

REAVLIAÇÃO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA EM TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS BRASILEIROS COM BASE EM NOVOS DADOS U-Pb SHRIMP, PARTE II: ORÓGENO ARAÇUAÍ, CINTURÃO MINEIRO E CRÁTON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL(*)

LUIZ CARLOS DA SILVA¹, RICHARD ARMSTRONG², CARLOS MAURÍCIO NOCE³, MAURÍCIO ANTÔNIO CARNEIRO⁴, MÁRCIO PIMENTEL⁵, ANTONIO CARLOS PEDROSA-SOARES³, CARLOS AUGUSTO LEITE⁶, VÁLTER SALINO VIEIRA⁶, MÁRCIO ANTONIO DA SILVA⁶, VINÍCIUS JOSÉ DE CASTRO PAES⁶ & JOÃO MORAES CARDOSO FILHO⁶

Abstract *REASSESSMENT OF THE GEOLOGIC EVOLUTION OF SELECTED PRECAMBRIAN TERRANES IN BRAZIL, BASED ON NEW SHRIMP U-Pb DATA, PART II: MINEIRO AND ARAÇUAÍ OROGENS AND SOUTHERN SÃO FRANCISCO CRATON* This paper discusses new zircon SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) U-Pb geochronological data for 19 key-exposures of several geological units exposed at the eastern border of the Southern São Francisco Craton and at the adjacent Proterozoic Mineiro and Araçuaí orogens. Samples were collected along several E-W transects, aiming at tracing the precise limit of the São Francisco Craton Archean basement, as well as assessing the extension of the successive proterozoic orogenic collages. Due to the complex geologic history and/or high grade metamorphism which most of the rock units investigated have undergone, zircon morphology and the U-Pb analytical data exhibit very complex patterns. These are characterized by a combination of inheritance, partial resetting and new zircon growth during high-grade metamorphism. As a consequence, very careful and detailed analyses of cathodoluminescence imagery were required to allow distinction between inheritance, newly melt-precipitated zircon and partially reset zircons, as well as between the ages of magmatic and metamorphic events. In the southeastern border of the craton 5 units yielded Archean crystallization ages ranging from ca. 3000-2700 Ma, with poorly constrained metamorphic ages ranging from ca. 2850 to 550 Ma. The TTG gneissic complex exposed to the east and south of the Quadrilátero Ferrífero, formerly ascribed to the Archean basement, have crystallization ages from ca. 2210 Ma to 2050 Ma, and can now be interpreted as representing pre- to syn-collisional magmatic phases of the Mineiro Belt. Metamorphic ages of ca. 2100 Ma and 560 Ma are also well constrained in zircon populations from these gneisses. The crystallization age of ca 1740 Ma observed for an alkaline granite of the Borrachudos Suite (intrusive into the Archean basement east of the Southern Espinhaço Range) confirmed previous conventional U-Pb data for this Paleoproterozoic rift-related magmatism. One of the major basement inliers within the Araçuaí Orogen, the Caparaó charnockitic granulite, revealed magmatic crystallization age of ca. 2195 Ma. Zircons from an amphibolite of the Pocrane Complex, also a basement inlier within the Araçuaí Orogen, yielded an age of ca. 1500 Ma. Both inliers furnished well-constrained neoproterozoic metamorphic overprint at ca. 590 Ma. The subalkaline gneissic granite from the Salto da Divisa Suite yielded a magmatic crystallization age of ca. 870 Ma, close to U-Pb ages of the continental rift magmatism found in the African counterpart of the Araçuaí Orogen. Four gneissic granites from the Araçuaí Orogen (three of them previously interpreted as part of the Archean/Paleoproterozoic basement) were dated in the range of ca. 560-570 Ma, and were correlated to the γ_2 syn-collisional magmatism. Borders of some zircon grains from the older (ca. 570 Ma) dated unit (Nanuque Granite) yielded ages around 500 Ma, similar to U-Pb ages obtained from titanite, monazite and zircon in other localities from the Araçuaí Orogen. This youngest ages could be related to heating effects caused by melting of country rocks and ascent of magmas formed during the collapse of the orogen.

Keywords: SHRIMP U-Pb analysis; Araçuaí and Mineiro orogens, São Francisco Craton,

Resumo Esse artigo discute os resultados de novas datações geocronológicas U-Pb SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) em zircões de 19 afloramentos-chaves de diversas unidades estratigráficas, situadas na região oriental do Cráton São Francisco Meridional e nos orógenos Mineiro e Araçuaí. Visando estabelecer limites mais precisos do embasamento arqueano e a extensão real das sucessivas colagens proterozóicas, as amostras foram coletadas em diversos transectos E-W. Devido à evolução policíclica e/ou condições metamórficas de alto grau, a

(*) Os seguintes documentos citados no texto: Tabela 1 - localização geográfica das amostras; Tabelas 3 a 19 - resultados analíticos completos; descrição dos métodos e procedimentos analíticos podem ser acessados como anexos do artigo no no *site* www.sbgeo.org.br ou obtidos com o Autor Senior.

1 - CPRM/IG-UnB (Pesquisador Associado)/Pesquisador do CNPq, 2 - Research School of Earth Sciences - RSES, Australian National University - ANU, Canberra, Austrália; 3 - CPMTIC-IGC-UFGM/Pesquisador do CNPq, 4 - DEGEO/UFOT/Pesquisador do CNPq, 5 - IG-UnBIG/UnB/Pesquisador do CNPq, 6 - CPRM.

Autor correspondente: luizcarlos@aneel.gov.br

maioria das populações de zircão analisadas apresenta sistema isotópico U-Pb muito complexo e de interpretação não trivial. Os padrões morfológicos dos zircões sugerem combinações de herança isotópica, recristalização parcial e crescimento magmático e metamórfico de novos cristais e domínios de grãos. Por esse motivo, somente com detalhados estudos de catodoluminescência as idades dos zircões herdados, dos sobrecrecimentos magmáticos e dos grãos parcial ou totalmente recristalizados puderam ser diferenciadas. Isto tornou possível a segura distinção entre idades de cristalização magmática e de metamorfismo. Na borda sudeste do cráton, 5 amostras confirmaram idades arqueanas no intervalo *ca.* 3000-2700 Ma sendo que a maior parte delas também apresenta idades mal definidas de recristalização metamórfica entre *ca.* 2850-550 Ma. Gnaisses TTG expostos a leste e sul do Quadrilátero Ferrífero, anteriormente correlacionados ao embasamento arqueano, forneceram idades de cristalização magmática de *ca.* 2210 a 2050 Ma e idades de recristalização metamórfica de *ca.* 2100 Ma e 560 Ma. Estes gnaisses são, portanto, derivados de protólitos magmáticos do Cinturão Mineiro. A idade de *ca.* 1740 Ma obtida em um granito alcalino da Suíte Borrachudos, intrusivo no embasamento arqueano da região a leste da Serra do Espinhaço Meridional, corrobora outras datações U-Pb do magmatismo anorogênico do rift Espinhaço. Exposições de embasamento situadas no núcleo do Orógeno Araçuai, tais como o granulito charnockítico do Caparaó e um anfíbolito do Complexo Pocrane, forneceram idades de cristalização magmática de *ca.* 2195 Ma e de *ca.* 1500 Ma, respectivamente. Em ambos os casos, a idade do sobrecrecimento metamórfico em torno de 590 Ma ficou bem estabelecida. O gnaiss granítico subalcalino da Suíte Salto da Divisa forneceu idade de cristalização magmática de *ca.* 870 Ma, similar às idades U-Pb do magmatismo relacionado à abertura do rift neoproterozóico na contraparte africana do Orógeno Araçuai. Quatro granitóides gnaissificados do Orógeno Araçuai (três deles antes correlacionados ao embasamento arqueano/paleoproterozóico) forneceram idades entre *ca.* 560 e *ca.* 570 Ma, sendo contemporâneos ao magmatismo sincolisional (γ_2) deste orógeno. Bordas de zircões do granitóide mais velho (Granito Nanuque) de *ca.* 570 Ma, apontam idades de alteração pós-magmática de *ca.* 500 Ma, similares a outras idades U-Pb obtidas em zircão, titanita e monazita, que são interpretadas como balizadoras do colapso do Orógeno Araçuai.

Palavras-chaves: Análises U-Pb SHRIMP, orógenos Araçuai e Mineiro, Cráton São Francisco

INTRODUÇÃO O Cráton São Francisco é uma unidade geotectônica neoproterozóica individualizada em decorrência da evolução dos orógenos brasileiros que o contornam. Os limites do Cráton são traçados com base nas variações da deformação das rochas supracrustais e envolvimento do embasamento cratônico pela Orogênese Brasileira (e.g., Almeida 1977, Alkmim *et al.* 1993), como parcialmente ilustrado na figura 1. Entretanto, o embasamento do cráton, que resultou de colagens orogênicas anteriores à Orogênese Brasileira, foi envolvido em intensidade variável nos orógenos brasileiros pericratônicos o que, aliado à natureza policíclica dos terrenos do embasamento dificulta sobremaneira a identificação da extensão dos segmentos arqueanos e paleoproterozóicos do substrato do cráton.

Os novos dados geocronológicos aqui apresentados e discutidos visam esclarecer problemas estratigráfico-tectônicos evidenciados durante a execução do Mapa Geológico, Tectônico e de Recursos Minerais do Brasil, Escala 1: 2.500.000-SIG (Bizzi *et al.* 2002) e do programa Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo-SIG. Visando consolidar as cartas, foram executados transectos situados no domínio sudeste do cráton e no Orógeno Araçuai, com amostragem para estudos isotópicos. A escassez de determinações geocronológicas por métodos precisos de alta resolução (U-Pb SHRIMP) constituiu, hoje, o maior fator restritivo à delimitação da extensão do embasamento cratônico, pois a natureza policíclica dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos da região restringe os resultados de métodos mais tradicionais (e.g. Rb-Sr, K-Ar, e mesmo U-Pb), os quais podem fornecer a idade apenas do último evento geológico ou uma intermediária entre eventos tectônicos superpostos (e.g., Carneiro 1992, Carneiro *et al.* 1998). Para melhor esclarecer as relações cronoestratigráficas entre distintas rochas de alto grau metamórfico (gnaisses bandados e granulitos) do embasamento cratônico e de rochas similares do Orógeno Araçuai e caracteri-

zar com mais precisão o Cinturão Mineiro, selecionou-se 19 amostras em função de sua representatividade cartográfica, com localização georreferenciada conforme a Tabela 1 (Anexo). A síntese dos resultados obtidos constam da Tabela 2.

EXTENSÃO ORIENTAL DO EMBASAMENTO ARQUEANO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL Com o objetivo mencionado no item anterior, foram executados diversos perfis de direção geral E-W atravessando o domínio sudeste do Cráton São Francisco e dois orógenos superpostos, o Cinturão Mineiro do Paleoproterozóico e o Orógeno Araçuai do Neoproterozóico.

A borda sudeste do Cráton São Francisco Meridional e terrenos adjacentes são constituídos por gnaisses bandados TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) de fácies anfíbolito, localmente na fácies granulito. Estas rochas constituem unidades tectono-magmáticas heterogêneas, policíclicas, cuja evolução se deve aos eventos tectono-metamórficos de colagens orogênicas sobrepostas desde o Arqueano ao Neoproterozóico (Fig. 1). Os regimes tectônicos tangenciais do Neoproterozóico caracterizam-se por movimento de massa contra o Cráton São Francisco. Os sistemas de cavalgamento implantaram-se, regionalmente, sob condições gerais de médio e alto *strain* e grau metamórfico, imprimindo às distintas unidades uma série de tectofácies similares, ou seja: ortognaisses com alternância de bandas metatolíticas, trondhjemiticas e anfíbolíticas (gnaisses bimodais), e venulações e bolsões de mobilizados graníticos. Em zonas de alto *strain* ocorrem tectonitos LS com avançada transposição e paralelização das estruturas anteriores. Apesar do resultado final da transposição tectônica ter gerado gnaisses “homogêneos” e, aparentemente, monocíclicos, sua evolução prévia é melhor determinada por meio do método SHRIMP.

Tabela 2 - Síntese dos resultados obtidos

Amostra	Localidade	Classificação petrográfica	Designação litoestratigráfica	Idade aproximada previamente admitida	Idade de Cristalização SHRIMP (Ma)	Idade metamórfica SHRIMP (Ma)
Limite sudeste do embasamento arqueano retrabalhado do Cráton São Francisco						
LC 18	Pedreira de Lima Duarte	BT gnaiss tonalítico	Ortognaisse Lima Duarte	arqueana	2777±22	1137±280 ii
LC 17	Pedreira de Juiz de Fora	OPx-BT granulito enderbítico	Complexo de Juiz de Fora	2150 Ma	2985±17	M1 2856±44 808±360 ii
LC 12	Pedreira de Barbacena	BT gnaiss tonalítico	Complexo Mantiqueira	arqueana	n.d.	2068±19
LC45	Norte de Coluna	BT gnaiss trondhjemitico	Complexo Guanhões	arqueana	2867±10	
LC 43A	Pedreira de São João Evangelista	BT tonalito gnaiss	Complexo Guanhões	arqueana	2711±11	527±45ii 519±5 (1σ)
LC 44	Pedreira de São Pedro do Suaçuí	Leucogranito	Complexo Guanhões	2530 Ma	2710±6	497±68 ii
LC 30	Pedreira de Ponte Nova	HB-BT gnaiss tonalítico	Complexo Piedade	arqueana	2079±11 (2167±7 - 2σ: Núcleos herdados)	
LC 21	Proximidades de Piedade	Biotita gnaiss tonalítico	Complexo Piedade	arqueana	2102±8 (2186±13-2σ: Núcleos herdados)	
LC 13A	Pedreira de Rio Pomba	HB-BT gnaiss tonalítico	Complexo Piedade	arqueana	2169±44 (2208±46-1σ: Núcleo herdado)	M, 2028±66 M = 540±11 (1σ)
LC 16	Pedreira de Ewbank da Câmara	CPx-HB-BT gnaiss tonalítico	Complexo Piedade	arqueana	2058±7 (2160±6-1σ: Núcleo herdado)	443±240 ii
LC 26	Estrada de São Tiago	HB Granodiorito foliado	Granodiorito foliado São Tiago (Batólito Ritópolis)	arqueana	2050±12	565±23 (1σ) 233±160 ii
Magmatismo intraplaca intrusivo nos gnaisses arqueanos do Complexo Guanhões: Suíte Borrachudos						
LC 40		HB-BT granito gnáissico	Granito Porto Açucena (Suíte Borrachudos)	1760 Ma	1740±8	
Inliers do embasamento retrabalhado do Orógeno Araçuaí						
LC 32	Alto Caparaó	OPx-BT granulito charnockítico	Complexo Caparaó	2150/585 Ma	2195 ± 15	587±9
VP 05	Bananal	Anfibolito	Complexo Pocrane	arqueana	1506 ±14	602 ±14
Magmatismo pré-orogênico da abertura do rifte Araçuaí setentrional BA						
JM 07B	Salto da Divisa	Granito gnáissico subalcalino	Granito Salto da Divisa	arqueana / paleoproterozóica	875 ± 9	
Magmatismo sincolisional na borda ocidental e setentrional do Orógeno Araçuaí						
LC 31	Pedreira de Manhauçu	GD charnockito	Charnockito Manhauçu	2150 Ma	584±5	
LC 38	Acesso de Governador Valadares	BT gnaiss tonalítico	Ortognaisse Governador Valadares I	arqueana	565±31	
LC 39	Acesso de Governador Valadares	BT granodiorito gnáissico	Granodiorito Gnáissico Governador Valadares II	arqueana	561 ±7	
LC 48	Nanuque	BT Granito porfirítico foliado	Granito Nanuque	750 Ma	573 ± 5	508±8 (1σ) (Perda pós-magmática de Pb)

ii = intercepto inferior; BT = biotita; HB = hornblenda, Opx = ortopiroxênio; CPx = clinopiroxênio; GD=granada; n.d. = não determinado; BA = estado da Bahia

Ortognaisse tonalítico de Lima Duarte (Amostra LC 18)

O local de amostragem (Fig. 1) situa-se no setor setentrional da Faixa Ribeira, segmento meridional do Orógeno Araçuaí. É um ortognaisse TTG bandado, bimodal, com bandamento magmático e migmatítico proeminente, transposto e com mesodobras irregulares. Ao microscópio se classifica como biotita ortognaisse tonalítico da fácies anfibolito, com textura totalmente recuperada granoblástica poligonal fina (blastomilonítica), microbandado, foliado e com microvenulações de granito potássico.

Foram datados 13 *spots* em 13 cristais e os resultados analíticos constam da Tabela 3 e do diagrama concórdia da figura 2a. Sete *spots* pertencentes à mesma população magmática (MSWD = 0,97) se alinham segundo uma discórdia com intercepto superior de 2777±22 Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática. A mesma discórdia tem intercepto inferior impreciso que sugere distúrbio isotópico associado a evento metamórfico Proterozóico. O distúrbio é confirmado pela presença de finos

sobrecrescimentos metamórficos externos de alta luminescência em catodoluminescência (CL) não datados devido às dimensões reduzidas. A amostra também contém uma população expressiva de núcleos herdados, o mais antigo com idade aparente de 3162 ± 5 Ma (1σ).

A idade magmática de ca. 2777 Ma, com herança em ca. 3162 Ma é conhecida em outros gnaisses TTG do interior do Cráton São Francisco. Assim, os gnaisses de Lima Duarte poderiam representar fragmento do embasamento arqueano do cráton, preservado como substrato da Faixa Ribeira (Fig. 1). Por outro lado, sua localização relativamente distante do limite oriental do cráton, do qual está separado por terrenos paleoproterozóicos, sugere que esses gnaisses podem ser parte de um segmento alóctone, amalgamado à borda cratônica durante a colagem paleoproterozóica ou neoproterozóica.

Granulito enderbítico de Juiz de Fora (Amostra LC 17) O local de amostragem também se situa no setor setentrional

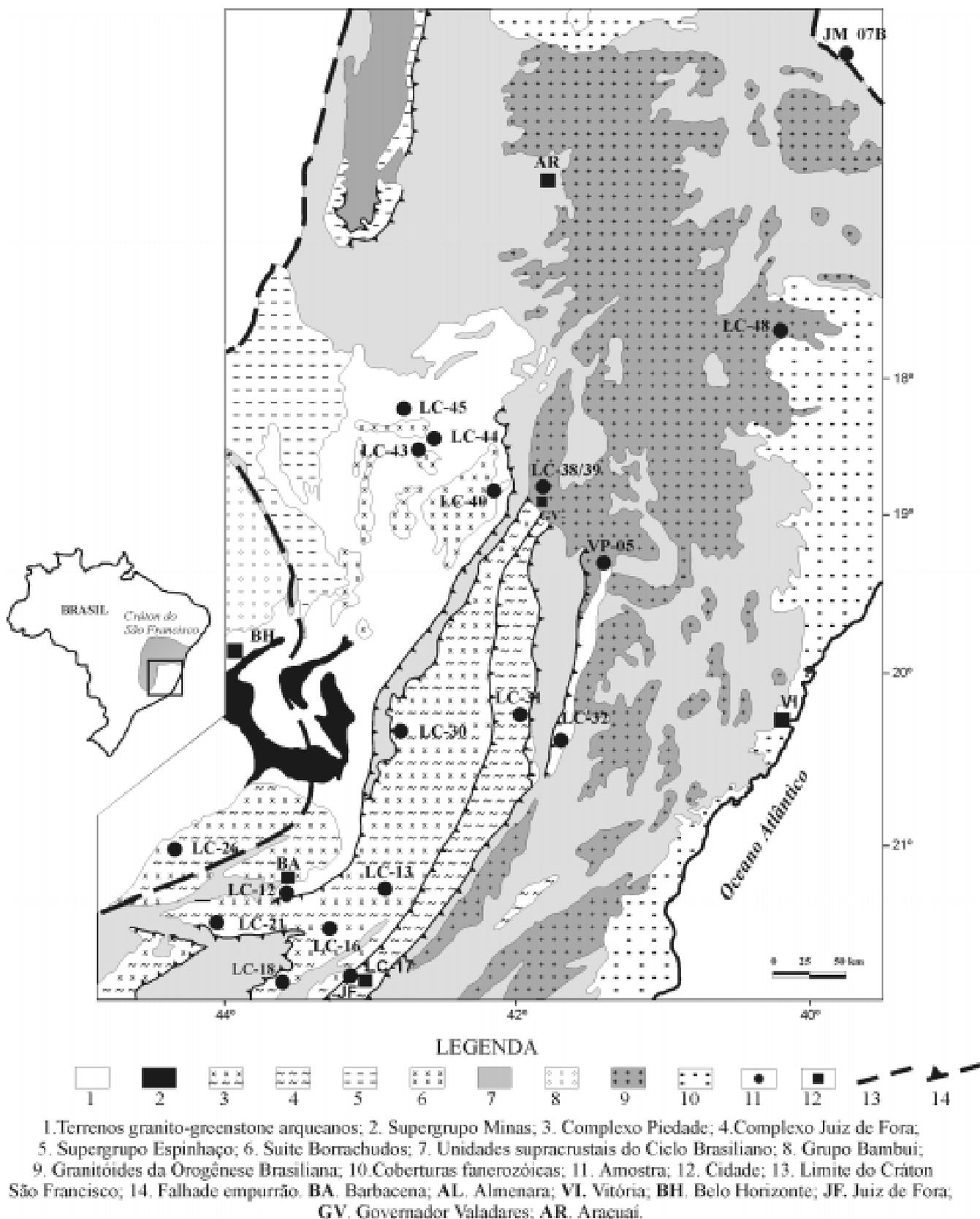


Figura 1 - Compartimentação tectônica e limites do Cráton São Francisco e orógenos marginais em Minas Gerais e Espírito Santo (modificado de Pedrosa-Soares et al., 2001 e Silva et al. 2002a), com a localização das amostras.

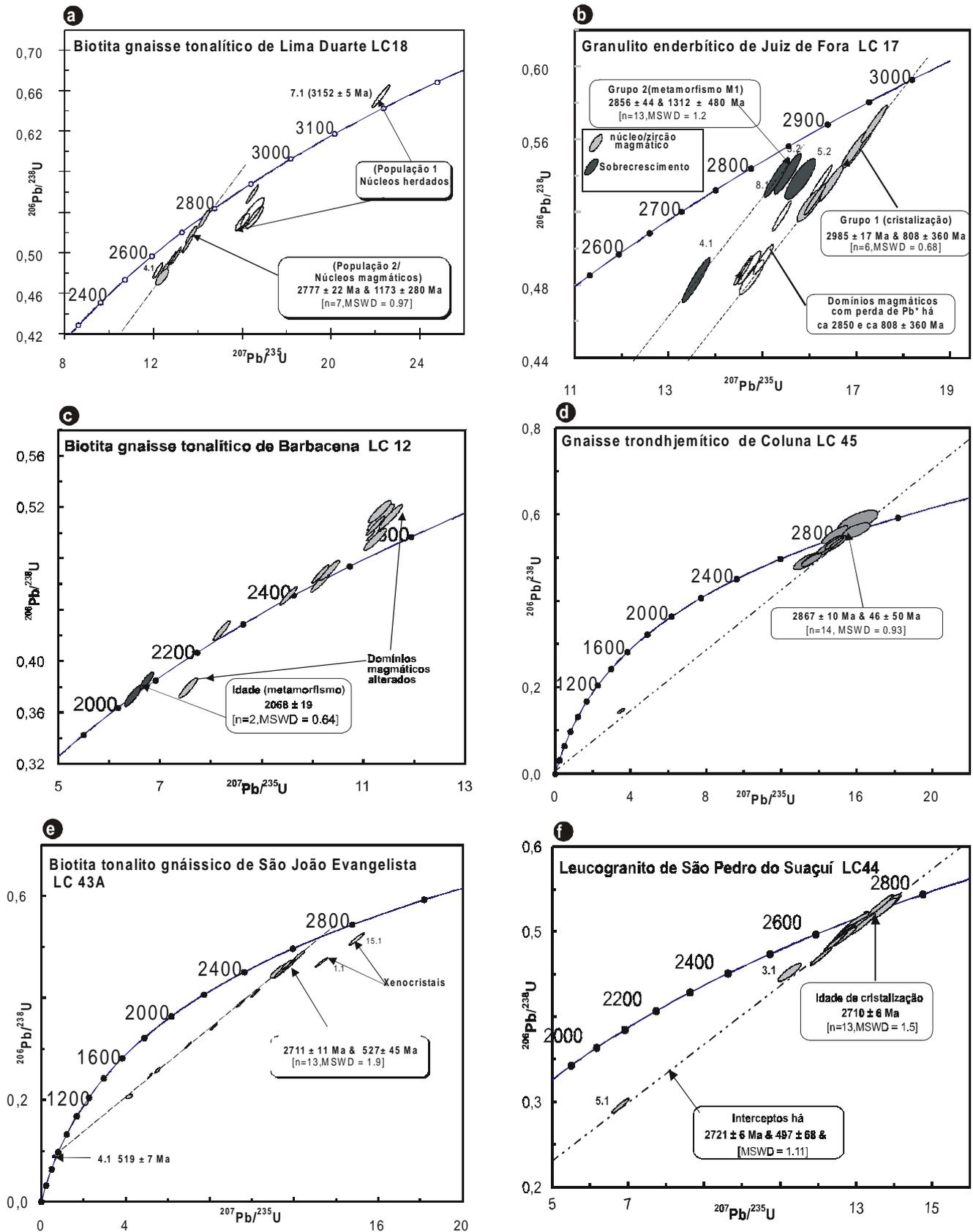


Figura 2 - Diagramas concórdia das amostras: a) LC 18; b) LC 17; c) LC 12 ; d) LC 45 ; e) LC 43A; f) LC 44

da Faixa Ribeira (Fig. 1).

A amostra provem de uma pedra da cidade homônima, no domínio do Complexo Juiz de Fora de idade paleoproterozóica (Fig. 1). É um ortognaisse enderbítico cinza-esverdeado, bandado, bimodal, parcialmente migmatizado, com forte microbandamento. Ao microscópio, se classifica como biotita-ortopiroxênio ortognaisse enderbítico (granulito), com textura recuperada granoblástica poligonal fina (blastomilonítica) a porfiroclástica, com foliação microdobrada, dada por minerais máficos.

Foram datados 16 *spots* em 13 cristais de zircão e os resultados constam da Tabela 4 e do diagrama da figura 2b. Seis *spots* pertencentes à mesma população de núcleos magmáticos (MSWD = 0.61) alinham-se segundo uma discórdia com intercepto superior de 2985 ± 17 Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática. A discórdia mostra um intercepto inferior impreciso de 808 ± 360 Ma, sugestivo de distúrbio isotópico no Proterozóico.

Os *spots* datados nas bordas dos cristais apresentam fino sobrecrecimento, com alta luminescência em CL (baixo U), de origem metamórfica. Três *spots* pertencentes à mesma população (MSWD = 1,2) alinham-se segundo uma discórdia com intercepto superior de 2856 ± 44 Ma, interpretado como a idade do metamorfismo de fácies granulito M₁. A discórdia tem intercepto inferior impreciso de 1312 ± 480 Ma.

A cartografia do Complexo Juiz de Fora engloba amplos segmentos de ortognaisse enderbíticos do embasamento das faixas Araçuaí e Ribeira, com idades U-Pb convencionais de cristalização magmática em *ca.* 2150 Ma e de metamorfismo em 590 Ma (Sölnner *et al.* 1991). Os resultados obtidos de *ca.* 3000 Ma para a cristalização e de *ca.* 2850 Ma do metamorfismo de alto grau, são distintos das idades previamente publicadas. A rigor, na cidade de Juiz de Fora afloram distintos conjuntos de rochas (Duarte 1998), pertencentes ao Complexo Juiz de Fora e a outras unidades. Assim, a presença de granulitos arqueanos nesta área é interpretada de forma semelhante aos gnaisses de Lima Duarte, como possíveis domínios alóctones.

Ortognaisse tonalítico de Barbacena (Amostra LC 12) O afloramento também se localiza no setor setentrional da Faixa Ribeira (Fig. 1). É um ortognaisse TTG bandado, bimodal, com bandamento composicional e migmatítico transposto, com mesodobras irregulares e metamorfisado em fácies anfibolito. Ao microscópio se classifica como biotita ortognaisse tonalítico com textura recuperada granoblástica poligonal fina (blastomilonito), com raros porfiroclastos de plagioclásio magmático. A foliação é dada por biotita.

Nesta amostra datou-se 15 *spots* em 14 cristais, cujos resultados analíticos constam da Tabela 5 e do diagrama da Figura 2c. Devido a problemas analíticos, os resultados devem ser interpretados com cautela. O agrupamento principal, obtido em uma população homogênea de núcleos magmáticos forneceu idade aparente de *ca.* 2500 Ma com acentuada discordância reversa, não permitindo a determinação de idade de cristalização confiável. Além disso, esse resultado deve ser melhor avaliado, pois todas as unidades de gnaisses da porção meridional do cráton têm fornecido idades iguais ou superiores a 2780 Ma (Machado & Carneiro 1992, Teixeira *et al.* 1998, Noce *et al.* 1998). Por isso, re-

quer-se datações adicionais para verificar a consistência da idade obtida neste trabalho.

Dois *spots* situados em bordas luminescentes de baixo U (metamórficas) forneceram idade de 2068 ± 19 Ma, interpretada como a de metamorfismo na fácies anfibolito. Essa idade é compatível com a da orogênese paleoproterozóica registrada no Cinturão Mineiro, cujo evento colisional data de *ca.* 2080 Ma (ver adiante).

Ortognaisse tonalítico de Coluna (Complexo Guanhões) (Amostra LC 45)

A amostra foi coletada em corte de rodovia ao norte da cidade homônima, em afloramento do embasamento da Faixa Araçuaí (Fig. 1). Trata-se de ortognaisse TTG bandado, bimodal, com forte bandamento (cm) magmático e migmatítico transposto e com mesodobras irregulares. Ao microscópio se classifica como biotita leuco-ortognaisse trondhjemítico, intercalado com microbandas tonalíticas, com textura recuperada granoblástica poligonal grossa, fortemente foliado, de fácies anfibolito.

Foram datados 14 *spots* em 10 cristais, cujos dados analíticos constam da Tabela 6 e os resultados da Figura 2d. Os dados dos 14 *spots* pertencentes à mesma população de núcleos magmáticos (MSWD = 0,93) aglomeram-se em torno de 2867 ± 10 Ma, interpretada como a de cristalização do magma tonalítico. A população mostra um intercepto inferior impreciso de 46 ± 50 Ma sugestivo de perda de Pb em tempo recente.

Ortognaisse tonalítico de São João Evangelista (Complexo Guanhões) (Amostra LC 43A)

A amostra coletada em pedra nas proximidades da cidade homônima, também em afloramento do embasamento da Faixa Araçuaí (Fig. 1). É um ortognaisse TTG de granulação grossa, bandado, bimodal, com acamamento (cm) magmático e migmatítico transposto, com mesodobras irregulares. Ao microscópio se classifica como biotita leuco-ortognaisse trondhjemítico, de textura recuperada granoblástica-poligonal grossa, foliado e de fácies anfibolito. Petrograficamente é bastante similar à amostra anterior, porém sem intercalações de microbandas trondhjemíticas.

Os dados analíticos de 16 *spots* em 16 cristais constam da Tabela 7 e do diagrama da figura 2e. Treze *spots* pertencentes à mesma população de núcleos magmáticos (MSWD = 1,9) formam um aglomerado discordante que se alinha segundo uma discórdia, com intercepto superior em 2711 ± 11 Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática. A discórdia tem intercepto inferior impreciso em 527 ± 45 Ma, sugestivo de distúrbio isotópico relacionado ao brasileiro. Um *spot* situado em sobrecrecimento, de baixo Th (metamórfico) forneceu idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparente de 519 ± 7 (1s), interpretada como a idade aproximada de metamorfismo na fácies anfibolito ocorrido na fase tardia da Orogênese Brasileira. Considerando as idades U-Pb similares, obtidas em zircão e titanita do Complexo Guanhões (Machado *et al.* 1989, Fernandes 2001) e a idade (520-500 Ma) da granitogênese pós-colisional da Faixa Araçuaí, esta perturbação tardia pode ter resultado do colapso extensional do orógeno brasileiro.

Leucogranito de São Pedro do Suaçuí (Complexo Guanhões) (Amostra LC 44)

A amostra foi coletada em

pedreira nas proximidades da cidade homônima, em afloramento do embasamento da Faixa Araçuaí (Fig. 1). Trata-se de leucogranito sem foliação tectônica, intrusivo em ortognaisses. Ao microscópio, é um (muscovita)-biotita leucogranito, de com textura hipidiomórfico-granular grossa.

Os dados analíticos de 15 *spots* em 14 cristais constam da Tabela 8 e do diagrama da figura 2f. Treze *spots* da mesma população de núcleos magmáticos (MSWD = 1,5) formam um aglomerado com média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2710 ± 6 Ma, interpretada como a idade de cristalização magmática. A mesma população forma um agregado discordante com interceptos de 2721 ± 6 Ma e 497 ± 68 Ma. O intercepto inferior sugere distúrbio do sistema isotópico durante fase tardia, provavelmente relacionada ao colapso extensional da Orogênese Brasileira.

A datação de duas amostras dos gnaisses bandados de maior expressão cartográfica no Complexo Guanhães (Pedrosa-Soares *et al.* 1994) confirmou sua idade arqueana. A sua caracterização como “paragnaisses do Grupo Guanhães” (Grossi-Sad *et al.* 1990) necessita de revisão, pois estas rochas representam tectofácies (tectonitos LS) de ortognaisses bandados TTG. É importante ressaltar que as idades em torno de 2860 e 2710 Ma obtidas em gnaisses e granitóide do Complexo Guanhães, correspondem a eventos tectono-magmáticos bem estabelecidos no embasamento arqueano, domínio cratônico, do Quadrilátero Ferrífero (Machado *et al.* 1992, Machado & Carneiro 1992, Noce *et al.* 1998). Conseqüentemente, os dados aqui obtidos sugerem que o Complexo Guanhães pode corresponder a uma extensão deste substrato no domínio da Faixa Araçuaí, e não um terreno alóctone, como discutido na literatura.

PLUTONISMO OROGÊNICO PALEOPROTEROZÓICO

Parte do embasamento das faixas Araçuaí e Ribeira foi denominado de Complexo Mantiqueira, de idade controversa, Arqueano e/ou Paleoproterozóico (*e.g.*, Figueiredo & Teixeira 1996). Estes autores interpretam o Complexo Mantiqueira como registro de um arco magmático maduro, desenvolvido em margem continental ativa, com retrabalhamento de crosta arqueana e rejuvenescimento no intervalo 550-500 Ma.

Foram datados 4 amostras de ortognaisses desta unidade, a qual constitui extensa faixa de ortognaisses TTG empurrados sobre a margem cratônica e remanescentes das supracrustais do Orógeno Araçuaí (Grupo Dom Silvério)(Fig. 1). São ortognaisses extensivamente recristalizados na fácies anfibolito. Em zonas de baixo *strain* contém proeminente bandamento composicional e/ou metamórfico, dado pela alternância de bandas tonalíticas, trondhjemíticas e anfibolíticas (гнаisses bimodais), com venulações e bolsões de mobilizados graníticos. Em zonas de alto *strain*, são tectonitos LS e incluem ultramilonitos e filonitos (amostras LC 13A, LC16, LC 21). Embora nessas amostras a forte deformação tenha transposto e paralelizado estruturas anteriores, a presença de *schlieren* concordantes de biotita sugere fusão parcial pré- e/ou sintectônica. Essas feições seriam responsáveis pela obliteração das bandas migmatíticas originais, dando origem a uma tectofácies gnáissica aparentemente homogênea, peculiaridade com importantes conseqüências para a interpretação dos resultados isotópicos.

Uma quinta amostra (LC 26), de granodiorito foliado não pertencente à unidade de gnaisses bandados, mas situada no inte-

rior do cráton e adjacente ao Batólito Ritápolis (Fig. 1) de idade paleoproterozóica, foi também datada para comparação.

Ortognaisse tonalítico de Ponte Nova/Complexo Piedade (Amostra LC 30) A amostra foi coletada no embasamento da Faixa Araçuaí a sudeste do Grupo Dom Silvério (Fig. 1). É um gnaisse tonalítico fino, com intercalações tectônicas concordantes de largura métrica a decamétrica, de rochas supracrustais anfibolíticas e calcissilicáticas. Ao microscópio é um hornblenda-biotita ortognaisse tonalítico, da fácies anfibolito, com textura recuperada granoblástica alongada fina e forte foliação dada pelos minerais máficos. Raros porfiroclastos magmáticos de hornblenda e plagioclásio estão preservados.

Os dados analíticos de 16 *spots* em 14 cristais constam da Tabela 9 e do diagrama da figura 3a. Cinco *spots* pertencentes à mesma população de núcleos herdados forneceram idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 2167 ± 7 Ma. Sete *spots*, situados em sobrecrescimentos magmáticos internos, forneceram idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 2079 ± 11 Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática. Três *spots* situados em domínios alterados de uma mesma população (MSWD = 1,08) forneceram idade aparente de 2044 ± 8 Ma, interpretada como resultante de distúrbio isotópico após a cristalização magmática. Os cristais apresentam fino sobrecrescimento externo metamórfico fortemente luminescente em CL, possivelmente resultante do evento neoproterozóico.

Ortognaisse tonalítico de Piedade do Rio Grande/Complexo Piedade (Amostra LC 21) A amostra provem de afloramento da Faixa Ribeira situado em corte de rodovia próxima à cidade homônima. É um gnaisse ultramilonítico finamente bandado, e lenticularizado (LS tectonito). Ao microscópio é um biotita gnaisse ultramilonítico de composição tonalítica, da fácies anfibolito, com textura recuperada granoblástica alongada e foliação dada pela orientação de mica. A rocha possui raros remanescentes de porfiroclastos lenticularizados de plagioclásio.

Os resultados analíticos de 16 *spots* em 14 cristais constam da Tabela 10 e dos diagramas das figuras 3b e 3c. Seis *spots* pertencentes à mesma população de núcleos herdados (MSWD = 0,60) forneceram idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 2186 ± 13 Ma. Cinco *spots* obtidos em uma mesma população (MSWD = 1,8) de domínios magmáticos internos forneceram idade aparente de 2102 ± 8 Ma, interpretado como a de cristalização magmática. Os cristais também apresentam fino obrecrescimento externo metamórfico.

Ortognaisse tonalítico de Rio Pomba/Complexo Piedade (Amostra LC 13A) O afloramento se localiza na Faixa Ribeira, em pedreira próxima a Rio Pomba (Fig. 1). É um ortognaisse ultramilonítico finamente bandado e lenticularizado (LS tectonito). Ao microscópio é um hornblenda-biotita gnaisse da fácies anfibolito, com textura recuperada granoblástica alongada e forte orientação de minerais máficos.

Os resultados analíticos de 17 *spots* em 11 cristais constam da Tabela 11 e do diagrama da figura 3d. O principal grupo foi datado em núcleos magmáticos que apresentam forte dispersão ao longo da Concórdia (MSWD = 11,6), o que dificulta a obtenção de uma idade confiável. Oito *spots*

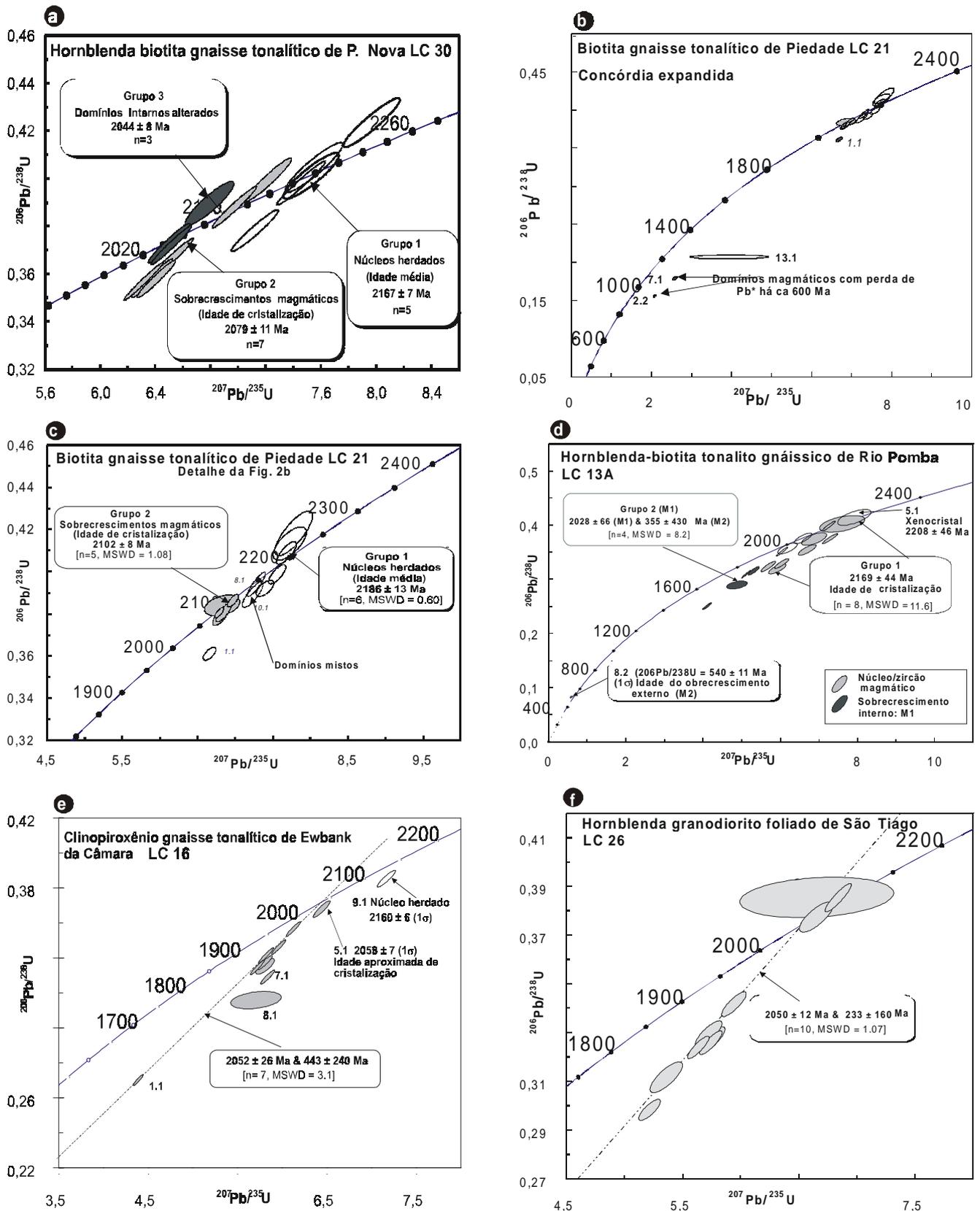


Figura 3 - Diagramas concordia das amostras: a) LC 30; b) LC 21 (concordia expandida); c) LC 21 (detalhe da Fig. 2a); d) LC 13A; e) LC 16; f) LC 26; f) LC 40.

situados nesses núcleos forneceram uma idade imprecisa de 2169 ± 44 Ma que, apesar do elevado erro analítico, pode ser considerada como a melhor aproximação para a idade de cristalização magmática. O *spot* 5.1, com idade aparente de 2208 ± 46 Ma, foi descartado devido à morfologia distinta dos demais cristais, e interpretado como xenocristal. Quatro análises concordantes foram obtidas em sobrecrescimentos internos caracteristicamente metamórficos, mas com altos teores de U e Pb. Apesar da considerável dispersão dos dados dessa população (MSDW = 8,2), ela caracteriza um *trend* com intercepto superior impreciso de 2028 ± 66 Ma, interpretado como a idade de um primeiro evento metamórfico (M_1) que afetou o gnaíse. O *spot* 8.2, obtido em um sobre-crescimento metamórfico externo, caracterizado por alta luminescência em CL (baixo U), forneceu a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 540 ± 11 Ma (1σ), a melhor aproximação da idade do segundo evento metamórfico (M_2) do gnaíse.

Ortognaíse tonalítico de Ewbank da Câmara/Complexo Piedade (Amostra LC 16) O afloramento localiza-se no domínio da Faixa Ribeira, em pedreira próxima à cidade homônima (Fig. 1). É um gnaíse ultramilonítico, finamente bandado e lenticularizado (LS tectonito). Ao microscópio, é um clinopiroxênio-hornblenda-biotita gnaíse tonalítico, da transição entre as fácies anfíbolito e granulito, com textura recuperada granoblástico alongada grossa e forte foliação microdobrada, dada por minerais máficos. A rocha contém raros porfiroclastos lenticularizados de plagioclásio.

Os resultados analíticos de 11 *spots* em 9 cristais constam da Tabela 12 e do diagrama da figura 3e. Sete *spots* pertencentes à mesma população de núcleos magmáticos, apesar da relativa dispersão (MSWD = 3,1), formam um aglomerado discordante alinhado em uma discórdia com intercepto superior de 2052 ± 26 Ma, interpretada como a idade de cristalização magmática. O *Spot* 5.1, datado em um núcleo magmático, gerou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 2058 ± 7 Ma (1σ) que, pela boa concordância, pode ser interpretada como a melhor estimativa da idade de cristalização do magma precursor. O *spot* 9.1, situado em um núcleo herdado, apresenta idade de cristalização de 2160 ± 6 (1σ).

Os núcleos herdados dos cristais das amostras LC 30 e LC 21 forneceram idades situados no mesmo intervalo (2180-2160 Ma). Apesar das incertezas quanto à natureza da(s) fontes pela grande reprodutibilidade regional, esses dados podem ser interpretados como a idade aproximada da crosta continental assimilada pelo magma tonalítico precursor dos gnaíses. Como a amostra LC-31 possui idade de cristalização no mesmo intervalo (2169 Ma), pode-se supor que esses gnaíses pertençam a uma unidade heterogênea (arco magmático) que inclui fases pré-colisionais acrescidas há ca. 2160 Ma, rapidamente recicladas pelo magmatismo sincolisional, ocorrido no intervalo 2100-2050 Ma (Tab. 2).

Granodiorito gnáissico de São Tiago (Amostra LC 26) O afloramento situa-se na extremidade sudeste do Cráton São Francisco meridional, nas proximidades da cidade homônima, adjacente e se associa ao batólito paleoproterozóico Ritápolis (Fig. 1). É um granodiorito foliado, intrusivo nos ortognaíses do embasamento arqueano do cráton dos quais exhibe diversos xenólitos, apesar de ter sido cartografado como pertencente ao embasamento arqueano (Tabela 2). Ao

microscópio, é um hornblenda granodiorito gnaíse, com fortes bandamento e foliação, e textura hipidiomórfica granular grossa parcialmente recristalizada.

Os resultados analíticos de 11 *spots* em 9 cristais constam da Tabela 13 e do diagrama da figura 3f. Onze *spots*, pertencentes à mesma população de cristais magmáticos (MSWD = 1,07), formam um aglomerado que se alinha em discórdia com intercepto superior em 2050 ± 12 Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática. O *spot* 9.1, situado em sobrecrescimento metamórfico externo, caracterizado por alta luminescência em CL (baixo U), apresentou idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparente de 565 ± 23 Ma (1σ), interpretada como a idade de recristalização do embasamento da borda sudeste do Cráton São Francisco durante a Orogênese Brasileira.

Os dados acima apresentados definem distintos episódios magmáticos/acrescionários paleoproterozóicos (rhyacianos), com idades de cristalização entre 2170-2050 Ma. Os gnaíses TTG anteriormente interpretados como arqueanos e/ou paleoproterozóicos (e.g., Figueiredo & Teixeira 1996 e referências lá citadas) são aqui redefinidos como uma unidade pré- a sincolisional do Cinturão Mineiro (*sensu* Teixeira et al. 2000). Por conseguinte, o termo “Complexo Piedade” é aqui adotado e estendido para toda a área do Complexo Mantiqueira situada a leste do cráton, para adequação do termo “Gnaíse Piedade” de Ebert (1956) ao Código de Nomenclatura Estratigráfica.

Na amostra da fase pré-colisional (LC 13A) também foi possível datar dois eventos metamórficos sobrepostos (Tab. 2). O evento M_1 (2028 Ma) corresponde à fase tardi-colisional do Cinturão Mineiro, e confirma dados de outras unidades (Teixeira et al. 2000). O evento M_2 se manifesta pela recristalização da borda de cristais de zircão paleoproterozóicos e que data de ca. 565-540 Ma. Esse intervalo tem ampla representação nas regiões sul da Faixa Araçuai e norte da Faixa Ribeira e se correlaciona com a fase colisional do Orógeno Araçuai.

A determinação precisa da idade do Complexo Piedade, como apresentada, e sua inserção como parte de arco magmático paleoproterozóico (Figueiredo & Teixeira 1996) têm profundas implicações para a reconstituição do Cinturão Mineiro. Este cinturão teria se desenvolvido como arco magmático marginal a um núcleo arqueano, compondo a região paleocontinental precursora do Cráton São Francisco.

A fase pré-colisional do arco foi datada em ca. 2170 Ma (amostra LC 13A), enquanto as fases sin- e tardicolisionais em ca. 2100 Ma e ca. 2050 Ma (amostras LC 16, LC 21 e LC 30). A presença de importante população de núcleos herdados, com idades de ca. 2170 Ma, sugere rápida reciclagem dos plutonitos pré-colisionais durante a acreção e colagem orogênica. Idades de acreção das fases pré- e sincolisionais do Cinturão Mineiro semelhantes são descritas em batólitos situados no interior do cráton (e.g. Teixeira et al. 2000) e a amostra LC 26 confirma o limite superior dessa fase.

Em decorrência deste estudo, o Complexo Piedade foi interpretado como raiz de extenso arco magmático, retrabalhado durante as colagens paleo- e neoproterozóicas. Assim, os batólitos do tipo Ritápolis, expostos no interior do cráton (e.g. Teixeira et al. 2000), corresponderiam a níveis crustais mais rasos e melhor preservados do arco, apesar do retrabalamento metamórfico em 565 Ma (amostra LC

26).

CORRELAÇÕES COMO O CINTURÃO BAHIA ORIENTAL: O SISTEMA DE ORÓGENOS RHYACIANO (ca. 2170-2040 MA) Uma das conseqüências mais importantes do presente estudo é a precisa definição geocronológica do Cinturão Mineiro em extensas áreas até então cartografadas como pertencentes ao embasamento arqueano do cráton. Os dados fornecem uma nova dimensão regional ao cinturão e permitem inseri-lo em um amplo sistema de orógenos rhyacianos oriundos da primeira amalgamação pericratônica na borda oriental do cráton. Essa colagem orogênica foi também delimitada na borda oriental da cráton na Bahia representada pelo Cinturão Bahia Oriental (Silva *et al.*, nesse volume). O sincronismo entre os eventos pré-colisionais (ca. 2200-2100 Ma) e sincolisionais (ca. 2080-2050 Ma) de ambos cinturões sugere que estes são segmentos de um único sistema de orógenos rhyacianos. Nesse contexto, o Cinturão Mineiro corresponderia a um orógeno acrescionário e o Cinturão Bahia Oriental preservaria o registro de um *collision-related orogen* (*sensu* Sengör 1990). Este sistema de orógenos rhyacianos (Leste Sanfranciscano) seria responsável pela amalgamação de diversos blocos continentais evoluídos no Arqueano. O evento M_2 , que representa a colagem Brasileira em ca. 570-580 Ma está impresso tanto no Complexo Piedade do Cinturão Mineiro, quanto em outros *inliers* do embasamento do Orógeno Araçuaí, como os ortognaisses dos complexos Juiz de Fora, Caparaó e Quirino (Söllner *et al.* 1991, Machado *et al.* 1996, Valadares *et al.* 1996).

MAGMATISMO INTRAPLACA INTRUSIVO NOS ORTOGNAISSES ARQUEANOS DO COMPLEXO GUANHÃES: A SUÍTE BORRACHUDOS Granito foliado de Porto Açucena (Suíte Borrachudos) (Amostra LC 40) A Suíte Borrachudos, intrusiva nos ortognaisses do Complexo Guanhanês, ocorre em suma faixa de orientação aproximada N-S, por cerca de 200 km, no setor centro-oeste do Orógeno Araçuaí (Fig. 1). A assinatura geoquímica alcalina anorogênica e sua idade de cristalização estateriana foram caracterizadas por Dussin *et al.* (1993) e Fernandes (2001).

O afloramento amostrado situa-se no Plúton Açucena, ainda não datado. É um granito gnáissico finamente bandado. Ao microscópio, é um hornblenda-biotita sienogranogranito, com quartzo, ortoclásio, albita e biotita, subordinadamente magnetita e fluorita. A textura é recuperada granoblástica alongada fina a média, com forte orientação dos máficos.

Os resultados analíticos de 12 *spots* em 10 cristais constam da Tabela 14 e do diagrama da figura 4a. Oito *spots*, pertencentes à mesma população de cristais magmáticos (MSWD = 0,69) e formam um agrupamento concordante com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 1740 ± 8 Ma, interpretada como a idade de cristalização magmática. Idade semelhante é obtida (Fig. 4a) na regressão de 12 *spots* pertencentes à mesma população de cristais magmáticos (MSWD = 0,73), que formam um agrupamento alinhado segundo uma discórdia com intercepto superior em 1739 ± 9 Ma.

A idade do Plúton Açucena concorda, na faixa do erro, com a do Plúton Morro do Urubu (1770 ± 30 Ma, Fernandes 2001), mas esse evento magmático teve longa duração, como demonstra a idade de 1670 ± 32 Ma do Plúton de Itabira (Chemale Jr. *et al.* 1998).

FRAGMENTOS DE EMBASAMENTO NA FAIXA ARAÇUAÍ

Além de extensas áreas de exposição do embasamento nas faixas Araçuaí e Ribeira, como os complexos Juiz de Fora e Piedade, outros remanescentes de unidades pré-neoproterozóicas retrabalhadas foram escolhidos para o presente estudo, como a seguir detalhados.

Granulito charnockítico de Alto Caparaó (Amostra LC 32)

A amostra pertence à Suíte Caparaó (Söllner *et al.* 1991) e é um leucocharnockito gnáissico, com foliação de alto ângulo e intercalações de gnaiss máfico. A suíte ocorre como extenso e estreito *inlier* do embasamento tectonicamente intercalado em paragnaisses de alto grau da margem continental do orógeno (Fig. 1). Ao microscópio é um (biotita)-orto-piroxênio charnockito gnáissico, com textura recuperada granoblástica alongada, com restos de porfiroclastos lenticularizados de feldspato perfitico magmático. A biotita é rara e provém de retrometamorfismo do ortopiroxênio.

Os resultados analíticos de 22 *spots* em 21 cristais constam das Tabelas 15a e 15b e dos diagramas das figuras 4b e 4c. Os dados são muito complexos e não permitem o seu tratamento conjunto devido ao extremo empobrecimento em U (até 6 ppm) e Th (até 1 ppm) dos sobrecrescimentos metamórficos, em contraste com os teores normais nos núcleos magmáticos. Assim, para obter uma idade mais precisa nos sobrecrescimentos utilizou-se a razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida no diagrama Concórdia Tera-Wasserburg (Fig. 4c). Nos núcleos, calculou-se a idade por meio das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em uma Concórdia Wetherill, com correção do Pb comum a partir de valores medidos de ^{204}Pb (Fig. 4b).

Nos núcleos, analisou-se 11 *spots* em 11 cristais (Fig. 4b). Nove *spots* obtidos de uma mesma população magmática (MSWD = 0,62) se distribuem segundo uma discórdia com intercepto superior em 2195 ± 15 Ma, idade esta interpretada como a de cristalização do magma granítico precursor do gnaiss charnockítico.

Nos sobrecrescimentos metamórficos, analisou-se 11 *spots* em 10 cristais (Tab. 15b) de uma mesma população (MSWD = 0,89). No diagrama Concórdia Tera-Wasserburg (Fig. 4c), os resultados alinham segundo uma discórdia com intercepto $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 587 ± 9 Ma, interpretado como a idade do pico metamórfico da fácies granulito.

Pelo método U-Pb convencional e emprego de diagrama Concórdia Tera-Wasserburg em amostra de gnaiss desta unidade, Söllner *et al.* (1991) obtiveram um intercepto superior com idade de 2170 Ma. Os autores interpretam a rocha como paragnaisse e a idade obtida como a da área-fonte dos sedimentos. Por outro lado, o intercepto inferior forneceu a idade de 586 ± 2 Ma, interpretada como a do metamorfismo de alto grau. Embora os resultados obtidos pelo método SHRIMP (ca. 2195 Ma e 587 Ma) sejam equivalentes aos de Söllner *et al.* (1991), a sua interpretação é distinta e as imagens de catodoluminescência permitem interpretar o intercepto superior obtido neste trabalho como a idade de cristalização magmática do protólito do gnaiss charnockítico.

Além dos ortognaisses do Caparaó, outros fragmentos de embasamento das faixas Araçuaí e Ribeira, não abordados neste trabalho, apresentam idades de cristalização magmática paleoproterozóica, como o Complexo Juiz de Fora (2130-2200 Ma), com retrabalhamento em ca. 590 Ma (Söllner *et al.* 1991,

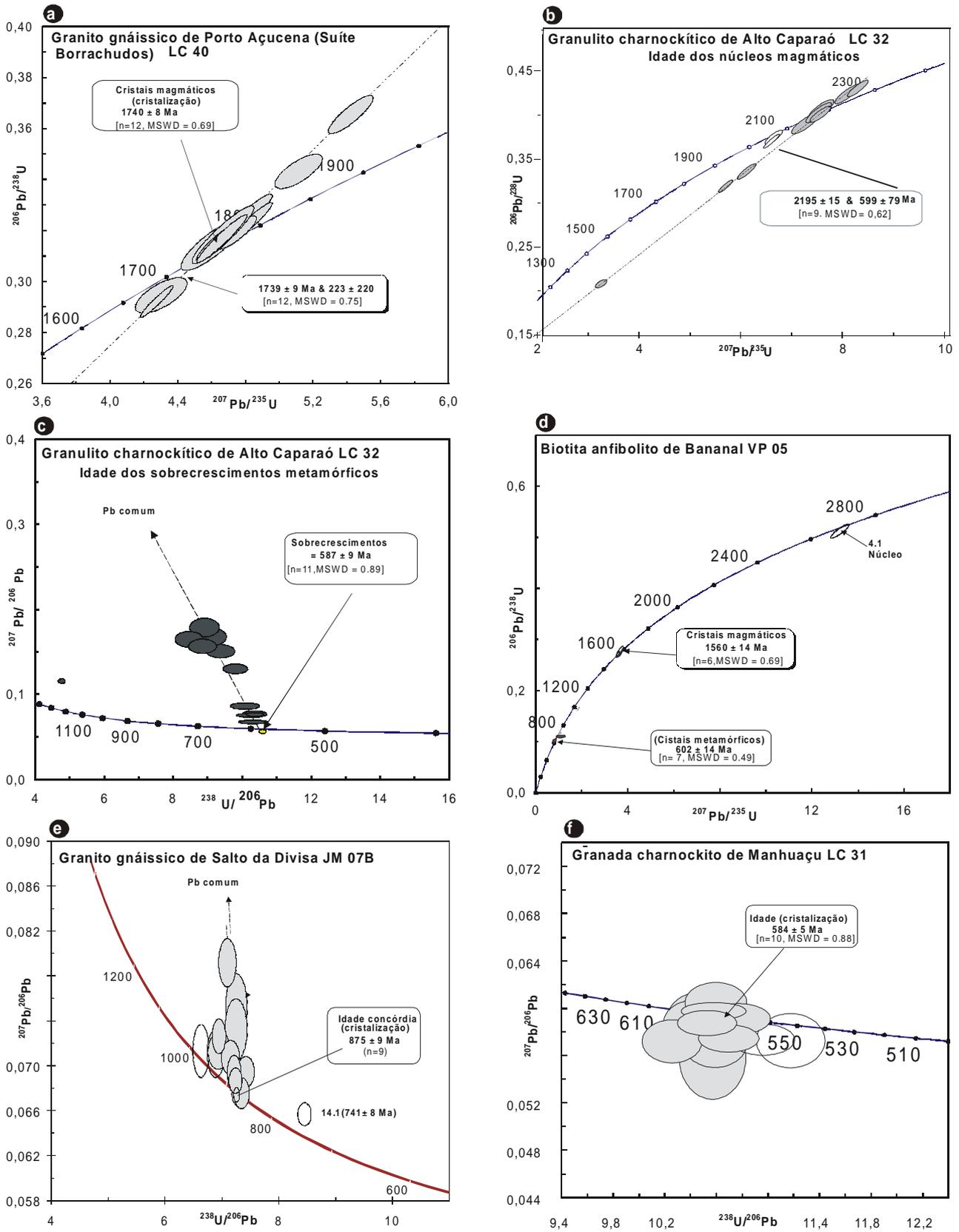


Figura 4 - Diagramas concórdia das amostras: a) LC40; b) LC 32 b (núcleos magmáticos); c) LC 32 (sobrecrescimentos metamórficos); d) VP 05; e) JM 07B; f) LC 31

Machado *et al.* 1996), e o Complexo Quirino de ca. 2180 Ma (Machado *et al.* 1996, Valadares *et al.* 1996).

Anfibolito Bananal/Complexo Pocrane (Amostra VP 05) O Complexo Pocrane é outro fragmento de embasamento e situa-se no núcleo do Orógeno Araçuaí (Fig. 1). A amostra foi coletada nas proximidades da localidade de Bananal. Em afloramento, consiste de intercalações de bandas anfibolíticas (amostra) em ortognaisse tonalítico regional. Ao microscópio, é anfibolito de granulação média a fina composto por plagioclásio, hornblenda, biotita e minerais opacos, com forte bandamento composicional submilimétrico.

Os resultados analíticos de 17 *spots* em 17 cristais constam da Tabela 16 e do diagrama da figura 4d. Os resultados se agrupam em duas populações, uma das quais constituída de cristais ígneos euédricos, prismáticos e homogêneos, sem distinção entre núcleo e margem. Seis *spots* dessa população (MSWD = 0,69) forneceram idade aparente de 1560±14 Ma, interpretada como a de cristalização magmática.

A outra população consiste de cristais prismáticos, ígneos, metamorfizados, alterados e corroídos, com conteúdos muito baixos de U e Th, característicos de metamorfismo de alto grau. Sete *spots* de uma mesma população (MSWD = 0,49) formam um aglomerado concordante que forneceu idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparente de 602±14 Ma, interpretada como a do metamorfismo.

O *spot* 3.1 apresentou idade $^{207}\text{Pb}/\text{Pb}^{206}$ aparente de 2715±15 Ma (1s), interpretada como de um xenocristal. A idade do xenocristal tem reprodutibilidade regional e indica herança de crosta da fase pré-colisional do sistema de orógenos rhyacianos na região, isto é, os complexos Juiz de Fora e Quirino. Pode corresponder à idade dos ortognaises encaixantes dos anfibolitos do Complexo Pocrane, ao qual tem sido atribuída idade arqueana. Estudos geocronológicos adicionais são indispensáveis para testar essas hipóteses.

MAGMATISMO PRÉ-OROGÊNICO DA ABERTURA DO RIFT ARAÇUAÍ A época de abertura do *rift* continental na parte brasileira da bacia Araçuaí-Congo Ocidental tem sido balizada, no intervalo 1000-900 Ma, por datações U-Pb (Machado *et al.* 1989) e Ar-Ar (D'Agrella-Filho *et al.* 1990) de diques máficos. Idades U-Pb SHRIMP de zircões detríticos de rochas sedimentares glácio-marinhas também sugerem que a sedimentação da fase *rift* situa-se no intervalo 1000-900 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2000). No lado africano da bacia, o vulcanismo bimodal da fase *rift* está datado pelo método U-Pb SHRIMP em zircão entre 1000 Ma e 910 Ma (Tack *et al.* 2001).

Visando datar o evento magmático associado à abertura do *rift* Araçuaí, selecionou-se o plúton granito-gnáissico Salto da Divisa, devido à sua natureza subalcalina, sugestiva de intrusão em regime distensivo.

Granito-gnaiss subalcalino de Salto da Divisa (Amostra JM 07B) O maciço situa-se no extremo nordeste da Faixa Araçuaí e é intrusivo em ortognaises migmatíticos paleoproterozóico-arqueanos do embasamento deste orógeno (Fig. 1). Em trabalhos anteriores, a unidade foi cartografada como pertencente ao embasamento do orógeno. Sua composição varia entre monzogranito, sienogranito e alcaligranito. Quimicamente, é uma suíte metaluminosa,

subalcalina (cálcio-alcalina de alto K), com acentuada tendência alcalina, compatível com granitos tipo LPA (*late, post-tectonic and anorogenic granites*). É um granito gnáissico finamente bandado, homogêneo. A amostra datada é um anfibólito (hornblenda?) monzogranito, com textura recuperada granoblástica grossa com domínios hipidiomórficos e, localmente, porfiroclastos de quartzo e feldspato magmáticos.

Os resultados analíticos de 17 *spots* em 17 cristais constam da Tabela 17 e do diagrama da figura 4e. Nove *spots* obtidos em cristais ígneos de uma mesma população forneceram idade concórdia (*concordia age*) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 875±9 Ma, interpretada como a de cristalização magmática. Três cristais, não mostrados na figura 16, com idades aparentes 2078, 2081 e 1032 Ma (1s) são interpretados como xenocristais.

A idade toniana e a assinatura subalcalina indicam que o magma precursor do ortognaisse de Salto da Divisa posicionou-se na crosta durante a fase *rift* da Bacia Araçuaí-Congo Ocidental. Trata-se da primeira caracterização de granito anorogênico da fase *rift* no lado brasileiro do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.

MAGMATISMO SINCOLISIONAL NO ORÓGENO ARAÇUAÍ

Para datar este evento, selecionou-se três unidades de ortognaises da borda ocidental do Orógeno Araçuaí, anteriormente cartografadas como parte do embasamento arqueano (amostras LC 38 e LC 39), e paleoproterozóico (amostra LC 31), e um granada-biotita granito (LC 48) (Fig. 1).

Granada gnaiss charnockítico de Manhauçu (Amostra LC 31) Nos mapas geológicos disponíveis, essa unidade era atribuída ao Complexo Juiz de Fora. Trata-se de um granada gnaiss charnockítico, associado a paragnaises neoproterozóicos, dos quais deriva por fusão parcial, como se constata local e regionalmente. É uma fase granítica sintectônica, peraluminosa, rica em almandina (charnockito tipo S). Ao microscópio, é um biotita-granada charnockito com textura hipidiomórfica granular parcialmente recristalizada e forte orientação de biotita.

Os resultados analíticos de 12 *spots* em 12 cristais constam da Tabela 18 e do diagrama da figura 4f. Dez *spots* datados pertencem à mesma população magmática (MSWD = 0,88) e formam um aglomerado concordante com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 584±6 Ma, interpretada como a de cristalização magmática. Imagens de catodoluminescência mostram que quase toda a população de zircões ocorre como cristais multifacetados, arredondados, sugestivo de cristalização sob condições de alto grau, mas não apresentam recristalização ou sobrecrecimentos metamórficos internos, com preservação das texturas magmáticas originais. Ademais, os altos teores de U e Th são compatíveis com os observados em rochas magmáticas. Essas características indicam que a cristalização magmática foi sintectônica ao pico do metamorfismo regional granulítico, sem retrabalhamento pós-cristalização, e a idade de 584 Ma é a melhor estimativa para a do pico do evento metamórfico/colisional na região.

Numerosos plútons de granada charnockito associados a granada leucogranito, ambos do tipo S, são componentes importantes do estágio sincolisional do arco magmático do Orógeno Araçuaí. Este estágio corresponde à granitogênese g_2 , aqui datada entre 580 e 560 Ma (ver abaixo). Adicionalmente, a idade de 584 ±5 Ma do granada gnaiss charnockítico de Manhauçu é

semelhante a outras idades U-Pb e Pb-Pb (evaporação de zircão) obtidas para o estágio de granitogênese sincolisional g_2 em outras áreas do Orógeno Araçuaí (Nalini 1997, Silva 1999, Valadares et al. 1999, Noce et al. 2000.).

Biotita gnaíse tonalítico (Governador Valadares I) (Amostra LC 38) A unidade amostrada foi recentemente cartografada como parte do Complexo Mantiqueira (Projeto Leste, CPRM 1999). Consiste de ortognaíse tonalítico homogêneo, finamente bandado, com intercalações métricas a decamétricas de granada-sillimanita paragnaíse parcialmente fundidas e cavalgadas pelos ortognaíses. Ao microscópio, é biotita-tonalito gnáissico, com textura microporfiroclástica, com matriz recuperada granoblástica-alongada e poligonal, com forte orientação da mica. Os porfiroclastos ocorrem como *augens* de 2-4 mm de comprimento e consistem de quartzo, feldspato-K e plagioclásio magmáticos.

Os dados analíticos de 8 *spots* em 8 cristais constam da Tabela 19 e do diagrama da figura 5a. Todos os *spots* obtidos em zircões ígneos de uma mesma população (MSWD = 0.45) forneceram idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 565 ± 31 Ma, interpretada como a de cristalização magmática. Considerando que os cristais têm um fino (5mm) sobrecrecimento metamórfico externo de alta luminosidade (baixo U), é provável que a idade obtida seja também a melhor estimativa para o pico do metamorfismo sobreposto. Na mesma concórdia, descartando-se dois *spots* com razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais altas, obtém-se um agrupamento com idade concórdia (*concordia age*) de 553 ± 8 Ma. Embora seja uma idade concórdia, ela não tem reprodutibilidade regional, pois é acentuadamente inferior às menores idades obtidas para a fase sincolisional do cinturão (ca 560 Ma).

A idade da cristalização sintectônica desse tonalito equivale, dentro do erro do método, à idade de outros plútons sincolisionais do Orógeno Araçuaí (Rio Doce) datados em 560 Ma (Silva 1999, Silva et al. 2002b).

Biotita gnaíse granodiorítico (Governador Valadares II) (Amostra LC 39) Assim como a unidade da amostra anterior (LC 38), este gnaíse foi recentemente cartografado como componente do Complexo Mantiqueira (Projeto Leste, CPRM 1999). É um ortognaíse granodiorítico, homogêneo, finamente bandado, que cavalga o ortognaíse acima descrito. Ao microscópio, é um biotita granodiorito com textura porfiroclástica, matriz granoblástica média com abundantes porfiroclastos subcentimétricos, lenticularizados de ortoclásio microclinizado e plagioclásio magmáticos, subordinadamente biotita titanífera parcialmente cloritizada e orientada.

Os resultados analíticos de 17 *spots* em 15 cristais constam da Tabela 20 e do diagrama da figura 5b. Oito *spots* obtidos em núcleos ou sobrecrecimentos internos ígneos, pertencentes a uma mesma população, forneceram a idade concórdia (*concordia age*) de 561 ± 7 Ma, interpretada como a idade de cristalização magmática. Alguns cristais apresentam núcleos com textura e forma variadas, alguns arredondados, detríticos, com idades entre ca. 614 Ma (*spot* 14.2) e ca. 2160 Ma. Os núcleos apresentam sobrecrecimento magmático com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de ca. 560 Ma (e.g. *spots* 14.1), e são interpretados como herdados de fontes distin-

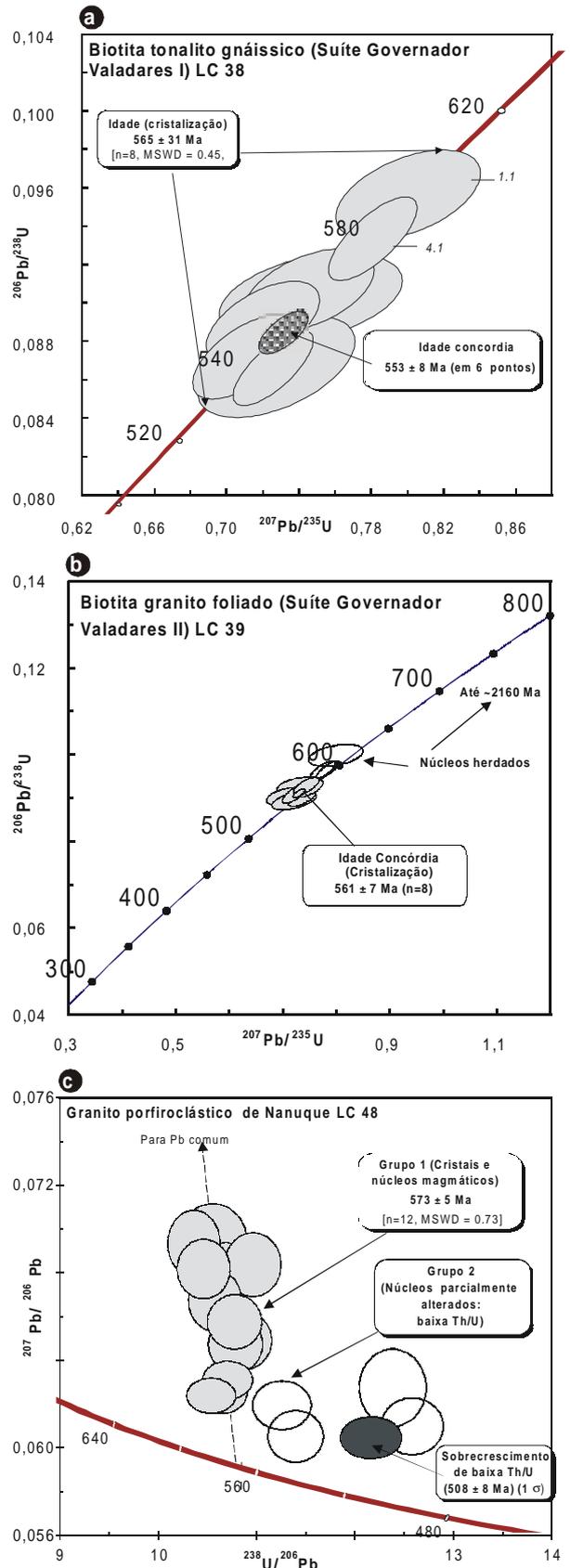


Figura 5 - Diagramas concórdia das amostras: a) LC 38; b) LC 39; c) LC 48

tas. Os sobrecrecimentos magmáticos são, por sua vez, atribuídos à precipitação direta a partir de magmas do tipo S (e.g. Williams 1998).

Assim como na amostra anterior, a idade de cristalização (561 ± 7 Ma) desse granito resultante de fusão crustal coincide, dentro da incerteza analítica, com as idades de ca. 560 Ma obtidas em corpos sincolisionais g_2 , como os picos do Pão de Açúcar e do Corcovado, alojados na margem sudeste do Orógeno Araçuaí (Rio Doce). Os dados aqui apresentados reforçam a sugestão de que estes magmas do tipo S se formaram durante fase sincolisional da evolução do arco magmático do orógeno Araçuaí (Rio Doce) entre ca. 580-560 Ma (Silva *et al.* 2002b, Delgado *et al.* 2002).

Granada-biotita granito foliado de Nanuque (Amostra LC 48) O magmatismo do tipo S, gerador de extenso batólito com rochas contendo granada e cordierita da região de Nanuque, é atribuído à granitogênese sincolisional g_2 do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Estas rochas também foram correlacionadas ao extenso arco magmático continental do sistema orogênico brasileiro III (Araçuaí-Rio Doce), cuja extremidade sudeste estaria representada pelo Arco Rio de Janeiro (granitos g_2 Pão de Açúcar e Corcovado, de ca 560 Ma; Silva, 1999, Silva *et al.* 2002b).

A amostra é um granito porfirítico, com forte alinhamento de megacristais de feldapato potássico e biotita, os quais fornecem à rocha forte trama planar gnáissica. Ao microscópio, é um granada-biotita granito com textura megaporfirítica com forte orientação, imersos em matriz de granulação média, parcialmente recrystalizada.

Os resultados analíticos de 17 *spots* em 14 cristais constam da Tabela 21 e do diagrama da figura 5c. Dez *spots* pertencentes à mesma população magmática (MSWD = 0,73) formam um aglomerado discretamente discordante que intercepta a concórdia em 573 ± 5 Ma. Esse resultado é interpretado como a idade de cristalização do magma granítico. Imagens de catodoluminescência mostram que parte dos cristais magmáticos apresenta discreto sobrecrecimento periférico de baixa luminescência (teores normais de U). A datação desta fase (*spot* 3.1) forneceu idade aparente de 508 ± 8 Ma (1σ), enquanto o núcleo magmático (*spot* 3.2) de 564 ± 10 Ma (1σ).

A idade de 573 ± 5 Ma confirma a cristalização sincolisional deste granito, contrapondo-se à idade de ca. 760 Ma obtida por Celino (1999), em isócrona Sm-Nd. Essa idade confirma a correlação do Batólito Nanuque à Suíte Rio de Janeiro datada em ca. 560 Ma e consideradas como parte de extenso arco magmático continental da fase sincolisional (g_2) do Orógeno Araçuaí (Rio Doce) (Silva *et al.* 2002). A unidade é também cronocorrelata aos granitóides sincolisionais de Governador Valadares datados neste estudo.

A presença dos sobrecrecimentos marginais não pode ser atribuída a um evento metamórfico. Um desses domínios, datado em 508 ± 8 Ma (1σ), deve resultar de distúrbio isotópico pós-cristalização. Isto pode ser possivelmente atribuído à injeção de granito pós-tectônico exposto no afloramento amostrado e que corta a amostra datada. Estas fases tardias, desprovidas de foliação tectônica, são interpretadas como geradas durante o colapso extensional do

orógeno, que teria ocorrido no intervalo 520-500 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

CONCLUSÕES Os resultados sintetizados na Tabela 2 permitem os seguintes avanços no conhecimento geológico da borda sudeste do Cráton do São Francisco:

1. Identificação e delimitação do embasamento arqueano no Orógeno Araçuaí-Rio Doce e sua extensão no Cráton São Francisco;
2. Descoberta e caracterização das raízes do arco magmático do Cinturão Mineiro (Complexo Piedade), em extensa faixa pericratônica, com idades entre ca. 2170 e 2050 Ma;
3. Determinação da idade de cristalização mesoarqueana (ca. 3000) e idade metamórfica neoarqueana (2850 Ma) dos gnaisses enderbíticos de Juiz de Fora;
4. Descoberta de uma extensão do magmatismo sincolisional (560 Ma), possivelmente associado às fases tardias do arco pré-colisional Serra dos Órgãos-Galiléia (ca 590-570 Ma), no núcleo do Orógeno Araçuaí, na borda oeste do arco (granito-gnáissicos de Governador Valadares), em terrenos até então cartografados como embasamento arqueano-paleoproterozóico deste orógeno.
5. Datação em ca. 570 Ma e caracterização do Batólito Nanuque como extensão setentrional do arco sincolisional Rio de Janeiro (ca. 560-580 Ma), no Orógeno Araçuaí. Isto, juntamente com os granitóides da região de Governador Valadares, permite a caracterização desse orógeno como integrante do sistema de orógenos brasileiro III (clímax entre ca. 590-560 Ma) e os discrimina de outros orógenos da Faixa Ribeira com clímax há ca. 630 Ma (orógenos Rio Negro e Paranapiacaba), integrantes do sistema de orógenos brasileiro II.
6. Descoberta de magmatismo básico calymíniano (ca. 1570 Ma), metamorfizado há ca. 600 Ma, em fragmento do embasamento arqueano (Complexo Pocrane) do Orógeno Araçuaí;
7. Reconhecimento da natureza ortoderivada paleoproterozóica (ca. 2195 Ma) e datação do evento metamórfico sobreposto (ca. 590 Ma) em gnaisses charnockíticos de alto grau do embasamento do Orógeno Araçuaí (Suíte Caparáó);
8. Descoberta e datação do plutonismo alcalino relacionado à fase de rifteamento da Bacia Araçuaí (ca. 880 Ma).
9. As discrepâncias e variações nas idades obtidas no presente estudo indicam que a maior parte das unidades datadas carece de resolução cartográfica adequada e não pode ser correlacionada por grandes distâncias. Conseqüentemente, são indispensáveis novos projetos de cartografia geológica que enfoquem não apenas o registro geológico correto, como também seu posicionamento cronoestratigráfico preciso ao conhecimento mais realístico da evolução geotectônica. A aplicação intensiva da sistemática U-Pb SHRIMP, especialmente aplicada aos terrenos metamórficos de médio e alto grau, deve desempenhar papel crescente nos trabalhos futuros do Serviço Geológico.

Agradecimentos Ao Dr. Luiz Augusto Bizzi, Diretor de Geologia e Recursos Minerais da CPRM pelo indispensável apoio à execução destes estudos, materializados nos artigos que constam deste fascículo. Aos Profs. Fernando Flexa Alkimin e Heinz Dirk Ebert pelas discussões e esclarecimento de diversos aspectos da evolução da área estudada. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Alkmim F.F., Brito-Neves B.B., Castro-Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco. In: J.M.L. Dominguez J.M.L. & A. Misi (eds.), *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG, Núcleo Bahia, 45-62.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Ear. Sci. Rev.*, **17**:1-29.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**:349-364
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Baars F.J., Gonçalves J.H., Delgado I.D.M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S., Silva L.C., Vidotti R.M. 2002. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. 2003. CPRM, Editora da Universidade de Brasília. Brasília.
- Carneiro M.A., Teixeira W., Carvalho Júnior I.M., Fernandes R.A. 1998. Sialic crust as a part of the Archean greenstone belt basement, evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:71-82.
- Carneiro M.A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um Segmento de Crosta Continental do Arqueano*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 233p.
- Celino J.J., Botelho N.F., Pimentel M.M. 2000. Genesis of Neoproterozoic granitoid magmatism in the eastern Araçuaí fold belt, eastern Brazil: field, geochemical and Sr-Nd isotopic evidences. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:135-139.
- Chemale Jr. F., Quade H., Van Schmus W.R. 1998. Petrography, geochemistry and geochronology of the Borrachudo and Santa Bárbara metagranites, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Sbl. Geol. Paläont. Teil I*, **3**(6):739-750.
- D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Teixeira W., Onstott T.C., Renne P.R., 1990. Paleomagnetic evidence for the evolution of Meso to Neoproterozoic glaciogenic rocks in central-eastern Brazil. *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoeco.*, **80**: 255-265.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2002. Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, M., Gonçalves, J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. 1 DVD.
- Door II J.V.N. & Barbosa A.L.M. 1963. Geology and ore deposits of the Itabira district. Minas Gerais, Brazil. *USGS, Prof. Paper*, 341-C, 110p.
- Duarte B.P. 1998. *Evolução tectônica dos ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, M.G.: Geologia, petrologia e geoquímica*. IG USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 280 p.
- Duarte B.P., Heilbron M., Campos Neto M.C., Porto Jr. R. 1999. The garnet charnockite plutonic body of the Juiz de Fora region, Central segment of the Pan-African/Brasiliano Ribeira Belt, southeastern Brazil. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos tectônicos, 7, Porto Seguro, *Resumos Expandidos*, Seção 2:56-57.
- Dussin I.A., Dussin T.M., Charvet J., Cocherie I.A., Rossi P. 1993. Single zircon dating by stepwise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço range, SE São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: SBG, Simpósio do Craton São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 39-42.
- Ebert H. 1956. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Rio de Janeiro, Diretoria de Geologia e Mineração-DGM. (*Relatório Anual do Diretor*), pp. 97-107 e 136-137.
- Fernandes M.L.S. 2001. *O Granito Borrachudos entre Dores de Guanhões e Guanhões: gênese e evolução*. Depto. Geologia, UFRJ, Rio de Janeiro. Tese Doutorado, 172 p.
- Figueiredo M.C.H. & Teixeira W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *An. Acad. Bras. Ciências* **68**:223-246.
- Grossi-Sad J.H., Chiodi Filho C., Santos J.F., Magalhães J.M.M., Carelos P.M. 1990. Geoquímica e origem da formação ferrífera do Grupo Guanhões, Distrito de Guanhões, MG, Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, 3:1241-1253.
- Ludwig K.R. 2001a. *Squid 1.02. A user's manual*. BGC Special Publ. 2., Berkeley, 19p.
- Ludwig K.R. 2001b. *User's manual for Isoplot/Ex v. 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. BGC Special Publ. 1a, Berkeley, 55p
- Machado N. & Carneiro M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Can. J. Earth Sci.*, **29**:2341-2346
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P. A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boletim da SBG-Núcleo Minas Gerais*, **10**:171-174.
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Prec. Res.*, **79**:347-361.
- Nalini H.A. 1997. *Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia, Minas Gerais, Brésil*. PhD Thesis, École Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne, France. 250 p.
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:95-102.
- Noce C.M.; Macambira M.B., Pedrosa-Soares A.C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**: 25-29.
- Paces J.B. & Miller J.D. 1989. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. *J. Geophys. Res.*, **98B**, 13997-14013.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedmann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.*, **110**:307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Dardenne M.A., Hasui Y., Castro F.D.C., Carvalho M.V.A., 1994. *Nota Explicativa dos Mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais (Escala 1:100.000)*. Secretaria de Recursos Minerais Hídricos e Energéticos-SEME/Companhia Mineradora de Minas Gerais-COMIG.
- Sengör A.M.C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Thetyan perspective. *Ear. Sci. Rev.*, **27**:1-201.
- Silva L.C. 1999. *Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano*. Universidade Federal

- do Rio Grande do Sul-UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 243p.
- Silva L.C., Leite C.A., Heineck C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Baars F.J., Perrotta M., Salvador E.D., Lopes R.C., Silva M.G.M., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Drummond J.B.V. 2002a. *Mapa Geológico de Minas Gerais, E: 1.1.000.000*. CPRM- Serviço Geológico do Brasil/ COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. Belo Horizonte (Inédito).
- Silva L.C., Hartmann L.A., McNaughton N.J.L.A., Fletcher I.R. 2002b. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Basiliano/Pan-African systems of orogens. *Prec. Res.* (submitted).
- Söllner F., Lammerer B., Weber-Diffenback K. 1991. *Die krustenentwicklung nordlich von Rio de Janeiro/Brasilien*. Munchner Geologische Heft 4, München, 100 p.
- Teixeira W., Cordani U.G., Nutman A.P., Sato K. 1998. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Craton, Brazil: SHRIMP U-Pb zircon evidence. *J. Sou. Am. Ear. Sci.*, **11**:279-289.
- Teixeira W., Sabaté J.P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro A.M. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. *In*: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 101-138.
- Tuck L., Wingate M.T.D., Liégeois J.P., Fernandez-Alonso M., Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian groups (Bas Congo): onset of Rodinia rifting at the west edge of the Congo Craton. *Prec. Res.*, **110**:277-306.
- Valladares C.S., Machado N., Heilbron M., Tupinambá M., Duarte B., Gauthier G., Noronha M. 1999. Ages of detrital zircon from central Ribeira Belt (Brazil) using Laser-ablation-ICPMS. *In*: South-Am. Symp. Isotope Geol., 2, Córdoba, Argentina, 1999. *Acta. Córdoba, SEGEMAR* (Serv. Geológico Minero Argentino). v.34, p. 145-147.
- William I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion Microprobe. *In*: M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.C. Sahnks III, W.I. Ridley (eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralising processes. *Rev. Econ. Geol.*, **7**:1-35.

Manuscrito A-1333

Recebido em 15 de março de 2002

Revisão dos autores em 20 de dezembro de 2002

Revisão aceita em 23 de dezembro de 2002