

A Suíte Córrego Taquari no Anticlinal de Itacambira, Bacia do Rio Macaúbas (MG): magmatismo básico tardi-ediacarano (ca. 560 Ma) no domínio externo do Orógeno Araçuai

Maximiliano Martins¹, Marly Babinski², Carlos Maurício Noce^{1*}, Gláucia Nascimento Queiroga³, Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹, Ricardo Trindade⁴, Dunyi Liu⁵

1 - CPMTC-DEGEL-IGC-UFGM, Belo Horizonte, MG, maximilianomartins@yahoo.com.br, pedrosa@pq.cnpq.br. *In memoriam.

2 - CPGeo-IG-USP, São Paulo, SP, babinski@usp.br

3 - DEGEO- Escola de Minas-UFOP, glauciaqueiroga@yahoo.com.br

4 - IAG-USP, São Paulo, SP, rtrindad@iag.usp.br

5 - SHRIMP Laboratory, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China.

Recebido em 13 de outubro de 2011; aceito em 5 de novembro de 2011

RESUMO: No setor central do cinturão de dobramentos e empurrões da Serra do Espinhaço, domínio externo ocidental do Orógeno Araçuai, situa-se o Anticlinal de Itacambira onde foi identificado um conjunto de diques gabbróicos, pouco deformados e metamorfizados nas fácies xisto verde. Um desses diques, englobados na Suíte Metaígneia Córrego do Taquari, tem assinatura litoquímica de toleíto intraplaca, idade-modelo Sm-Nd (TDM) em torno de 1,8 Ga e épsilon Nd negativo. Deste dique extraiu-se grãos de zircão para datação pelo método U-Pb (SHRIMP). Alguns destes grãos são herdados e evidenciam assimilação de cristais de zircão do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico. A maior parte dos grãos são cristais euhedrais, magmáticos, e suas análises U-Pb resultaram na idade de 560 ± 6 Ma para a cristalização magmática da Suíte Córrego Taquari. Esta suíte registra um sítio transtensivo formado e preenchido pelo magma máfico no limiar dos estágios sincolisional e tardi-colisional do Orógeno Araçuai, provavelmente relacionado ao início dos fenômenos de escape lateral que afetaram este orógeno.

Palavras-chave: diques máficos, Ediacarano, Orógeno Araçuai

ABSTRACT: THE CÓRREGO TAQUARI SUITE IN THE ITACAMBIRA ANTICLINE, MACAÚBAS RIVER BASIN, MINAS GERAIS STATE: LATE EDIACARAN (CA. 560 MA) MAFIC MAGMATISM IN THE EXTERNAL TECTONIC DOMAIN OF THE ARAÇUAÍ OROGEN. In the central sector of the Serra do Espinhaço fold-and-thrust belt, western tectonic domain of the Neoproterozoic Araçuai orogen, occurs the Itacambira anticline where a swarm of Late Ediacaran metamafic bodies were recently discovered, the Córrego Taquari meta-igneous suite. Most of these bodies occur as dykes cutting across units of the Espinhaço Supergroup and Macaúbas Group, and show incipient deformation and low greenschist facies metamorphism. The lithochemical and Sm-Nd isotopic data (negative epsilon Nd and TDM model age around 1.8 Ga) point to a tholeiitic intraplate signature. Twenty two zircon grains, extracted from a sample of a gabbroic dyke and analysed by the U-Pb (SHRIMP) method, show a small population of Paleoproterozoic and Mesoproterozoic inherited grains, and a major population of magmatic euhedral crystals. The less discordant, euhedral zircon crystals yielded the U-Pb (SHRIMP) age of 560 ± 6 Ma for the magmatic crystallization age of the Córrego Taquari Suite. This mafic magmatism records a Late Ediacaran extensional episode, probably related to the beginning of the lateral escape tectonics that took place in the late collisional stage of the Araçuai orogen.

Keywords: mafic dykes, Ediacaran, Araçuai Orogen

1 - INTRODUÇÃO

O presente trabalho enfoca intrusões máficas aflorantes na bacia do Rio Macaúbas, palco dos estudos pioneiros de Luciano Jacques de Moraes (e.g., 1928, 1932, 1937) e Karfunkel & Karfunkel (1977). Os trabalhos posteriores realizados sobre esta área, ou que a ela se referem, apoiaram-se nas observações daqueles pioneiros (Uhlein 1991, Noce 1997, Martins 2006, Martins *et al.* 2008, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a).

A bacia do Rio Macaúbas se situa no cinturão de dobramentos e empurrões da Serra do Espinhaço (Fig. 1), o qual compõe uma parte do domínio tectônico externo do Orógeno Araçuai, adjacente ao limite leste do Cráton do São Francisco (Almeida 1977; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007; Alkmim *et al.* 2006, 2007). Neste domínio, especificamente na região onde tem início a Serra do Espinhaço

Setentrional em Minas Gerais, localiza-se uma grande estrutura em forma de anticlinório, denominada Anticlinal de Itacambira (Karfunkel & Karfunkel 1977), que tem concavidade voltada para norte e fechamento ao sul da cidade de Itacambira (Fig. 1). Ao longo deste anticlinal, rochas do Supergrupo Espinhaço contornam o embasamento gnáissico e sustentam um cordão de serras em arco, flanqueadas pelo Grupo Macaúbas.

No flanco ocidental do Anticlinal de Itacambira ocorrem diques máficos que cortam o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas (Fig. 2), um conjunto dos quais foi denominado Suíte Metaígneia Córrego Taquari (Martins 2006). A partir de datação U-Pb SHRIMP de amostra desta suíte, o presente trabalho caracteriza, pela primeira vez, a existência de um evento magmático tardi-ediacarano (ca. 560 Ma) na parte proximal do domínio tectônico externo do Orógeno Araçuai.

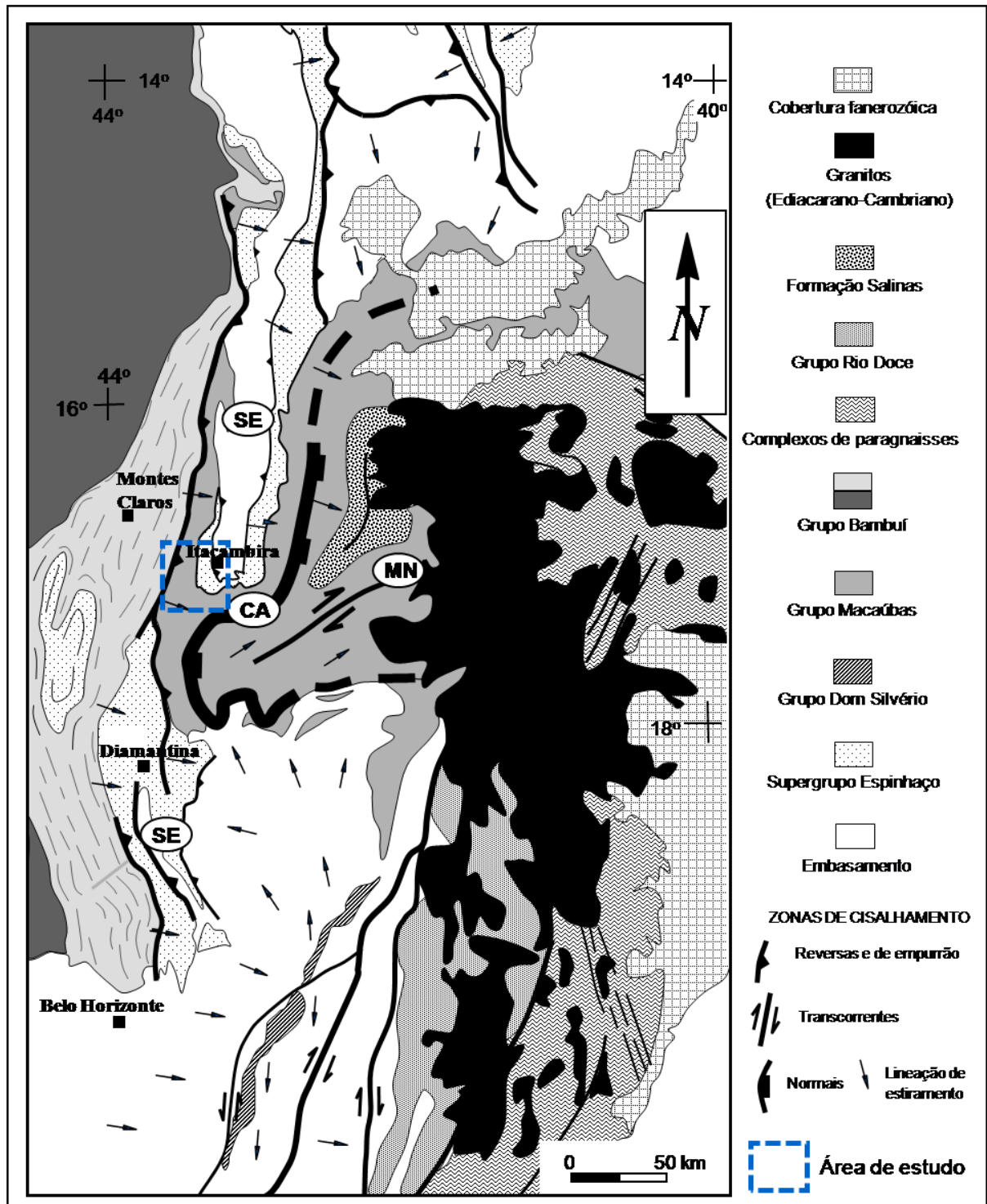


Figura 1. Localização da área de estudo (retângulo azul tracejado) no mapa tectônico do Orógeno Araçuaí (simplificado de Alkmim et al. 2007). SE, cinturão de dobramentos e empurrões da Serra do Espinhaço; CA, zona de colapso Chapada Acauã; MN, corredor transpressivo das Minas Novas.

Figure 1. Location of the study area (dashed blue rectangle) in the tectonic map of the Araçuaí orogen (simplified from Alkmim et al. 2007). SE, Serra do Espinhaço fold-and-thrust belt; CA, Chapada Acauã collapse zone; MN, Minas Novas transpressive corridor.

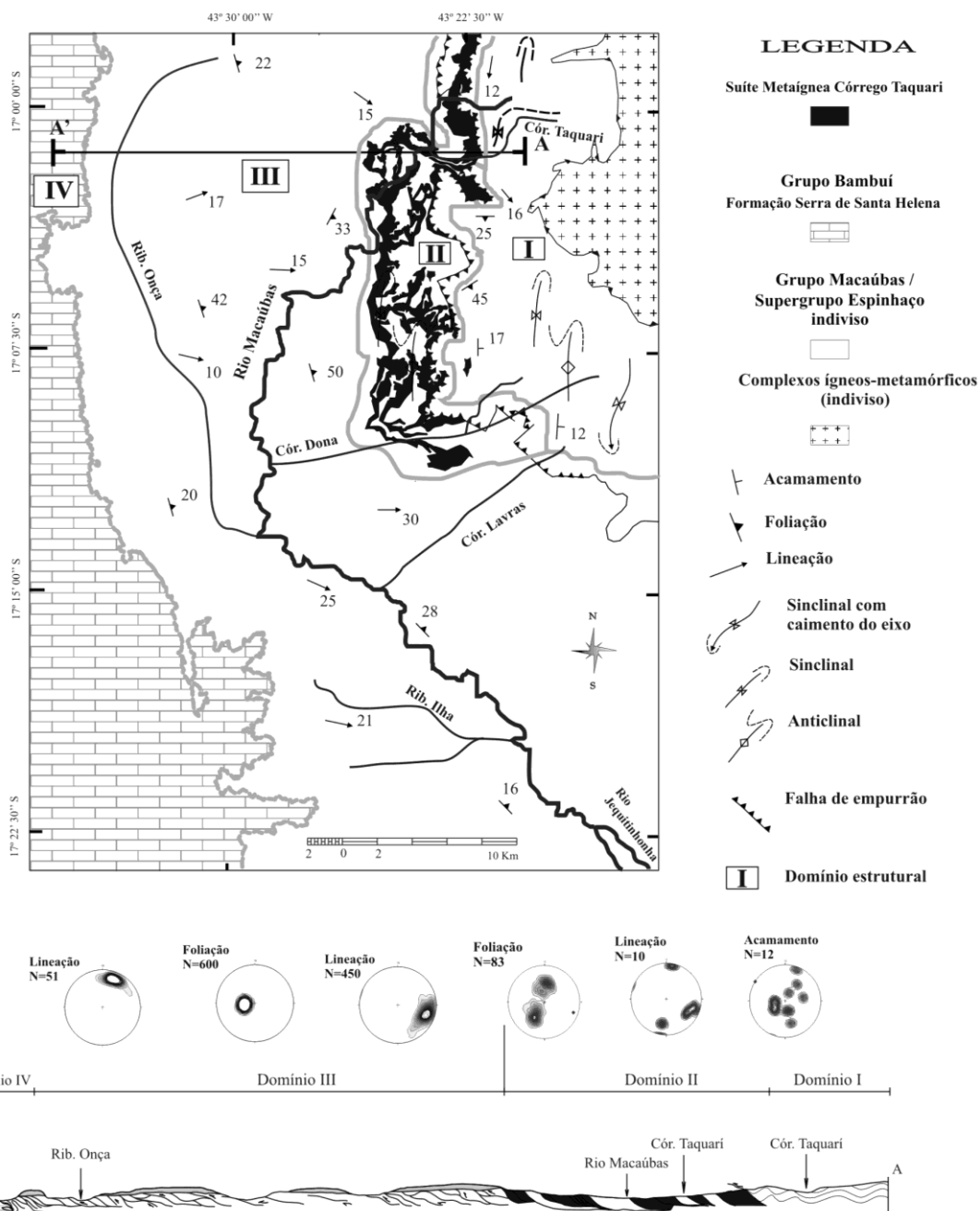


Figura 2 – Mapa geológico simplificado da bacia do Rio Macaúbas, com destaque para a área de ocorrência dos corpos máficos da Suíte Córrego Taquari (Martins 2006).

Figure 2 – Simplified geologic map of the Macaúbas river basin, highlighting the mafic Córrego Taquari Suite (Martins 2006).

2 - BREVE SÍNTESE SOBRE O MAGMATISMO MÁFICO NA REGIÃO DA SERRA DO ESPINHAÇO

As grandes unidades litoestratigráficas da região da Serra do Espinhaço Setentrional em Minas Gerais são o embasamento arqueano-paleoproterozóico e sua cobertura pré-cambriana, metamorfisada na fácies xisto verde, composta pelo Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas (Fig. 1). A presente síntese aborda apenas episódios de magmatismo máfico relacionados a esta cobertura pré-cambriana.

A unidade referida como filito hematítico (Correns 1932, Moraes 1934) é o registro mais

antigo de magmatismo básico no Supergrupo Espinhaço Meridional (Knauer & Schrank 1994, Dussin & Dussin 1995). Este filito hematítico, constituído de sericita, hematita, cloritóide e quartzo, representa o produto de alteração de rochas magmáticas alcalinas, potássicas, relacionadas à Formação São João da Chapada do Supergrupo Espinhaço (Schöll & Fogaça 1979). Zircões ígneos extraídos desta unidade revelaram idades U-Pb (TIMS) e Pb-Pb (evaporação) de 1715 ± 2 Ma e 1710 ± 12 Ma (Machado *et al.* 1989, Dussin & Dussin 1995). Chemale-Júnior *et al.* (2011) obtiveram idade similar (1703 ± 12 Ma) para este

magmatismo, a partir de análises U-Pb SHRIMP, em zircões ígneos de um corpo intrusivo de filito hematítico.

Outro episódio de magmatismo máfico com assinatura intraplaca manifesta-se como enxames de diques, *sills* e *stocks*, na região da Serra do Espinhaço Meridional (Dussin & Dussin 1995, Uhlein & Quéméneur 2000), onde são de dois tipos: i) xistos verdes, desde clorita xisto até anfibólio-epidoto-clorita xisto, de granulação fina, aflorando como corpos concordantes e diques, geralmente com orientação próxima de E-W; ii) rochas metabásicas de granulação média (metagabros) que afloram como diques, *sills* e *stocks*, orientados preferencialmente segundo a direção N-S, a exemplo dos corpos de Datas, Pedro Lessa e Serro. Amostras de zircão e baddeleyita do corpo de Pedro Lessa forneceram a idade U-Pb (TIMS) de 906 ± 2 Ma (Machado et al. 1989).

Para a região da Serra do Espinhaço Setentrional, alvo do presente trabalho, Noce (1997) considerou duas unidades distintas para o Supergrupo Espinhaço na Folha Itacambira 1:100.000. A unidade inferior englobou as três formações descritas por Karfunkel & Karfunkel (1977), consistindo em um pacote monótono de quartzitos. A unidade superior se estende pela porção sudeste da Folha Itacambira, e é constituída por intercalações de rochas metassedimentares e corpos concordantes de xisto verde. Esta unidade superior, com rochas vulcânicas máficas metamorfisadas em xistos verdes, constitui parte do Grupo Macaúbas (e.g., Gorlt 1970; Hettich 1973; Karfunkel & Karfunkel 1977; Schrank et al. 1978, Uhlein & Chaves 1989, Uhlein 1991, Pinto et al. 2003; Babinski et al. 2005, 2011; Gradim et al. 2005; Martins 2006; Pedrosa-Soares et al. 2011a), mas, em mapas do Projeto Espinhaço 1:100.000, foi equivocadamente colocada como pertencente ao Supergrupo Espinhaço, em decorrência de uma suposta correlação com o magmatismo bimodal do rifte Espinhaço na região situada na Folha Carbonita (Chula 1996, Grossi-Sad et al. 1997, Souza & Grossi-Sad 1997, Almeida-Abreu & Renger 2002).

Gradim et al. (2005) denominam estes xistos verdes basálticos do Grupo Macaúbas como Membro Rio Preto da Formação Chapada Acauã, e caracterizam como transicional sua assinatura geoquímica e isotópica, ou seja, um magmatismo máfico relacionado a estágio tardio de rifte continental. O caráter transicional deste magmatismo é corroborado pelas diversas populações de zircão de idades U-Pb (SHRIMP) diferentes, todas compostas de grãos herdados, que conferem idade máxima em torno de 1,1 Ga aos protólitos basálticos dos xistos verdes do Membro Rio Preto (Babinski et al. 2005, 2011).

Estes xistos verdes se prolongam, descontinuamente, até o flanco ocidental do Anticlinal de Itacambira, onde se intercalam com rochas da Formação Chapada Acauã do Grupo Macaúbas (Karfunkel & Karfunkel 1977, Pinto et al. 2003, Martins 2006, Martins et al. 2008). Nesta área também ocorrem os metagabros da Suíte Córrego Taquari, objeto do presente trabalho (Fig. 2 e 3).

3 - A SUÍTE CÓRREGO TAQUARI

Na região do Anticlinal de Itacambira ocorrem diversos corpos máficos associados às rochas metassedimentares do Grupo Macaúbas (Karfunkel & Karfunkel 1977, Martins 2006). Estes corpos ígneos apresentam-se como duas unidades litológicas diferentes: uma, composta de xistos verdes, a outra, de metagabros (Fig. 3).

Os xistos verdes variam de clorita xisto até anfibólio-epidoto-clorita xisto, possuem granulação fina e estão intercalados em rochas metassedimentares de diversas unidades estratigráficas.

Os metagabros aflorantes, principalmente, ao longo do Córrego Taquari e na nascente do Rio Macaúbas (Fig. 4), foram denominados Suíte Metaígneia Córrego Taquari (Martins 2006). São rochas de granulação fina a média, pouco deformadas, com textura ígnea bem preservada, principalmente no centro dos corpos de tamanho mais expressivo. As rochas metabásicas da Suíte Taquari ocorrem em diques com direção preferencial a N-S e, subordinadamente, segundo E-W, cortando todo o pacote metassedimentar do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas (Fig. 2).

Os corpos da Suíte Córrego Taquari encontram-se no domínio estrutural II (Fig. 2) onde ocorre uma inversão tectônica, materializada pelo cavalgamento do Supergrupo Espinhaço sobre o Grupo Macaúbas (Fig. 2 e 4) e por feições estruturais indicativas de alta magnitude de deformação (dobras, falhas, zonas de cisalhamento e foliação milonítica), com vergência para oeste (Martins 2006). Notável é o desenvolvimento das zonas de cisalhamento intimamente relacionadas com a presença destes corpos metagabros. As observações de campo, principalmente ao longo do Córrego Taquari, sugerem que a deformação imposta pelo bloco cavalgante, vindo de leste, foi parcialmente condicionada pela presença dos corpos de metagabro, como evidencia a refração das estruturas planares e lineares que o circundam. Superposição de duplexes ocorre entre rochas metassedimentares do Supergrupo Espinhaço e corpos de metagabro da Suíte Córrego Taquari (ver perfil na Fig. 2).

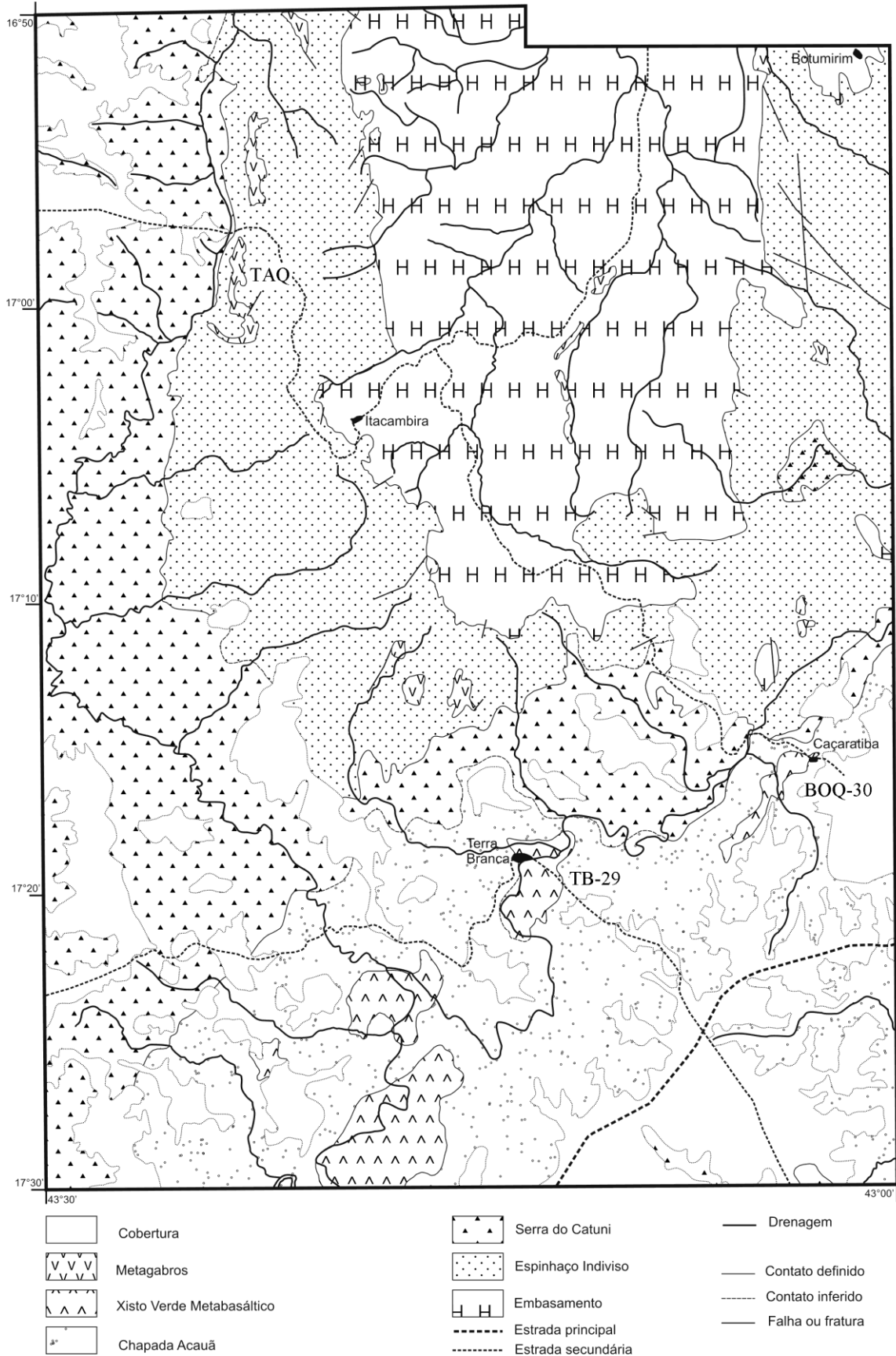


Figura 3. Distribuição dos metagabros da Suíte Taquari e xistos verdes metabasálticos do Membro Rio Preto na região do Anticlinal de Itacambira (Karfunkel & Karfunkel 1977).

Figure 3. Distribution of metagabbros of the Córrego Taquari Suite and metabasaltic greenschists of the Rio Preto Member in the Itacambira Anticline region (Karfunkel & Karfunkel 1977).

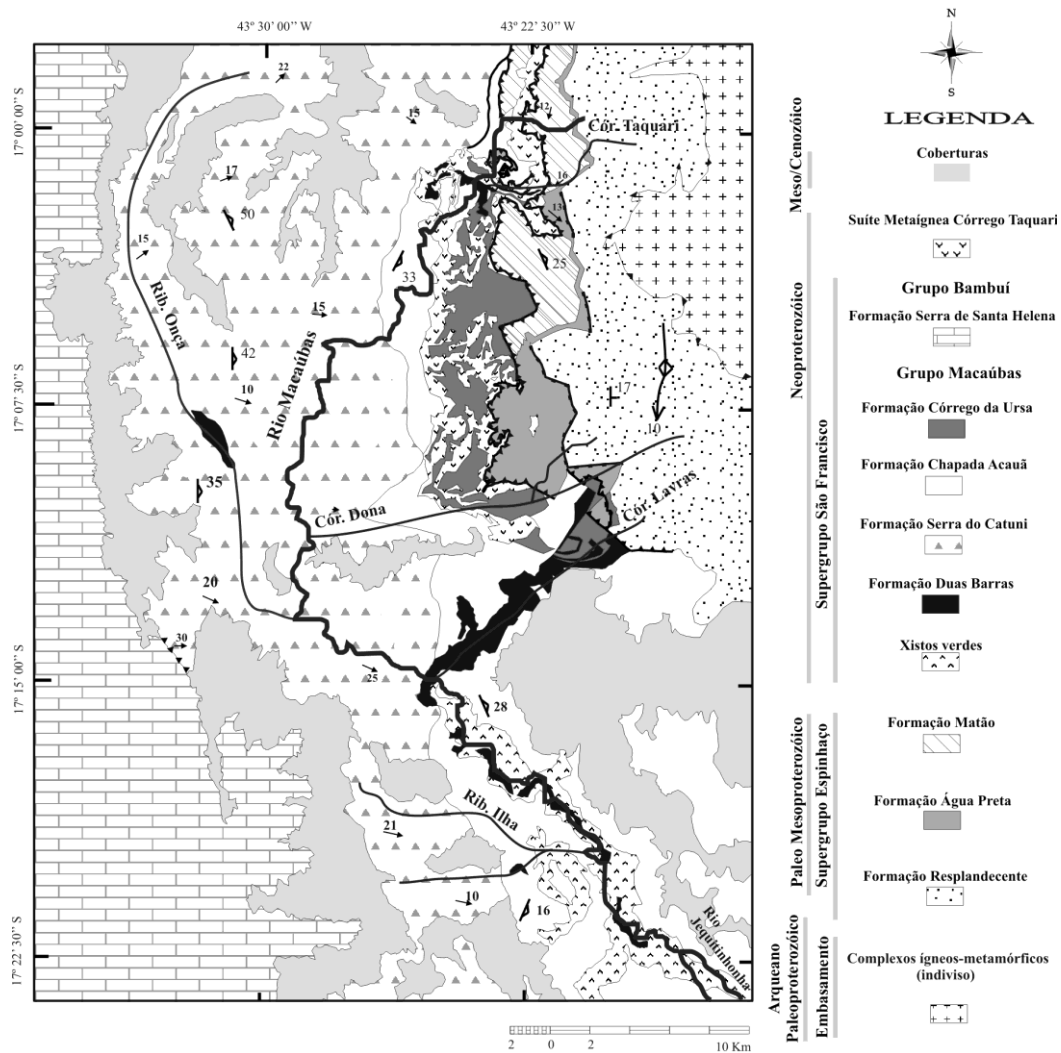


Figura 4. Mapa geológico detalhado da bacia do Rio Macaúbas (Martins 2006).

Figure 4. Detailed geologic map of the Macaúbas river basin (Martins 2006).

Os corpos intrusivos de metagabro têm coloração verde-acinzentada, quando frescos, e amarelo-avermelhada, quando alterados, granulação fina a média, estrutura predominantemente maciça, com disjunção esferoidal associada às partes mais alteradas por processos intempéricos. A rocha é composta essencialmente por anfibólio (45-60% do volume total), plagioclásio (15-25%) e clinozoisita/epidoto (10-30%) (Fig. 5A e B), ocorrendo restos de clinopiroxênio. Outros minerais subordinados são os opacos, que quase sempre estão transformados em leucóxênio, quartzo e clorita. O anfibólio aparece em cristais prismáticos, com fraco pleocroísmo variando em tons de verde claro-amarelado, por vezes acastanhado nas bordas dos cristais. As cores de polarização chegam ao azul de segunda ordem e, em conjunto com a paragênese, indicam tratar-se de actinolita tremolítica. Este anfibólio é metamórfico e foi gerado às custas dos piroxênios originais do protólito ígneo máfico, sendo possível identificar restos de clinopiroxênio em meio a uma massa de anfibólio (Fig. 5C e D). O plagioclásio ocorre como

pequenos cristais, nas porções mais finas da rocha, ou como grandes cristais com hábito tabular. Este plagioclásio é ígneo, reliquiar, embora esteja parcialmente metamorfoisado. O plagioclásio, especialmente aquele associado às porções finas da rocha, foi intensamente afetado pelo processo de saussuritização, responsável pela formação de clinozoisita. As maclas polissintéticas ainda podem ser reconhecidas em determinadas porções. Clinozoisita ocorre sob a forma de grãos muito pequenos, de relevo alto e cores de interferência anômalas até amarelo de primeira ordem. Os cristais maiores, zonados e bem formados (euédricos) são de epidoto rico em ferro. Quartzo é muito escasso e ocorre intersticialmente, podendo exibir extinção ondulante. A clorita tem hábito acicular, coloração verde pálida e se associa aos cristais de anfibólio. A rocha apresenta microestrutura porfiroblástica, com matriz isotrópica (não foliada). Dentro de alguns cristais de anfibólio podem ser encontradas inclusões de plagioclásio tabular, parcial a totalmente substituídos por clinozoisita. Portanto, a microestrutura ígnea do protólito máfico era do tipo

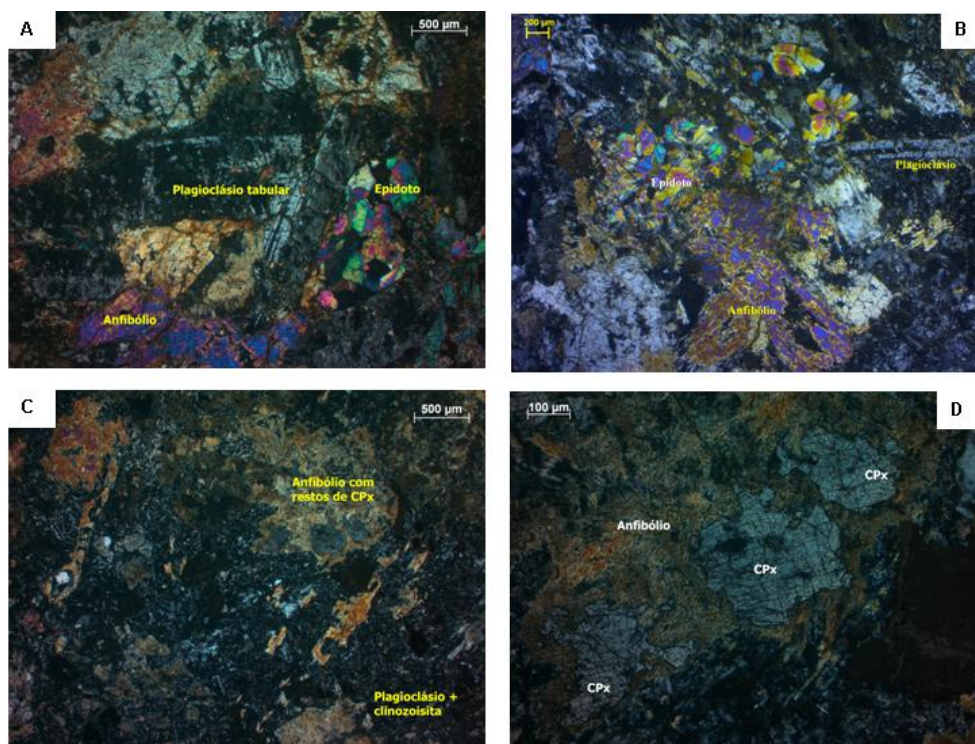


Figura 5. Fotomicrografias de amostras de metagabro da Suíte Córrego do Taquari (luz transmitida, nicóis cruzados, barras de escala). A e B, aspectos gerais da rocha, cristais tabulares de plagioclásio, cristais prismáticos de anfibólio, e epidoto com cores de interferência fortes. C, relações entre anfibólio, plagioclásio e clinozoisita; notar restos de clinopiroxênio em meio ao anfibólio. D, detalhe de clinopiroxênio (CPx, com duas direções de clivagem) envolto por anfibólio.

Figure 5. Photomicrographies of metagabbros of the Córrego do Taquari Suite (transmitted light, crossed polarizers, scale bars). A and B, general features of the rock, tabular crystals of plagioclase, prismatic amphibole, and epidote with strong interference tints. C, amphibole, plagioclase and clinozoisite relations; note clinopyroxene relicts within an amphibole crystal. D, detail of clinopyroxene (CPx, two cleavages) enveloped by amphibole.

óptica. A paragênese metamórfica dada por actinolita tremolítica + plagioclásio + epidoto ± clorita ± quartzo caracteriza metamorfismo na fácies xisto verde.

Dados litoquímicos indicam que o metagabro da Suíte Córrego do Taquari representa magmatismo toleítico intraplaca (Martins 2006).

4 - ANÁLISES ISOTÓPICAS E DADOS GEOCRONOLÓGICOS

De um corpo de metagabro da Suíte Córrego do Taquari foi coletada a amostra MG05-05 (UTM 8117852N, 669255E) para realização de análises isotópicas pelos métodos Sm-Nd e U-Pb.

A análise isotópica pelo método Sm-Nd foi realizada em amostra de rocha total pulverizada, de acordo com os procedimentos analíticos do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (e.g., Babinski et al. 2011) e a idade-modelo (TDM) foi calculada conforme De Paolo (1981)

O concentrado de zircão foi obtido segundo metodologia utilizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (e.g., Babinski et al. 2011) As análises isotópicas U-Pb em cristais de zircão foram realizadas pela técnica SHRIMP (Sensitive High

Resolution Ion Microprobe) no Beijing SHRIMP Laboratory, China, conforme os procedimentos descritos em Babinski et al. (2011).

4.1 - Dados Sm-Nd

Os dados obtidos pelo método Sm-Nd (Tabela 1) resultam numa idade-modelo TDM de 1,84 Ga e nos valores de épsilon Nd(0) igual a -9,26 ou -5,29 se calculado para 560 Ma (que é a idade de cristalização magmática obtida por datação U-Pb em zircão, adiante descrita). Os dados isotópicos Sm-Nd corroboram a natureza continental, intraplaca, deste magmatismo máfico, conforme havia sido indicado pela assinatura litoquímica (Martins 2006).

Tabela 1. Dados isotópicos Sm-Nd de amostra (MG05-05) de rocha total de metagabro da Suíte Córrego Taquari.

Table 1. Isotopic Sm-Nd whole-rock data for a metagabbro sample (MG05-05) of the Córrego Taquari Suite.

Amostra	MG05-05
Sm (ppm)	5,586
Nd (ppm)	23,938
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,1411
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512163
$\epsilon(0)$	-9,26
$\epsilon(560 \text{ Ma})$	-5,29
T _{DM} (Ga)	1,84

4.2 - Geocronologia U-Pb (SHRIMP)

Vinte e dois grãos de zircão com morfologias diversas foram selecionados para as análises U-Pb pela técnica SHRIMP (Tabela 2, Fig. 6). Os grãos 8, 10, 15, 16 e 17 (Fig. 6A a C) mostram-se um pouco arredondados, evidenciando assimilação de zircões herdados durante a ascensão do magma. De fato, estes grãos fornecem idades diversas, do Mesoproterozóico e Paleoproterozóico (Fig. 7), características do embasamento gnáissico e do Supergrupo Espinhaço (e.g., Noce et al. 2007, Chemale-Júnior et al. 2011, e referências aí citadas).

Os demais grãos analisados são cristais euédricos de zircão magmático, conforme indicam suas razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ relativamente altas (Tabela 2) e feições mostradas pelas imagens de catodoluminescência, tais como faces bem formadas e zoneamento oscilatório interno (Fig. 6).

Nenhum dos cristais analisados apresenta sobrecrecimento metamórfico. O conjunto total de idades dos cristais euédricos mostra uma ampla distribuição de valores, entre ca. 500 Ma e 660 Ma, mas muitas delas apresentam discordância alta (Tabela 2, Fig. 8). As idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ dos cristais euédricos menos discordantes variam entre ca. 516 Ma e 624 Ma (Tabela 1). As idades mais jovens do conjunto de cristais euédricos, obtidas nos spots 4.1, 12.1 e 18.1, apresentam discordâncias acima de 25% e foram excluídas do cálculo final da idade absoluta. De forma análoga, foram descartados os cristais euédricos mais velhos com alta discordância, a exemplo do spot 7.1 (Tabela 2). Em função das correções de Pb comum nas razões isotópicas das análises dos cristais euédricos de zircão, a idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ que melhor representa a época de cristalização magmática da Suíte Córrego do Taquari é de 560 ± 6 Ma (Fig. 9).

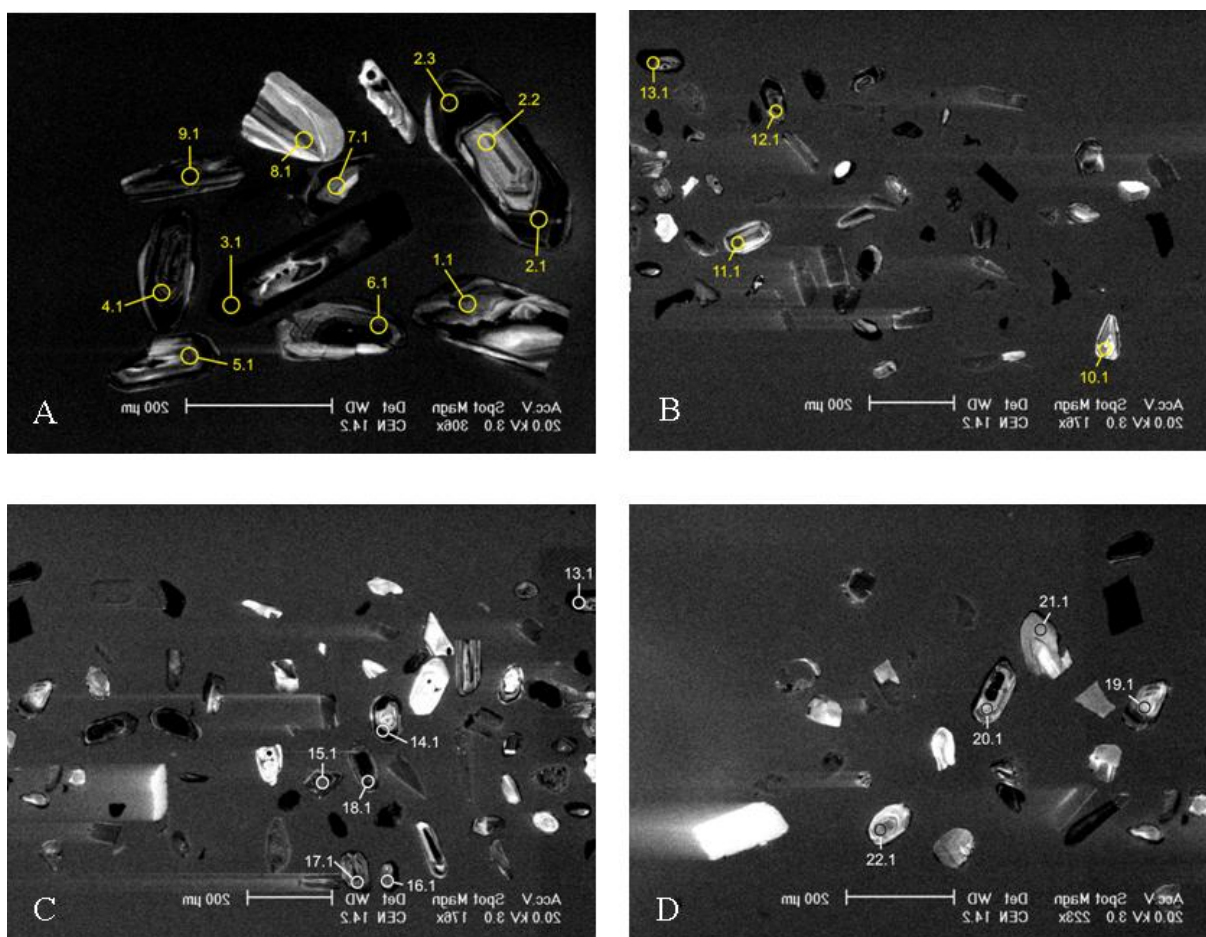


Figura 6. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e respectivos spots analisados (indicados com círculo e numerados). A, spots 1.1 a 9.1; B, spots 10.1 a 13.1; C, spots 14.1 a 18.1; D, spots 19.1 a 22.1.

Figure 6. Cathodoluminescence images for the zircon grains with the location of analyzed spots. A, spots 1.1 to 9.1; B, spots 10.1 to 13.1; C, spots 14.1 to 18.1; D, spots 19.1 to 22.1.

Tabela 2. Dados isotópicos U-Pb (SHRIMP) de grãos de zircão extraídos de metagabro (amostra MG05-05) da Suíte Córrego Taquari.
Table 2. Isotopic U-Pb (SHRIMP) data for zircon grains extracted from a metagabbro (sample MG05-05) of the Córrego Taquari Suite.

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ Age	(1) ²⁰⁷ Pb/ Age	% Disc.	Total ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	Total ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±%	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	err. corr.	
1.1	0.13	314	104	0.34	22.8	522 ± 20	744 ± 39	30	11.84	4.0	0.0652	1.8	11.86	4.0	0.0641	1.9	0.745	4.4	0.0843	4.0	0.906
2.1	0.21	671	258	0.40	49.1	525.8 ± 7.2	686 ± 32	23	11.74	1.4	0.06403	1.2	11.77	1.4	0.06235	1.5	0.731	2.1	0.0850	1.4	0.689
2.2	0.47	181	122	0.69	13.8	545.7 ± 8.8	720 ± 120	24	11.27	1.6	0.0672	3.4	11.32	1.7	0.0633	5.4	0.772	5.7	0.0883	1.7	0.295
2.3	0.17	516	184	0.37	41.8	580.6 ± 8.0	645 ± 31	10	10.59	1.4	0.06254	1.2	10.61	1.4	0.06116	1.4	0.795	2.0	0.0942	1.4	0.708
3.1	0.03	2662	674	0.26	211	568.1 ± 7.7	626 ± 10	9	10.85	1.4	0.06082	0.43	10.85	1.4	0.06062	0.45	0.770	1.5	0.0921	1.4	0.954
4.1	0.10	672	529	0.81	46.1	494.9 ± 6.5	708 ± 21	30	12.52	1.4	0.06380	0.91	12.53	1.4	0.06300	1.0	0.693	1.7	0.0798	1.4	0.806
5.1	0.12	327	234	0.74	26.0	568.8 ± 7.8	581 ± 32	2	10.83	1.4	0.06034	1.3	10.84	1.4	0.05938	1.5	0.755	2.1	0.0922	1.4	0.695
6.1	0.20	638	203	0.33	45.8	516.4 ± 6.8	589 ± 26	12	11.97	1.4	0.06121	0.91	11.99	1.4	0.05960	1.2	0.685	1.8	0.0834	1.4	0.748
7.1	0.08	333	87	0.27	29.1	623.7 ± 9.9	711 ± 25	12	9.84	1.7	0.06372	1.2	9.84	1.7	0.06307	1.2	0.883	2.0	0.1016	1.7	0.813
8.1	0.08	133	136	1.05	46.0	2175 ± 27	2120 ± 14	-3	2.490	1.5	0.13238	0.69	2.492	1.5	0.1317	0.82	7.28	1.7	0.4012	1.5	0.871
9.1	0.12	570	173	0.31	44.4	559.0 ± 7.3	718 ± 25	22	11.03	1.4	0.06426	0.91	11.04	1.4	0.06330	1.2	0.791	1.8	0.0906	1.4	0.762
10.1	0.11	77	96	1.29	27.9	2276 ± 30	2253 ± 15	-1	2.359	1.6	0.1432	0.83	2.362	1.6	0.1421	0.89	8.30	1.8	0.4234	1.6	0.867
11.1	0.18	353	274	0.80	28.3	574.3 ± 7.7	706 ± 30	19	10.71	1.4	0.06439	1.1	10.73	1.4	0.06295	1.4	0.809	2.0	0.0932	1.4	0.709
12.1	0.19	506	215	0.44	38.8	550.0 ± 7.2	762 ± 24	28	11.21	1.4	0.06618	0.92	11.23	1.4	0.06463	1.1	0.794	1.8	0.0891	1.4	0.766
13.1	0.06	1168	272	0.24	91.0	559.3 ± 7.2	591 ± 24	5	11.03	1.3	0.06017	1.0	11.03	1.3	0.05966	1.1	0.745	1.7	0.0906	1.3	0.775
14.1	0.03	1120	530	0.49	87.0	557.7 ± 7.2	588 ± 15	5	11.06	1.3	0.05979	0.67	11.07	1.3	0.05958	0.67	0.742	1.5	0.0904	1.3	0.894
15.1	0.06	159	140	0.91	42.8	1757 ± 22	1849 ± 15	5	3.191	1.4	0.11358	0.83	3.192	1.4	0.11306	0.85	4.883	1.7	0.3132	1.4	0.862
16.1	0.27	209	80	0.40	35.2	1154 ± 15	1394 ± 22	17	5.088	1.4	0.09079	0.89	5.102	1.4	0.08851	1.1	2.392	1.8	0.1960	1.4	0.789
17.1	0.08	172	144	0.86	35.0	1368 ± 18	1379 ± 18	1	4.225	1.4	0.08852	0.89	4.229	1.4	0.08785	0.91	2.864	1.7	0.2365	1.4	0.843
18.1	0.02	939	228	0.25	62.5	481.1 ± 6.3	688 ± 17	30	12.90	1.4	0.06260	0.78	12.90	1.4	0.06240	0.79	0.667	1.6	0.0775	1.4	0.865
19.1	0.07	190	112	0.61	14.7	556.4 ± 7.9	743 ± 48	25	11.09	1.5	0.0646	2.1	11.09	1.5	0.0640	2.3	0.796	2.7	0.0901	1.5	0.548
20.1	0.06	1614	131	0.08	138	609.6 ± 7.8	631 ± 12	3	10.08	1.3	0.06123	0.51	10.08	1.3	0.06076	0.56	0.831	1.4	0.0992	1.3	0.922
21.1	0.24	243	50	0.21	18.9	557.7 ± 7.8	598 ± 45	7	11.04	1.4	0.06175	1.5	11.07	1.5	0.0598	2.1	0.746	2.5	0.0904	1.5	0.577
22.1	0.13	245	180	0.76	19.3	564.5 ± 7.8	754 ± 31	25	10.91	1.4	0.06543	1.4	10.93	1.4	0.06436	1.5	0.812	2.1	0.0915	1.4	0.698

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb indicate the common and radiogenic portions, respectively.
Error in standard calibration was 0.37% (not included in above errors, but required when comparing data from different mounts).

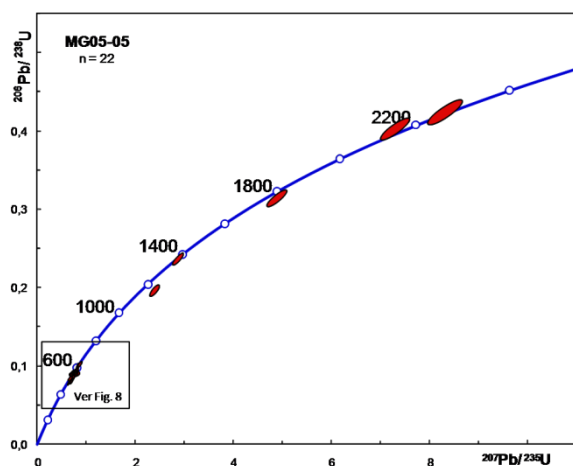


Figura 7. Diagrama concórdia mostrando as idades U-Pb de todos os grãos de zircão analisados (amostra MG05-05, metagabro da Suíte Córrego Taquari).

Figure 7. Concordia diagram showing U-Pb ages from all analyzed zircon grains (sample MG05-05, metagabbro of the Córrego Taquari Suite).

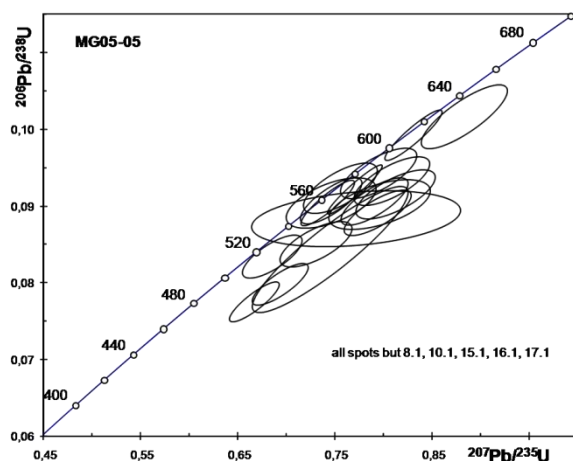


Figura 8. Diagrama concórdia mostrando somente as idades U-Pb dos cristais euhédricos de zircão do metagabro da Suíte Córrego Taquari.

Figure 8. Concordia diagram showing only the U-Pb ages for the euhedral zircon crystals from the metagabbro of the Córrego Taquari Suite.

5 - CONCLUSÃO

O conjunto de diques gabróicos da Suíte Córrego Taquari registra um sítio distensivo, localizado no setor central do cinturão de dobramentos e empurrões da Serra do Espinhaço (Fig. 1; Alkmim et

al. 2006, 2007). A estruturação maior deste cinturão resultou do estágio sincolisional da evolução do Orógeno Araçuai, cujos limites de tempo têm sido colocados em ca. 585-560 Ma (Pedrosa-Soares et al. 2008, 2011b). Após este estágio, o Orógeno Araçuai experimentou um longo período de evolução tardi- a pós-colisional, ca. 560-490 Ma, durante o qual ocorreram fenômenos de escape lateral e colapso gravitacional (Alkmim et al. 2006, 2007).

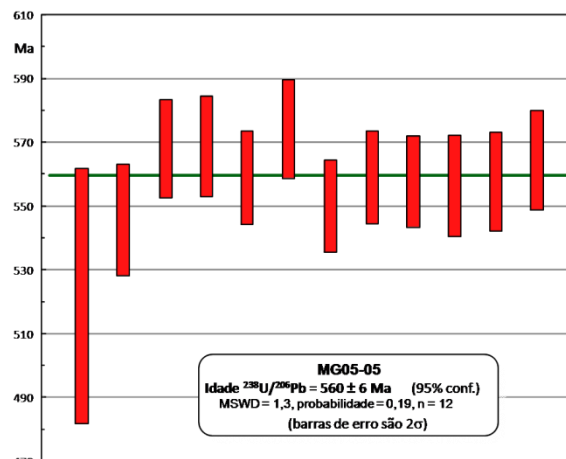


Figura 9. Diagrama representando a idade de cristalização magmática (560 ± 6 Ma) do metagabro da Suíte Córrego Taquari.

Figure 9. Diagram showing the magmatic crystallization age (560 ± 6 Ma) for the metagabbro of the Córrego Taquari Suite.

Neste contexto, a cristalização magmática (560 ± 6 Ma) da Suíte Córrego Taquari se deu no limiar entre os estágios sincolisional e tardi- a pós-colisional. De acordo com Alkmim et al. (2006, 2007), o estágio sincolisional dá lugar, em torno de 560 Ma, a um período de escape lateral que promoveu a acomodação da deformação ao longo de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes a transpressivas de direção NNE-SSW a NE-SW. Neste cenário, sugere-se que, como resposta a este comportamento dinâmico, tenham surgido sítios distensivos, reativando antigas estruturas. Em um destes sítios, localizado a oeste do corredor transpressivo das Minas Novas (Fig. 1), ascendeu o magma máfico que originou a Suíte Metaígneia Córrego do Taquari, como consequência de uma distensão local, mas sucedida por compressão que acarretou a deformação incipiente e o metamorfismo de fácies xisto verde, verificados nos diques gabróicos desta suíte.

6 - AGRADECIMENTOS

Este trabalho é uma singela homenagem ao professor e amigo Carlos Maurício Noce, pelo legado profissional e humano (Fig. 10).

Os autores agradecem ao CNPq (pelas bolsas de produtividade e auxílios financeiros concedidos a M. Babinski, A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce e R. Trindade), à FAPESP (pelo suporte financeiro à pesquisa) e aos revisores anônimos de Geonomos.



Figura 10. Fim da campanha de amostragem na bacia do Rio Macaúbas (depois de um merecido banho num de seus afluentes). Da esquerda para a direita: Carlos Maurício Noce (de óculos escuros), Marly Babinski, Ricardo Trindade e Lucieth Vieira; em 2005.

Figure 10. This paper is a homage to Carlos Maurício Noce (wearing sunglasses, followed from left to right side by Marly Babinski, Ricardo Trindade and Lucieth Vieira, in the happy end of the sampling field trip in the Macaúbas river basin, 2005).

7-REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo tectonics during Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **147**: 43-64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M. & Cruz, S. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**: 35-43.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Almeida-Abreu P.A. & Renger F.E. 2002. Serra do Espinhaço meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. *Rev. Bras. de Geociências*, **32**(1): 1-14.
- Babinski M., Gradim, R.J., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Noce, C.M., Liu, D. 2005. Geocronologia U-Pb (SHRIMP) e Sm-Nd de xistos verdes basálticos do Orógeno Araçuaí: implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35** (4-suplemento), 77-81.
- Babinski M., Trindade R., Pedrosa-Soares A.C., Martins M., Noce C.M., Liu D. 2011. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, doi 10.1016/j.gr.2011.04.008.
- Chemale Jr. F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M., Queiroga G.N., Armstrong R., Santos M. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*: doi 10.1016/j.gr.2011.08.016.
- Chula A.M.D. 1996. *Caracterização geológica e geoquímica dos metamigmatitos e metassedimentos da região de Planalto de Minas, Município de Diamantina, MG*. Dissertação de Mestrado, IGC-UFMG, 157 p.
- Correns C.W. 1932. Die Diamanten des Hochlandes von Minas Geraes, Brasilien. *Zeitschrift f Ur praktische Géologie. Jahrgang 40, Heft 11*: 161 -176.
- DePaolo D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 10470-10488.
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, **1**: 19-26.
- Gorlt G. 1970. Fazieswechsel und Metamorphose in der Westlichen Serra Negra (Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien). *Geol. Rdsch.* **61**:166-201.
- Gradim R.J., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C.M. 2005. Xistos verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais:

- vulcanismo básico do rifte Neoproterozoico Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 59-69.
- Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. 1997. Projeto Espinhaço em CD-Rom. Belo Horizonte, COMIG. 2693 p.
- Hettich M. 1973. *Zur Stratigraphie und Genese des Macaúbas nördlich der Serra Negra, Espinhaço-Zone (Minas Gerais, Brasilien)*. Tese de Doutorado, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, 42 p.
- Karfunkel B. & Karfunkel J. 1977. Fazielle entwicklung der mittleren Espinhaço-zone mit besonderer Berücksichtigung des tillit-problems. *Geogisches Jahrbuch, Beihefte*, **24**: 3-91.
- Knauer L.G. & Schrank A. 1994. A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Geonomos*, **1**: 33-38.
- 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, In: SBG, Simp. Geol. MG, 5, *Anais*, p. 171- 174.
- Martins M.S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas (MG). *Tese de doutoramento*, Universidade Federal de Minas Gerais, IGC, Colegiado Pós-graduação, 248p.
- Martins M.S, Karfunkel J., Noce C.M., Babinski, M., Pedrosa-Soares A.C.; Sial A.N.& Liu D. 2008. A seqüência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuai. *Revista Brasileira de Geociências*, **38** (4): 761-772.
- Moraes L.J. 1928. Geologia da região diamantina de Minas Gerais - Relatório de atividades. DNPM, *Serv. Geol. Min. Rel. Ann. Dir.* 1928, 29-34, Rio de Janeiro.
- Moraes L.J. 1932. Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Gerais. *Ann. Acad. Bras. Sci.*, **4**:111-114.
- Moraes L. J. (1934). Depósitos diamantíferos do norte do Estado de Minas Gerais. *Boletim DNPM-SFPM*, **3**: 1-61.
- Moraes L.J. 1937. Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais. *Boletim DNPM-SFPM*. **19**: 191p.
- Noce C.M. 1997. Texto explicativo da Folha Itacambira. In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares, B.S. Soares Filho (eds.), Projeto Espinhaço em CD-Rom. COMIG-UFMG.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C. & Alkmim F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuai. *Geonomos*, **15**: 17-23.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M. & Pinto, C.P. 2001. The Araçuai–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuai: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**: 1-16.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F. F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of Neoproterozoic Araçuai–West Congo orogen. In: Pankhrust R., Trouw R., Brito-Neves B B., Wit M. de. 2007. *The Gondwana Pelecontinent in the South Atlantic Region*. 2007. Special Publication, Geological Society of London, **294**: 153-172.
- Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C., Martins M., Queiroga G., Vilela F. 2011a. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuai orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud, E., Halverson, G. P. & Shields-Zhou, G. (eds), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, *Memoirs*, **36**, 523–534.
- Pedrosa-Soares A.C., De Campos C., Noce C.M., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I.A., Alkmim F.F. 2011b. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuai orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society, London, Special Publications*, **350**: 25-51.
- Pinto C.P., Silva L.C., Leite C.A. 2003. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000. CPRM-CODEMIG, Belo Horizonte, CD-ROM.
- Schöll W. & Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: *I Simp. Geol. Minas Gerais*, SBG, *Anais*, p. 55-73.
- Schrank A., Dourado B.C.V., Biondi J.C. 1978. Estudo preliminar dos meta-vulcanitos do Grupo Macaúbas na região do alto Jequitinhonha – MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, *Anais*, **3**: 1323-1335.
- Souza M. & Grossi-Sad J. H. 1997. Geologia da Folha Rio Vermelho. In: Grossi-Sad J. H., Lobato L. M., Pedrosa-Soares A. C., Soares-Filho B. S. (eds). *Projeto Espinhaço em Cd-Rom (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte, COMIG., p. 1251-1371.
- Uhlein A. & Chaves, M.L.S.C. 1989. Geologia da borda nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (Região de Mendanha a São Gonçalo do Rio Preto, MG). In: SBG, Simp. Geol. MG, 5, SBG, *Anais*, **10**: 277-280.
- Uhlein A. 1991. Transição Cráton-Faixa Araçuai (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. *Tese de Doutorado*, Universidade de São Paulo, 259 p.
- Uhlein A. & Quêmeneur J.J.G. (2000). Estrutura e deformação brasileira nos diques máficos da Serra do Espinhaço Meridional. *Geonomos*, **8**(2):19-25.