

Proveniência e análise sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG)

Provenance and sedimentary analysis of the basal portion of the Bambuí Group at Arcos (MG)

Matheus Kuchenbecker¹, Marly Babinski², Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹,
Ricardo Diniz da Costa¹, Leonardo Lopes-Silva³, Felipe Pimenta³

¹Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Avenida Antônio Carlos 6627, CEP 31270-901, Belo Horizonte, MG, BR (alemaogeo@gmail.com; pedrosa@igc.ufmg.br; biduufmg@gmail.com)

²Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, SP, BR (babinski@usp.br)

³Lhoist do Brasil, São José da Lapa, MG, BR (leogeo83@gmail.com; felipegeologia@gmail.com)

Recebido em 23 de fevereiro de 2013; aceito em 21 de agosto de 2013

RESUMO

A origem e evolução da Bacia Bambuí é tema de grandes debates, em muito intensificados pela recente corrida exploratória de empresas públicas e privadas em busca de hidrocarbonetos gasosos. Na porção sudoeste da bacia, são raras as oportunidades de se observar o contato basal das rochas sedimentares com seu embasamento, cujas características são cruciais para o entendimento dos processos de instalação da bacia e do início de seu preenchimento. Por meio de testemunhos de sondagem, teve-se acesso a toda a porção basal do Grupo Bambuí na região de Arcos (MG), incluindo seu embasamento. A seção amostrada exibe como embasamento um granodiorito arqueano (c. 2,8 – 2,9 Ga), fortemente fraturado à época da sedimentação. A unidade basal do Grupo Bambuí é um tilito de alojamento maciço, polimítico, de espessura decimétrica. Grãos de zircão separados da matriz do tilito foram datados e exibem um pico principal de idades em c. 2,8 Ga, indicando proveniência do próprio embasamento. Sobre o tilito repousam calcários impuros, que passam gradativamente para um pacote pelítico, em tendência de preenchimento retrogradacional. Fragmentos terrígenos no calcário impuro sugerem que o embasamento tenha continuado a atuar como fonte durante a sedimentação dos metros iniciais da seção. As rochas pelíticas que ocorrem para o topo têm assinatura litoquímica compatível com fontes ácidas, e possuem idades-modelo Sm-Nd de 1,7 Ga. O acervo de dados sugere que rochas da Faixa Brasília tenham atuado como fonte para as rochas pelíticas, corroborando a interpretação de um caráter *foreland* para a bacia.

Palavras-chave: Bacia Bambuí; Proveniência sedimentar; Zircões detríticos; Idade modelo; Arcos.

ABSTRACT

The origin and evolution of Bambuí Basin has been a matter of debate, in much intensified by the recent exploratory efforts carried out by public and private companies looking for natural gas. In the southeastern portion of the basin there are rare opportunities to access the contact between the sedimentary rocks and its basement, whose characteristics are crucial to understanding the processes of basin installation and the early sedimentation. The analysis of drill cores allowed us to describe the lowermost Bambuí Group in Arcos (MG) region, including its basement. The sampled section displays as basement an archean granodiorite (ca. 2.8 – 2.9 Ga), fractured at the time of sedimentation. The Bambuí Group basal unit is dm-thick, massive lodgment tillite. Grains of zircon separated from the tillite matrix were dated and show a main age peak at ca. 2.8 Ga, indicating provenance from the own basement. On the tillite rests an impure limestone that passes gradually to a muddy unit, in a retrogradational filling trend. Terrigenous fragments in the impure limestone suggests that the basement has continued to be a source of sediments in the bottom of the section. The pelitic rocks that occurs to the top has a litochemical signature compatible with acidic source rocks, and shows Sm-Nd model ages of 1.7 Ga. These data suggests that rocks from the Brasília Belt have acted as a source for the pelitic rocks, supporting the interpretation of a foreland set for the basin.

Keywords: Bambuí Basin; Sedimentary provenance; Detrital zircons; Model ages; Arcos.

INTRODUÇÃO

A Bacia Bambuí, desenvolvida sobre o Cráton do São Francisco ao final da amalgamação do Gondwana (c. 700 – 500 Ma), tem sido um dos mais intrigantes e controversos temas geológicos do Brasil. Atualmente, as atenções novamente se voltaram para essa bacia devido à corrida exploratória de empresas públicas e privadas em busca de hidrocarbonetos gasosos, cujas emanações naturais são conhecidas de longa data (e.g. Martins et al., 1993; Fugita e Clark Filho, 2001; Reis, 2011).

O município de Arcos (MG) localiza-se junto à borda sudoeste da bacia e apresenta larga ocorrência de calcários da porção inferior do Grupo Bambuí — que ali afloram em espessas camadas —, mas são raras as oportunidades de se acessar o contato basal do grupo. Nesse sentido, o presente trabalho oferece uma excelente oportunidade para se conhecer a sequência basal do Grupo Bambuí e seu embasamento, por meio do estudo de testemunhos de sondagem rotativa (realizada cerca de 4 quilômetros a oeste da cidade de Arcos), cedidos por uma empresa atuante na região. Na seção estudada, foram descritas, além das rochas carbonáticas, diferentes tipos de rochas siliciclásticas, que são o foco do presente trabalho. Por meio de análises petrográficas, litoquímicas (elementos traços, incluindo Terras Raras) e isotópicas (U-Pb em grãos detríticos de zircão, Sm-Nd em rocha-total), buscou-se determinar as fontes dos sedimentos, atentando-se para suas implicações geotectônicas.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia Bambuí corresponde ao *locus* deposicional das rochas sedimentares do Grupo Bambuí (Martins-Neto e Alkmim, 2001), principal unidade de cobertura pré-cambriana do Cráton do São Francisco (Figura 1). A unidade ocorre em extensas áreas nos estados de Minas Gerais, Bahia, Mato Grosso, Tocantins e Goiás, e, de forma geral, representa um espesso conjunto de rochas pelíticas e carbonáticas depositadas em ambiente marinho plataformaraso a profundo (Dardenne, 1978, 1981; Martins-Neto, 2009). O arranjo estratigráfico da unidade baseia-se, com poucas modificações, nos trabalhos pioneiros de Costa e Branco (1961) e Dardenne (1978, 1981), exibindo, da base para o topo, as formações Carrancas (diamictito, ritmito, arenito), Sete Lagoas (calcário e dolomito, com intercalações pelíticas), Serra de Santa Helena (pelito com lentes de calcário), Lagoa do Jacaré (calcário, siltito), Serra da Saudade (siltito com intercalações de arenito e calcário) e Três Marias (arenito, arcósio, conglomerado). A Formação Samburá (conglomerado, arenito) também integra o Grupo Bambuí, ocorrendo apenas na porção sudoeste da bacia (Castro e Dardenne, 1961).

Apesar de não ser uma hipótese consensual, o Grupo Bambuí tem sido interpretado como registro de uma bacia *fore-land*, desenvolvida em resposta à edificação da Faixa Brasília, a oeste (e.g. Castro e Dardenne, 2000; Alkmim e Martins-Neto, 2001; Martins-Neto et al., 2001; Martins-Neto, 2009).

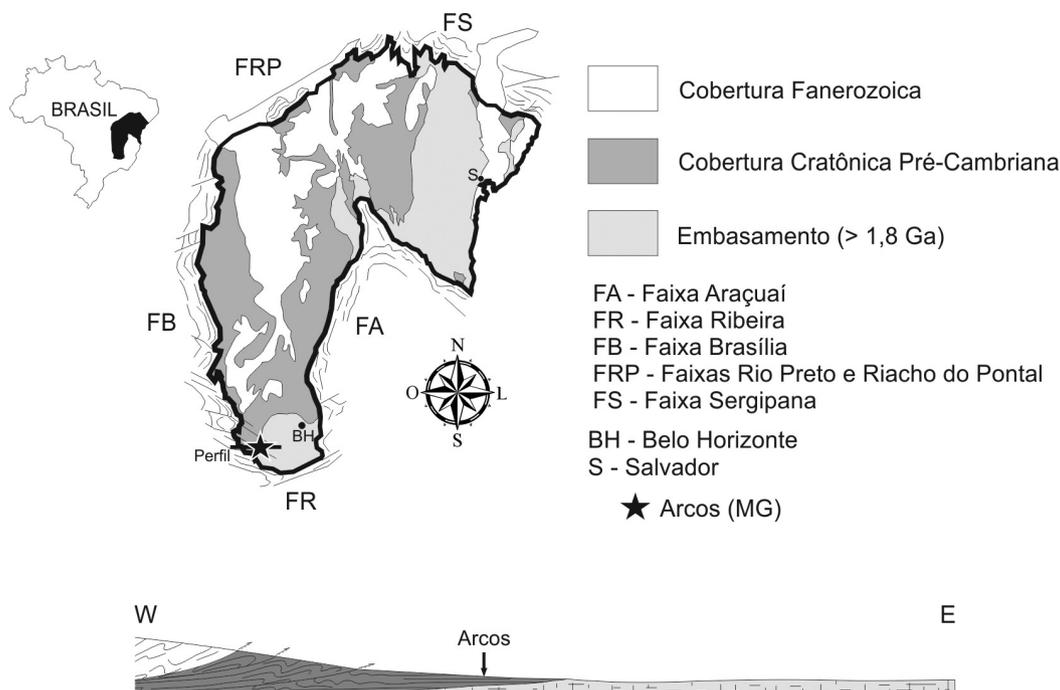


Figura 1. Contexto geotectônico da região de Arcos (MG), na borda oeste do Cráton do São Francisco. O perfil esquemático ilustra a atenuação da deformação para leste e a proximidade das rochas do embasamento.

A idade de sedimentação do Grupo Bambuí tem sido motivo de intensa investigação. A idade isocrônica Pb-Pb de 740 ± 22 Ma foi obtida em carbonatos da Formação Sete Lagoas na porção leste da bacia (Babinski et al., 2007). Contudo, a controvérsia se instalou com o advento das datações U-Pb de grãos detriticos de zircão, tais como as idades em c. 610 Ma relatadas por Rodrigues (2008) para pelitos da porção basal do Grupo Bambuí na região leste da bacia e idades em torno de 540 Ma apresentadas por Paula-Santos et al. (2012) e Pimentel et al. (2012) para a mesma unidade. O conglomerado da Formação Samburá também contém grãos de zircão de c. 620 Ma (Reis et al., 2012). Tal acervo de dados sugere que, ao menos em parte, as rochas do grupo podem ser substancialmente mais jovens.

A PORÇÃO BASAL DO GRUPO BAMBUÍ EM ARCOS

A base da sucessão sedimentar aflorante em Arcos (MG) apresenta, em seus 50 m iniciais, sedimentos carbonáticos e siliciclásticos intercalados, registrando uma tendência de preenchimento retrogradacional. A seção, detalhada abaixo,

é composta por um diamictito basal recoberto por calcários impuros, que passam gradativamente para um pacote pelítico (Figura 2). Para o topo, em unidades não abordadas neste estudo, o pacote assume caráter francamente carbonático, em tendência de preenchimento progradacional (Kuchenbecker et al., 2011; Nobre-Lopes, 1995). Do ponto de vista litoestratigráfico, as rochas estudadas integram as formações Carrancas e Sete Lagoas (Costa e Branco, 1961).

Embasamento

Como embasamento tem-se um granodiorito de granulção média, verde escuro a cinza, fracamente foliado. A rocha é considerada como do tipo I e representa um corpo sin a tardi-tectônico intrusivo nos complexos TTG que compõem o embasamento do Cráton do São Francisco na região (e.g. síntese em Kuchenbecker, 2011).

Formação Carrancas – Unidade 1

Na base da pilha sedimentar tem-se uma camada de diamictito de 50 cm de espessura, com contato de topo brusco e concordante com o calcário impuro da Unidade 2.

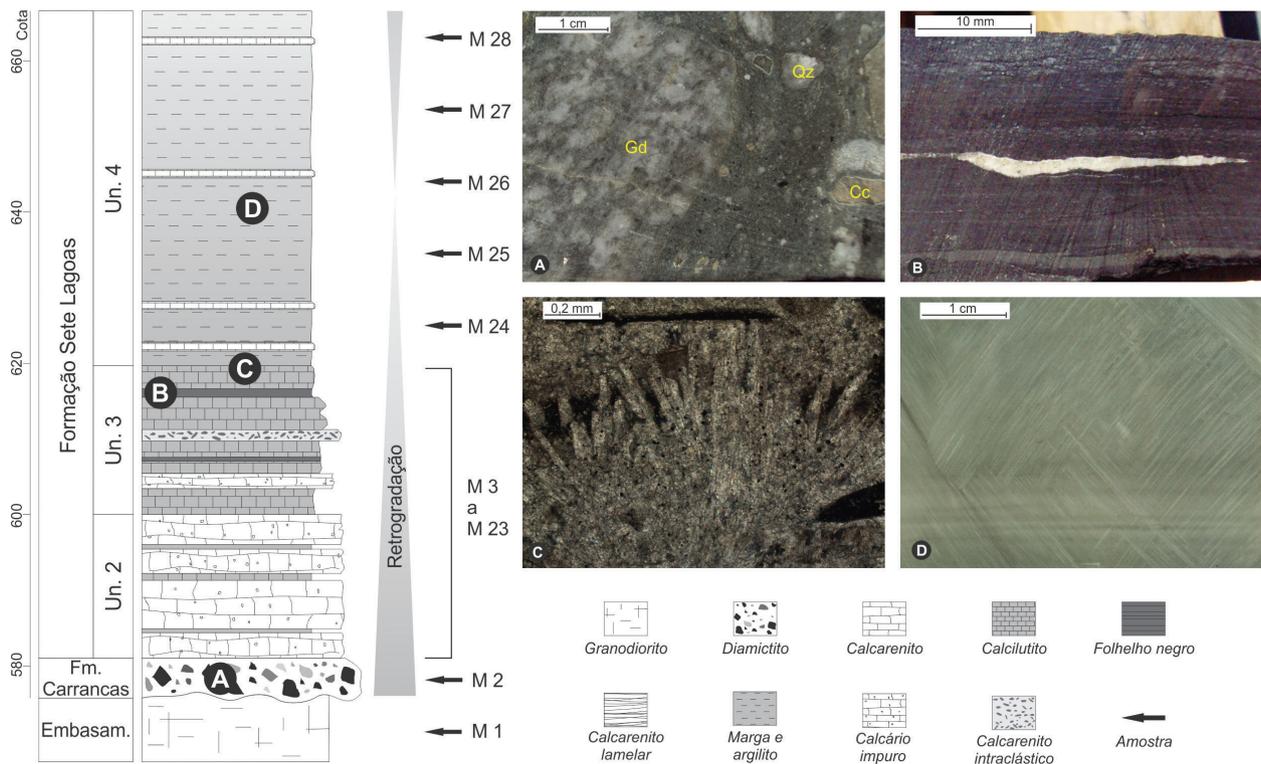


Figura 2. Coluna estratigráfica da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). Notar a tendência de preenchimento retrogradacional. (A) Detalhe do diamictito basal, com ênfase para os clastos de quartzo (Qz), granodiorito (Gd) e calcário (Cc); (B) Camada de folhelho negro da Unidade 3, exibindo vênula calcítica paralela ao acamamento; (C) Leques de cristais de calcita, pseudomorfos de aragonita, no topo da Unidade 3. Fotomicrografia, luz analisada; (D) Detalhe de argilito verde da Unidade 4. Notar a presença de lâminas mais claras, carbonáticas, na parte inferior da foto.

O contato basal é extremamente irregular, indicando um embasamento intensamente fraturado à época de deposição. Uma feição notável observada no contato com o embasamento é uma fratura aberta junto à superfície, cujo espaço foi preenchido por sedimentos de granulometria areia a grânulo, configurando um dique clástico de dimensão centimétrica (Figura 3).

O diamictito é maciço e tem arcabouço composto por clastos de tamanho grânulo a bloco, subarredondados a angulosos. São observados clastos de granitoide, calcário, siltito, cloritito, xisto, formação ferrífera, quartzo e feldspato, que se encontram imersos em matriz esverdeada composta por uma mistura de areia fina e argila (Figura 2A). Os clastos de granitoide guardam grande semelhança com o embasamento e, assim como os clastos de siltito, são em geral maiores e mais arredondados que os demais. Observa-se um aumento na proporção de matriz em direção ao topo da camada. Dado notável é a ocorrência de fragmentos detríticos de cloritito e clorita magnésiana com propriedades óticas anômalas.

Dois amostras de diamictito (1/4 de testemunho, diâmetro NQ, 46 mm), uma da base e uma do topo da camada, foram escaneadas em alta resolução, para análise de seu padrão textural. Os grãos maiores que 1 mm foram desenhados e a imagem gerada foi analisada por meio do *software* ImageTool (Wilcox et al., 2002), para determinação da orientação relativa dos eixos maiores dos objetos desenhados. Na amostra

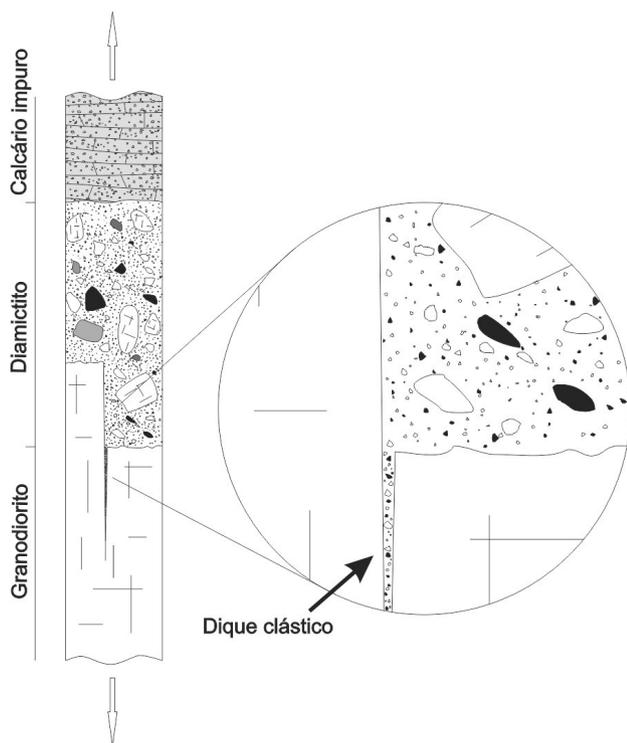


Figura 3. Desenho esquemático exibindo o padrão textural geral da camada de diamictito. Notar o contato irregular com o embasamento e a ocorrência de dique clástico de espessura subcentimétrica. Escala não representativa.

da base da camada, verificou-se orientação preferencial dos componentes do arcabouço a 55° em relação ao plano horizontal (Figura 4A), enquanto na amostra de topo a orientação, apesar de menos evidente, ocorre preferencialmente a 35° do mesmo referencial. Na amostra de topo, também são visíveis planos descontínuos e irregulares que, por vezes, envolvem grãos (Figura 4B).

Formação Sete Lagoas

Unidade 2

Composta por calcário cristalino impuro com camadas de calcilito, a Unidade 2 tem cerca de 9 m de espessura e recobre o diamictito da Formação Carrancas por contato brusco. O calcário é cinza claro e apresenta proporções variáveis de fragmentos detríticos que podem chegar a 40% da rocha. Ocorrem grãos de quartzo, mica, granito, xisto e cloritito, além de intraclastos carbonáticos, em sua maioria angulosos a subarredondados, de dimensões submilimétricas. A exemplo do que ocorre com os clastos no diamictito, os fragmentos de rocha são usualmente maiores que os demais e podem alcançar granulometria areia grossa a grânulo. Apesar da significativa contribuição terrígena, as amostras dessa unidade não renderam grãos detríticos de zircão.

Unidade 3

Com 8 m de espessura, a Unidade 3 apresenta uma drástica diminuição no aporte de terrígenos, sendo composta principalmente por calcilito maciço, com eventuais intercalações de calcarenito impuro e camadas intraclásticas. No topo, passam a ocorrer camadas milimétricas a centimétricas de marga verde clara, registrando o contato gradacional para a unidade sobrejacente. Uma característica peculiar da Unidade 3 é a ocorrência esporádica de lâminas milimétricas a camadas decimétricas de folhelho negro (Figura 2B), que pode apresentar contatos bruscos ou gradacionais com os litotipos carbonáticos. Nessas camadas, é comum a ocorrência de sulfetos disseminados ou concentrados segundo o acamamento.

No topo da unidade, em porção de aspecto bandado e com camadas intraclásticas, ocorrem sucessivas lâminas formadas por cristais de calcita, pseudomorfos de aragonita, em cristais de até 0,2 mm de comprimento (Figura 2C). Os cristais arranjam-se em forma de leque, partindo radialmente de um ponto no acamamento. Associados a eles ocorrem intraclastos micríticos e agregados de calcita em geometria radial, imersos em matriz esparítica média.

Unidade 4

Representa um pacote de marga e argilito, com cerca de 25 m de espessura. A base da unidade é marcada pela



Figura 4. Análise textural das amostras de diamictito. (A) Amostra basal escaneada e desenho dos clastos maiores que 1 mm. O diagrama de roseta indica a orientação preferencial dos eixos maiores dos clastos a 55° da horizontal. $n = 76$; (B) Amostra de topo escaneada e desenho dos clastos maiores que 1 mm. Notar a presença de planos descontínuos, inexistentes na amostra basal. O diagrama de roseta indica a orientação preferencial dos eixos maiores dos clastos a 35° da horizontal. $n = 75$.

ocorrência de margas verde clara, cujo conteúdo carbonático diminui progressivamente, passando a argilito verde mais escuro, maciço, que predomina francamente em sua porção média. Frequentemente, observam-se camadas centimétricas de calcário puro, branco a róseo, nas quais podem ocorrer raras e incipientes construções estromatolíticas — cujo crescimento foi aparentemente inibido pelo grande aporte de argila. Na porção superior, o conteúdo de carbonatos volta a aumentar, retornando à margas.

A Unidade 4 marca a superfície de inundação máxima desse ciclo de preenchimento, registrando, para o topo, o início de um ciclo com tendência progradação: as unidades sobrejacentes voltam a assumir caráter francamente carbonático, em fácies progressivamente mais rasas (Kuchenbecker et al., 2011).

RESULTADOS ANALÍTICOS

U-Pb

Zircões recuperados do embasamento e do diamictito basal foram datados pelo método U-Pb no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP), utilizando-se a técnica Laser Ablation MultiCollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Na análise dos cristais, previamente montados em resina epóxi, foi utilizado um equipamento de laser excimer acoplado a um espectrômetro de massa. No processo de ablação, foi utilizado um feixe de laser com 29 μm de diâmetro, com frequência de pulso entre 5 e 100 Hz e energia aplicada variável entre 0 e 20 mJ.

As partículas removidas do zircão foram transportadas por gás He até a tocha, sendo ali ionizadas. O espectrômetro utilizado foi um NEPTUNE (*Thermo Scientific*), cujas operações de rotina foram realizadas sob as seguintes condições: energia da rádio frequência 1.200 W, gás de resfriamento a 15 L/min, gás auxiliar a 0,70 L/min, fluxo de gás na amostra a 0,75 L/min e detectores nas posições $^{202}\text{Hg} = \text{IC3}$, $^{204}\text{Hg} + ^{204}\text{Pb} = \text{IC4}$, $^{206}\text{Pb} = \text{L4}$, $^{207}\text{Pb} = \text{IC6}$, $^{208}\text{Pb} = \text{L3}$, $^{232}\text{Th} = \text{H2}$, $^{238}\text{U} = \text{H4}$. As idades foram calculadas em função do padrão internacional GJ (Elholou et al., 2006).

Com o objetivo de se obter uma visão preliminar sobre a idade de cristalização do granodiorito, três cristais de zircão foram datados (U-Pb, LA-ICP-MS, Tabela 1). Os zircões analisados apresentam coloração castanha, são anédricos a euédricos e quase sempre estão fraturados. Em imagem de catodoluminescência observa-se zonamento oscilatório de caráter ígneo nos três cristais, além de pequenas imperfeições que podem representar inclusões. Assim como as fraturas, essas imperfeições foram evitadas no momento da análise (Figura 5).

Os resultados obtidos mostram relativa discrepância, com idades no intervalo de 2,82 a 2,93 Ga. Discordância reversa é observada nas três análises, o que impede a obtenção de uma idade concórdia com esse pequeno número de dados. Ainda assim, as análises sugerem idade arqueana para o granodiorito.

Cinquenta e sete grãos de zircão separados da matriz do diamictito foram datados. Para fins estatísticos, foram consideradas apenas as idades que apresentaram concordância acima de 85%, condição atendida por 34 dos 57 grãos analisados (Tabela 1). Em geral, os grãos de zircão são subédricos e euédricos, e raramente mostram-se arredondados (Figura 6). Observam-se, frequentemente, cristais muito fraturados, enquanto inclusões ocorrem raramente. Em imagem de catodoluminescência (Figura 6), é possível observar zoneamento oscilatório magmático, muito bem definido na maioria dos grãos. Núcleos herdados e bordas de recristalização expressivas não são observados. Do ponto de vista morfológico, a população mais expressiva caracteriza-se por cristais de prismas curtos, com razão comprimento/largura entre 1,5 e 2, enquanto cristais em prismas compridos e cristais sem as faces do prisma bem desenvolvidas ocorrem com bem menos frequência.

As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas foram plotadas em histograma de frequência (Figura 7A), utilizando-se inicialmente todos os grãos que apresentaram concordância $\geq 85\%$ (34 grãos). O histograma evidencia a predominância de uma fonte arqueana, com idade em torno de 2,8 Ga, além de raras fontes mais antigas (3,12 e 3,47 Ga). Quando plotados apenas os grãos com concordância $\geq 90\%$ e $\geq 95\%$ os mesmos picos de frequência são observáveis, apesar do número inferior de medidas.

A existência de uma fonte largamente predominante é reforçada pela disposição dos dados no diagrama concórdia para todos os grãos analisados, inclusive os discordantes (Figura 7B). Os dados exibem uma importante direção de perda de chumbo a partir das idades concordantes obtidas (c. 2,8 Ga) em direção à origem, sugerindo que mesmo os zircões discordantes pertencem à fonte principal.

Sm-Nd

Análises isotópicas Sm-Nd em rocha total foram realizadas em amostras do granodiorito do embasamento, de folhelho negro da Unidade 3 (M14) e argilito da Unidade 4 (M26). As análises foram realizadas no laboratório do CPGeo/USP, onde, para cada amostra, cerca de 50 mg de rocha pulverizada foram dissolvidos via digestão ácida. Sm e Nd foram purificados por meio da técnica de troca catiônica empregando resinas RE e LN Spec e tiveram suas razões isotópicas medidas em espectrômetro de massa multicoletor Triton. As idades TDM foram calculadas com base no modelo de DePaolo (1981). O branco analítico é de ca. 70 pg Nd e de ca. 20 pg Sm. O valor médio medido para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do padrão JNdi foi de $0,512098 \pm 0,000013$.

A amostra do granodiorito (M1, Tabela 2) revelou idade modelo TDM de 3,0 Ga, com épsilon $\text{Nd}_{(2,93)}$ de +1,49. As duas amostras pelíticas analisadas apresentaram resultados muito semelhantes entre si (Tabela 2). Para o folhelho negro da Unidade 3 foi obtida a idade modelo TDM de 1,7 Ga, com $\text{Nd}_{(0)}$ igual a -16,07. Para o argilito da Unidade 4 também foi obtida uma idade modelo de 1,7 Ga, com épsilon $\text{Nd}_{(0)}$ igual a -14,87, o que pode indicar fonte(s) única(s) para as duas unidades.

Litoquímica

Amostras das rochas pelíticas das unidades 3 e 4 foram analisadas para elementos traços, incluindo Terras Raras (Tabela 3). As análises foram realizadas no laboratório Acme Labs (Canadá), onde a abundância dos elementos é determinada a partir da fusão de 0,2 g de amostra com tetraborato de lítio, digestão com ácido nítrico diluído e análise por ICP-OES (elementos maiores e traços diversos) e ICP-MS (Terras Raras). A perda ao fogo é dada pela diferença de peso após fusão a 1.000°C. Metais preciosos e metais-base são determinados após digestão de 0,5 g de amostra com água régia e posterior análise em ICP-MS.

Para o estudo de proveniência utilizou-se diversos dos elementos analisados, tendo-se em vista que a composição química das rochas pelíticas, especialmente no que tange a esses elementos, guarda relações com a composição de suas fontes (McLennan, 1989). De acordo com Cullers (2002), as razões Th/Co, La/Sc e La/Cr

Tabela 1. Dados isotópicos U-Pb obtidos por Laser Ablation MultiCollector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry.

Grão. spot	Razões radiogênicas						Idade (Ma)						% Disc
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	
Amostra M1 (Granodiorito)													
I	0,6183	0,0062	17,0258	0,6353	0,1982	0,0054	3103	25	2936	35	2817	45	-6
II	0,5737	0,0055	15,7959	0,5784	0,2005	0,0054	2923	23	2865	34	2836	44	-2
III	0,5717	0,0063	16,8501	0,6317	0,2126	0,0058	2915	26	2926	35	2932	43	0
Amostra M2 (Diamictito)													
1	0,3168	0,0031	8,4688	0,1257	0,1948	0,0022	1774	15	2283	13	2788	19	22
2	0,4997	0,0040	13,1227	0,1776	0,1986	0,0022	2613	17	2689	13	2820	18	3
3	0,3076	0,0051	7,7785	0,1463	0,1939	0,0022	1729	25	2206	17	2780	19	22
4	0,4997	0,0051	13,3275	0,2009	0,1944	0,0021	2612	22	2703	14	2784	18	3
5	0,5331	0,0037	14,7202	0,1930	0,1949	0,0022	2754	16	2797	12	2789	19	2
6	0,3601	0,0046	9,5739	0,1621	0,1937	0,0022	1983	22	2395	15	2778	19	17
7	0,1695	0,0026	4,3669	0,0819	0,1874	0,0021	1010	14	1706	15	2723	18	41
8	0,3407	0,0025	8,6575	0,1144	0,1846	0,0020	1890	12	2303	12	2697	19	18
9	0,5623	0,0033	15,1830	0,1904	0,1965	0,0022	2876	14	2827	12	2802	18	-2
10	0,5253	0,0034	14,1632	0,1809	0,1963	0,0022	2721	14	2761	12	2801	18	1
11	0,4005	0,0012	10,6614	0,1493	0,1946	0,0026	2171	5	2494	13	2786	22	13
12	0,4842	0,0022	12,7761	0,1866	0,1923	0,0025	2545	10	2663	14	2766	22	4
13	0,4332	0,0048	11,7802	0,2054	0,1946	0,0026	2320	21	2587	16	2786	22	10
14	0,1063	0,0028	2,7518	0,0763	0,2001	0,0034	651	16	1343	20	2833	28	52
15	0,4873	0,0021	12,8470	0,1836	0,1933	0,0025	2559	9	2668	13	2775	22	4
16	0,4972	0,0036	13,3832	0,2101	0,1962	0,0026	2602	15	2707	15	2800	22	4
17	0,5300	0,0021	14,5032	0,2102	0,1963	0,0026	2741	9	2783	14	2800	22	2
18	0,4103	0,0025	10,9182	0,1625	0,1940	0,0025	2216	11	2516	14	2781	22	12
19	0,5140	0,0020	13,8599	0,2059	0,1978	0,0027	2674	9	2740	14	2813	22	2
20	0,3975	0,0043	10,3769	0,1800	0,1949	0,0026	2157	20	2469	16	2789	22	13
21	0,5400	0,0032	14,5592	0,2166	0,1973	0,0026	2784	14	2787	14	2809	22	0
22	0,1112	0,0018	2,7282	0,0607	0,1936	0,0032	680	11	1336	16	2778	27	49
23	0,4126	0,0064	11,2152	0,2041	0,1972	0,0028	2227	29	2541	17	2808	24	12
24	0,5198	0,0039	13,7576	0,2695	0,1954	0,0026	2698	17	2733	18	2793	22	1
25	0,2872	0,0019	7,0945	0,1410	0,1817	0,0025	1628	10	2123	18	2670	24	23
26	0,2887	0,0036	7,4510	0,1461	0,1862	0,0033	1635	18	2167	17	2712	30	25
27	0,5249	0,0103	14,2111	0,3762	0,1960	0,0026	2720	43	2764	25	2798	22	2
28	0,2918	0,0018	7,6023	0,1457	0,1892	0,0025	1651	9	2185	17	2739	22	24
29	0,2441	0,0022	6,6749	0,1498	0,1933	0,0027	1408	11	2069	20	2775	23	32
30	0,5967	0,0053	19,8798	0,3999	0,2396	0,0033	3017	21	3086	19	3120	21	2
32	0,0562	0,0011	1,4202	0,0410	0,1822	0,0024	352	7	897	17	2675	22	61
33	0,5638	0,0031	15,2838	0,2866	0,1979	0,0026	2882	13	2833	18	2814	22	-2
34	0,4623	0,0035	12,3970	0,2392	0,1947	0,0025	2450	16	2635	18	2787	22	7
35	0,3839	0,0046	10,4185	0,2195	0,1925	0,0025	2095	21	2473	19	2768	22	15
36	0,5322	0,0073	14,1377	0,3206	0,1951	0,0026	2751	31	2759	21	2790	22	0
37	0,4694	0,0070	12,5975	0,2236	0,1952	0,0015	2481	31	2650	17	2791	13	6
38	0,3356	0,0030	8,8174	0,1159	0,1941	0,0015	1865	15	2319	12	2782	13	20
39	0,5053	0,0038	13,7420	0,1708	0,1981	0,0016	2636	16	2732	12	2816	13	3
40	0,3626	0,0036	9,9852	0,1367	0,1938	0,0016	1995	17	2433	13	2779	14	18
41	0,2416	0,0035	6,4623	0,1212	0,1883	0,0016	1395	18	2041	16	2731	14	32
42	0,4975	0,0037	13,4211	0,1687	0,1968	0,0016	2603	16	2710	12	2805	14	4
43	0,1869	0,0053	5,3575	0,2117	0,2206	0,0023	1104	29	1878	33	2991	17	41
44	0,4926	0,0044	13,0427	0,1781	0,1953	0,0015	2582	19	2683	13	2792	13	4
45	0,2970	0,0063	7,8732	0,2009	0,2055	0,0030	1676	31	2217	23	2877	24	24
46	0,1426	0,0032	3,6369	0,1078	0,1954	0,0028	860	18	1558	23	2793	24	45
47	0,2984	0,0029	7,7382	0,1064	0,1893	0,0015	1683	14	2201	12	2739	13	24
48	0,3044	0,0023	8,1510	0,1022	0,1956	0,0017	1713	11	2248	11	2794	14	24
49	0,5677	0,0038	15,1354	0,1781	0,1937	0,0016	2898	16	2824	11	2778	14	-3
50	0,5666	0,0055	15,3414	0,5865	0,1961	0,0055	2894	23	2837	36	2799	46	-2
51	0,3605	0,0131	9,8218	0,4871	0,2111	0,0062	1984	62	2418	45	2920	47	18
52	0,5470	0,0054	14,9174	0,5659	0,1981	0,0055	2813	23	2810	35	2816	45	0
53	0,5080	0,0144	13,7858	0,6731	0,1993	0,0056	2648	61	2735	45	2826	46	3
54	0,5061	0,0058	13,6013	0,5205	0,1972	0,0055	2640	25	2722	36	2808	46	3
55	0,5385	0,0061	14,9123	0,5637	0,2013	0,0055	2777	26	2810	35	2842	45	1
56	0,5463	0,0054	15,2627	0,5695	0,1992	0,0054	2810	22	2832	35	2825	45	1
58	0,7654	0,0083	31,2820	1,1716	0,3000	0,0082	3664	30	3528	36	3469	45	-4
59	0,0722	0,0025	1,9494	0,0980	0,1942	0,0053	449	15	1098	33	2782	45	59
60	0,1318	0,0020	2,9273	0,1440	0,1484	0,0059	798	11	1389	37	2324	67	43

bem como as relações entre esses elementos permitem a diferenciação entre fontes dominadas por rochas básicas ou por rochas ácidas. As amostras de folhelho negro (M16 – Unidade 3) e argilito (M25 – Unidade 4) apresentam razões compatíveis com o campo indicativo de rochas-fonte ácidas. O mesmo acontece no diagrama ternário La-Th-Sc (Figura 8), no qual as amostras situam-se no campo indicativo das rochas ácidas.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

A proximidade entre as idades de cristalização e a idade modelo obtidas para o granodiorito do embasamento e o valor positivo de ϵ_{Nd} , aliados às características petrográficas e geoquímicas dessa rocha (Kuchenbecker, 2011) sugerem baixo grau de diferenciação magmática e protólito com contribuição juvenil. Do ponto de vista de correlação regional, a rocha pode representar um corpo intrusivo correlato à unidade granítica do Complexo Campo Belo (Fernandes e Carneiro, 2000).

As rochas carbonáticas das unidades 2 e 3 foram interpretadas, com base em suas características sedimentares e assinatura quimioestratigráfica, como depósitos pós-glaciais, associados a uma das grandes glaciações do Neoproterozoico (Kuchenbecker 2011, Kuchenbecker et al., no prelo).

No cenário de um ambiente glacial, as características do diamictito basal podem fornecer dados importantes

sobre os processos atuantes à época. A grande irregularidade do embasamento e a presença de diques clásticos podem ser entendidas como resultado de erosão subglacial, com a fragmentação de blocos favorecida por congelamento e descongelamento de água em fraturas preexistentes na rocha (e.g. Carol, 1947, in Boulton, 1974) e pela variação da pressão da água contida nas fraturas (Bennet e Glasser, 2009). Assim, uma intensa desagregação das porções mais fraturadas do embasamento poderia dar origem a obstáculos e depressões, favorecendo o alojamento de uma eventual carga sedimentar de fundo de geleira. Além disso, esses processos seriam responsáveis pela disponibilização de grande quantidade de clastos do embasamento, encontrados no diamictito.

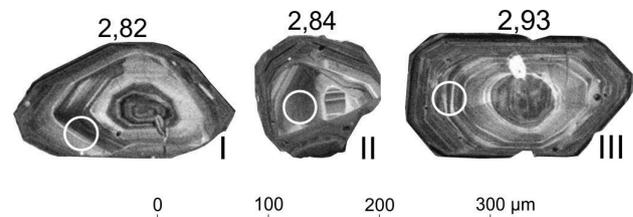


Figura 5. Imagem de catodoluminescência dos zircões do granodiorito analisados. Em todos os casos, o spot possui 29 μm de diâmetro. Os números acima de cada grão representam a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Os algarismos romanos correspondem ao número do grão, na Tabela 1.

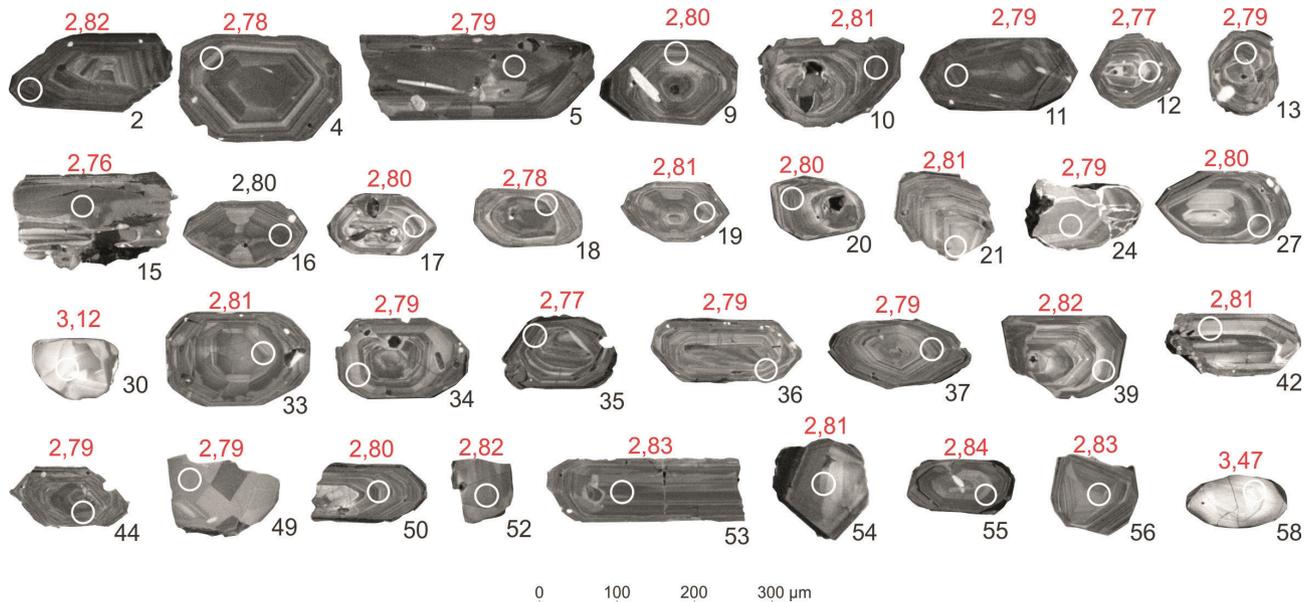


Figura 6. Imagem de catodoluminescência dos 34 grãos de zircão analisados que apresentaram concordância acima de 85%. O número em preto corresponde ao número do grão na Tabela 1. Em vermelho, foram plotadas as idades ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Os círculos brancos correspondem aos spots analisados e têm, em todos os casos, um diâmetro de 29 μm .

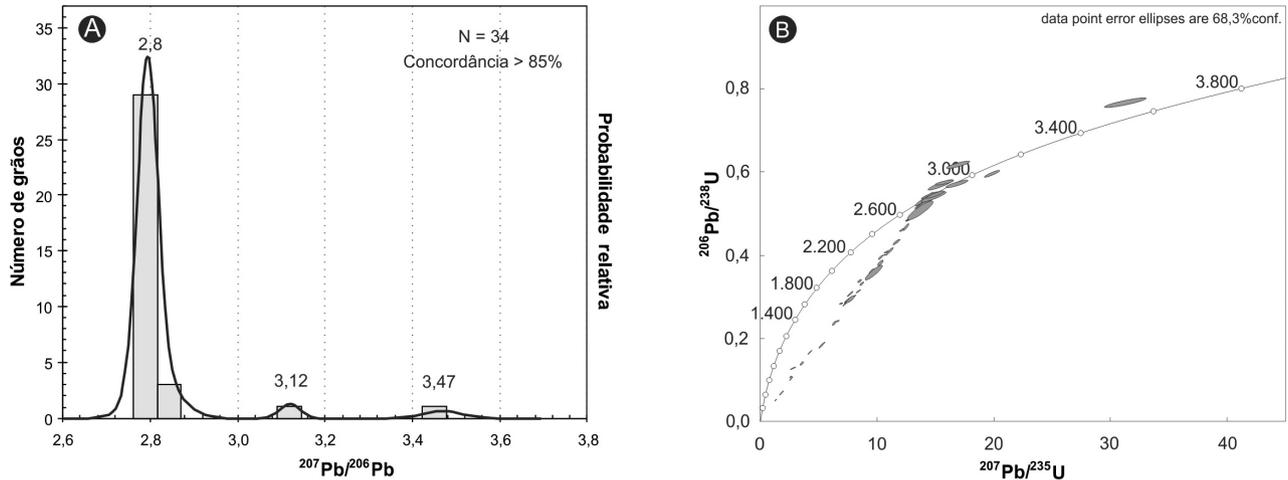


Figura 7. (A) Histograma exibindo a distribuição da probabilidade relativa das idades dos zircões da matriz do diamictito, construído apenas com os grãos que apresentaram mais de 85% de concordância. (B) Diagrama concórdia exibindo os dados de todos os 57 grãos de zircão analisados. Notar perda de chumbo em direção à origem, a partir da concentração de grãos mais concordantes.

Tabela 2. Dados isotópicos Sm-Nd.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$
M1	4,903	25,427	0,1166	0,0007	0,511164	0,000009	3,0	-28,76
M14	3,850	22,969	0,1014	0,0006	0,511814	0,000009	1,7	-16,07
M26	3,936	21,381	0,1113	0,0007	0,511876	0,000011	1,7	-14,87

A orientação preferencial dos clastos observada tanto no topo quanto na base do diamictito, a tendência de mudança dessa orientação para a horizontal em direção ao topo, e os planos descontínuos observados são, também, coerentes com uma gênese glacial. Se considerada uma geleira com carga de fundo, tais feições poderiam resultar de cisalhamento do pacote rudítico ainda inconsolidado pelo fluxo de gelo sobrejacente.

Dentre os diversos tipos de depósitos glaciais existentes, os tilitos de alojamento (*lodgement tills*) são os que apresentam características mais semelhantes às observadas. São sedimentos acumulados na base de geleiras, que tem, dentre suas feições típicas (Einsele, 1992; Bennet e Glasser, 2009; Tucker, 2003), as seguintes feições: caráter maciço, pequena espessura, possível orientação de clastos pelo fluxo de gelo e possíveis juntas e planos de cisalhamento sin-sedimentares. Além disso, o alojamento e a preservação desses depósitos são sempre favorecidos por irregularidades no leito rochoso. Sendo assim, considera-se que do ponto de vista genético, o diamictito da Formação Carrancas, aqui estudado, é um tilito de alojamento, correspondente a uma fácies glácio-terrestre, associada a uma das glaciações neoproterozoicas.

À época da sedimentação, o granodiorito que constitui o embasamento local estaria previamente fraturado e teria se submetido a processos erosivos subglaciais, intensificados pelas variações de pressão e temperatura da água. Esse processo daria origem a obstáculos e cavidades irregulares no leito rochoso, que propiciariam o alojamento de ao menos parte da carga sedimentar de fundo transportada pelas geleiras. O movimento da geleira sobre a carga alojada e a interação dessa força com a resistência promovida pelas irregularidades causariam a orientação dos clastos, gerando também os planos de cisalhamento paralelos ao plano de deposição.

O padrão de idades do diamictito da Formação Carrancas mostra uma fonte largamente preferencial com idade próxima a 2,8 Ga. Tendo em vista o acervo de clastos descritos e as datações realizadas, considera-se que essa fonte predominante seja o próprio granodiorito do embasamento. Considerando um contexto glácio-terrestre para a sedimentação do diamictito, processos de abrasão subglacial seriam responsáveis pela disponibilização de grande parte da carga sedimentar, explicando assim a larga predominância da fonte local. A grande ocorrência de zircões euédricos a subédricos corrobora essa interpretação, pois indica que o sedimento foi muito pouco transportado.

Tabela 3. Dados litoquímicos – elementos traços.

Elemento	M16 (Folhelho negro)	M25 (Argilito)
Au	< 0,5	< 0,5
Ba	355,00	451,00
Be	1,00	3,00
Co	29,70	23,30
Cs	6,70	10,00
Ga	9,20	15,30
Hf	1,70	2,80
Nb	6,10	10,50
Ni	54,00	46,00
Rb	95,30	139,20
Sc	9,00	11,00
Sn	1,00	2,00
Sr	261,20	124,90
Ta	0,50	0,80
Th	31,90	11,40
U	13,20	4,10
V	83,00	66,00
W	107,60	85,10
Zr	66,60	107,10
Ag	< 0,1	< 0,1
As	15,60	< 0,5
Bi	0,20	< 0,1
Cd	0,50	< 0,1
Cu	20,80	0,80
Hg	0,10	< 0,01
Mo	2,30	0,10
Ni	50,70	26,90
Pb	11,60	1,20
Sb	0,50	< 0,1
Se	1,30	< 0,5
Tl	0,20	< 0,1
Zn	117,00	56,00
La	3,60	23,10
Ce	8,50	50,10
Pr	1,01	5,57
Nd	4,40	21,90
Sm	0,97	3,86
Eu	0,28	0,73
Gd	1,19	3,43
Tb	0,21	0,57
Dy	1,17	3,31
Y	8,30	20,00
Ho	0,27	0,68
Er	0,80	2,13
Tm	0,13	0,32
Yb	1,00	2,15
Lu	0,16	0,32

Os zircões mesoarqueanos (3,12 Ga) e paleoarqueanos (3,47 Ga) encontrados viriam de fontes mais distantes, o que é indicado pelo arredondamento desses grãos. Como fonte mesoarqueana, sugere-se os complexos TTG (*e.g.* Campo Belo, Divinópolis) que afloram em grandes áreas em toda a parte meridional do Cráton do São Francisco. Fontes paleoarqueanas são raras nesse cráton e ocorrem apenas como pequenos núcleos, em algumas localidades bem a norte da área estudada (Delgado et al., 2002). A existência de núcleos dessa idade nessa porção do cráton, atuando como fonte, não é descartada, principalmente se consideradas as grandes áreas, hoje cobertas por sedimentos neoproterozoicos que, pelas anomalias gravimétricas, deviam constituir altos do embasamento à época de deposição das unidades estudadas (*e.g.* Alto de Sete Lagoas, Alkmim, 2004).

Semelhantemente ao diamictito aqui estudado, o rudito da Formação Carrancas que repousa sobre o gnaiss do Complexo Belo Horizonte, na área-tipo dessa unidade (Costa e Branco, 1961), também contém grãos detríticos de zircão com pico principal de idades em c. 2,8 Ga e são interpretados como provenientes do embasamento local (Rodrigues, 2008).

A análise petrográfica das Unidades 1 e 2 sugere a existência de uma área fonte comum a ambas, devido à semelhança entre os fragmentos detríticos encontrados nos carbonatos da Unidade 2 e alguns clastos do diamictito. Como exemplo, citam-se os fragmentos de clorita magnésiana de cor de interferência pouco comum, encontrados nas duas unidades. Assim, tendo em vista que a fonte principal do diamictito é o próprio granodiorito sotoposto a ele, sugere-se que esse mesmo embasamento tenha continuado a atuar como fonte durante a deposição da Unidade 2.

Na Unidade 3 não mais ocorrem fragmentos detríticos em tamanho areia a silte. No entanto, por meio das descrições petrográficas e geoquímicas, constatou-se uma expressiva contribuição de componentes terrígenos em forma de argila. Esse fato sugere uma significativa mudança de fonte, que pode refletir o afogamento de todas as porções do embasamento próximo, o qual não mais atuaria como fonte de sedimentos. No entanto, regiões mais distantes do embasamento poderiam continuar a fornecer sedimentos, agora em tamanho argila.

Em relação à proveniência sedimentar, alterações significativas foram detectadas para as unidades 3 e 4, tendo-se em vista as idades modelo Sm-Nd de 1,7 Ga, que indicam que fontes mais jovens passaram a fornecer sedimentos para a bacia. Em teoria, as idades modelo para rochas sedimentares representam uma média das idades modelo das fontes. Assim, dois cenários podem ser propostos para explicar os dados: (A) Existência de uma única fonte com idade em torno de 1,7 Ga; (B) Mistura entre fontes mais antigas, arqueanas a orosirianas, com fontes mesoproterozoicas e/ou neoproterozoicas.

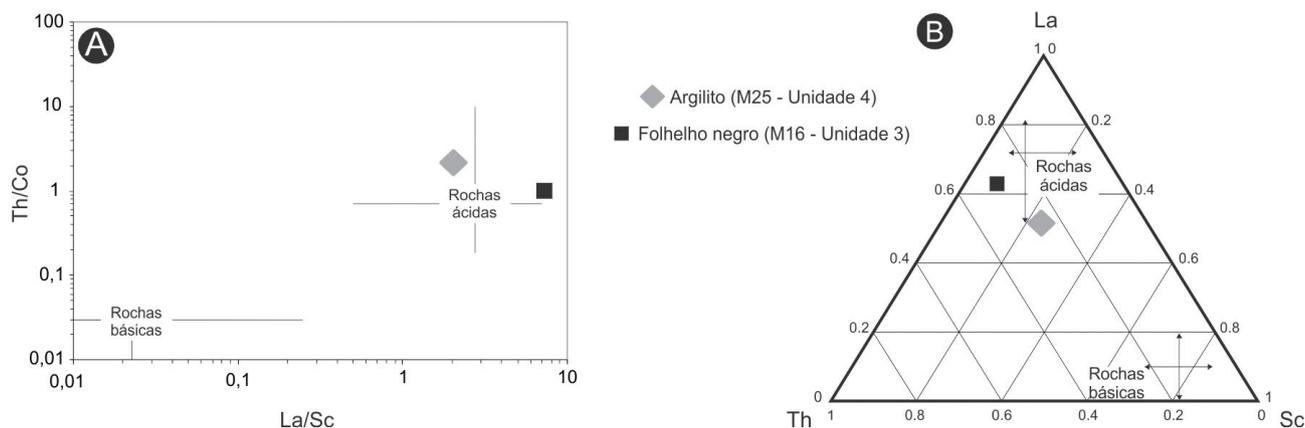


Figura 8. Diagramas indicativos de proveniência para rochas pelíticas, segundo Cullers (2002). (A) Th/Co x La/Sc; (B) Ternário La x Th x Sc; notar que, em ambos os casos, as rochas analisadas plotam no campo indicativo de proveniência em rochas ácidas.

Considerando que as rochas-fonte destes sedimentos teriam composição ácida (Figura 8), pode-se sugerir algumas possibilidades. Se considerada para a bacia um contexto *foreland*, teríamos uma região soerguida a oeste para fornecer sedimentos para a bacia (Martins et al., 2001; Martins-Neto e Alkmim, 2001; Martins-Neto, 2009). Na Faixa Brasília são descritas rochas com idade modelo em torno de 1,7 Ga, a exemplo do Grupo Canastra na região de Tapira (Silva, 2006), que poderiam funcionar como fonte única. No entanto, dada a escassez dessas rochas e a distância das mesmas, esta hipótese não parece plausível. Por outro lado, se considerada a grande disponibilidade de rochas ácidas com idades modelo antigas, tanto no Cráton do São Francisco (Complexos TTG) quanto na Faixa Brasília, e a existência de rochas com idades modelo jovens na Faixa Brasília (e.g., Seer et al., 2010; Klein, 2008; Dias et al., 2011; Pimentel et al., 2000) a segunda hipótese parece muito mais viável. Desta forma, as evidências de fonte para os sedimentos pelíticos estudados fornecem outra importante contribuição para a interpretação de um caráter *foreland* para o Grupo Bambuí.

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F. F. (2004). O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. de (Orgs.), *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (17-35). São Paulo: Beca.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A. (2001). A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C.P.; Martins-Neto, M.A. *Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais* (9-30). Belo Horizonte: SBG.
- Babinski, M., Vieira, L. C., Trindade, R. I. F. (2007). Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, 19(6), 401-406.
- Bennett, M. R., Glasser, N. F. (2009). *Glacial geology: ice sheets and landforms* (2a ed.). Chichester: John Wiley e Sons Ltd.
- Boulton, G. S. (1974). Processes and patterns of glacial erosion. In: D. R. Coates (Ed.), *Glacial Geomorphology* (v. 5, 41-87). Binghamton: The Binghamton Symposia in Geomorphology, international series.
- Carol, H. (1947). The formation of rock moutonees. *Journal of Glaciology*, 1, 58-59.
- Castro, P. T. A., Dardenne, M. A. (2000). The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southern boundary of the São Francisco craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 345-437.
- Costa, M. T., Branco, J. J. R. (1961). Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. *XIV Congresso Brasileiro de Geologia*, publicação nº 15, 9-25. Belo Horizonte: SBG.
- Cullers, R. L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191(4), 305-327.
- Dardenne, M. A. (1978). Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 2, 597-610. Recife: SBG.

- Dardenne, M. A. (1981). Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *I Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 140-157. Salvador: SBG/Núcleo BA.
- 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: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, M. Vidotti, J. H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM. DVD.
- DePaolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- Dias, P. H. A., Noce, C. M., Pedrosa-Soares, A. C., Seer, H. J., Dussin, I. A., Valeriano, C. M., Kuchenbecker, M. (2011). O Grupo Ibiá (Faixa Brasília Meridional): evidências isotópicas Sm-Nd e U-Pb de bacia colisional tipo *flysch*. *Geonomos*, 19(2), 90-99.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget*. New York: Springer-Verlag.
- Elholou, S., Belousova, E., Griffin, W. L., Peasom, N. J., O'Reilly, S. Y. (2006). Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 70(18), 158.
- Fernandes, R. A., Carneiro, M. A. (2000). O Complexo Metamórfico Campo Belo (Cráton São Francisco Meridional): unidades litodêmicas e evolução tectônica. *Revista Brasileira Geociências*, 30(4), 671-678.
- Fugita, A. M., Clark Filho, J. G. (2001). Recursos Energéticos da Bacia do São Francisco: Hidrocarbonetos líquidos e gasosos. In: C. P. Pinto, M. A. Martins-Neto (Eds.), *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais* (265-284). Belo Horizonte, SBG/MG.
- Klein, P. B. W. (2008). *Geoquímica de rocha-total, geocronologia de U-Pb, e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região de Ipameri-Catalão (Goiás)*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB.
- Kuchenbecker, M. (2011). *Quimioestratigrafia e Proveniência Sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG)*. Dissertação (Mestrado). Belo Horizonte: Instituto de Geociências – UFMG.
- Kuchenbecker, M., Babinski, M., Pedrosa-Soares, A. C., Lopes-Silva, L. L., Pimenta, F. High-resolution chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, São Francisco craton, Brazil: Insights on Gondwanaland palaeoenvironments. (no prelo).
- Kuchenbecker, M., Lopes-Silva, L. L., Pimenta, F., Pedrosa-Soares, A. C., Babinski, M. (2011). Estratigrafia da porção basal do Grupo Bambuí na região de Arcos (MG): uma contribuição com base em testemunhos de sondagem. *Geologia USP – Série Científica*, 11(2), 45-54.
- Martins, M., Teixeira, L. B., Braun, O. P. G. (1993). Bacia do São Francisco: uma fronteira exploratória na pesquisa de petróleo do Brasil. *VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 55-57. Ouro Preto: SBG.
- Martins-Neto, M. A. (2009). Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26(2), 163-176.
- Martins-Neto, M. A., Alkmim, F. F. (2001). Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do Paleocôntinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: C. P. Pinto, M. A. Martins-Neto (Eds.), *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais* (31-54). Belo Horizonte: SBG/MG.
- Martins-Neto, M. A., Lima, S. A., Pedrosa-Soares, A. C. (2001). Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuai fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 141-142.
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21, 169-200.
- Nobre-Lopes, J. (1995). *Faciologia e gênese aos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Paula-Santos, G. M., Babinski, M., Caetano-Filho, S., Kuchenbecker, M. (2012). Abordagem quimioestratigráfica (C, O) e geocronológica da Formação Sete Lagoas na região de Vespasiano, MG: uma unidade cambriana?. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG.

- Pimentel, M. M., Della Giustina, M. E. S., Rodrigues, J. B., Junges, S. L. (2012). Idades dos grupos Araxá e Bambuí: Implicações para a evolução da Faixa Brasília. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Jost, H., Ferreira Filho, C. F., Araújo S. M. (2000). The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America (195-230)*. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress.
- Reis, H. L. S. (2011). Estratigrafia e Tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanações de gás natural do baixo Rio Indaiá (MG). Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Departamento de Geologia – UFOP.
- Reis, H. L. S., Alkmim, F. F., Silva, L. C. (2012). O Cinturão neoproterozoico de antepaís da Faixa Brasília, Bacia do São Francisco (Brasil) – Características e principais traços tectônicos. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG.
- Rodrigues, J. B. (2008). *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB.
- Seer, H., Moraes, L. C., Junges, S. L. (2010). Novos dados U-Pb e Sm-Nd de granitos intrusivos no Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, entre a região de Araxá e Monte Carmelo, MG. *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG.
- Silva, L. C. (2006). *Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros*. Brasília: CPRM.
- Tucker, M. E. (2003). *Sedimentary rocks in the field*. Chichester: John Wiley & Sons Ltd.
- Wilcox, D., Dove, B., McDavid, D., Greer, D. (2002). *Image Tool for Windows*. University of Texas Health Science Centre, San Antonio. Acesso em 29 de janeiro de 2013, <<http://ddsdx.uthscsa.edu/dig/itdesc.html>>.