

**CRONOESTRATIGRAFIA DO SUPERGRUPO MINAS E PROVÁVEL
CORRELAÇÃO DE SUAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS COM SIMILARES
DA ÁFRICA DO SUL E AUSTRÁLIA**

M. BABINSKI^{1,2}; F. CHEMALE Jr.³; W. R. VAN SCHMUS²

1. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo
2. Isotope Geochemistry Laboratory, Department of Geology, University of Kansas, Lawrence, KS 66045, USA.
3. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul

Recebido em: 09/94. Aprovado para publicação em: 05/95

ABSTRACT

Pb-Pb isochron ages, determined on carbonate rocks from the Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, show that the deposition of the Gandarela Formation, the intermediate unit of the Minas Supergroup, took place at $2,420 \pm 19$ Ma. The entire sedimentary sequence and underlying basement rocks have been deformed at a regional scale, and data from greenschist facies carbonate rocks from the Piracicaba Group indicate that the Pb isotopes were reset at about 2,100 Ma. This age is in agreement with whole-rock Rb-Sr and U-Pb titanite ages determined by many authors for metamorphism of the surrounding Archean granite-gneiss terrane. Banded iron formations, that occur in the Quadrilátero Ferrífero area, immediately underlie carbonate rocks of Gandarela Formation, so they are older than 2,400 Ma and younger than 2,600 Ma. This age range is comparable to that determined on similar sequences from South Africa and Australia.

RESUMO

Idades isocrônicas Pb-Pb, determinadas em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, mostram que a deposição da Formação Gandarela, unidade intermediária do Supergrupo Minas, ocorreu há 2420 ± 19 Ma. As rochas deste supergrupo, assim como as do embasamento arqueano, foram deformadas por um evento regional. Dados obtidos em mármore do Grupo Piracicaba indicam que o sistema isotópico U-Pb foi zerado há cerca de 2100 Ma. Esta idade é concordante com idades U-Pb em titanitas e Rb-Sr em amostras de rocha-total dos terrenos granito-gnáissicos arqueanos do embasamento e interpretadas por vários autores como relacionadas ao metamorfismo do Ciclo Transamazônico. Formações ferríferas bandadas da região do Quadrilátero Ferrífero ocorrem imediatamente sotopostas aos carbonatos da Formação Gandarela, portanto são mais antigas que 2400 Ma e mais jovens que 2600 Ma. Este intervalo de idade é similar àquele definido para as outras sequências similares, ocorrentes na África do Sul e Austrália.

INTRODUÇÃO

O Supergrupo Minas está exposto na região do Quadrilátero Ferrífero, Estado de Minas Gerais, e constitui importante distrito econômico de ferro. Este supergrupo engloba uma espessa sequência sedimentar composta, em sua maioria, por rochas clásticas (conglomerados, quartzitos, filitos) e rochas químicas (formações ferríferas e carbonatos). Embora o Quadrilátero Ferrífero seja uma das áreas geológicas mais investigadas no Brasil, poucas idades radiométricas têm sido obtidas nas rochas do Supergrupo Minas. Machado et al. (1989, 1992) determinaram uma idade U-Pb em zircões detríticos do topo do Supergrupo Minas, e a idade de $2,125 \pm 4$ Ma foi interpretada como um limite máximo para a deposição deste supergrupo. Zircões detríticos da base do supergrupo, analisados pelo método Pb-Pb, sugerem uma idade máxima de 2,6 Ga para o começo da sedimentação (Machado et al., 1993). Com base em dados Rb-Sr, determinados em rochas do embasamento do Supergrupo Minas, Cordani et al. (1980, 1989) e Teixeira (1985) sugeriram que a deposição do Supergrupo Minas teria se iniciado antes do evento tectônico principal que afetou a sequência sedimentar (ca. 2,1 Ga). Contudo, idades diretas de deposição do Supergrupo Minas não foram previamente determinadas.

O método isocrônico Pb-Pb tem se mostrado como uma técnica extremamente útil para determinar idades em rochas carbonáticas, sendo capaz de fornecer idades de sedimentação (Moorbath et al., 1987; Jahn et al., 1990) e/ou de eventos metamórficos (Jahn, 1988). Este trabalho apresenta os resultados de análises Pb-Pb, obtidas em rochas do Supergrupo Minas, e tem os seguintes objetivos: (1) mostrar que o método Pb-Pb é aplicável na datação de rochas carbonáticas paleoproterozóicas; (2) determinar diretamente a idade de sedimentação e do subsequente metamorfismo do Supergrupo Minas; e (3) estabelecer uma correlação entre as formações ferríferas bandadas (FFBs) do Supergrupo Minas com depósitos similares que ocorrem na África do Sul e Austrália (Cloud, 1973; James & Trendall, 1982). Para obter a idade de sedimentação e metamorfismo do Supergrupo Minas (previamente apresentadas por Babinski et al., 1991a, 1991b), foram coletadas amostras de dois diferentes horizontes estratigráficos onde ocorrem rochas carbonáticas. Um grupo de amostras pertence à Formação Gandarela, sendo constituído por carbonatos contendo estromatólitos e oncólitos. O outro é proveniente da Formação Fecho do Funil, estratigraficamente mais jovem; tratam-

se de mármore dolomíticos com estruturas estromatolíticas deformadas e mal preservadas.

GEOLOGIA REGIONAL

A bacia Minas, representada por sedimentos do Supergrupo Minas, é interpretada como uma bacia intracratônica (Chemale Jr. et al., 1994) ou como uma sequência supracrustal de plataforma com substrato siálico (Cordani et al., 1980; Marshak & Alkmim, 1989; Teixeira & Figueiredo, 1991). A distribuição do Supergrupo Minas, na porção sudeste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), define a forma quadrangular do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 1). O embasamento do Supergrupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero, consiste de terrenos granito-gnáissicos e da sequência de greenstone belts Rio das Velhas, os quais foram formados durante o Arqueano, sendo que a principal atividade magmática se deu há 2,7 - 2,8 Ga (Machado et al., 1992; Machado & Carneiro, 1992; Machado & Noce, 1993).

O Supergrupo Minas (Fig. 2), depositado sobre o embasamento arqueano, considerado como de idade paleoproterozóica, é composto de uma unidade basal de rochas clásticas (Grupo Caraça), uma unidade intermediária de rochas químicas (carbonatos e formações ferríferas; Grupo Itabira), e uma unidade superior de rochas clásticas e químicas intercaladas (Grupo Piracicaba). O Grupo Caraça, base do Supergrupo Minas, não contém unidades carbonáticas e não foi amostrado para este estudo. O contato do Grupo Caraça com o Grupo Itabira é considerado como gradacional (Dorr, 1969), embora contato tectônico entre estas unidades tenha sido também sugerido (Chemale et al., 1991). O Grupo Itabira possui extensas formações ferríferas bandadas e é dividido em duas formações denominadas Cauê e Gandarela (Dorr, 1969). A Formação Cauê, base do Grupo Itabira, é representada por formações ferríferas bandadas normais, dolomíticas e anfíbolíticas, corpos hematíticos compactos e filitos; a Formação Gandarela, topo do Grupo Itabira, é constituída, predominantemente, por rochas carbonáticas depositadas em ambiente de águas rasas. No Sinclinal de Gandarela, o qual é uma das mais importantes feições tectônicas do Quadrilátero Ferrífero, ocorrem estruturas estromatolíticas associadas aos carbonatos do membro intermediário da Formação Gandarela (Souza & Müller, 1984). Amostras destas rochas, utilizadas neste estudo, foram coletadas próximo à Fazenda Gandarela (MF-13, Fig. 1). Tratam-

se de carbonatos com bandas claras e escuras alternadas, com, aproximadamente, 20 cm de espessura, contendo estruturas estromatolíticas laminares (tipos LLH e SH, Logan et al., 1964) e oncólitos. As amostras foram coletadas na parte central do Sinclinal Gandarela, a qual foi afetada de forma muito incipiente pelos eventos tectônicos que deformaram as unidades do Supergrupo Minas em outros locais.

A parte inferior do Grupo Piracicaba mostra contato transicional com o Grupo Itabira. Na Formação Fecho do Funil (MF-1, Fig. 1), unidade intermediária do Grupo Piracicaba (Fig. 2), ocorrem lentes de mármore dolomíticos. As amostras foram coletadas na Pedreira Cumbi, próximo à cidade de Cachoeira do Campo (Fig. 1). Nesta região, a Formação Fecho do Funil é representada por uma associação sedimentar de plataforma com fácies terrígena e química, e as rochas foram deformadas e recristalizadas (Garcia et al., 1988). No topo da sequência, ocorre uma lente de mármore dolomíticos, com 60 m de espessura, contendo estruturas estromatolíticas pobremente preservadas. As amostras coletadas são constituídas de carbonatos deformados, de coloração cinza claro, esverdeado a arroxeadado, com estromatólitos e oncólitos. Uma classificação precisa dos estromatólitos não é possível, pelo fato de suas estruturas internas terem sido afetadas pela deformação e metamorfismo do fácies xisto verde (Dardenne & Campos Neto, 1975).

As unidades do Supergrupo Minas foram afetadas, no mínimo, por dois eventos tectônicos no Proterozóico, durante o Cíelo Transamazônico (ca. 2.1 Ga) e, posteriormente, pela Orogênese Brasileira (ca. 0.6 Ga). Uma deformação mesoproterozóica (ca. 1.3 Ga) tem sido sugerida para esta região (Cordani et al., 1980; Marshak & Alkmim, 1989; Teixeira & Figueiredo, 1991), mas ainda não está bem definida.

PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Pelo fato do método Pb-Pb, em rochas carbonáticas, ter sido recentemente desenvolvido e, portanto, ainda pouco divulgado, optou-se aqui por detalhar os procedimentos analíticos aplicados nesta metodologia. Testes preliminares de dissolução (Babinski, 1993) foram realizados em rochas carbonáticas, usando HCl (conforme Moorbath et al., 1987; Jahn, 1988), mas testes subsequentes mostraram que brancos analíticos de Pb mais baixos (ca. 0.1 a 0.2 ng; Tabelas 1 e 2) eram obtidos em amostras dissolvidas com HBr 0.6N, que, por isso, foi

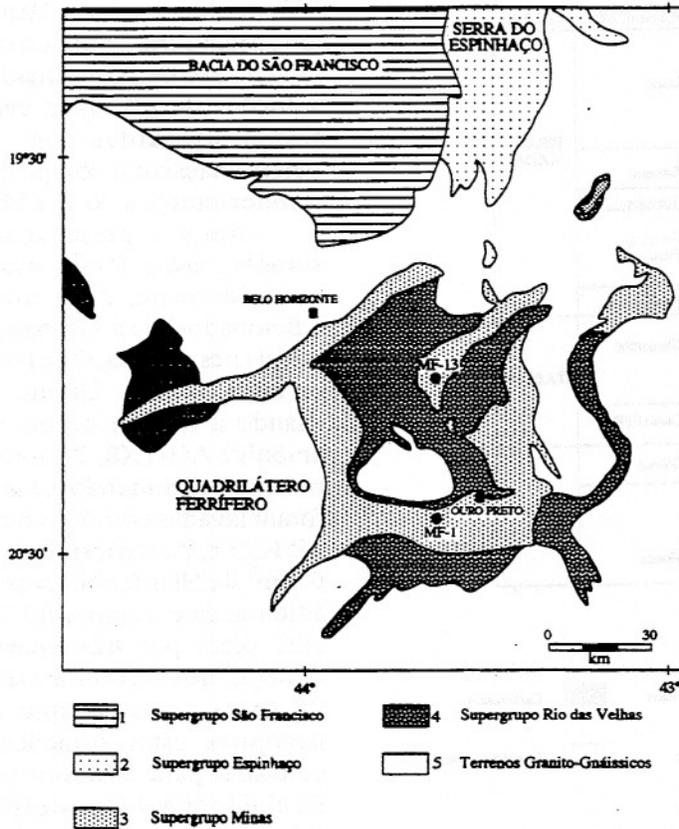


Figura 1- Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero (adaptado de Inda et al., 1984) e localização das amostras estudadas

utilizado neste estudo. O uso de HBr foi testado, já que os lixiviados podem ser purificados através de colunas de troca iônica com menor manuseio (veja abaixo). Durante os experimentos prévios, as amostras foram dissolvidas em cinco lixiviados sucessivos, usando 2 ml de ácido em cada lixiviação (e.g. HBr 0.6N). Na maioria dos casos, observou-se que as razões isotópicas de Pb tornavam-se mais radiogênicas em direção ao último lixiviado; entretanto, as concentrações de U e Pb eram variáveis, não obedecendo o mesmo padrão. Geralmente, as razões isotópicas obtidas com este procedimento apresentavam uma dispersão moderada no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Com a finalidade de diminuir este espalhamento, um procedimento de dupla-lixiviação foi testado. O primeiro lixiviado, para remover possível Pb superficial, dissolveu $\sim 1/7$ da amostra, e o segundo lixiviado dissolveu $\sim 5/7$ da amostra, extraíndo, primariamente, Pb do interior dos grãos, deixando $\sim 1/7$ da amostra como resíduo. Em geral, as composições

isotópicas de Pb, obtidas no segundo lixiviado, alinham-se melhor e apresentam menor espalhamento no diagrama isocrônico. Para a maior parte das amostras, as composições isotópicas de Pb, determinadas no primeiro lixiviado, não se alinham na reta definida pelas composições medidas no respectivo segundo lixiviado, sugerindo que um outro componente de Pb, tal como aquele proveniente de contaminação de manuseio (trituração, seleção de fragmentos, etc.) pode estar interferindo nas razões isotópicas medidas.

Neste estudo, foi utilizado o procedimento de dupla-lixiviação empregando HBr 0,6N e HBr 1,2N. O objetivo de usar HBr 1,2N seria que, usando menor quantidade de ácido, menor seria o branco analítico de Pb. Entretanto, não foi observada diferença significativa nos valores de branco obtidos com HBr 0,6N, e qualquer vantagem em potencial foi aparentemente descartada pela menor seletividade das fases dissolvidas no primeiro lixiviado (ver ítem

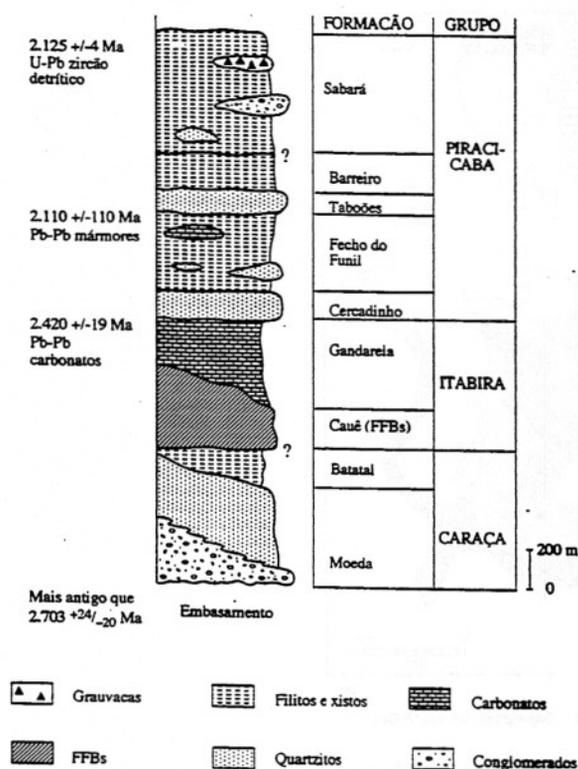


Figura 2 - Litoestratigrafia do Supergrupo Minas (modificado de Marshak & Alkmim, 1989). FFBs = formações ferríferas bandadas

“Resultados”). Devido a este fator, HBr 0,6 N foi preferido no final deste estudo.

Amostras de mão foram inicialmente trituradas em pequenos fragmentos (0,2 and 0,5 cm), lavados três vezes com H₂O bi-distilada (2B H₂O) pelo processo de sub-ebulição, como sugerido por Mattinson (1972), e secas em chapa aquecedora. Cerca de 430 mg de rocha fragmentada foram pesados em um bequer de teflon Savillex®. O primeiro lixiviado (L1) foi obtido com 2 ml de HBr 0,6N ou 1 ml de HBr 1,2N, sendo que cerca de 60 mg de amostra foram dissolvidos após a reação ser completada (aproximadamente 3 horas). A solução e o resíduo foram transferidos para um tubo de ensaio de polietileno e centrifugados por 4 min. A solução límpida foi dividida em duas porções, sendo que 75% desta seria para obtenção das composições isotópicas de Pb e o restante (25%) para determinação das concentrações de U e Pb, usando um traçador isotópico misto de ²⁰⁸Pb-²³⁵U. O resíduo da dissolução foi transferido para um béquer Savillex®, lavado três vezes com 2B H₂O, evaporado à secura e pesado. Na preparação do segundo lixiviado (L2), 10 ml de

HBr 0,6N (5 ml de HBr 1,2N para algumas amostras) foram adicionados ao resíduo de L1 com reação de, aproximadamente, 12 horas. As soluções de L2, após centrifugação, também foram divididas em duas frações para determinação das composições isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb.

Após a preparação das alíquotas de solução, estas foram evaporadas à secura e, posteriormente, 2 - 3 ml de HBr 0,6N foram adicionados (se a normalidade de HBr exceder a 1,0N nesta etapa, Ca é também retido na resina de troca iônica). Urânio e Pb foram extraídos usando a técnica de troca iônica, com resina aniônica AG-1X8, 200-400 mesh. Colunas de polietileno, contendo 0,3 ml de resina pré-tratada, foram lavadas com 3 ml de HCl 6,0N e 0,3 ml de 2B H₂O e, posteriormente, condicionadas com 0,3 ml de HBr 0,6N. A solução de amostra foi adicionada e a resina foi lavada com 0,3 ml de HBr 0,6N por três vezes consecutivas para remoção de Ca e outros elementos em relação ao Pb (para amostras que continham traçador isotópico, estas soluções de lavagem foram coletadas para posterior purificação de U); Pb foi eluído com 1,0 ml de HCl 6,0N. Esta solução foi evaporada e submetida à uma segunda purificação de Pb, seguindo o mesmo procedimento descrito acima. Às soluções finais, foram adicionadas uma gota de HNO₃ 7,0N e uma de H₃PO₄ 0,25N e evaporadas à secura. Os brancos analíticos de Pb foram ≤ 0,1 ng para L1 e ≤ 0,2 ng para L2. Para os lixiviados L2, contendo 1 a 2 ppm (e.g., MF1; ca. 300 a 600 ng de Pb por análise), os brancos não causam alterações significativas nas composições isotópicas medidas. Entretanto, para os lixiviados L1, contendo baixos teores de Pb, o valor de branco analítico pode afetar significativamente as razões isotópicas deste elemento.

A solução contendo U, coletada da alíquota onde foi adicionado traçador isotópico, foi evaporada e 2,0 ml de HNO₃ 7N foram acrescentados. Esta solução foi passada através de uma coluna de troca iônica contendo 2,0 ml de resina aniônica AG-1X8, 200-400 mesh, previamente lavada, alternativamente por duas vezes, com 2,0 ml de HCl 6,0N e 2,0 ml de 2B H₂O, e condicionada com 2,0 ml de HNO₃ 7,0N.

Após a passagem da amostra, a resina foi lavada três vezes com 2,0 ml de HNO₃ 7,0N e o U coletado com 2,0 ml de 2B H₂O, seguidos por 2,0 ml de HCl 6,0N. A solução final, contendo U, foi evaporada juntamente com uma gota de H₃PO₄ 0,25N. Os brancos analíticos de U foram, geralmente, abaixo do limite de detecção (<

0,001 ng).

As análises espectrométricas para determinação das composições isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb foram realizadas no espectrômetro de massas VG Sector. As amostras foram depositadas em filamentos de arranjo simples de rênio, com adição de sílica-gel e H_3PO_4 e medidas como Pb^+ e UO_2^+ . As composições isotópicas de Pb foram corrigidas para um fator de fracionamento de 0,13% por unidade de massa atômica, baseado em sucessivas determinações do Padrão de Pb Comum NBS 981.

RESULTADOS

Sete amostras de bandas escuras e sete amostras de bandas claras de calcários estromatolíticos fracamente deformados da Formação Gandarela (MF-13) tiveram suas composições isotópicas de Pb analisadas; as concentrações de Pb foram determinadas em algumas destas amostras (Tabela 1). As concentrações obtidas nos primeiros lixiviados (L1) foram significativamente menores que aquelas determinadas nos segundos lixiviados (L2), quando a amostra foi dissolvida com HBr 0,6N (em relação à dissolução com HBr 1,2N). Também as composições isotópicas de L1 são menos radiogênicas, comparadas às composições de L2 (Tabela 1). A natureza menos radiogênica de L1 é devida, provavelmente, à maior influência do branco analítico de Pb (não-radiogênico), já que, nesta fração menor, quantidade de amostra é dissolvida. Entretanto, a causa das diferenças nas concentrações de Pb, determinadas nas frações L1 e L2, quando dissolvidas com HBr de normalidade mais baixa (i.e. 0,6N), ainda não é bem entendida. Uma possível explicação é que a primeira lixiviação, utilizando HBr 0,6N, dissolva, preferencialmente, uma fase carbonática com baixo teor de Pb, enquanto que a segunda lixiviação dissolve uma fase carbonática mais enriquecida neste elemento; este efeito seria mais pronunciado para dissoluções realizadas com HBr 1,2 N, porque a maior normalidade do ácido poderia ser menos seletiva na dissolução da "hipotética" fase carbonática de baixo teor de Pb. Entretanto, inspeção microscópica dos fragmentos após a primeira dissolução com HBr 0,6N não revelou qualquer evidência de tal dissolução seletiva, já que a maioria dos fragmentos apresentava superfícies externas regulares ao invés de mostrar cavidades, o que seria esperado se uma fase mineral (ou material intergranular e veios) fosse,

preferencialmente, dissolvida. Além disso, análise de difração de raios-X de amostras MF-13 não sugere dissolução preferencial de calcita em relação à dolomita (dolomita ocorre com concentrações a nível de traço nestas amostras). Outra possibilidade é que o Pb liberado durante a lixiviação com HBr 0,6N tenha sido adsorvido pela superfície dos fragmentos restantes (resíduo) e o uso de HBr 1,2N previnisse esta adsorção. Contudo, as reações químicas foram completadas, e neste caso, o ácido é efetivamente neutralizado e as soluções finais, em ambos os casos, deveriam ser quimicamente similares. Uma terceira possibilidade é que o ácido mais forte (HBr 1,2N), não apenas lixivia a fase carbonática, mas também ataca algumas outras fases (argilas e dolomita), as quais contêm maior concentração de Pb, e que poderiam estar presentes. No entanto, se este fosse o caso, uma variação significativa nas composições isotópicas de Pb nos primeiros lixiviados (L1) de amostras dissolvidas com HBr 0,6N e 1,2N seria esperada e isto não foi observado nos dados da Tabela 1. Na atual fase de estudo, ainda não se tem uma explicação definitiva para este fenômeno, o qual está sendo investigado. Devido a isto, neste trabalho, nossas conclusões serão baseadas nos dados obtidos nos segundos lixiviados (L2), os quais são mais representativos das amostras analisadas.

As composições isotópicas nas amostras MF-13 (Formação Gandarela), quando plotadas no diagrama isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Fig. 3), apresentam uma grande variação nos seus valores onde podem ser definidos três grupos: a) Pb altamente radiogênico das bandas claras, b) Pb menos radiogênico de outras bandas claras, e c) Pb menos radiogênico das bandas escuras. Dados analíticos dos grupos (a) e (b) (exceto amostra A1) definem uma idade isocrônica Pb-Pb de 2420 ± 19 Ma ($P < 0.01$, MSWD = 187); o baixo erro da idade é resultado, principalmente, da ampla variação nos valores das razões isotópicas, o qual prevalece em relação ao erro resultante da dispersão dos pontos sobre a reta. Os dados do grupo (c), provenientes das bandas escuras, parecem ser paralelos, mas levemente abaixo da isócrona, sugerindo que a razão inicial $^{207}Pb/^{204}Pb$ deste grupo tenha sido um pouco mais baixa que das bandas claras. Entretanto, a regressão de todas as composições isotópicas determinadas no segundo lixiviado (exceto amostras A1 banda clara e B1 banda escura, as quais claramente distoam de seus respectivos grupos) fornecem uma indistinguível idade isocrônica de 2430 ± 15 Ma ($P < 0.01$, MSWD = 1150). As texturas das rochas,

Tabela 1 - Dados analíticos da Formação Gandarela

Amostra	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{208}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	Pb ppm	U ppm
MF13-A1-L1-BC-	96,486	27,960	39,241	0,69	-
MF13-A1-L2-BC-	109,680	29,91	39,700	0,80	0,58
MF13-B1-L1-BC*	28,584	17,435	38,568	0,01	
MF13-B1-L2-BC*	39,959	19,792	38,948	0,15	
MF13-C1-L1-BC-	35,241	18,555	39,011	0,15	0,04
MF13-C1-L2-BC-	46,226	20,548	39,491	0,15	0,06
MF13-D1-L1-BC*	27,250	17,001	37,708	0,02	-
MF13-D1-L2-BC*	38,543	19,441	39,043	0,14	0,08
MF13-D2-L1-BC-	37,130	19,118	39,148	0,15	-
MF13-D2-L2-BC-	37,964	19,366	38,967	0,17	-
MF13-E1-L1-BC*	100,461	28,272	37,065	0,01	-
MF13-E1-L2-BC*	136,764	34,766	37,861	0,49	0,48
MF13-E2-L1-BC-	134,751	34,499	37,933	0,48	-
MF13-E2-L2-BC-	144,318	35,979	37,926	0,57	-
MF13-E3-L1-BC-	100,566	28,892	37,417	0,42	0,11
MF13-E3-L2-BC-	117,698	31,898	37,922	0,48	0,37
MF13-F1-L1-BC-	30,883	17,763	37,798	0,05	-
MF13-F1-L2-BC-	36,623	19,054	38,092	0,12	0,02
MF13-G1-L1-BC-	104,768	29,863	37,883	0,45	0,13
MF13-G1-L2-BC-	118,035	32,058	37,908	0,51	0,31
MF13-A1-L1-BE-	37,371	18,975	39,608	0,24	0,07
MF13-A1-L2-BE-	41,924	19,916	40,325	0,29	-
MF13-B1-L2-BE*	38,498	19,530	40,308	0,11	0,04
MF13-C1-L2-BE*	49,685	21,021	40,351	0,27	0,13
MF13-C2-L1-BE-	47,890	20,707	40,184	0,31	0,04
MF13-C2-L2-BE-	50,008	21,065	40,435	0,50	0,17
MF13-D1-L2-BE*	41,285	19,771	40,827	0,20	0,06
MF13-D2-L2-BE-	41,773	19,837	40,882	0,42	0,07
MF13-E1-L2-BE*	40,235	19,576	40,302	0,11	0,11
MF13-E2-L1-BE-	42,511	20,001	39,410	0,33	0,04
MF13-E2-L2-BE-	44,332	20,224	39,651	0,53	0,18
MF13-D2-L1-BE-	40,675	19,705	40,516	0,26	0,02
MF13-F1-L2-BE*	43,301	20,002	39,433	0,16	0,06
MF13-G1-L1-BE-	38,791	19,279	38,260	0,36	0,03

BC = banda clara e BE = banda escura. Razões isotópicas nas Tabelas 1 e 2 foram corrigidas para um fator de fracionamento isotópico de 0,13%/uma, determinado através de múltiplas análises do padrão de Pb comum NBS-981. Concentrações foram determinadas com o emprego de traçador isotópico misto com 5,3686 ppm ^{235}U e 0,6374 ppm ^{208}Pb . Branco analítico total para o primeiro lixiviado (L1) é menor que 0,1 ng, e para o segundo lixiviado (L2) é menor que 0,2 ng. * = Dissolução com 0,6N HBr - = Dissolução com 1,2N HBr.

Nota: As concentrações de Pb apresentadas neste trabalho são ligeiramente diferentes daquelas publicadas por Babinski et al. (1991 a,b) devido a correções efetuadas nas equações de diluição isotópica.

incluindo a excelente preservação das estruturas estromatolíticas e a ausência de deformação, sugerem que esta idade represente a época de deposição dos calcários do afloramento da Fazenda Gandarela, em particular, e da Formação Gandarela, em geral.

Carbonatos dolomíticos da Formação Fecho do Funil (MF-1), Grupo Piracicaba, foram coletados em dois diferentes perfis verticais, distantes cerca de 30 metros, na mesma pedreira (Pedreira Cumbi). Seis amostras (MF-1A a 1F) foram coletadas no primeiro perfil, e três amostras (MF-1G a 1H), em um segundo perfil.

As rochas de ambos os locais parecem ter sofrido grau similar de deformação. Todas as amostras da Formação Fecho do Funil foram dissolvidas com HBr 0,6N; os dados analíticos são apresentados na Tabela 2. Nestas amostras, as concentrações de Pb medidas no L1 foram também significativamente menores (veja discussão acima para as amostras MF-13). Da mesma forma que para as amostras da Formação Gandarela, as seguintes conclusões são baseadas nas composições isotópicas do segundo lixiviado (L2). O Pb presente nas amostras MF-1 é distintamente menos radiogênico que aquele

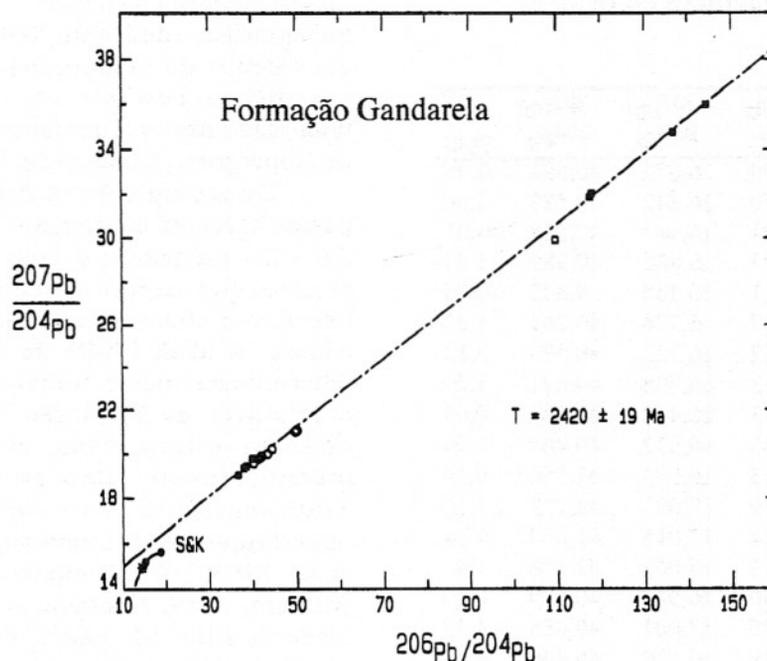


Figura 3 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a Formação Gandarela. Quadrados preenchidos: bandas claras (exceto amostra MF13-A1); quadrados não-preenchidos: amostra MF13-A1; círculos não-preenchidos: bandas escuras. * S&K : composição isotópica de Pb há 2,4 Ga de acordo com o modelo de Stacey & Kramers (1975). Idades isocronicas foram calculadas assumindo o modelo de evolução em duplo-estádio e utilizando o programa de regressão Ludwig (1983), com erros de 0.1% (2 sigma) para todas as razões isotópicas. Erros nas idades calculadas apresentam nível de confiabilidade de 95%. Constantes de desintegração utilizadas: $\lambda^{238}\text{U} = 0.155125 \text{ Ga}^{-1}$, $\lambda^{235}\text{U} = 0.98485 \text{ Ga}^{-1}$

presente nas amostras MF-13, enquanto que as concentrações de Pb nas primeiras são consideravelmente mais altas que nas últimas. Isto pode ser devido à incorporação de maior quantidade de Pb, comum nas amostras MF-1 durante a deposição, ou a adições de Pb não-radiogênico, contido em soluções circulantes que percolaram as rochas durante a subsequente deformação e metamorfismo; neste caso, não há possibilidade de definir qual das hipóteses seria a verdadeira. Além disso, esta questão não afeta a validade das conclusões abaixo apresentadas. As composições isotópicas determinadas no L2 de amostras do primeiro perfil (1A - 1F) mostram uma variação bastante restrita ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 23,3 a 25,5) e quando plotadas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 4), embora apresentem certa dispersão, fornecem uma isocrona coerente de $2050 \pm 230 \text{ Ma}$ ($P = 0.02$). O alto erro nesta

idade deve-se, principalmente, ao pequeno intervalo definido pelas razões isotópicas. Dados obtidos nas amostras G, H, e I situam-se acima da linha isocronica definida pelas outras amostras, sugerindo que as rochas coletadas no segundo perfil podem ter retido uma quantidade significativa de seu Pb radiogênico original durante o metamorfismo de 2,1 Ga. Entretanto, a idade aparente determinada pelas amostras G, H e I é de ca. $2710 \pm 150 \text{ Ma}$, muito antiga para representar a idade de deposição, indicando que estas amostras não representam um sistema fechado. Desde que as composições isotópicas da amostra A situam-se acima do alinhamento definido pelas amostras B - F, esta pode também ter retido uma pequena quantidade de Pb radiogênico antigo. A exclusão da amostra A fornece uma regressão mais precisa com uma idade de $2110 \pm 110 \text{ Ma}$ ($P = 0.45$), a qual é preferida como a melhor estimativa para a idade

Tabela 2 - Dados Analíticos do Grupo Piracicaba

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Pb ppm
MF1-A1-L1*	23,599	16,672	40,692	0,06
MF1-A1-L2*	23,650	16,842	40,523	1,90
MF1-B1-L1*	22,921	16,487	40,238	0,01
MF1-B1-L2*	24,173	16,886	40,389	1,51
MF1-C1-L1*	21,311	16,138	39,832	0,01
MF1-C1-L2*	23,337	16,778	40,261	1,37
MF1-D1-L1*	24,512	16,725	40,573	0,13
MF1-D1-L2*	24,413	16,908	40,421	1,89
MF1-D2-L1*	23,153	16,478	40,187	0,01
MF1-D2-L2*	24,387	16,912	40,409	1,94
MF1-E1-L1*	25,363	16,971	41,556	0,10
MF1-E1-L2*	25,129	17,003	41,212	-1,50
MF1-F1-L1*	25,934	17,015	41,657	0,04
MF1-F1-L2*	25,467	17,062	41,108	1,41
MF1-G1-L1*	24,150	16,942	40,989	0,10
MF1-G1-L2*	24,399	17,001	40,885	1,33
MF1-H1-L1*	23,579	16,730	40,446	0,02
MF1-H1-L2*	23,888	16,903	40,598	1,30
MF1-I1-L1*	24,697	16,996	41,629	0,13
MF1-I1-L2*	24,291	16,972	40,838	1,52

Nota: Para explicações veja Tabela 1

destas amostras. Em todo caso, os isótopos de Pb das amostras deste local sugerem um evento há ca. 2100 Ma. Em função do caráter deformado e metamorfisado das rochas desta pedreira, a idade é interpretada como representante de um evento metamórfico, o qual causou perda ou reequilíbrio do Pb radiogênico nas amostras; esta é uma idade mínima de deposição.

DISCUSSÃO

A idade de deposição do Supergrupo Minas tem sido sugerida por vários autores através de métodos indiretos. Dardenne e Campos Neto (1975) sugeriram uma idade de 1350 Ma para o Grupo Piracicaba, com base nas estruturas estromatolíticas ocorrentes na Formação Fecho do Funil. Idades paleoproterozóicas para a sedimentação foram sugeridas por outros autores (Cordani et al., 1980 e 1989; Teixeira, 1985), com base no metamorfismo do Ciclo Transamazônico sofrido pelas rochas do Supergrupo Minas e nas idades da deformação regional determinadas, pelo método Rb-Sr em rocha-total, nas rochas do embasamento (2,0 - 2,2 Ga). Machado et al. (1989) publicaram uma idade U-Pb de 2125 ± 4 obtida em zircão detrítico de rochas do topo do Supergrupo Minas (Formação Sabará) e que foi interpretada como uma idade máxima de

deposição desta formação. Também, idades de metamorfismo de 2060 a 2030 Ma, determinadas em esfenos de granito-gnaisses da região do Quadrilátero Ferrífero, são consideradas como uma idade mínima de deposição das unidades do Supergrupo Minas (Machado et al., 1992).

De acordo com os dados citados acima, parece haver um consenso em relação à idade de 2,0 - 2,1 Ga para o evento de metamorfismo regional que ocorreu na região do Quadrilátero Ferrífero e afetou as unidades do Supergrupo Minas. A idade Pb-Pb de cerca de 2100 Ma, determinada, neste trabalho, nos mármores dolomíticos da Formação Fecho do Funil, é também interpretada como a idade do metamorfismo decorrente do Ciclo Transamazônico, ao qual as rochas do Supergrupo Minas foram submetidas (Cordani et al., 1980; 1989; Teixeira, 1985; Marshak & Alkmim, 1989; Chemale Jr. et al., 1994). A idade de 2100 Ma não é interpretada como a época de deposição, devido a (a) natureza deformada e metamorfisada das rochas, e (b) estas rochas serem, estratigraficamente, mais antigas que aquelas da Formação Sabará.

Uma idade isocrônica Pb-Pb de 2420 ± 19 Ma foi determinada em rochas carbonáticas estromatolíticas, muito fracamente deformadas, da Formação Gandarela, a qual pertence ao Grupo Itabira, unidade intermediária do Supergrupo Minas, e ocorre sobreposta às formações ferríferas bandadas (FFBs) da Formação Cauê. Pelo fato das rochas carbonáticas estarem expostas na área central do Sinclinal do Gandarela, a parte menos deformada da estrutura, as feições primárias das rochas, tais como acamamento, estrutura "flaser" e estromatólitos, estão muito bem preservadas (Souza & Müller, 1984) permitindo que a idade de 2420 ± 19 Ma seja interpretada como a época de deposição da unidade superior do Grupo Itabira. Entretanto, tendo em vista a idade de ca. 2100 Ma, inferida para a deposição da Formação Sabará, como discutido acima, é importante ter certeza que a idade de deposição da Formação Gandarela está correta e compatível com a idade da Formação Sabará. A idade é definida pela isócrona apresentada na Figura 3 e controlada pelos dados obtidos nas bandas claras da rocha carbonática. A natureza bastante radiogênica do Pb e as altas concentrações de U das amostras MF13-E1, E2, E3 e G1 sugerem uma fonte exótica de Pb; este deve ter sido formado in situ através do decaimento radioativo do urânio. O único distúrbio que poderia ter afetado estas rochas seria uma perda parcial de Pb radiogênico, como observado na amostra A1, o que resultaria

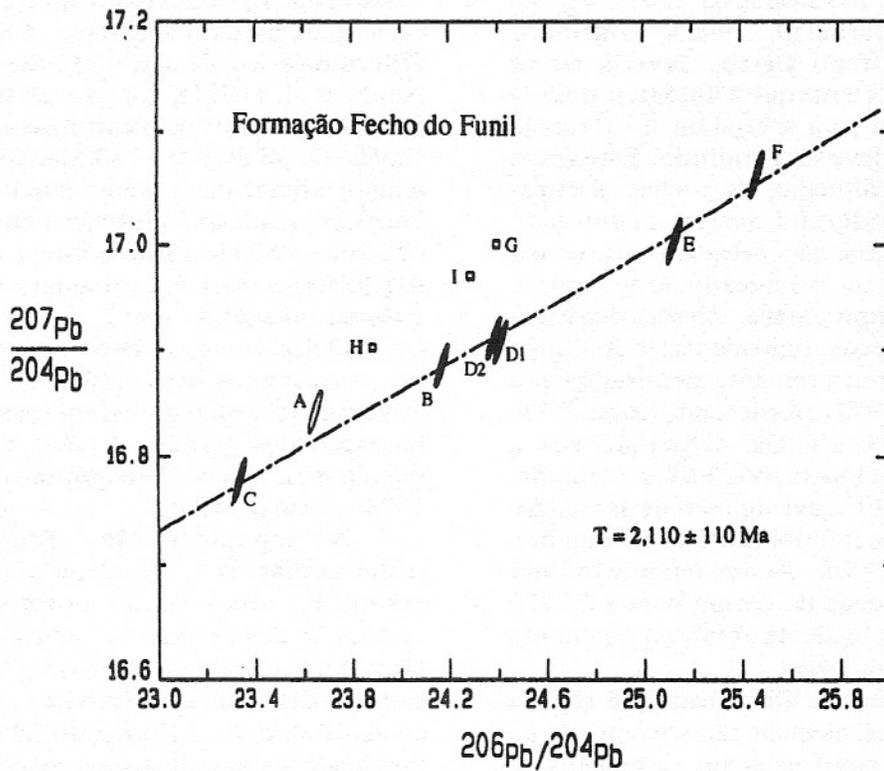


Figura 4 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da Formação Fecho do Funil. Elipses preenchidas: amostras MF-1B a F; elipses não-preenchidas: amostra MF-1A; quadrados = amostras MF-1G a I. Os demais parâmetros são os mesmos apresentados na Figura 3

em uma idade mais jovem, ao invés de mais antiga. Alternativamente, o Pb menos radiogênico determinado nas amostras MF13-B1, C1, D1, D2, e F1 poderia ser cogitado como sendo resultado de um enriquecimento secundário, fazendo com que o limite inferior da isócrona fosse rotacionado, fornecendo uma idade aparente mais antiga. Contudo, o limite inferior da isócrona passa acima da curva de evolução isotópica de Pb (Fig. 3), sugerida pelo modelo de Stacey & Kramers (1975), implicando que o Pb inicial para a suite de amostras era significativamente mais radiogênico (ambiente com alto valor de μ) que aquele normalmente inferido para o Pb cristal há 2,4 Ga. Para que a inclusão de Pb secundário no sistema pudesse ter causado um abaixamento do limite inferior da isócrona, o que resultaria numa idade "falsamente" mais antiga, a composição inicial do sistema nas amostras MF13-E e G deveria ser ainda mais radiogênica que a apresentada neste caso. Por estes motivos, o Pb determinado nas bandas claras pode ser interpretado como representante de uma mistura de Pb radiogênico,

de idade de 2420 Ma, com Pb inicial, ca. 2420 Ma, em um ambiente com alto valor de μ . O limite inferior da curva de evolução de Pb intercepta a geócrona de segundo estágio de 2420 Ma, segundo modelo de Stacey & Kramers (1975), num valor de $\mu = 14,5$ (composição inicial: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,83$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,92$). O cálculo de idade modelo $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra E1 fornece um valor de 3300 Ma, mostrando que parte do urânio da amostra foi lixiviado durante o intemperismo, o que é muito comum de ocorrer com este elemento, devido a sua mobilidade.

A época do início da deposição do Supergrupo Minas é ainda pobremente conhecida. A sedimentação inicial deste grupo, a qual é representada pela deposição do Grupo Caraça, deveria ter se iniciado antes de 2420 Ma (idade da Formação Gandarela) e após o soerguimento e erosão do embasamento arqueano. Segundo Machado et al., (1992), o vulcanismo principal e a colocação dos corpos granitóides no Supergrupo Rio das Velhas ocorreu há 2776 Ma, e os diques tardia pós-

tectônicos foram intrudidos há 2703^{+24}_{-20} Ma (Machado & Carneiro, 1992). Assim, a deposição do Grupo Caraça deveria ter se iniciado bem mais tarde que 2700 Ma, já que um espaço de tempo para soerguimento e erosão daquele terreno deve ser permitido. Este grupo consiste, principalmente, de rochas clásticas grossas que poderiam ter se acumulado rapidamente, e, neste caso, a deposição do Grupo Itabira poderia ter começado logo após a deposição do Grupo Caraça. Zircões detriticos da Formação Moeda, unidade basal do Grupo Caraça, foram recentemente analisados por Machado et al. (1993) e forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 3.0 e 2.6 Ga, sugerindo que a sedimentação iniciou-se após 2.6 Ga. Contudo, os erros de até 0.1 Ga em algumas destas idades tornam este limite inferior (2.6 Ga) mais amplo, i.e., entre 2.5 e 2.7 Ga. Assim, o limite inferior máximo para a idade do Grupo Itabira é 2700 Ma, embora uma idade de 2600 Ma seja muito mais provável e razoável.

As formações ferríferas bandadas (FFBs) da formação Cauê, as quais são sobrepostas ao Grupo Caraça e sotopostas aos carbonatos da Formação Gandarela, podem ser comparadas com sequências similares na África do Sul e Austrália (A. F. Trendall, com. verbal, 1992). As FFBs da Formação Kuruman do Grupo Transvaal são mais jovens que 2557 ± 49 Ma, que é a idade do Dolomito Transvaal (Jahn et al., 1990), sotoposto às FFBs, e mais antigas que 2432 ± 31 Ma, idade U-Pb em zircão da sequência sobreposta à Formação Kuruman (Trendall et al., 1990); o limite de idade das FFBs da África do Sul estaria entre 2600 Ma e 2400 Ma.

O provável equivalente da Formação Kuruman na bacia de Hamersley, Austrália, é o Membro Dales Gorge da Formação Brockman Iron, o qual forneceu uma idade U-Pb em zircão de 2470 ± 4 Ma (Compston et al., dados inéditos., citados por Trendall et al., 1990).

Considerando-se que a Formação Cauê foi depositada entre 2400 Ma (idade da Formação Gandarela) e 2700 - 2600 Ma (idade do embasamento arqueano e do Grupo Caraça), as FFBs do Quadrilátero Ferrífero foram depositadas, aproximadamente, no mesmo intervalo de tempo que as formações ferríferas presentes nos grupos Transvaal e Hamersley.

Adicionalmente, é possível inferir a idade das FFBs do Supergrupo Minas (Formação Gandarela) usando a taxa de deposição de 3 - 4 m/Ma determinada por Arndt et al. (1991) em folhelhos, formações ferríferas e carbonatos da sequência inferior do Grupo Hamersley.

Considerando que a espessura total de Formação Cauê é de, aproximadamente, 400 a 500 m, e utilizando a taxa de deposição determinada por Arndt et al. (1991), é possível sugerir que o tempo envolvido na deposição da Formação Gandarela foi de 100 a 150 Ma. Este espaço de tempo, adicionado à idade determinada para a Formação Gandarela, fornece uma idade de ca. de 2500 - 2550 Ma para o início da deposição das FFBs, a qual é consistente com a outra estimativa sugerida acima.

Dessa forma, os dados aqui apresentados são consistentes com a hipótese de que um evento geoquímico global foi responsável pela formação dos grandes depósitos de ferro do mundo no início do Paleoproterozóico (Cloud, 1973; Trendall, 1983).

A deposição dos grupos Itabira (intermediário) e Piracicaba (superior) é assumida como sendo aproximadamente contínua, desde que os contatos entre as formações destas unidades são gradacionais, à exceção das formações Barreiro e Sabará, cujo contato é abrupto. A Formação Sabará apresenta uma idade máxima de deposição de 2125 ± 4 Ma (Machado et al., 1989, 1992). As formações Gandarela e Sabará estão, então, separadas por um intervalo de 300 Ma, o qual pode corresponder a uma taxa de sedimentação normal, porém muito lenta, para os grupos Itabira e Piracicaba. Contudo, um hiato na deposição da sequência não pode ser excluído. Se alguma discordância ocorrer, sugere-se que esta seja entre as formações Barreiro e Sabará, onde o contato é abrupto e diferenças composicionais entre as suas rochas são nítidas.

CONCLUSÕES

A idade isocrônica Pb-Pb de 2420 ± 19 Ma, determinada nos carbonatos estromatolíticos fracamente deformados da Formação Gandarela, a qual é interpretada como a idade de deposição da unidade intermediária do Supergrupo Minas, é a primeira idade direta determinada nas rochas do Supergrupo Minas. Adicionalmente, é sugerido que a sedimentação inicial deste supergrupo (Grupo Caraça) começou logo após a estabilização da litosfera, no final do Ciclo Jequié, e erosão das rochas do Supergrupo Rio das Velhas (2,7 Ga), i.e., há cerca de 2600 Ma. A idade isocrônica Pb-Pb de 2110 ± 110 Ma, definida por carbonatos dolomíticos deformados da Formação Fecho do Funil, Grupo Piracicaba, é interpretada como representante do evento metamórfico Transamazônico ocorrido na região do Quadrilátero Ferrífero; esta é concordante

com idades de metamorfismo previamente determinadas em rochas do embasamento e inferidas como tendo afetado as unidades do Supergrupo Minas. Também é aqui sugerido que as formações ferríferas bandadas (FFBs) do Quadrilátero Ferrífero (Formação Cauê) são mais antigas que 2400 Ma e mais jovens que 2600 Ma. Este intervalo de tempo é comparável àquele definido pelas formações ferríferas do Grupo Transvaal (2400 a 2600 Ma; África do Sul) e da Bacia de Hamersley (ca. 2500 Ma; Austrália), apoiando a hipótese de que estes grandes depósitos de ferro foram formados durante um evento global próximo à passagem Arqueano-Paleoproterozóico.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Dr. Paulo C. de Souza, pelo auxílio na coleta dos carbonatos, e aos Drs. Doug Walker, Drew Coleman and Mark Martin, pela inestimável ajuda, sugestões e discussões, principalmente em relação aos procedimentos analíticos. Agradecemos também ao Geology Department da Universidade de Kansas, pelo apoio financeiro ao Isotope Geochemistry Laboratory, incluindo este projeto. Este trabalho foi apoiado pelo CNPq (Processo 203157/89.3). Os autores também agradecem os comentários de um revisor anônimo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. de (1977) O cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**: 349-364.
- ARNDT, N.T.; NELSON, D.R.; COMPSTON, W.; TRENDALL, A.F.; THORNE, A.M. (1991) The age of the Fortescue Group, Hamersley Basin, Western Australia, from ion microprobe zircon U-Pb results. *Austral. J. Earth Sci.*, **38**: 261-281.
- BABINSKI, M. (1993) Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. Tese de Doutorado, Univ. de São Paulo, 133 p. (Inédito).
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR. F.; VAN SCHMUS, W. R. (1991a) Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 3, São Paulo, SBGq, Resumos, 628-631.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VANSCHMUS, W.R. (1991b) Pb/Pb geochronology of carbonate rocks of Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Eos Trans.*, **72**: 531.
- CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. (1991) Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Um modelo. *Pesquisas*, **18** (2): 104-127.
- CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.A.; ENDO, I. (1994) The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Res.*, **65**: 25-54.
- CLOUD, P. (1973) Paleogeological significance of the banded iron-formation. *Econ. Geol.*, **68**: 1135-1143.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MÜLLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H. (1980) Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **52**: 785-799.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA JR., O. (1989) Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero. *Bol. XXI Semana de Estudos, Sociedade Intercâmbio Cultural de Estudos Geológicos, Ouro Preto*, **21**: 27-44.
- DARDENNE, M. A. & CAMPOS NETO, M. C. (1975) Estromatólitos colunares da Série Minas (MG). *Rev. Bras. Geoc.*, **5**: 99-105.
- DORR, J.N. 2nd. (1969) Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 641-A*, 110 p.
- GARCIA, A.J.V.; FONSECA, M.A.; BERNARDI, A.V.; JANUZZI, A. (1988) Contribuição ao reconhecimento dos paleoambientes deposicionais do Grupo Piracicaba na região de Dom Bosco - SW de Ouro Preto, Quadrilátero Ferrífero - MG. *Acta Geol. Leop.*, **XI**: 83-108.
- INDA, H. A. V.; SCHORSCHER, H. D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. (1984) O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: C. Schobbenhaus; D.A. Campos; G.R. Derze; H.E. Asmus (Eds.), *Geologia do Brasil*. DNPM, Brasília, 193-248.
- JAHN, B.M. (1988) Pb-Pb dating of young marbles from Taiwan. *Nature*, **332**: 429-432.
- JAHN, B.M.; BERTRAND-SARFATI, J.; MORIN, N.; MACÉ, N. (1990) Direct dating of stromatolitic carbonates from the Schmidtsdrif Formation (Transvaal Dolomite), South Africa, with implications on the age of the Ventersdorp Supergroup. *Geology*, **18**: 1211-1214.
- JAMES, H.L. & TRENDALL, A.F. (1982) Banded Iron Formation: Distribution in time and

- paleoenvironment significance. In: H.D. Holland & W. Schidlowski (Eds), *Mineral deposits and the evolution of the biosphere*. Springer-Verlag, Berlin, 199-218.
- LOGAN, B.W.; REZAK, R.; GINSBURG, R.N. (1964) Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, **72**: 68-83.
- LUDWIG, K. R. (1983) Plotting and regression programs for isotope geochemists, for use with HP-86/87 microcomputers. *U.S. Geol. Surv. Open-File Report*, **83-849**, 94 p.
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M. (1992) A major Archean tectonothermal event in the São Francisco shield, Brazil: U-Pb evidence from the Bonfim metamorphic complex, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Can. J. Earth Sci.*, **29**: 2341-2346.
- MACHADO, N. & NOCE, C.M. (1993) A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: *Simp. Cráton do São Francisco*, 2, Salvador, Anais, SBG, p. 100-102.
- MACHADO, N.; NOCE, C. M.; BELO DE OLIVEIRA, O.A.; LADEIRA, E.A. (1989) Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: *Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais*, 5, Belo Horizonte, 1989, Anais, SBG, p. 1-5
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O. (1992) U-Pb geochronology of Archean magmatism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**: 1221-1227.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; FENG, R. (1993) Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detriticos de rochas metassedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton do São Francisco: considerações sobre áreas-fonte e idades de sedimentação. In: *Simp. Cráton do São Francisco*, 2, Salvador, Anais. SBCi, p. 149-151.
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F. F. (1989) Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8**: 555-571.
- MATTINSON, J.M. (1972) Preparation of hydrofluoric, hydrochloric, and nitric acids at ultralow lead levels. *Anal. Chem.*, **44**: 1715-1716.
- MOORBATH, S.; TAYLOR, P.N.; ORPEN, J.L.; TRELOAR, P.; WILSON, J.F. (1987) First direct radiometric dating of Archean stromatolite limestone. *Nature*, **326**: 865-867.
- SOUZA, P.C. & MÜLLER, G. (1984) Primeiras estruturas algais comprovadas na Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero. *Rev. Esc. Minas de Ouro Preto*, **2**: 161-198.
- STACEY, J.C. & KRAMERS, J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**: 207-221.
- TEIXEIRA, W. (1985) A evolução geotectônica da porção meridional do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado, Univ. de São Paulo, 207 p.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. (1991) An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.*, **53**: 1-22.
- TRENDALL, A.F. (1983) The Hamersley Basin. In: A.F. Trendall & R.C. Morris (Eds.), *Iron Formation: Facts and problems*. Elsevier, Amsterdam, p. 69-129.
- TRENDALL, A.F.; COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; ARMSTRONG, R.A.; ARNDT, N.T.; MCNAUGHTON, N.J.; NELSON, D.R.; BARLEY, M.E.; BEUKES, N.J.; LAETER, J.R.; RETIEF, E.A.; THORNE, A.M. (1990) Precise zircon U-Pb chronological comparison of the Kaapvaal and Pilbara Cratons between about 3.1 and 2.4 Ga. *Third Int. Archean Symp.*, Perth, Australia, Extended Abstr., p. 81-83.