

O Grupo Ibiá (Faixa Brasília Meridional): evidências isotópicas Sm-Nd e U-Pb de bacia colisional tipo *flysch*

Paulo Henrique Amorim Dias^{1*}, Carlos Mauricio Noce^{1**}, Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹, Hildor José Seer², Ivo Antônio Dussin¹, Cláudio de Morisson Valeriano³, Matheus Kuchenbecker¹

1. CPMTC-IGC-UFMG, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG. *Mestre em Geologia pela UFMG, phamorimdias@gmail.com.

**In memoriam.

2. CEFET-MG, Campus Araxá, hildorster@gmail.com

3. TEKOS- Grupo de Pesquisas em Geotectônica, UERJ, cmval@uerj.br

Recebido em 27 de outubro de 2011; aceito em 6 de novembro de 2011

RESUMO: O Grupo Ibiá inclui as formações Cubatão e Rio Verde. A primeira, composta por metaconglomerado suportado pela matriz, com intercalações de metapelito e quartzito, ocorre em lentes esparsas sobre discordância erosiva no topo do Grupo Canastra. Datações U-Pb em grãos detríticos de zircão deste conglomerado indicam idade máxima de sedimentação em *ca.* 1190 Ma, e mostram o mesmo amplo espectro de valores dados pelo Grupo Canastra. A Formação Rio Verde, composta de clorita-muscovita xisto com lentes de quartzito, repousa sobre as unidades antes referidas. Grãos de zircão do xisto Rio Verde fornecem idades predominantemente menores que 1000 Ma, com a média da moda dos menores valores em *ca.* 639 Ma. Esta população de zircão consiste de grãos mal arredondados a euhedricos. Os dados analíticos, incluindo Sm-Nd ($\epsilon Nd_{(640\text{ Ma})}$) de -0,1 a 0,5 Ma e idades-modelo em 1,2 Ga) e a composição mineralógica do xisto Rio Verde sugerem protólitos provenientes de fontes ricas em rochas ígneas intermediárias a máficas, tais como arcos magmáticos e ofiolitos. Em conclusão, o Grupo Ibiá representaria bacia colisional (*flysch*), relacionada a frentes de empurrão da Faixa Brasília Meridional.

Palavras-chave: geocronologia U-Pb, bacia orogênica, Grupo Ibiá, Faixa Brasília

ABSTRACT: THE IBIÁ GROUP (SOUTHERN BRASÍLIA BELT): ISOTOPIC SM-ND AND U-PB EVIDENCE FOR A COLLISIONAL FLYSCH-TYPE BASIN. The Ibiá Group includes the Cubatão and Rio Verde formations. The first consists of matrix-supported metaconglomerate with intercalations of metapelite and quartzite, occurring in sparse lenses on the top of the Canastra Group. U-Pb ages of detrital zircon grains from the Cubatão conglomerate and Canastra quartzite show similar wide age spectra and youngest values around 1190 Ma. The Rio Verde Formation, consisting of chlorite-muscovite schist and quartzite lenses, overlies the Cubatão Formation and Canastra Group. U-Pb data from zircon grains of the Rio Verde schist show a great dominance of ages younger than 1000 Ma, with a mean age of the youngest values around 639 Ma. The younger zircon population shows poorly rounded to euhedral zircon crystals, some of them of volcanic origin. Lithochemical data, including Sm-Nd isotopic data ($\epsilon Nd_{(640\text{ Ma})}$) from -0.1 to 0.5 and Tdm model ages around 1.2 Ga), together with the mineralogical composition suggest provenance from intermediate to mafic igneous sources for the Rio Verde sediments. In conclusion, the Ibiá Group is related to a collisional (*flysch*) basin associated with thrust fronts along the Southern Brasília Belt.

Keywords: U-Pb geochronology, orogenic basin, *flysch*, Ibiá Group, Brasília Belt

1 - INTRODUÇÃO

O Grupo Ibiá é uma unidade estratigráfica do domínio tectônico oriental da Faixa Brasília Meridional (Fig. 1). Este domínio se estruturou pelo empilhamento de *nappes* e se caracteriza como um cinturão de dobramentos e empurrões, desenvolvido à margem sudoeste do Cratón do São Francisco (Almeida 1977, Dardenne 2000, Valeriano *et al.* 2008).

A região aqui enfocada situa-se na *Nappe* de Araxá, uma estrutura sinformal com eixo a noroeste e transporte tectônico de NW para SE, onde ocorrem superpostos, de oeste para leste, os grupos Araxá, Ibiá e Canastra (Seer & Dardenne 2000, Seer *et al.* 2001, 2005; Valeriano *et al.* 2000, 2004, 2008).

Barbosa (1955) e Barbosa *et al.* (1970) designaram como Formação Ibiá os calcixistos aflorantes nas imediações da cidade homônima, ao longo do Rio Quebra-Anzol. Campos Neto (1984) considerou a Formação Ibiá como uma sucessão “*flyschóide*”, composta de um pacote rítmico, espesso, de “*metagrauvaca*”, sobreposto a um meta-paraconglomerado que marca uma superfície de

erosão basal. Pereira *et al.* (1994) a elevaram ao *status* de Grupo Ibiá, subdividido nas formações Cubatão (metadiamictito) e Rio Verde (metapelito).

No presente trabalho, além de uma síntese do mapeamento geológico que permitiu levantar a coluna estratigráfica do Grupo Ibiá na área-tipo (Fig. 2), apresentam-se resultados de análises isotópicas Sm-Nd em rocha total e U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão, realizadas sobre amostras das duas formações deste grupo. Os dados apresentados, juntamente com informações da literatura, conduzem à interpretação de uma bacia formada no limiar dos estágios pré-colisional e sin-colisional da Faixa Brasília.

2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A Faixa Brasília Meridional resultou da inversão orogênica de bacias situadas a sudoeste e sul (na geografia atual) do Paleocôntinente São Francisco-Congo (Dardenne 2000, Pimentel *et al.* 2000, Valeriano *et al.* 2008). O preenchimento da bacia precursora da Faixa Brasília Meridional, representada pelo Grupo Canastra, teria iniciado por volta de 1,2 Ga (Dardenne 2000, Valeriano *et al.* 2004, 2008).

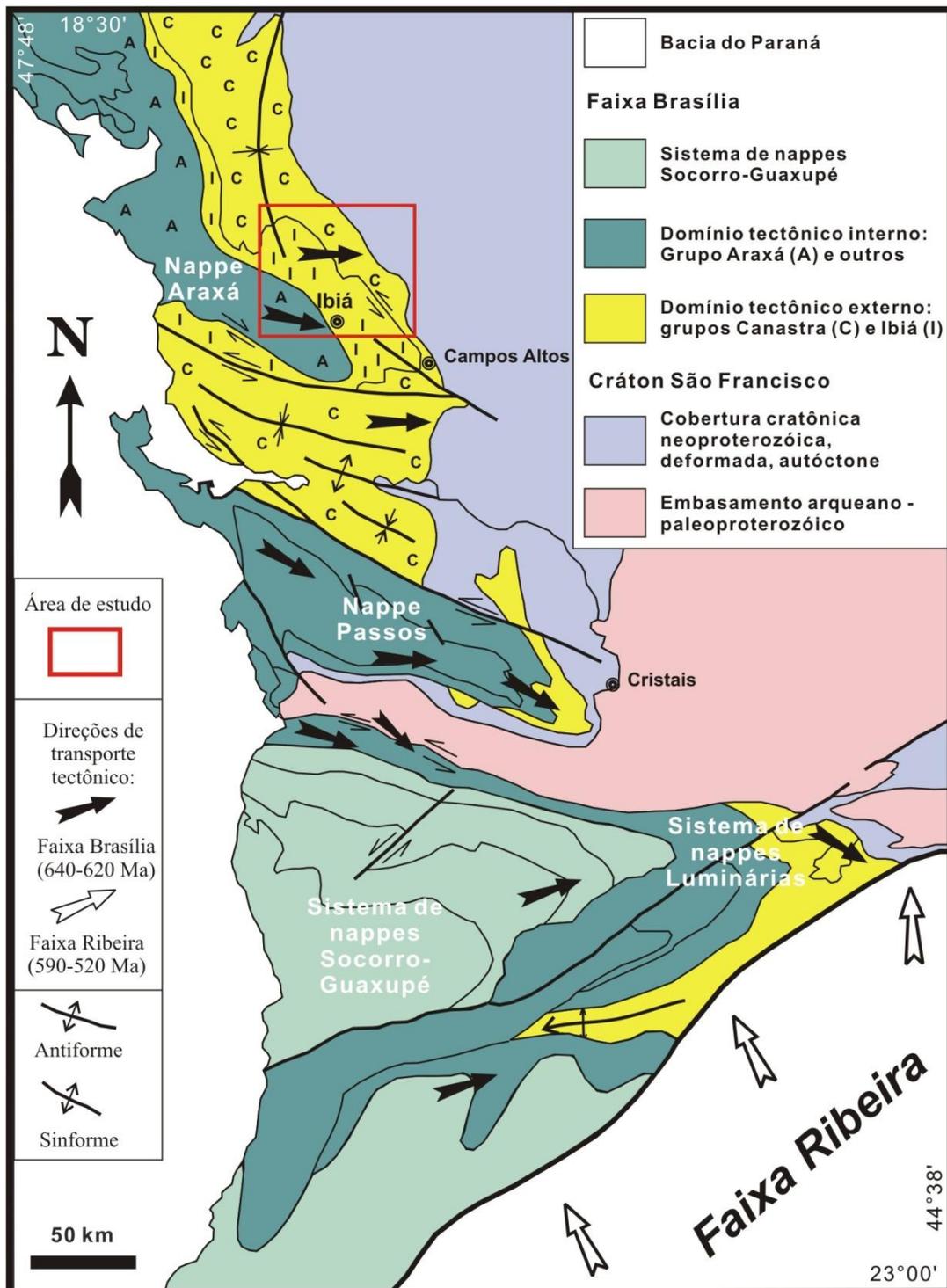


Figura 1. Localização da área de estudo no mapa geológico da Faixa Brasília Meridional (modificado de Valeriano et al. 2000, 2004).

Figure 1. Location of the study area in the geological map of the Southern Brasília Belt (modified from Valeriano et al. 2000, 2004).

A evolução da Faixa Brasília inclui, também, arcos magmáticos e bacias associadas, a exemplo do Arco Magmático de Goiás, juvenil e intra-oceânico, cuja evolução começou no início do Toniano (ca. 950 Ma) e passou por diversos estágios evolutivos até a amalgamação final do sistema orogênico em ca. 650-610 Ma (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel et al. 1999, 2000, Valeriano et al. 2004, 2008, Della Giustina et al. 2009). Neste cenário, os grupos Araxá e Ibiá passaram a ser interpretados como

representantes de bacias orogênicas relacionadas a arco magmático (Seer 1999, Seer et al. 2000, 2001).

Uma primeira fase colisional, resultante da amalgamação do Arco Magmático de Goiás com o Paleocóntinente São Francisco-Congo, ocorreu em ca. 790-750 Ma, mas o magmatismo de arco perdurou na Faixa Brasília até o limiar entre os estágios pré-colisional e sin-colisional, em ca. 640

Ma (Pimentel *et al.* 1999, 2000; Valeriano *et al.* 2004, 2008; Seer *et al.* 2010).

Ao Grupo Araxá se associam granitos (*s.l.*) com assinatura geoquímica de arco vulcânico e leucogranitos típicos de ambiente colisional, formados em *ca.* 800-770 Ma e 640-630 Ma, respectivamente (Valeriano *et al.* 2004, 2008; Seer *et al.* 2005, 2010; Klein 2008).

Um evento metamórfico que atingiu a fácies granulito foi datado em *ca.* 790-750 Ma, mas o principal período colisional ocorreu no intervalo de 640-620 Ma, representando a incorporação final do sistema orogênico Brasília ao Paleocontinente Gondwana (Pimentel *et al.* 1999, 2000; Valeriano *et al.* 2008).

3 - ESTRATIGRAFIA

As unidades estratigráficas maiores que ocorrem na área de estudo são, de oeste para leste, os grupos Araxá, Ibiá, Canastra e Bambuí (Fig. 1). Destes, apenas os grupos Canastra e Ibiá interessam diretamente ao presente trabalho.

3.1 - Grupo Canastra

O Grupo Canastra é uma extensa unidade estratigráfica que na área de estudo, juntamente com o Grupo Ibiá, compõe a *nappe* basal da Sinforma de Araxá e, a leste, cavalga o Grupo Bambuí (Fig. 1).

Constituído por um espesso pacote de rochas metassedimentares detríticas, pelíticas a psamíticas, com termos químicos (e.g., formação ferrífera e mármore) muito subordinados, o Grupo Canastra encontra-se muito deformado e metamorfoisado em fácies xisto verde.

A presente divisão do Grupo Canastra mostra um pacote basal (Formação Paracatu) com predomínio de filito e quartzitos micáceo, em relação a quartzito de granulação mais grossa. Esse filito podem ser sericítico ou carbonoso e contém lentes de formação ferrífera (Fig. 2; as idades máximas de sedimentação referidas para o Grupo Canastra nesta figura são de Dias 2011). Em direção ao topo, observa-se o aumento da contribuição psamítica, passando a dominar os quartzitos médios e grossos, com variações no conteúdo de mica, da unidade inferior da Formação Serra da Batalha. No topo do Grupo Canastra observa-se diminuição da granulação e ocorre o pacote de filito, quartzo filito e quartzito micáceo da unidade superior da Formação Serra da Batalha. O Grupo Canastra é sobreposto, em discordância erosiva, pelas rochas do Grupo Ibiá (Dias 2011).

3.2 - Grupo Ibiá

O Grupo Ibiá na área-tipo inclui um meta-paraconglomerado basal (Formação Cubatão) e uma

sucessão de calcifilitos a calcixistos rítmicos e esverdeados (Formação Rio Verde) (Fig. 2). O metaconglomerado Cubatão é a principal marca da discordância erosiva entre os grupos Ibiá e Canastra.

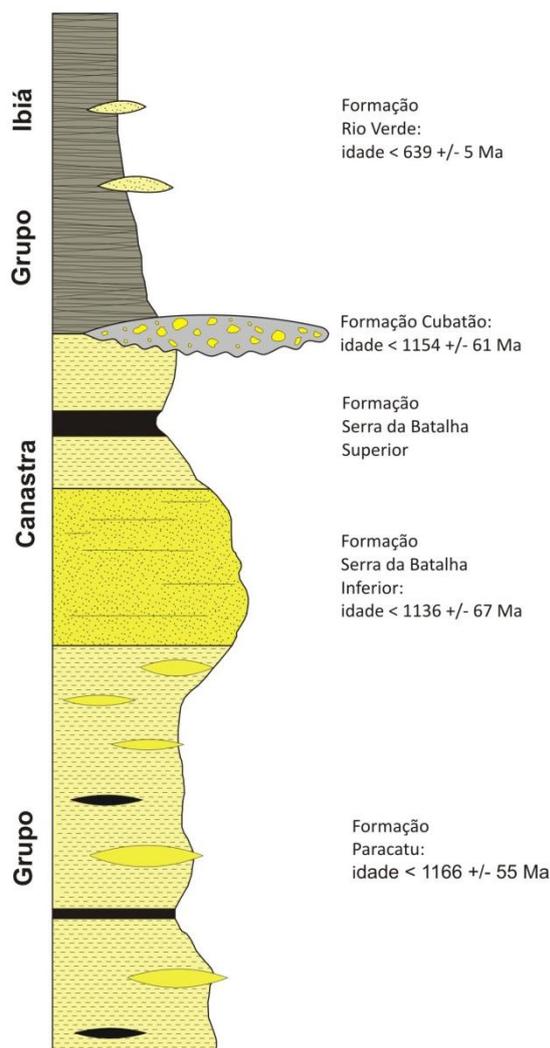


Figura 2. Coluna estratigráfica do Grupo Ibiá na área-tipo, em relação ao Grupo Canastra (Dias 2011). Ver idades no texto.

Figure 2. Stratigraphic column of the Ibiá Group in the type-area, in relation to the Canastra Group (Dias 2011). See ages in text.

O meta-paraconglomerado da Formação Cubatão tem ocorrência pontual na região de Ibiá, apresentando-se como lentes descontínuas, com espessura de até 100 m, com intercalações de quartzo filito alaranjado e quartzito micáceo cinza. Seus clastos são, na grande maioria, de quartzitos (similares aos do Grupo Canastra) e quartzo de veio, em matriz areno-micácea. Entretanto, na região de Guarda-Mor a Coromandel, esta unidade é mais espessa e tem grande continuidade lateral (Campos Neto 1984, Pereira *et al.* 1994). O metaconglomerado da Formação Cubatão, quando presente, sempre se posiciona sobre o quartzito micáceo e filito do topo do Grupo Canastra, não ocorrendo em meio à pilha de xistos da Formação Rio Verde.

Na Formação Rio Verde predomina o espesso e monótono pacote do calcixisto Ibiá, como descrito também em outras regiões (Barbosa 1955, Campos-Neto 1984; Pereira *et al.* 1994, Seer 1999). São rochas laminadas, verde acinzentadas a cinza prateadas, classificadas como clorita-moscovita-quartzo xisto ou clorita-quartzo-moscovita xisto, ambos com calcita. Quando intemperizadas, essas rochas tornam-se muito argilosas, de cor rosa e exibem lâminas brancas de areia muito fina. A laminação tem caráter rítmico, mostrando alternância de bandas quartzosas finas, claras, e bandas micáceas esverdeadas.

4 - DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

O Grupo Canastra apresenta idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 1,5 e 2,3 Ga, com ϵ_{NdT} muito negativo (Seer, 1999; Pimentel *et al.*, 2001, 2011; Rodrigues *et al.* 2010). Suas idades U-Pb em zircão detrítico sugerem fontes principais de *ca.* 2,1-1,8 Ga e idade mínima de deposição em *ca.* 1,03 Ga (Rodrigues *et al.*, 2010; Pimentel *et al.* 2011). Os valores muito negativos do parâmetro de Nd, as idades-modelo e datações de zircão detrítico sugerem que os sedimentos Canastra provieram de áreas-fonte paleoproterozóica, com longo tempo de residência crustal (Seer 1999).

O metaconglomerado da Formação Cubatão apresenta idade-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,77 Ga, e idades U-Pb para zircões detríticos de sua matriz em *ca.* 950, 1200 e 1850 Ma (Rodrigues *et al.* 2010). Zircões de clastos de granito do metaconglomerado Cubatão apresentam idades U-Pb em zircão de 2133 ± 24 Ma e o zircão mais novo (matriz) dessa formação tem idade de 932 ± 16 Ma (Rodrigues *et al.* 2010).

As idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) fornecidas por amostras de metapelito da Formação Rio Verde mostram bimodalidade nos intervalos 1,16-1,58 Ga e 1,93-2,47 Ga, com ϵ_{Nd} (-0,11 a -0,93) apenas um pouco negativos (Pimentel *et al.* 2001, 2011; Seer *et al.* 2000, Rodrigues *et al.* 2010). Os dados isotópicos Sm-Nd também evidenciam a contribuição de fontes neoproterozóicas juvenis (Arco Magmático de Goiás) com baixo tempo de residência crustal (Seer *et al.* 2000). As idades U-Pb em zircão detrítico apresentam picos de concentração em 665, 740 e 850 Ma, sendo o zircão mais novo de *ca.* 640 Ma (Rodrigues *et al.* 2010, Pimentel *et al.* 2011). Isto leva à interpretação de que os protólitos da Formação Rio Verde são oriundos, principalmente, de arcos magmáticos da Faixa Brasília (zircões entre 640 e 740 Ma), com alguma contribuição vinda do Cráton do São Francisco e/ou do embasamento ocidental da Faixa Brasília (Rodrigues *et al.* 2010).

5 - PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

As análises geocronológicas U-Pb de grãos de zircão foram realizadas no CPGeo-USP pela técnica LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation-Multi Collector - Inductively Coupled Plasma -Mass Spectrometry*), em equipamento NEPTUNE (*Thermo Scientific*). Os procedimentos laboratoriais seguiram os padrões dos laboratórios do CPGeo-USP. Os procedimentos analíticos foram realizados segundo Chemale *et al.* (2008) e Chemale *et al.* (2009).

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas no LAGIR, Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, onde todos os procedimentos químicos foram processados em ambiente limpo e sob pressão positiva do ar (Valeriano *et al.* 2008), como descrito a seguir. A cada amostra de rocha total pulverizada, com aproximadamente 100 mg, foram acrescentados cerca de 50 μ g de solução dupla de traçadores isotópicos ^{149}Sm - ^{150}Nd . A digestão da amostra foi realizada em bombas PTFE revestidas com jaqueta de aço, iniciada por um período de 3 dias com mistura de HF (6ml) e de HNO_3 6N (0.5ml), seguida de mais 2 dias em HCl 5N. Em seguida, Sm e Nd foram separados quimicamente através de duas colunas sucessivas de trocas de íons, usando HCl: na primeira, foi utilizada a resina Biorad® AG50W-X8 (100-200 mesh) para a separação dos elementos Terra Raras (REE) e, na segunda coluna foi usada a resina Eichrom® LN-B-25S (50-100 μ m) para a separação de Sm e Nd. Posteriormente estes elementos foram depositados separadamente em filamentos duplos de rênio, previamente desgaseificados, junto com H_3PO_4 , utilizado como ativador iônico. As razões isotópicas foram medidas com o espectrômetro de massas TRITON® (*multi-collector thermal ionization mass spectrometer*, TIMS). A aquisição de dados foi feita em modo estático, usando um arranjo de oito coletores do tipo Faraday. As razões isotópicas foram normalizadas pelo material de referência JNd1 (Tanaka *et al.* 2000) com base na razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e corrigidas para viés instrumental de massa e para o conteúdo de traçador, com valores de branco abaixo de 250 pg para Nd e 50pg para Sm. Cada razão isotópica de Nd representa a média de 16 blocos com 10 ciclos cada, com um erro padrão absoluto calculado para 2 sigma.

6 - RESULTADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd

Três amostras de clorita-muscovita xisto da Formação Rio Verde, livres de intemperismo ou qualquer outro tipo de alteração, foram selecionadas para análise isotópica Sm-Nd (Tabela 1). Os resultados obtidos mostram idades-modelo

(T_{DM}) no intervalo 1,24-1,20 Ga e valores iniciais de $\epsilon Nd_{(640Ma)}$ entre -0,13 e -0,54, tomando-se a idade mínima de deposição (640 Ma) dada pelas idades U-Pb dos zircões detríticos mais novos.

Tabela 1. Dados isotópicos Sm-Nd para amostras de rocha total de clorita-muscovita xisto da Formação Rio Verde, Grupo Ibiá.

Table 1. Sm-Nd isotopic data for whole-rock samples of chlorite-muscovite schist of the Rio Verde Formation, Ibiá Group.

Amostra	CA06	CA13PH	CA14PH
Sm _{ID}	6,3	6,6	6,2
Nd _{ID}	29,8	31,2	29,4
Sm/Nd	0,21	0,21	0,21
$^{143}Nd/^{144}Nd_{(m)}$	0,512322	0,51234	0,512342
$\pm 1s$	0,000003	0,000002	0,000014
$^{147}Sm/^{144}Nd_{(m)}$	0,126998	0,128851	0,128467
$^{143}Nd/^{144}Nd_{(640Ma)}$	0,511786	0,511803	0,511807
$\epsilon Nd_{(640Ma)}$	-0,54	-0,2	-0,13
$\epsilon Nd_{(t)}$	-6,2	-5,8	-5,8
T_{DM}	1,24	1,21	1,2

Os dados isotópicos Sm-Nd, associados às evidências petrográficas e dados litoquímicos (ver Dias 2011), indicam marcante interveniência de fontes ricas em rochas intermediárias a máficas, na constituição dos protólitos dos xistos Rio Verde.

7 - RESULTADOS U-Pb

Apresentam-se adiante os resultados das análises U-Pb (LA-MC-ICP-MS) realizadas sobre grãos detríticos de zircão extraídos de duas amostras do Grupo Ibiá: uma da matriz do metaconglomerado Cubatão, a outra do xisto Rio Verde.

7.1 - Formação Cubatão

Uma amostra (WSG62, UTM E349729 e N7855802, Zona 23S) da matriz do metaconglomerado da Formação Cubatão foi coletada em drenagem na Fazenda Sílvia Abreu, Município de Rio Paranaíba (MG), cerca de 100 metros a sul do contato com quartzito do Grupo Canastra. Esta matriz do metaconglomerado é filítica a quartzítica fina, micácea e foliada, apresenta-se incipientemente intemperizada e engloba seixos angulosos de quartzo e quartzito.

Foram selecionados noventa grãos de zircão detrítico, rosados a incolores, que se agrupam em duas populações principais de zircões morfológicamente distintos. Uma população apresenta grãos com alta esfericidade, arredondados e comprimento entre 100 e 200 μm . A outra contém cristais alongados finos, de faces arredondadas e diâmetro entre 150 e 300 μm , e raros grãos angulosos.

Após as análises, treze delas (cujo percentual de Pb²⁰⁴ comum é muito alto) foram eliminadas, mas ainda restaram 77 idades (Tabela 2, Fig. 3; dados completos em Dias 2011) que permitem identificar seis modas com as respectivas médias de idade: 1199 \pm 26 Ma (21%), 1540 \pm 45 Ma (8%), 1873 \pm 39 Ma (21%), 2095 \pm 15 Ma (38%), 2503 \pm 130 Ma (2%) e 2715 \pm 19 Ma (10%). Nove grãos mostram grau de concordância e erros que permitem calcular a idade média de 1154 \pm 61 Ma (10,34% do total), considerada como idade mínima para a sedimentação da Formação Cubatão. Das diferentes áreas de fornecimento de sedimentos apontadas, as três principais fontes que se evidenciam têm idades médias de 1199 \pm 26 Ma (21%), 1873 \pm 39 Ma (21%) e 2095 \pm 15 Ma (38%).

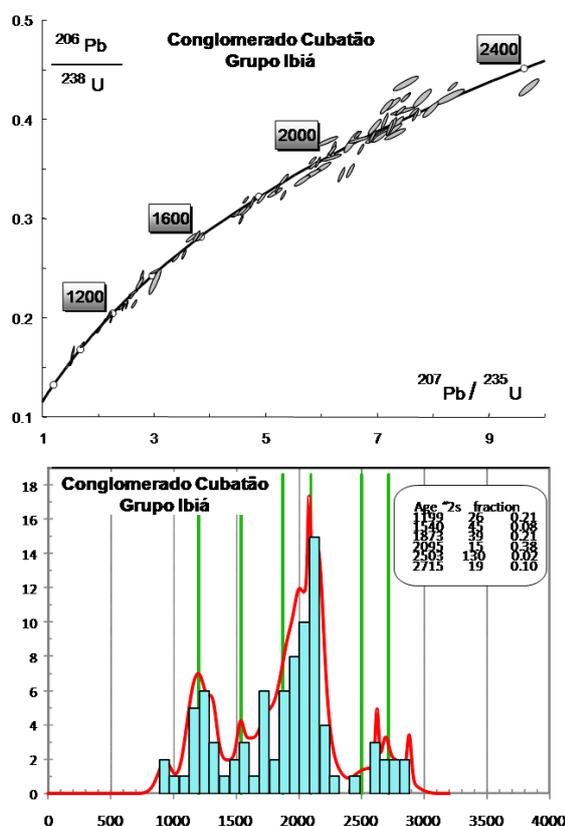


Figura 3. Diagrama concórdia e histograma das idades U-Pb (LA-ICP-MS) obtidas de grãos detríticos de zircão extraídos da matriz de uma amostra do metaconglomerado Cubatão, Grupo Ibiá.

Figure 3. Concordia diagram and histogram for U-Pb (LA-ICP-MS) ages of detrital zircon grains extracted from a sample of the matrix of the Cubatão metaconglomerate, Ibiá Group.

7.2 - Formação Rio Verde

Uma amostra (CA06, UTM E351609 e N7834028, Zona 23S) foi coletada em um corte de estrada da rodovia BR-262, cerca de 30 km após a entrada para Campos Altos no sentido de Uberlândia. A amostra é de um quartzito-clorita-muscovita xisto esverdeado a prateado, dobrado, com bandamento composicional rítmico e vênulas de quartzo estirado.

Tabela 3. Idades U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detriticos de zircão extraídos de uma amostra de xisto da Formação Rio Verde, Grupo Ibiá.

Table 3. U-Pb (LA-ICP-MS) ages of detrital zircon grains extracted from a sample of a pelitic schist from the Rio Verde Formation, Ibiá Group.

Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	± (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	± (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± (Ma)	% Disc.	Idade conc.	± (Ma)
2174	98	2159	101	2144	123	-1	2163	120
2488	99	2441	126	2402	111	-4	2443	110
2079	112	2059	80	2040	88	-2	2061	120
2149	123	2150	70	2150	96	0	2150	130
2000	19	2018	82	2037	71	2	1996	30
2121	9	2124	98	2128	97	0	2120	12
2084	6	2109	53	2133	49	2	2080	10
2838	216	2762	78	2706	33	-5	2722	97
1613	43	1593	40	1567	73	-3	1605	68
1810	90	1809	34	1808	35	0	1809	89
2750	112	2715	70	2689	56	-2	2716	86
1313	19	1328	43	1353	78	3	1311	32
2042	109	2071	42	2100	33	3	2073	97
1955	88	1959	61	1964	58	0	1958	91
2838	128	2866	273	2885	200	2	2862	160
2005	110	1999	41	1994	28	-1	1999	98
1364	49	1414	125	1490	205	8	1368	88
1399	43	1376	24	1342	43	-4	1385	57
1919	98	2007	48	2098	45	9	1999	97
1263	72	1244	27	1210	44	-4	1248	91
1984	24	1962	103	1940	101	-2	1986	41
2151	64	2153	117	2155	118	0	2152	91
1393	88	1483	134	1614	181	14	1419	140
1853	56	1914	179	1980	187	6	1849	96
2147	97	2093	53	2040	49	-5	2078	86
1027	64	1022	19	1011	49	-2	1023	94
1262	33	1260	42	1258	62	0	1261	60
1602	39	1597	16	1590	35	-1	1599	44
1116	41	1116	17	1115	35	0	1116	51
1129	35	1132	14	1138	16	1	1131	45
1496	50	1503	20	1513	31	1	1501	59
1722	47	1724	20	1726	41	0	1724	57
1735	62	1750	24	1769	27	2	1752	64
2127	68	2156	28	2183	23	3	2156	60
2553	58	2629	24	2689	16	5	2689	27
2078	47	2118	19	2157	25	4	2122	45
1577	65	1556	26	1528	26	-3	1558	70
1741	80	1751	33	1764	53	1	1751	92
1932	53	1958	22	1986	28	3	1956	53
1952	65	1988	27	2025	36	4	1985	66
1908	59	1946	25	1988	19	4	1955	53
2798	41	2845	17	2879	11	3	2879	17
2096	73	2129	30	2162	30	3	2132	66
1813	47	1840	19	1872	28	3	1844	50
2546	34	2587	14	2619	10	3	2622	13
2105	35	2139	15	2172	14	3	2172	24
2084	35	2109	14	2134	15	2	2117	30
1230	38	1239	16	1255	13	2	1237	45
912	49	915	20	922	16	1	914	61
1716	80	1754	34	1801	34	5	1758	83
1858	100	1868	42	1879	44	1	1869	99
1187	40	1203	15	1233	26	4	1200	54
2144	77	2138	55	2131	43	-1	2136	72
2783	75	2773	29	2766	28	-1	2772	55
2200	44	2195	19	2191	24	0	2195	41
2048	64	2069	30	2090	28	2	2070	60
1241	43	1246	16	1255	29	1	1245	55
1970	47	1964	17	1959	24	-1	1964	46
1840	38	1857	16	1875	25	2	1855	42
1159	23	1146	9	1121	21	-3	1151	54
1196	58	1179	25	1149	47	-4	1186	77
1834	70	1877	26	1925	20	5	1914	39
1508	27	1525	11	1548	7	3	1534	25
1178	38	1194	16	1225	14	4	1190	45
1352	26	1359	78	1371	71	1	1353	45
934	38	937	16	944	15	1	936	47
1201	57	1207	24	1219	23	1	1206	65
2141	55	2146	23	2150	17	0	2147	46
1309	26	1316	11	1327	19	1	1320	34
2174	52	2133	21	2095	16	-4	2130	44
1977	62	2050	26	2125	22	7	2125	68
2046	42	2017	19	1988	40	-3	2025	46
2172	49	2159	20	2147	17	-1	2158	42
1964	107	2051	40	2140	41	8	2063	99
1804	92	1798	38	1792	19	-1	1792	82
2006	54	2020	114	2035	101	1	2011	88
2614	102	2578	84	2550	59	-3	2565	76
1172	42	1180	45	1195	31	2	1179	61
2919	161	2884	61	2860	37	-2	2870	82
1994	84	2006	63	2018	51	1	2008	84
2492	97	2479	60	2468	24	-1	2474	65
1886	79	1893	78	1901	21	1	1899	43
1454	55	1464	62	1479	51	2	1466	79
2143	103	2139	43	2134	36	0	2139	91
1873	84	1902	78	1934	44	3	1917	75
1367	71	1342	29	1301	27	-5	1344	83
2043	110	2061	71	2080	46	2	2066	98
2599	176	2605	67	2610	32	0	2608	92
1894	80	1882	47	1870	58	-1	1883	89
1697	61	1704	53	1711	44	1	1705	71
1987	66	1936	28	1882	48	-6	1946	68
2022	60	2020	64	2019	34	0	2020	60
2244	116	2189	48	2137	33	-5	2182	96
2137	63	2123	45	2110	42	-1	2125	61
2089	54	2064	23	2038	19	-3	2061	48
1782	97	1748	40	1707	31	-4	1751	94
2089	90	2101	38	2112	22	1	2103	75
2059	107	2092	50	2124	37	3	2093	97
2288	117	2233	48	2183	37	-5	2233	97
2349	102	2301	42	2260	32	-4	2300	83

Foram separados sessenta e seis grãos de zircão para análise (Tabela 3, Fig. 4; dados completos em Dias 2011). Os grãos são incolores a levemente rosados e possuem comprimento entre 60 a 300 μm . Existem três populações principais de grãos de zircão morfologicamente distintos: arredondados a sub-arredondados e com esfericidade variável; angulosos a sub-arredondados, com poucas faces preservadas; e uma população com faces bem preservadas (assemelhando-se a zircões ígneos), evidenciando pouco transporte.

Os valores das idades obtidas para os grãos detríticos de zircão do xisto Rio Verde (Tabela 3, Fig. 4) permitem identificar seis modas com as respectivas médias de idades em 685 ± 3 Ma (35%), 882 ± 4 Ma (38%), 1570 ± 280 Ma (1%), 1721 ± 41 Ma (4%), 1947 ± 11 Ma (20%) e 2527 ± 54 Ma (2%). A partir do refinamento dos dados, considerando o grau de concordância, percentagem de Pb comum e os erros individuais das razões, chega-se à idade de 639 ± 5 Ma (48%), considerada como idade mínima para a deposição do xisto Ibiá. Diferentes áreas de fornecimento de sedimentos podem ser apontadas, mas três principais fontes são mostradas com médias de idade em 685 ± 3 Ma (35%), 882 ± 4 Ma (38%) e 1947 ± 11 Ma (20%).

Ressalta-se que, apesar de ocorrer apenas um grão com idade mais jovem (593 ± 6 Ma), este é concordante e de boa qualidade analítica, embora ainda seja de difícil explicação em vista do cenário geológico regional.

8 - DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

O metadiamicrito da Formação Cubatão foi interpretado, por Pereira *et al.* (1994) e Dardenne (2000), como depósito glácio-marinho que gradativamente daria lugar, rumo ao topo, aos pelitos Rio Verde, estes considerados como depósitos transgressivos pós-glaciais. Embora nenhuma evidência concreta de ambiente glácio-relacionado tenha sido até hoje apresentada na literatura, atribuiu-se origem glácio-marinha a este rudito com base em variedade composicional, morfológica e de tamanho de clastos; e correlação com a Formação Jequitaiá (Pereira *et al.* 1994, Dardenne 2000).

Entretanto, o metaconglomerado Cubatão ocorre somente na porção distal (oeste) do Grupo Canastra, particularmente na borda da falha de empurrão que marca o contato Canastra-Ibiá e, em geral, seus clastos são de quartzito (muito similares aos do Grupo Canastra) e quartzo de veio. Ademais, na região de Ibiá, o metaconglomerado Cubatão mostra nítido contato brusco com o xisto Rio Verde e sua matriz é bem distinta deste xisto (Dias 2011). Além disso, a estreita semelhança dos espectros de

idades de zircões detríticos contidos no metaconglomerado Cubatão e no Grupo Canastra (Rodrigues *et al.* 2010, Pimentel *et al.* 2011, Dias 2011), a grande semelhança morfológica dos grãos de zircão (arredondados) dessas unidades e a abundância de clastos de quartzito (Canastra) sugerem as mesmas fontes, bem como retrabalhamento de fontes, para o conglomerado Cubatão e Grupo Canastra. Em conclusão, sugere-se que a Formação Cubatão represente depósitos de leques aluviais relacionados a frentes de cavalgamento.

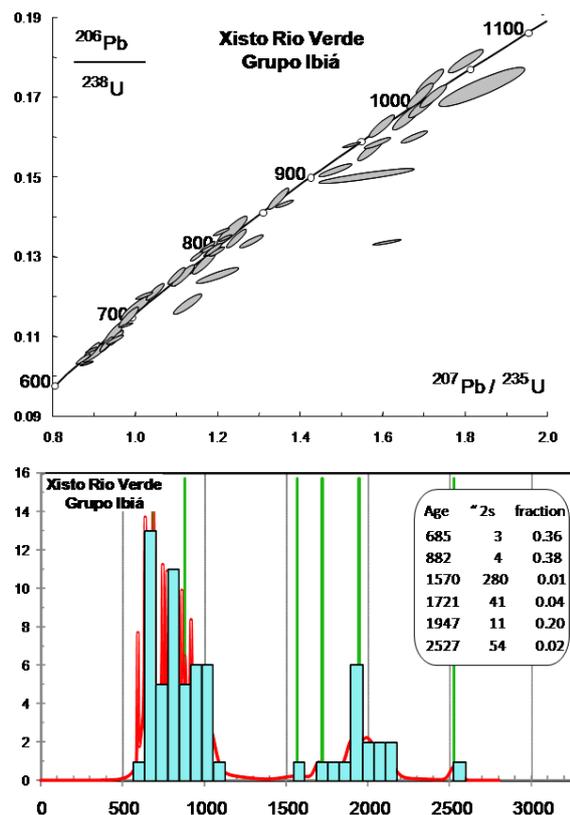


Figura 4. Diagrama concórdia e histograma das idades U-Pb (LA-ICP-MS) obtidas de grãos detríticos de zircão extraídos de uma amostra de xisto da Formação Rio Verde, Grupo Ibiá.

Figure 4. Concordia diagram and histogram for U-Pb (LA-ICP-MS) ages of detrital zircon grains extracted from a sample of a pelitic schist from the Rio Verde Formation, Ibiá Group.

Os dados geocronológicos do xisto Rio Verde diferem muito dos que estão disponíveis para o metaconglomerado Cubatão e quartzitos Canastra, em decorrência dos espectros de distribuição de idades e a marcante presença de zircões com idades no intervalo 800-600 Ma naquele metapelito (ver Rodrigues *et al.* 2010, Pimentel *et al.* 2011 e Dias 2011). Além disso, o xisto Rio Verde apresenta cristais de zircão euédricos, similares aos de rochas ígneas extrusivas, indicando que alguma fonte magmática próxima contribuiu para formação de seu protólito (Dias 2011).

Tabela 2. Idades U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detriticos de zircão extraídos da matriz de uma amostra do metaconglomerado Cubatão, Grupo Ibiá.

Table 2. U-Pb (LA-ICP-MS) ages of detrital zircon grains extracted from a sample of the matrix of the Cubatão metaconglomerate, Ibiá Group

Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm (Ma)	% Disc.	Idade conc.	\pm (Ma)
1016	127	1009	148	995	77	-2	1011	170
983	216	973	217	951	39	-3	996	250
2158	208	2158	239	2158	118	0	2158	190
2053	48	2056	54	2058	23	0	2057	37
791	14	799	43	821	42	4	791	26
809	40	809	53	807	35	0	809	60
686	11	689	45	695	44	1	686	20
788	56	783	59	769	21	-3	784	82
922	15	947	44	1007	44	8	920	27
1951	10	1974	28	1998	27	2	1998	34
909	150	943	171	1023	76	11	972	200
1947	6	1962	27	1977	27	2	1940	6
821	18	831	42	857	39	4	813	22
2471	35	2502	48	2527	33	2	2527	27
1911	11	1946	32	1985	30	4	1985	39
1427	44	1539	52	1697	23	16	1697	24
812	13	809	26	802	23	-1	812	24
684	30	683	45	683	34	0	684	48
690	6	694	20	705	20	2	688	4
801	73	803	83	807	38	1	802	93
946	11	953	41	970	40	2	802	93
862	11	927	49	1087	56	21	1087	160
704	46	702	105	698	94	-1	703	85
630	12	631	38	634	36	1	630	23
785	27	785	85	783	81	0	785	52
735	118	736	87	736	20	0	736	160
678	25	678	9	676	19	0	678	38
1000	37	1004	12	1015	35	1	1001	57
659	12	661	5	668	8	1	660	20
750	9	737	7	696	11	-8	745	14
1003	34	992	12	968	12	-4	994	45
946	28	948	10	954	34	1	947	43
977	46	978	17	981	9	0	978	60
999	7	1012	3	1041	4	4	1041	25
843	47	841	21	837	36	-1	842	75
806	34	796	13	767	25	-5	800	54
1020	39	1006	16	976	36	-5	1013	51
1953	125	1952	47	1951	35	0	1952	110
1953	74	1954	30	1956	22	0	1955	63
1568	87	1569	33	1569	37	0	1569	88
692	51	689	19	682	11	-1	690	72
918	2	893	28	832	81	-10	918	4
758	33	763	10	776	32	2	761	54
638	1	636	6	631	10	-1	638	3
991	43	989	16	986	14	0	989	57
1785	107	1844	44	1910	18	7	1884	71
1905	108	1935	41	1967	15	3	1958	61
862	2	884	28	938	38	8	861	3
2107	48	2122	18	2137	15	1	2125	41
2070	90	2080	34	2089	14	1	2085	57
770	2	770	19	768	21	0	770	3
879	2	880	29	883	52	1	879	6
641	17	641	6	641	10	0	641	26
860	25	855	9	842	13	-2	856	36
961	66	973	23	1002	50	4	969	67
1883	69	1898	21	1915	20	2	1909	46
798	50	788	17	762	37	-5	793	73
891	19	905	9	939	27	5	895	33
593	1	592	17	587	38	-1	593	3
745	2	746	141	749	86	1	745	3
1751	4	1765	30	1782	15	2	1782	34
687	2	664	8	589	16	-17	689	4
640	1	636	29	623	57	-3	640	6
783	2	758	10	685	11	-14	685	62
633	34	636	12	646	39	2	634	56
1871	32	1886	10	1903	7	2	1893	25

A concentração relativa de idades para o xisto Rio Verde mostra duas fontes distintas: uma neoproterozóica, primária e, outra, paleoproterozóica, secundária. O pico de idades mesoproterozóicas (ca. 1,2 Ga), presente no metadiamicito Cubatão e Grupo Canastra, não aparece no xisto Rio Verde. Os padrões morfológicos dos zircões mostram pelo menos duas fontes: uma mais distal e/ou retrabalhada, representada pelos grãos bem arredondados e esféricos com idades concentradas em 2 Ga; e outra, proximal,

representada pelos cristais de zircão facetados (ígneos), pouco transportados e com idades entre 1,1 Ga e 640 Ma.

A fonte dos grãos bem arredondados poderia se localizar no Cráton do São Francisco e/ou no Maciço Mediano de Goiás, mas também poderia ser o Grupo Canastra retrabalhado. Os grãos com morfologia semelhante a zircões de rochas efusivas apresentam idades entre 700 e 900 Ma e podem ser correlacionados às rochas do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 1999, 2000, 2001, 2003) ou

mesmo aos granitos Monte Carmelo e Quebra Anzol (Seer *et al.* 2010). Além disso, as idades mais novas (ca. 640-620 Ma) obtidas de zircões do xisto Rio Verde apontam também para rochas fontes geradas no estágio sincolisional, como por exemplo os granitos Serra Velha (ca. 637 Ma), Estrela do Sul e Galheirinho (631 ± 3 Ma) e Perdizes (ca. 642 Ma), e Ortognaisse Goiandira (ca. 640 Ma), (Pimentel *et al.* 1999; Valeriano *et al.* 2004, Klein 2008, Seer *et al.* 2010).

Na literatura, o Grupo Ibiá tem sido apontado como uma unidade flyschóide (Campos Neto 1984) e representante do aporte de detritos oriundos de arcos vulcânicos intra-oceânicos num contexto basal de retro-arco (Seer *et al.* 2000).

Entretanto, no presente trabalho se propõe que o ambiente sedimentar para a deposição dos pelitos com freqüentes intercalações carbonáticas (margas) da Formação Rio Verde seria uma bacia marinha, em clima quente, preenchida no limiar dos estágios pré-colisional e sincolisional (ca. 640 Ma) a partir da erosão, principalmente, de rochas dos arcos magmáticos, ofiolitos e granitos sincolisionais da Faixa Brasília. Os dados de campo e análise estrutural evidenciam que a Formação Rio Verde foi, em maior parte, depositada diretamente sobre o Grupo Canastra, e as idades mínimas de sedimentação sugerem que a exumação de *nappes* na região de Araxá ocorreu após 640 Ma.

Por sua vez, o paraconglomerado Cubatão, a despeito de sua classificação como diamictito (o que não implica, necessariamente, uma origem glacial), representaria leques aluviais relacionados a frentes de empurrão que envolveram a parte distal do Grupo Canastra.

9 - AGRADECIMENTOS

Este artigo é uma homenagem ao orientador, amigo e companheiro de inúmeras e agradáveis jornadas, Carlos Maurício Noce, hoje em outra esfera do Universo. Os autores agradecem à CODEMIG, pelo contrato de mapeamento geológico para o Projeto Alto Paranaíba realizado pela UFMG (2009-2011), à CAPES pela bolsa de mestrado do primeiro autor, ao apoio dado pelo pessoal dos laboratórios de geocronologia da Universidade de São Paulo (CPGeo) e Universidade Estadual do Rio de Janeiro (LAGIR), e ao CPMTCC-UFMG. Os co-autores agradecem ao CNPq pelas bolsas de produtividade em pesquisa.

10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Barbosa O. 1955. Guia das Excursões. In: CONG. BRAS. DE GEOL., 9, 1955, São Paulo. São Paulo: SBG:Not. **3**.
- Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro: DNP/DFPM, Boletim 136, **140 p.**
- Campos-Neto M.C. 1984. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **14**: n.2: 81-91.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G.; Milani E.J.; Tomas Filho A. & Campos D.A., eds. *TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA*, p. 231-263. 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- Dias P.H.A. 2011. *Estratigrafia e Tectônica da Faixa Brasília na Região de Ibiá, Minas Gerais: Estudo de Proveniência Sedimentar dos grupos Canastra e Ibiá, com base em estudos isotópicos U-Pb e Sm-Nd*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado.
- 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 Ipameri - Catalão (Goiás)*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de Doutorado.
- Pereira L.F., Dardenne M.A., Rosiere C.A., Pedrosa-Soares A.C. 1994. Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos*, **2**, 1: 22-32.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Brasília Belt, central Brazil: a review. *Lithos* **46**: 463-483.
- Pimentel M.M.; Fuck R. A.; Jost H.; Ferreira Filho C.F.; Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. p. 195-229. XXXI International Geological Congress (Rio de Janeiro).
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D.P., Seer H.J., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth-Sciences*, **14**:571-585.
- Pimentel M.M., Rodrigues J.B., Dellagiustina M.E.S., Junges S.L., Matteini M., Armstrong R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS UePb sedimentary provenance data: A review. *Journal of South American Earth-Sciences*, **31**: 345-357.
- Rodrigues J.B., Pimentel, M.M., Dardenne M.A., Armstrong R.A. 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá groups (Brasília belt, Brazil): implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *JSA - Journal of South American Earth-Sciences*, **29**: 512-521.
- Seer H., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth-Science*, **14(6)**: 571-585.

- Seer H.J. & Dardenne M.A. 2000. Tectonostratigraphicterrane analysis on Neoproterozoic times: the case study of the AraxáSynform, Minas Gerais, Brazil - implications to the final collage of the Gondwanaland. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(1)**: 78-81.
- Seer H.J. 1999. *Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de Doutorado nº28.
- Seer H.J., Dardenne M.A., Pimentel M.M., Fonseca M.A., Castanheira M.L. 2000. O Grupo Ibiá na sinforma de Araxá: um terreno tectonoestratigráfico ligado a evolução de arcos magmáticos. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(4)**: 737-744.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Boaventura, G., Dardenne, M.A. 2001. O Grupo Araxá em sua área-tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **31(3)**: 385-396.
- Seer H.J., Brod J.A., Valeriano C.M., Fuck R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão Neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **35(1)**: 33-42.
- Seer H.J., Moraes L.M, 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. In: CONGR. BRAS. GEOL., 45, 2010. Belém, PA. Anais...SBG. Resumo.
- Valeriano C.M., Simões L.S.A., Teixeira W., Heilbron M., 2000. Southern Brasília belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the NeoproterozoicBrasiliano orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 195-199.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D.R., Brito-Neves B.B (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques De Almeida*, São Paulo, 575-592. Ed. Beca.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., BritoNeves B.B., De Wit M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, **294**: 197-210.