109 \pm 0,00199$
7342	GAM-1	granulito félsico	176,1	56,1	$9,2570 \pm 0,2570$	$0,89934 \pm 0,00003$
7343	GAM-2	granulito félsico	127,8	65,4	$5,7270 \pm 0,1600$	$0,83636 \pm 0,00008$
7344	GAM-4	granulito félsico	142,5	60,3	$6,9440 \pm 0,1930$	$0,86213 \pm 0,00003$
7345	GAM-5	granulito félsico	148,4	54,8	$7,9740 \pm 0,2220$	$0,88399 \pm 0,00004$
7346	GUARA-1	granulito félsico	137,6	65,7	$6,1440 \pm 0,1710$	$0,84531 \pm 0,00008$
7347	GUARA-5	granulito félsico	102,6	65,4	$4,5960 \pm 0,1280$	$0,83259 \pm 0,00004$
7348	GUARA-6	granulito máfico	18,2	178,4	$0,2950 \pm 0,0080$	$0,72196 \pm 0,00015$
7835	GAM-1	granulito félsico	176,1	56,1	$9,2480 \pm 0,2570$	$0,89003 \pm 0,00013$
7836	GAM-11	granulito félsico	77,6	145,9	$1,5470 \pm 0,0440$	$0,75847 \pm 0,00020$
7837	GAM-12B	granulito félsico	131,2	59,1	$6,5080 \pm 0,1820$	$0,83942 \pm 0,00009$
7838	GAM-13A	granulito félsico	135,3	84,7	$4,6700 \pm 0,1310$	$0,81020 \pm 0,00014$
7839	GAM-15C	granulito félsico	112,9	87,6	$3,7630 \pm 0,1050$	$0,79626 \pm 0,00007$
7840	GAM-18A	granulito félsico	149,4	62,7	$6,9940 \pm 0,1950$	$0,85119 \pm 0,00021$
7873	GAM-15A	granulito félsico	109,3	93,1	$3,4260 \pm 0,0960$	$0,79083 \pm 0,00014$
8052	GAM-7A	granulito máfico	0,9	327,6	$0,0083 \pm 0,0020$	$0,71219 \pm 0,00017$
8053	GAM-7D	granulito máfico	19,0	153,8	$0,3580 \pm 0,0280$	$0,74124 \pm 0,00048$
8054	GAM-8A	granulito félsico	83,4	142,5	$1,7000 \pm 0,0480$	$0,74593 \pm 0,00025$
8055	GAM-8C	granulito félsico	108,8	89,5	$3,5500 \pm 0,0990$	$0,79901 \pm 0,00020$
8056	GAM-15F	granulito máfico	5,7	170,6	$0,0975 \pm 0,0013$	$0,71620 \pm 0,00016$
8057	GAM-19B	granulito máfico	0,7	132,1	$0,0156 \pm 0,0003$	$0,71685 \pm 0,00021$
8058	GAM-19C	granulito félsico	59,7	125,0	$1,3860 \pm 0,0390$	$0,73515 \pm 0,00018$

go Guará (sítio 5). Para referência, é mostrada a isócrona da Serra da Gameleira, observando-se que a maioria dos pontos analíticos situa-se abaixo dessa reta, podendo representar retas paralelas à isócrona de 1266 Ma, com razões iniciais mais baixas.

Os dados analíticos obtidos para a Sequência Juscclândia constam da Tabela 4. As amostras analisadas são principalmente rochas gnáissicas, com proporções variáveis de quartzo, oligoclásio e microclínio. Biotita e hornblenda são os minerais varietais mais comuns, a eles podendo juntar-se muscovita e granada. Em menor proporção, comparecem epidoto e zoisita ou clinzoisita. Os principais acessórios são zircão, esfeno, apatita e minerais opacos. O teor de rubídio dessas rochas varia entre 36,9 e 216 ppm, enquanto o de estrôncio se situa entre 21 e 155,7 ppm. Cinco das a-

mostras analisadas são anfíbolitos, constituídos de andesina e hornblenda, com proporções menores de quartzo, minerais opacos, epidoto, zoisita, biotita e apatita. Nessas rochas, o teor de Rb, com exceção de uma amostra, é inferior a 10 ppm, e o de Sr varia entre 53,9 e 170,2 ppm.

As medidas isotópicas das amostras oriundas de um afloramento situado à margem da rodovia BR-153, cerca de 2 km ao norte de Jardim Paulista (Fig. 1, sítio 6), resultaram em uma idade isocrônica de 1330 ± 65 Ma; $R_0 = 0,70819 \pm 0,00274$ (Fig. 4). As amostras JP-10A e 10C, possivelmente representando sistemas isotópicos à parte, estão plotadas abaixo da reta isocrônica e foram excluídas dos cálculos. A idade obtida de cerca de 1300 Ma é interpretada como representativa da homogeneização isotópica de ^{87}Sr dos gnaisses da

Tabela 4. Dados analíticos Rb-Sr em rocha total para a Sequência Juscelândia.

Nº Lab. (SPR)	Nº campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
6309	801-112	gnaisse	37,2	75,7	$1,4260 \pm 0,0400$	$0,73760 \pm 0,00080$
6310	801-212	gnaisse	94,3	104,8	$2,6190 \pm 0,0740$	$0,76580 \pm 0,00070$
6311	803-062	gnaisse	150,8	48,0	$9,2380 \pm 0,2570$	$0,87040 \pm 0,00120$
6413	802-158	gnaisse	128,6	43,6	$8,6490 \pm 0,2410$	$0,84152 \pm 0,00139$
6414	803-028	gnaisse	99,6	21,0	$14,0730 \pm 0,3880$	$0,96353 \pm 0,00251$
6415	803-060A	anfíbolito	5,8	64,8	$0,2590 \pm 0,0070$	$0,71143 \pm 0,00019$
7325	JP-2	gnaisse	86,0	97,4	$2,5680 \pm 0,0720$	$0,75936 \pm 0,00001$
7326	JP-3	gnaisse	36,9	135,8	$0,7880 \pm 0,0220$	$0,73226 \pm 0,00002$
7327	JP-4	gnaisse	101,7	85,2	$3,4780 \pm 0,0980$	$0,77553 \pm 0,00003$
7328	JP-5	gnaisse	108,5	155,7	$2,0240 \pm 0,0570$	$0,74602 \pm 0,00004$
7329	JP-6	gnaisse	107,0	78,2	$3,9900 \pm 0,1120$	$0,78343 \pm 0,00003$
7330	JP-7	gnaisse	85,0	85,3	$2,9000 \pm 0,0820$	$0,76465 \pm 0,00006$
7331	JP-8	gnaisse	98,3	83,8	$3,4160 \pm 0,0960$	$0,76948 \pm 0,00004$
7332	JU-20	gnaisse	84,7	74,5	$3,3110 \pm 0,0930$	$0,77104 \pm 0,00003$
7333	JU-21A	gnaisse	88,1	66,7	$3,8500 \pm 0,1080$	$0,78082 \pm 0,00003$
7334	JU-21B	gnaisse	84,6	82,5	$2,9870 \pm 0,0840$	$0,77451 \pm 0,00007$
7335	JU-22B	gnaisse	95,0	79,8	$3,4710 \pm 0,0970$	$0,78211 \pm 0,00015$
7336	JU-24	anfíbolito	30,4	170,2	$0,5180 \pm 0,0150$	$0,72031 \pm 0,00005$
7337	JU-26	gnaisse	52,7	78,3	$1,9540 \pm 0,0550$	$0,74097 \pm 0,00002$
7338	JU-26A	gnaisse	133,1	55,2	$7,0650 \pm 0,1970$	$0,83306 \pm 0,00001$
7339	JU-28C	gnaisse	208,8	28,4	$21,9250 \pm 0,6020$	$1,01582 \pm 0,00003$
7340	JU-29	gnaisse	142,8	83,5	$4,9920 \pm 0,1400$	$0,79402 \pm 0,00004$
7341	JU-30	gnaisse	216,0	45,4	$14,0640 \pm 0,3890$	$0,92420 \pm 0,00003$
7841	JP-21A	gnaisse	109,8	71,8	$4,4570 \pm 0,1250$	$0,77925 \pm 0,00014$
7842	JP-21D	gnaisse	65,4	97,8	$1,9430 \pm 0,0550$	$0,74641 \pm 0,00009$
7843	JP-21G-1	gnaisse	84,8	112,4	$2,1940 \pm 0,0620$	$0,75788 \pm 0,00014$
7844	JP-21G-2	gnaisse	109,9	86,1	$3,7180 \pm 0,1040$	$0,77384 \pm 0,00013$
7845	JP-21I	gnaisse	74,3	97,8	$2,2080 \pm 0,0620$	$0,74893 \pm 0,00007$
8059	JP-10A	anfíbolito	5,3	155,6	$0,0984 \pm 0,0006$	$0,70618 \pm 0,00014$
8060	JP-10C	gnaisse	99,1	85,8	$3,3620 \pm 0,0950$	$0,76531 \pm 0,00024$
8061	JP-21M	anfíbolito	4,2	53,9	$0,2250 \pm 0,0025$	$0,71185 \pm 0,00026$
8062	JP-21N	anfíbolito	8,2	149,6	$0,1588 \pm 0,0014$	$0,70918 \pm 0,00101$

Sequência Juscelândia, durante metamorfismo sob condições de fácies anfíbolito. A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é coerente para rochas desta natureza e desta idade, não sendo provável que os protolitos sejam muito mais antigos.

Em afloramento situado cerca de 1 km a norte do anterior (Fig. 1, sítio 7) foram coletadas 10 amostras de gnaisses e duas de anfíbolitos, das quais foram selecionadas sete para datação (amostras JP-21A e 21N). Entretanto, os pontos representativos das razões isotópicas determinadas mos-

tram-se fortemente dispersos no diagrama (Fig. 5), no qual foi incluída a isócrona de Jardim Paulista, para referência. Apesar de coletadas em um mesmo afloramento, as amostras analisadas não estão alinhadas adequadamente no diagrama (não se caracteriza a homogeneização isotópica do ^{87}Sr) por razões desconhecidas, e que podem ser de diversas naturezas.

Os resultados isotópicos obtidos em rochas coletadas na faixa de gnaisses nas vizinhanças de Juscelândia (Fig. 1, sítios 8, 9, 10, 11) são apresentados na Fig. 6.

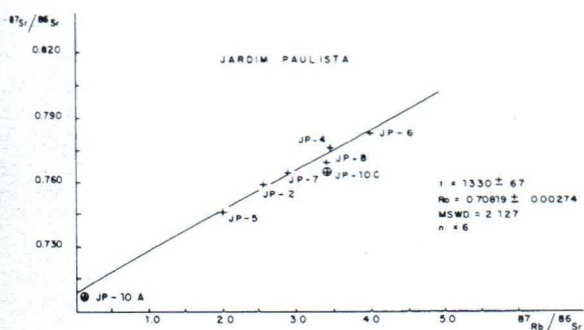


Figura 4 - Diagrama isocrônico para gnaisses da Sequência Juscelândia, coletados 2 km ao norte de Jardim Paulista.

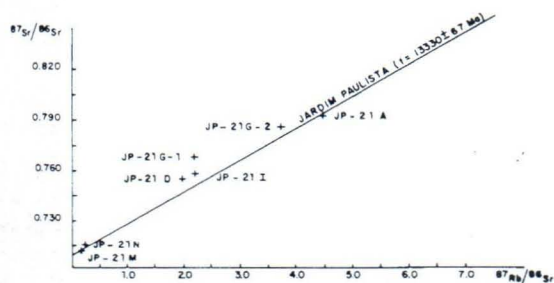


Figura 5 - Diagrama Rb-Sr para gnaisses e anfibolitos da Sequência Juscelândia, coletados cerca de 3 km ao norte de Jardim Paulista. A isócrona de Jardim Paulista está indicada para referência.

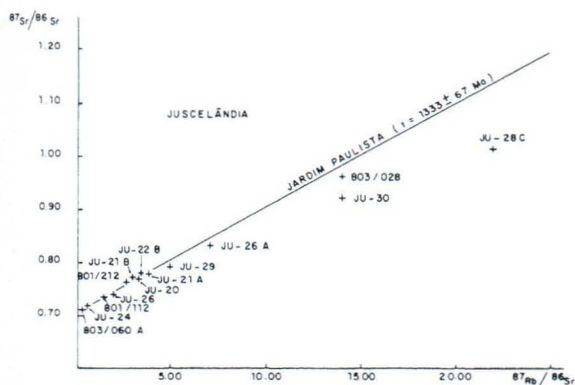


Figura 6 - Diagrama Rb-Sr para gnaisses e anfibolitos da Sequência Juscelândia, coletados nas vizinhanças de Juscelândia. A isócrona de Jardim Paulista está indicada para referência.

Não obstante o fato de que materiais relativamente distintos, oriundos de diferentes posições estratigráficas dentro da faixa, tenham sido analisados, os pontos são razoavelmente alinhados, localizando-se próximo da isócrona de Jardim Paulista, incluída no diagrama como referência. Essa configuração provê evidência adicional para a im-

portância do evento metamórfico que afetou a Sequência Juscelândia há cerca de 1300 Ma atrás.

Embora a idade do metamorfismo que afetou as rochas de Barro Alto esteja razoavelmente controlada pelos dados Rb-Sr apresentados, o mesmo não pode ser dito a respeito da idade dos seus protólitos. No diagrama da Fig. 7, estão representadas as retas de evolução isotópica construídas a partir dos dados analíticos relativos aos granulitos da Serra da Gameleira e aos gnaisses de Jardim Paulista. Extrapoladas para o passado no tempo geológico, essas retas interceptam a reta representativa da evolução da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ prevista para o manto empobrecido (DM), em 1770 e 1490 Ma, respectivamente. Dadas as incertezas envolvidas, esses valores são interpretados como indicadores das idades mínimas de extração do manto dos materiais que vieram a constituir as rochas analisadas.

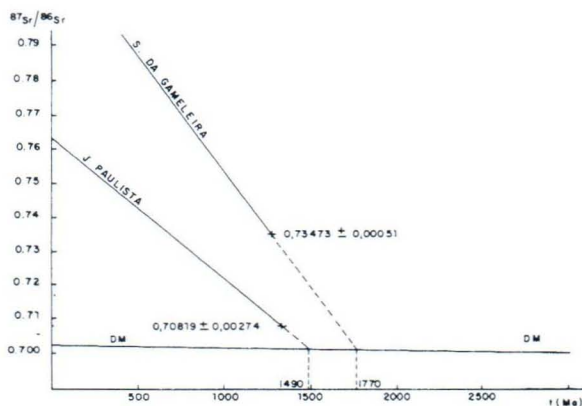


Figura 7 - Diagrama de evolução isotópica do Sr para as rochas granulíticas e gnáissicas do Complexo Barro Alto (DM = curva do manto empobrecido).

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O estudo geocronológico das rochas de Barro Alto pelo método isocrônico Rb-Sr em rocha total levou à obtenção de duas isócronas. Uma delas refere-se a um afloramento de rochas granulíticas félsicas de natureza variada, incluindo bandas métricas de granulito máfico, exposto na Serra da Gameleira, a oeste de Goianésia. A idade obtida, da ordem de 1270 Ma, é interpretada como reflexo de evento metamórfico de alto grau, ocorrido no Proterozóico Médio. A elevada relação isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ini-

cial, superior a 0,730, indica que o Sr presente nessas rochas possui um tempo relativamente longo de residência crustal.

A outra isócrona corresponde a amostras de biotita e hornblenda gnaisses, provenientes de afloramento encontrado nas imediações de Jardim Paulista. A idade calculada de 1330 ± 67 Ma, situada dentro dos limites de erro da isócrona da Serra da Gameleira, é interpretada como resultante de homogeneização isotópica associada a evento metamórfico de fácies anfibolito que afetou a Seqüência Juscelândia. A relação isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial é significativamente menor que a dos granulitos da Serra da Gameleira, indicando tratar-se de materiais de natureza diversa que, embora possam ter idades similares, provavelmente provêm de fontes distintas.

Em conjunto, as determinações isotópicas Rb-Sr em rocha total sugerem que as rochas de Barro Alto foram submetidas a um importante evento metamórfico ocorrido no Proterozóico Médio, há cerca de 1300 Ma. Durante esse evento, as rochas vulcânicas e sedimentares da Seqüência Juscelândia, bem como a seqüência acamadada gabro-anortositica subjacente, foram deformadas e recrystalizadas sob condições de fácies anfibolito. Aproximadamente na mesma época, rochas aparentemente mais antigas, abrangendo materiais supracrustais e intrusões plutônicas diferenciadas, foram em parte homogeneizadas isotopicamente sob condições de fácies granulito na crosta média a inferior.

O processo de deformação e metamorfismo impresso nas rochas estudadas está associado à colisão de blocos crustais, levando a cavalgamento e exposição de tratos crustais profundos. A zona de colisão resultante, expressa nos mapas de anomalias Bouguer por feição linear de forte gradiente gravimétrico, é representada no terreno por uma complexa imbricação tectônica, que coloca rochas granulíticas, submetidas às condições de P e T reinantes na crosta média-inferior, lado a lado com rochas metamórficas formadas sob condições menos energéticas.

Pelas idades obtidas na presente investigação, a colisão continental e o metamorfismo de alto grau que se lhe associa ocorreram não no Arqueano, como sugerido em inúmeros trabalhos anteriores (ver, por exemplo, Haralyi & Hasui, 1981; Tassinari et al., 1981; Drago et al., 1981; Danni et al., 1982; Marini et al., 1984; Hasui & Ha-

ralyi, 1986), mas sim no Proterozóico Médio.

Por outro lado, considerando os dados obtidos, os sistemas isotópicos Rb-Sr das rochas do Complexo Barro Alto, de um modo geral, não parecem ter sido afetados de forma significativa durante os eventos relacionados com o Ciclo Brasileiro, no final do Proterozóico. A exceção parece ser a idade de 727 ± 15 Ma determinada nas amostras da pedreira ao norte de Ceres/Rialma (CPGeo, dados inéditos). Comparando os dados analíticos das Tabelas 2 e 3, verifica-se que as rochas da pedreira possuem, em média, teores de Sr e, em parte, Rb bastante superiores aos dos demais granulitos máficos analisados. A ausência de estudos detalhados impede maiores considerações sobre as razões dessa diferença. Uma das possibilidades poderia ser a mobilização dos elementos em questão nos fluídos que tiveram sua circulação facilitada ao longo das numerosas zonas verticalizadas de cisalhamento que se observam na pedreira.

No que diz respeito aos dados K-Ar, pode-se inferir algum rejuvenescimento isotópico das rochas do complexo. A inferência é válida sobretudo no caso das micas, nas quais foram registradas idades aparentes entre 650 e 885 Ma (Tabela 1). Tais valores podem ser o resultado de perda parcial de argônio devido a eventos termo-tectônicos relacionados com o Ciclo Brasileiro.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio do CNPq, através de auxílio (Proc. 40.7046/83) e bolsa de pesquisa (Proc. 30.0868/82.0) concedidos a RAF. M.M. Pimentel, L.F. Borges, P.S.F. Buta e R.F. Fuck colaboraram na coleta de amostras. H. Sonoki prestou ajuda na recuperação de determinações isotópicas anteriores e na construção de isócronas. S. Hamada desenhou as figuras. R.F. Fuck e J.A. Brod editaram o texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSUMPTÃO, M.; FERNANDES, E.P.; ARAÚJO FILHO, J.O.; SÁ, N.C. de (1985) Levantamento gravimétrico do Complexo Barro Alto, GO. Resultados preliminares. Rev. Bras. Geof., 3: 1-7.
BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; COTTA, J.C. (1969)

- Geologia e inventário dos recursos minerais da região central de Goiás (Projeto Brasília). Brasília, DNPM, 148 p. (Geologia Básica 13, 1981).
- CORDANI, U.G.; AMARAL, G.; KAWASHITA, K. (1973) The Precambrian evolution of South America. *Geol. Rundschau*, **62**: 309-317.
- CORDANI, U.G. & HASUI, Y. (1975) Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para a Folha Goiás. In: Brasil, DNPM. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Goiás (SD-22). DNPM, DGM, p. 85-94.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; KUYUMJIAN, R.M.; LEONARDOS, O.H.; WINGE, M. (1984) O Complexo de Barro Alto na região de Ceres-Rubiataba, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **14**(2): 128-136.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. (1982) Archean and lower Proterozoic units in Central Brazil. *Geol. Rundschau*, **71**(1): 291-317.
- DANNI, J.C.M. & KUYUMJIAN, R.M. (1984) A origem dos anfibolitos basais da sequência vulcano-sedimentar de Juscelândia, Goiás. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais, Rio de Janeiro, SBG, 9: 4126-4136.
- DRAGO, V.A.; PINTO, A.; MONTALVÃO, R.M.G.; SANTOS, R.O.B.; SIMÕES, M.A.; OLIVEIRA, F.C.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.C.G. (1981) Geologia. In: Projeto Radambrasil. Folha SD-22 Goiás. Rio de Janeiro, p. 27-300 (Levantamento de Recursos Naturais 25).
- FERNANDES, J.F.; IYER, S.S.; IMAKUMA, K.; CHOUDHURI, A. (1987) Geochemical studies in the Proterozoic metamorphic terrane of the Guaxupé Massif, Minas Gerais, Brazil. A discussion on large ion lithophile element fractionation during high-grade metamorphism. *Precambrian Res.*, **36**: 65-79.
- FIGUEIREDO, A.N. (1978) Geologia e mineralizações do extremo norte do Complexo Barro Alto, Goiás. Dissertação de mestrado, Univ. Brasília, Brasília, 104 p., inédita.
- FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F.; BARREIRA, C.F.; LEONARDOS, O.H.; KUYUMJIAN, R.M. (1981) Geologia da região de Goianésia. In: Simp. Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, 1981, Ata, Goiânia, SBG, Núcleo Centro-Oeste e Brasília, p. 447-469.
- FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H.; DANNI, J.M.C.; WINGE, M. (1985) The Barro Alto Complex of Central Brazil. In: Tectonic and Geochemistry of Early Middle Proterozoic Fold Belts. (Conference and Field Excursions), Darwin, 1985. Abstracts, Darwin, BRM, p. 42-44.
- FUCK, R.A.; NEVES, B.B.B.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K., 1988. Rb-Sr measurements on metamorphic rocks from the Barro Alto Complex, Goiás, Brazil. In: Int. Conf. Geochemical Evolution of Continental Crust, Poços de Caldas, 1988. Abstracts, Poços de Caldas, IAGC, SBGq, p. 131-138.
- GIBB, R.A.; THOMAS, M.D.; KEAREY, P.; TANNER, J.G. (1978) Gravity anomalies at structural province boundaries of the Canadian shield: products of Proterozoic plate interaction. *GeoSkifter*, **10**: 21-57.
- GIBB, R.A.; THOMAS, M.D.; LAPOINTE, P.L.; MUKHOPADHYAY, M. (1983) Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. *Precambrian Res.*, **19**(4): 349-384.
- GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SIENA, F.; SINIGOI, S. (1981) Precambrian Barro Alto Complex of Goiás, Brazil: bulk geochemistry and phase equilibria. *N. Jb. Miner. Abh.*, **142**(3): 270-291.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. (1981) Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. In: Simp. Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, 1981. Ata, Goiânia, SBG, Núcleo Centro-Oeste e Brasília, p. 73-92.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de (1970) Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **19**(1): 5-26.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. (1986) A megaestruturação de Goiás. In: Simp. Geologia do Centro-Oeste, 2, Goiânia, 1985, Ata, Goiânia, SBG, Núcleo Centro-Oeste, p. 120-138.
- HEIER, K.S. (1973) Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, **A273**: 429-442.
- IYER, S.S.; CHOUDHURI, A.; VASCONCELOS, M.B.A.; CORDANI, U.G. (1984) Radioactive element distribution in the Archean terrane of Jequié, Bahia, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**: 95-101.
- KAWASHITA, K. (1972) O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Tese de doutoramento, Univ. São Paulo, São Paulo, 111 p., inédita.
- LESQUER, A.; ALMEIDA, F.F.M. de; DAVINO, A.; LACHAUD, J.C.; MALLARD, P. (1981) Importance structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Craton de São Francisco et de sa bordure occidentale (Brésil). *Tectonophysics*, **76**: 273-293.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. (1984) Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. In: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y. (Coord.), O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blucher, p. 205-264.
- SOUZA, A. (1973) Aspectos geológicos e geocronológicos do Complexo de Barro Alto, Goiás. Tese de doutoramento, Univ. São Paulo, São Paulo, 105 p., inédita.

STACHE, G.A. (1976) Untersuchungen zur Geologie, Petrographie, Metamorphose und Genese des Basisch-ultrabasischen Massivs von Barro Alto/Goiás (Brasilien). Berlin, Verlag Ellen Pilger, 149 p. (Clausthaler Geol. Abh. 24).

STEIGER, R.H. & JAGER, E. (1977) Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology

and cosmochronology. A.A.P.G. Studies in Geology, 8: 67-71.

TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W. (1981) Panorama geocronológico do centro-oeste brasileiro: soluções, problemática e sugestões. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia, 1981, Ata, Goiânia, SBG/Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p. 93-116.