

# Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuai com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidental

Luiz Carlos da Silva<sup>1</sup>, Antônio Carlos Pedrosa-Soares<sup>2</sup>, Richard Armstrong<sup>3</sup>,  
Carlos Maurício Noce<sup>2\*</sup>

1. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte, MG, luiz.silva@cprm.gov.br

2. CPMTC-IGC-UFMG, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG; \*In memoriam.

3. Australian National University, Canberra, Australia

Recebido em 18 de outubro de 2011; aceito em 18 de novembro de 2011

**RESUMO:** O presente artigo rastreia efeitos ígneos e metamórficos da colisão entre a Península do São Francisco e o Cráton do Congo, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental, por meio de análises geocronológicas U-Pb de alta resolução (SHRIMP e LA-ICP-MS) em zircão, com apoio de imagens de catodo-luminescência (CL). Os dados obtidos em oito amostras, cotejados com uma vasta compilação bibliográfica, limitam o estágio sincolisional do Orógeno Araçuai em ca. 585-560 Ma, provavelmente contemporâneo do mesmo processo no Orógeno Ribeira Setentrional. Estes limites de tempo são revelados tanto por idades de cristalização magmática sin-deformacional, quanto pelo metamorfismo regional de médio a alto grau em unidades supracrustais e infracrustais. Desta forma, a amalgamação da Península do São Francisco com o Cráton do Congo, representada pela cicatriz orogênica Araçuai-Ribeira Setentrional, teve sua fase terminal em torno de 560 Ma. A partir desta época, a tectônica compressiva tangencial, de abrangência regional, passou a dar lugar a escapes laterais e zonas de colapso gravitacional, aos quais se associaram episódios térmicos que causaram recristalização relativamente discreta e/ou localizada nas rochas regionais, mas detectáveis em análises U-Pb e imageamento CL de zircão, e geraram uma miríade de manifestações ígneo-anatéticas tardi- a pós-colisionais.

**Palavras-chave:** geocronologia U-Pb, zircão, colisão, Orógeno Araçuai, Gondwana

**ABSTRACT:** DETERMINING THE TIMING OF THE COLLISIONAL PERIOD OF THE ARAÇUAÍ OROGEN BY USING HIGH RESOLUTION U-Pb GEOCHRONOLOGY ON ZIRCON: A CONTRIBUTION TO THE HISTORY OF WESTERN GONDWANA AMALGAMATION. This paper tracks igneous and metamorphic effects of the collision between the São Francisco peninsula and Congo craton, during the amalgamation of Western Gondwanaland, based on high resolution (SHRIMP and LA-ICP-MS) U-Pb zircon analysis, coupled with studies on cathodoluminescence (CL) images. Analytical data obtained from eight samples, compared with a large number of data compiled from the literature, constrain the syn-collisional stage of the Araçuai orogen from ca. 585 Ma to ca. 560 Ma, probably coeval with the same process in the Northern Ribeira orogen. These time limits are revealed by ages from both magmatic crystallization and metamorphic overprinting on distinct rocks from different units. Therefore, the amalgamation of the São Francisco peninsula and Congo craton, represented by the Araçuai-Northern Ribeira orogenic scar, was already accomplished around 560 Ma. After this epoch, the regional compressive (tangential) tectonics gave place to lateral escape and gravitational collapse zones, associated with thermal episodes that caused relatively discrete and/or local recrystallization on the country rocks, but detectable by U-Pb analysis and CL imagery on zircon, and generated a myriad of late to post-collisional igneous-anatectic manifestations.

**Keywords:** U-Pb geochronology, zircon, collision, Araçuai orogen, West Gondwana

## 1. INTRODUÇÃO

O Supercontinente Gondwana Ocidental foi amalgamado, ao final da Era Neoproterozóica, por meio do intrincado conjunto de orógenos diacrônicos que compõe o sistema brasileiro-panafricano, um complexo tecido de cicatrizes orogênicas entre peças cratônicas (e.g., Brito-Neves *et al.* 1999). De Montevideu ao sul da Bahia e da cidade do Cabo ao Gabão se estende uma das maiores cicatrizes orogênicas brasileiro-panafricanas, cuja parte situada no Brasil, a Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 2000), pode ser compartimentada (Fig. 1) nos orógenos São Gabriel, Dom Feliciano, Ribeira, Búzios e Araçuai (Silva *et al.* 2005).

A obtenção das idades de cristalização magmática em torno de 560 Ma para os granitos Pão de Açúcar e Corcovado (Silva *et al.* 2003) evidenciou a contemporaneidade entre as manifestações

sincolisionais tardias nos orógenos Ribeira Setentrional e Araçuai, bem como nos cinturões Congo Ocidental, Kaoko e Saldania, situados no sudoeste e sul da África (Seth *et al.* 1998, Tack & Fernandez-Allonso 1998, Silva 1999, Silva *et al.* 2000, 2005).

O presente trabalho focaliza o estágio final da convergência entre os crátons do São Francisco e Congo, um processo que levou à edificação do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental (Pedrosa Soares *et al.* 2001, 2008; Alkmim *et al.* 2006, 2007). Com esse objetivo adota-se a subdivisão de Pedrosa-Soares *et al.* (2011) para os eventos de granitogênese orogênica que tiveram lugar nos estágios evolutivos do Orógeno Araçuai, como sendo: supersuíte G1, arco magmático pré-colisional (ca. 630-585 Ma); supersuíte G2, sincolisional (ca. 585-560 Ma); supersuíte G3, tardi-colisional (545-530 Ma); supersuítes G4 e G5, pós-colisionais (530-490 Ma).

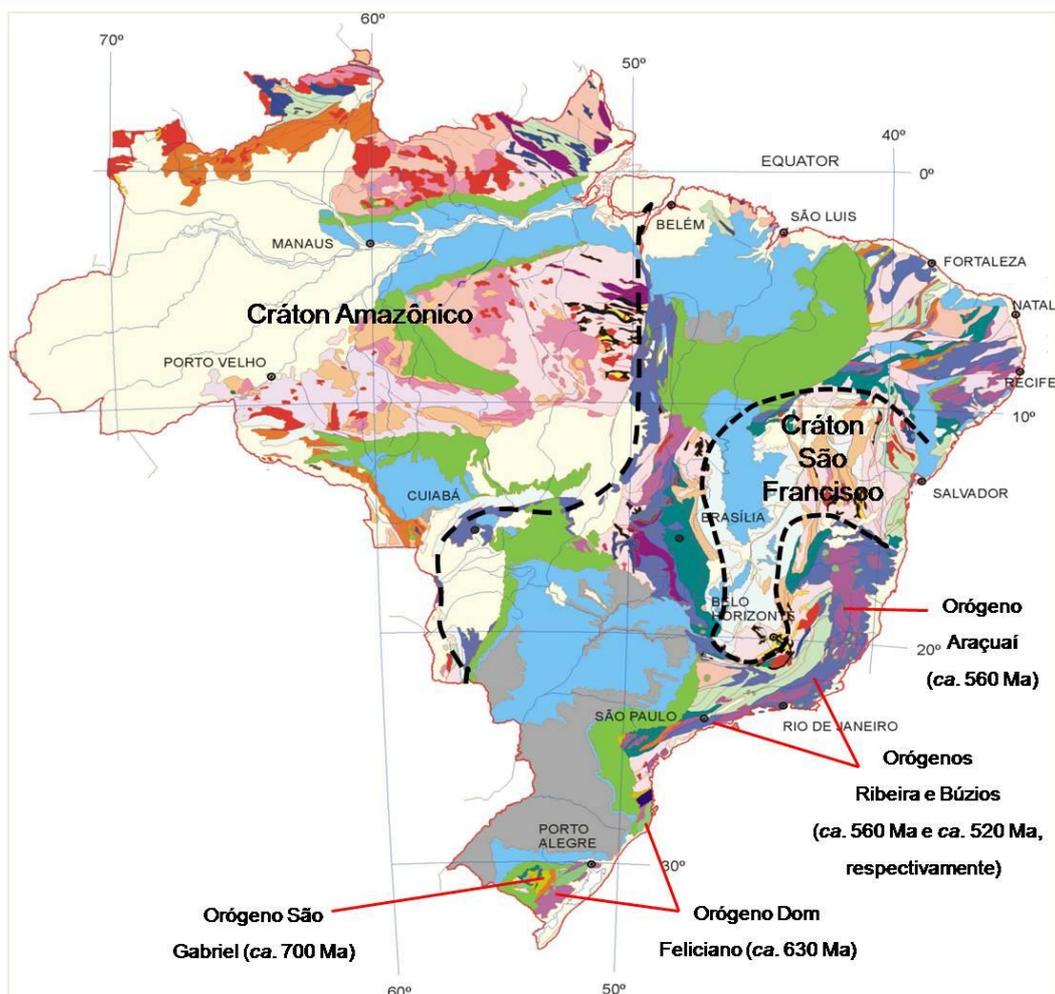


Figura 1. Orógenos brasileiros da Província Mantiqueira. As idades indicam as últimas manifestações sincolissonais.

Figure 1. Brazilian orogens of the Mantiqueira province. Ages indicate the last syn-collisional manifestations.

Embora já exista um significativo acervo de datações geocronológicas U-Pb por técnicas de alta resolução (SHRIMP e LA-ICP-MS), a quantidade de dados acompanhados de imagens geradas por catodo-luminescência (CL) ainda é pequena, dificultando a avaliação segura do significado e consistência de diversas idades, em particular daquelas resultantes de sobrecrecimento metamórfico e anatexia. Por esse motivo, o presente artigo objetiva aprofundar a discussão sobre as relações entre as idades medidas com as características morfológicas, texturais e isotópicas dos zircões datados, possibilitando a comparação das fases de desenvolvimento desse mineral com a evolução orogênica. Faz, também, uma análise detalhada das chamadas informações analíticas de “segunda ordem”, tais como idades de herança isotópica e valores obtidos por regressão, tais como idades de intercepto inferior, em particular para os gnaisses do embasamento.

Desta forma, o estudo aqui apresentado se fundamenta na reavaliação dos dados U-Pb e respectivas imagens CL de zircões extraídos de oito amostras de diferentes rochas graníticas e

ortognáissicas (Fig. 2), em comparação com uma extensa compilação de idades disponíveis para a região aqui abordada (Tabela 1). As tabelas de dados isotópicos podem ser solicitadas ao primeiro autor.

## 2. DATANDO O ESTÁGIO SINCOLISIONAL

Em termos gerais, o estágio sincollisional da evolução orogênica é aquele que, no decorrer do processo de convergência de placas, registra a interação direta, compressiva, entre margens opostas de continentes e/ou de continente e arco-de-ilhas e/ou entre arcos-de-ilhas. À exceção dos orógenos intracratônicos, nos orógenos intercratônicos e confinados o período colisional é precedido pelo estágio pré-colisional, comandado pela subducção de listofera oceânica, no qual são edificados os arcos magmáticos cálcio-alcalinos (Rogers & Santosh 2004).

A passagem do estágio pré-colisional para o sincollisional implica na extinção do magmatismo de arco. Ou seja, a idade das rochas de arco mais jovens baliza o fim do estágio pré-colisional e, por conseguinte, o início do estágio sincollisional. Da

mesma forma, a idade das rochas tipicamente colisionais mais antigas coloca limite para o início do estágio sincolisional. A rocha ígnea sincolisional típica é o granito tipo-S que, embora não seja exclusivo deste estágio orogênico, é relativamente abundante nos orógenos colisionais (e.g., Chappell & White 2001, Clemens 2003, Collins & Richards 2008). É claro que idades de metamorfismo regional são extremamente úteis para balizar os limites de tempo do estágio sincolisional, em particular se for detectado metamorfismo de ultra-alta temperatura (UHT). Contudo, deve-se lembrar que durante o estágio pré-colisional também ocorre metamorfismo (as clássicas faixas metamórficas emparelhadas; a de alta P e baixa T, relacionada à subducção, e a de alta T e baixa P, associada ao arco magmático).

O estágio pré-colisional do processo de convergência entre a Península São Francisco e o Continente Congo é balizado pelas rochas ígneas mais antigas (ca. 630 Ma) e mais jovens (ca. 585 Ma) até agora encontradas no arco magmático do Orógeno Araçuaí. Desta forma, o estágio terminal do processo de convergência ou, mais propriamente, o período sincolisional teve início em ca. 585 Ma e duraria até as últimas manifestações ígneas e metamórficas associadas à deformação compressiva tangencial, em torno de 560 Ma (Silva *et al.* 2005, Pedrosa-Soares *et al.* 2011). Nesse mesmo intervalo de tempo (ca. 585-560 Ma) situam-se as idades de retrabalhamento metamórfico em plútons pré-colisionais (G1) e ortognaisses do embasamento (Fig. 2, Tabela 1).

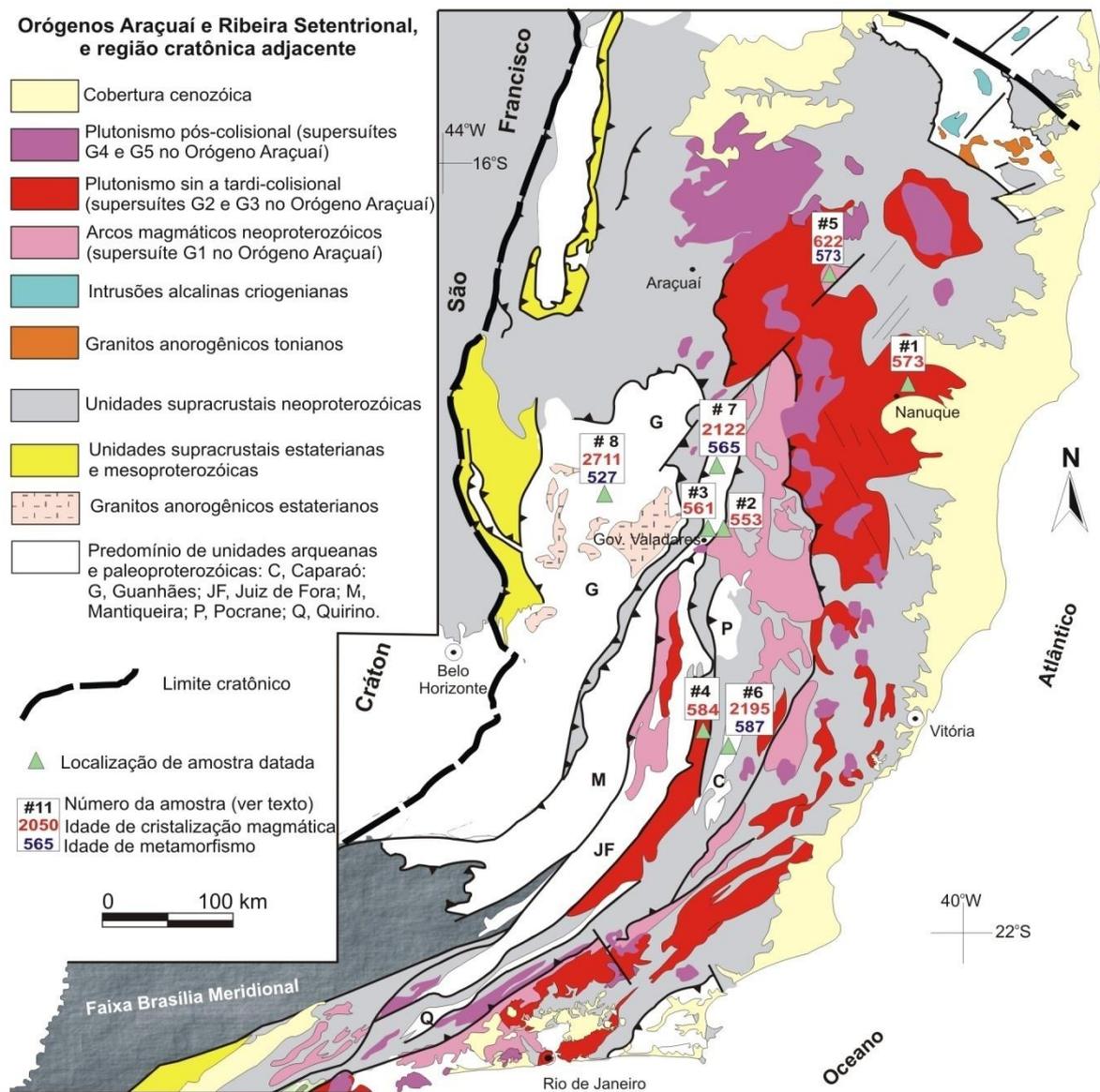


Figura 2. Mapa geológico simplificado do setor da Província Mantiqueira ocupado pelos orógenos Araçuaí e Ribeira Setentrional, mostrando a localização das amostras analisadas, cujas idades U-Pb são discutidas no texto.

Figure 2. Simplified geologic map of the sector of the Mantiqueira Province represented by the Araçuaí and Northern Ribeira orogens, showing the location of the analyzed samples which U-Pb ages are discussed in the text.

Tabela 1. Idades U-Pb (em Ma), pelas técnicas SHRIMP (SH), LA-ICP-MS (LA) ou TIMS em zircão e monazita, e método Pb-Pb (evaporação de zircão) de rochas geradas e/ou retrabalhadas no estágio sincollisional dos orógenos Araçuai e Ribeira Setentrional. *is*, idade de intercepto superior; *ii*, idade de intercepto inferior.

Table 1. U-Pb SHRIMP (SH), LA-ICP-MS (LA) and TIMS ages (in Ma) from zircon and monazite, and Pb-Pb evaporation ages from zircon for generated and/or reworked rocks during the syn-collisional stage of the Araçuai and Northern Ribeira orogens. *is*, upper intercept age; *ii*, lower intercept age.

Rocha, unidade e/ou local	Cristalização magmática	Metamorfismo/anatexia	Tipo de análise	Referência
#1: Granito Nanuque	573 ± 5		zircão, SH	Silva et al. (2002)
#2: Gnaise tonalítico, G. Valadares	553 ± 8		zircão, SH	Silva et al. (2002)
#3: Gnaise granítico, G. Valadares	561 ± 7		zircão, SH	Silva et al. (2002)
#4: Charnockito Manhauçu	584 ± 5		zircão, SH	Silva et al. (2002)
#5: Ortognaise Água Preta	622 ± 24	573 ± 21	zircão, LA	Silva et al. (2010)
#6: Ortogranulito, Caparaó	2195 ± 15	2095 ± 9 Ma; 587 ± 9 Ma	zircão, SH	Silva et al. (2002)
#7: Ortognaise, Frei Inocêncio	2122 ± 11	561 ± 9 (ii), 565 ± 7 (n=4)	zircão, SH	Silva et al. (em prep.)
#8: Ortognaise, S. J. Evangelista	2711 ± 11	527 ± 45 (ii), 519 ± 5 (1σ)	zircão, SH	Silva et al. (2002)
Veios leucocráticos, G. Valadares	560-580 Ma		zircão e monazita, LA	Petitgirard et al. (2009)
Granito Ataléia	576 ± 3		zircão, LA	Roncato (2009)
Granito foliado Carlos Chagas	576 ± 2 e 576 ± 5		zircão, SH, LA	Roncato (2009)
Granito Carlos Chagas	576 ± 6		zircão, SH	Vauchez et al. (2007)
Granito Wolf	582 ± 5		zircão, EV	Noce et al. (2000)
Suíte Urucum, fácies Palmital	582 ± 2		zircão, TIMS	Nalini 1997
Suíte Urucum	573 ± 4 e 576 ± 4 Ma		monazita, TIMS	Nalini 1997
Cordierita diatexitó	575 ± 10		zircão, TIMS	Söllner et al. (1991)
Gnaise charnockítico	558 ± 2		zircão, TIMS	Söllner et al. (1991)
Gnaise enderbítico	565 ± 5		zircão, TIMS	Söllner et al. (1991)
Granada gnaise granítico	564 ± 9		zircão, TIMS	Söllner et al. (1989)
Granada gnaise granodiorítico	574 ± 28		zircão, TIMS	Söllner et al. (1989)
Granito Pão de Açúcar, RJ	559 ± 4		zircão, SH	Silva et al. (2003)
Granito Corcovado, Rio de Janeiro	560 ± 7		zircão, SH	Silva et al. (2003)
Ortognaise Muriaé	620 ± 3	593 ± 4	zircão, SH	Noce et al. (2010)
Granulito, Suíte Divino	603 ± 4	ca. 560	zircão, LA	Novo et al. (2010)
Gnaise Rio Pomba	2169 ± 44 (is)	540 ± 11 (ii)	zircão, SH	Silva et al. (2002)
Gnaise Ewbank da Câmara	2058 ± 7 (is)	443 ± 240 (ii)	zircão, SH	Silva et al. (2002)
Gnaise São Pedro do Suaçuí	2710 ± 6	497 ± 68	zircão, SH	Silva et al. (2002)
Gnaise Astolfo Dutra	2084 ± 13	594 ± 37	zircão, SH	Noce et al. (2007a)
Gnaise Abre Campo	2119 ± 16	584-574	zircão, SH	Noce et al. (2007a)
Gnaise, Complexo Mantiqueira	2051 ± 10	569 ± 31	zircão, SH	Noce et al. (2007a)
Gnaise, Complexo Mantiqueira	2051 ± 12	569 ± 4	zircão, SH	Noce et al. (2007a)
Gnaise charno-enderbítico	2176 ± 30	577 ± 18	zircão, TIMS	Söllner et al. (1991)
Gnaise charno-enderbítico	2210 ± 27	586 ± 2	zircão, TIMS	Söllner et al. (1991)
Gnaise charno-enderbítico	2220 ± 27	577 ± 18	zircão, TIMS	Söllner et al. (1991)
Gnaise sienítico Matola	2127 ± 29 (is)	550 ± 99 (ii)	zircão, LA	Heilbron et al. (2010)
Leucognaise, Cp Mantiqueira	2866 ± 6 (is)	571 ± 19 (ii)	zircão, LA	Heilbron et al. (2010)
Ortognaise, Cp Mantiqueira	2107 ± 10 (is)	579 ± 130	zircão, LA	Heilbron et al. (2010)
Granulito enderbítico Juiz de Fora	1966 ± 38 (is)	587 ± 15 (ii)	zircão, TIMS	Heilbron et al. (2010)
Granulito charnockítico Juiz de Fora	2199 ± 17 (is)	633 ± 140 (ii)	zircão, TIMS	Heilbron et al. (2010)
Granulito máfico Conservatória	1765 ± 34 (is)	586 ± 14 (ii)	zircão, LA	Heilbron et al. (2010)
Granulito enderbítico Juiz de Fora	1656 ± 69 (is)	590 ± 5 (ii)	zircão, LA	Heilbron et al. (2010)
Granulito enderbítico Juiz de Fora	1687 ± 48 (is)	619 ± 21 (ii)	zircão, LA	Heilbron et al. (2010)

O desenvolvimento das técnicas SHRIMP e LA-ICP-MS para datação U-Pb, precedidas por imageamento em catodo-luminiscência (CL), maximizaram a exploração das feições internas dos zircões, a partir da caracterização de núcleos herdados e sobrecrescimentos. Além disso, estudos demonstraram que a preservação de núcleo em zircão depende também da solubilidade e temperatura de saturação em zircão nos sistemas magmáticos, além da disponibilidade de herança (Miller *et al.* 2003, Hanchar & Waston 2003). No caso específico de granitos sincolisionais (G2) do Orógeno Araçuaí, diversos deles apresentam restrita herança isotópica, refletida pela escassez de núcleos e grãos de zircão herdados, e pela predominância de cristais homogêneos (e.g., Silva *et al.* 2002, 2005; Vauchez *et al.* 2007; Roncato 2009; Petitgirard *et al.* 2009). Essa característica permite correlacionar estes granitos tipo-S aos “granitóides quentes, pobres em herança”, com temperaturas de saturação do zircão maior que 800°C (Miller *et al.* 2003, Hanchar & Waston 2003). Além disso, em função desta homogeneidade estrutural dos zircões, o intervalo de tempo do estágio sincolisional pode ser seguramente delimitado no intervalo de ca. 585-560 Ma, mesmo por meio de datações obtidas de análises U-Pb (TIMS) e Pb-Pb (evaporação de zircão) (Tabela 1).

Adiante são apresentados exemplos de manifestações sincolisionais, representadas tanto por plútons gerados neste estágio quanto por registros metamórficos e anatéticos em plútons pré-colisionais e rochas do embasamento retrabalhado, datadas pelas técnicas U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS, em amostras de zircão (Tabela 1, Fig. 2).

### 2.1 - Amostra #1: granito foliado de Nanuque

A Suíte ou Granito Nanuque, pertencente à supersuíte G2, engloba granitos tipo-S deformados em intensidades diversas (Pedrosa-Soares *et al.* 2011 e referências aí citadas). No afloramento estudado também ocorrem veios e bolsões de granada-cordierita leucogranito isotrópico, da supersuíte G3, que cortam a foliação regional e têm idade U-Pb (TIMS) em zircão de  $532 \pm 10$  Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

A amostra datada (#1, Fig. 2), coletada na fácies dominante da Suíte Nanuque, em pedreira de talude noanel rodoviário da cidade homônima, é um biotita-granada sienogranito cinza, bem foliado, porfiroclástico, com forte orientação dos grandes cristais deformados de feldspato potássico que conferem à rocha marcante textura augen (Fig. 2 e 3A). Nesta rocha, a apatita é um acessório muito comum, somando-se a zircão, monazita e minerais opacos. O sienogranito datado também pode conter sillimanita e cordierita, em especial na proximidade dos veios de leucogranito G3.

Os grãos de zircão da amostra #1 compõem uma única população de cristais prismáticos alongados (C/L, 3:1 a 7:1), com forte zoneamento oscilatório, homogêneos e desprovidos de núcleos herdados (Fig. 3B). O conteúdo de U (200-400 ppm) e Th, bem como as razões Th/U (0,1-0,9) situam-se no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas a intermediárias. Entretanto, distintamente de outros granitos sincolisionais datados na região, apesar da ausência de núcleos herdados, os cristais apresentam discreto sobrecrescimento periférico, de média luminescência, ricos em U e com baixas razões Th/U (Fig. 3B).

Foram analisados 17 spots em 14 cristais, cujos resultados estão plotados no diagrama Tera-Wasserburg (Fig. 3C). Os resultados de 10 spots se distribuem segundo uma linha que intercepta a concórdia em  $573 \pm 4$  Ma (MSWD = 0,7), indicando a idade de cristalização magmática do granito Nanuque. Esta idade e outras similares, obtidas dos granitos Carlos Chagas e Ataléia (Tabela 1), sugerem que o pico metamórfico-anatético sincolisional ocorreu em torno de 575 Ma, nesta região do Orógeno Araçuaí (Fig. 2).

Alguns cristais apresentam perda pós-magmática significativa de Pb\*, resultando em idades no intervalo 545-508 Ma. Um dos poucos sobrecrescimentos com largura suficiente para ser datado produziu a idade aparente de  $508 \pm 8$  Ma, enquanto o núcleo magmático do mesmo cristal foi datado em  $564 \pm 10$  Ma (Fig. 3B). Os resultados no intervalo 545-520 Ma equivalem à idade ( $532 \pm 10$  Ma) dos veios e bolsões de leucogranito G3 que ocorrem no mesmo afloramento (Pedrosa Soares *et al.* 2011). Portanto, pelo menos em parte, a alteração pós-magmática registrada em zircões datados pode ser atribuída à refusão por decompressão que incidiu sobre a supersuíte G2 no estágio tardi-colisional da evolução do orógeno. Por sua vez, a idade de  $508 \pm 8$  Ma, obtida no sobrecrescimento rico em U, estaria relacionada ao aquecimento subcrustal, relacionado ao colapso gravitacional do orógeno, responsável pela extensiva geração das intrusões pós-colisionais da supersuíte G5 (De Campos *et al.* 2004, Pedrosa Soares *et al.* 2011 e referências aí citadas).

### 2.2 - Amostra #2: gnaiss tonalítico de Governador Valadares

O afloramento amostrado é um talude rochoso doanel rodoviário (BR-381) de Governador Valadares, próximo do último trevo a leste desta cidade, que expõe parte da frente de empurrões que transportou o arco magmático ediacarano rumo a oeste, sobre o embasamento paleoproterozóico (Fig. 2). Neste corte observa-se uma marcante zona de cisalhamento dúctil, reversa, com transporte do topo para oeste, envolvendo o ortognaiss tonalítico

milonitizado e um xenólito de sillimanita-granada gnaisse, ambos migmatizados (Fig. 4A). O afloramento contém, ainda, veios graníticos leucocráticos, aplíticos e pegmatóides, concordantes e discordantes em relação à foliação (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011). A amostra #2 foi coletada sobre a zona de cisalhamento principal (Fig. 4A).

A rocha amostrada para datação é um biotita gnaisse tonalítico, finamente bandado, com textura porfiroclástica em matriz quartzo-feldspática poligonal fina (textura blastomilonítica). A biotita marrom marca a foliação milonítica que contorna os finos porfiroclastos (2-4 mm) de quartzo e plagioclásio, resultando em textura augen e trama S-C. Da análise isotópica Sm-Nd em rocha total desta amostra obteve-se uma idade-modelo TDM de ca. 1,9 Ga e valor de épsilon Nd muito negativo (-13), indicando, como sugerem as observações de campo, a importante influência crustal na origem do magma tonalítico.

Os zircões analisados constituem uma população homogênea, morfológicamente simples e destituída de núcleos herdados. Os cristais são idiomórficos, prismáticos alongados (C/L = 3:1), com comprimento de 100-120  $\mu\text{m}$  e marcante zoneamento oscilatório (Fig. 4B). Os conteúdos de U estão entre 200 e 400 ppm, e as razões Th/U entre 0,1 e 1,09. As texturas internas indicam crescimento de zircão em uma fase fundida (magmática ou anatética), enquanto as razões Th/U situam-se no intervalo típico de rochas félsicas a intermediárias. Alguns cristais apresentam delgado sobrecrecimento periférico (1  $\mu\text{m}$ ) com U baixo (alta luminescência), possivelmente resultante de recristalização metamórfica. Os oito cristais datados têm seus resultados representados em diagrama concórdia (Fig. 4C). Dois dos grãos analisados têm comprimento e espessura acentuadamente maiores que a população dominante, embora sejam apenas fragmentos dos cristais originais. Estes grãos foram excluídos do cálculo da idade de cristalização (elipses de erro vazadas, Fig. 4C). A população dominante, composta pelos cristais menores, provavelmente anatéticos, produziu uma idade concórdia de  $553 \pm 8$  Ma (MSWD = 1). Este resultado é interpretado como a idade de cristalização da fusão tonalítica, durante a deformação dúctil nesta frente de empurrões. Um dos grãos maiores, com idade de  $581 \pm 8$  Ma, tem valor muito similar à idade do plúton Derribadinha (Petitgirard *et al.* 2009), um dos corpos do arco magmático ediacarano que ocorre nas redondezas do afloramento. Isto poderia sugerir que a amostra datada evidencia intenso processo de fusão parcial do plúton Derribadinha na zona de empurrões da base do arco magmático. Outras possibilidades seriam considerar o tonalito datado como um produto da fusão de sedimentos grauvaquianos do arco ou do embasamento ortoderivado, mas, em

ambos os casos, a falta de zircões mais velhos na amostra datada desfavorece estas últimas hipóteses. De fato, o número muito pequeno de cristais analisados impede interpretações mais conclusivas sobre a origem da rocha datada. Contudo, a idade de  $553 \pm 8$  Ma indica o limite mais jovem do período colisional na região.

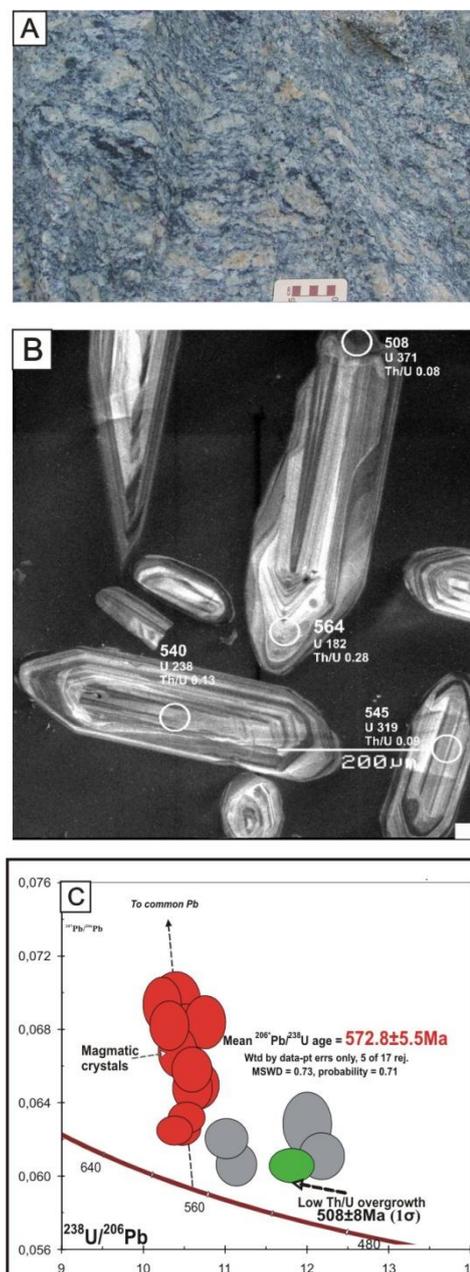


Figura 3. Características e dados da amostra da Suíte Nanuque (#1, Fig. 2): A, foto do afloramento, mostrando o biotita-granada gnaisse foliado, com textura augen, que foi amostrado para este estudo; B, imagem CL de alguns cristais de zircão analisados; C, diagrama concórdia Tera-Wasserburg com os dados da amostra #1.

Figure 3. Features and data for the sample from the Nanuque Suite (#1, Fig. 2): A, photo from the outcrop showing the foliated biotite-garnet granite with augen texture, sampled for this study; B, CL image showing some analyzed zircon grains; C, plot of data from sample #1 in the Tera-Wasserburg concordia diagram.



Figura 4. Características e dados da amostra de um ortognaíse tonalítico dos arredores de Governador Valadares (#2, Fig. 2): A, foto do afloramento, mostrando o ortognaíse tonalítico (#2 indica o local de coleta da amostra datada) e um xenólito de sillimanita-granada gnaíse, ambos envolvidos em zona de cisalhamento dúctil, e veios leucocráticos; B, imagem CL de alguns cristais de zircão analisados; C, diagrama concórdia Wetherill com os dados da amostra #2.

Figure 4. Features and data for the sample from a tonalitic orthogneiss located in the vicinities of Governador Valadares (#2, Fig. 2): A, photo from the outcrop showing the tonalitic orthogneiss (#2 indicates the sample location) and a xenolith of sillimanite-garnet gneiss, both involved by a ductile shear zone, and leucocratic veins; B, CL image showing analyzed zircon grains; C, plot of data from sample #2 in the Wetherill concordia diagram.

### 2.3 - Amostra #3: gnaíse granítico de Governador Valadares

Um extenso afloramento situado também em corte do anel rodoviário (BR-381) de Governador Valadares, ao lado de uma rotatória que dá acesso à cidade, cerca de 6 km a oeste do ponto anterior (amostra #2), expõe a parte ocidental da espessa frente de empurrões que caracteriza a zona de sutura do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007; Alkmim *et al.* 2006, 2007; Petitgirard *et al.* 2009; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

O afloramento mostra um conjunto de intercalações de gnaíse granítico e gnaíse tonalítico-granodiorítico (que parece predominar na parte superior do afloramento), com enclaves estirados e/ou rotacionados de anfibolito e veios leucocráticos sincinemáticos à foliação (Fig. 5A). Todo o conjunto está milonitizado e mostra indicadores cinemáticos que evidenciam transporte tectônico do topo para oeste.

A amostra datada foi coletada em uma banda de biotita gnaíse granítico que apresenta textura microporfiroclástica em matriz quartzo-feldspática granoblástica estirada a polygonal fina (textura blastomilonítica). O feldspato é ortoclásio microclinizado. A biotita é titanífera, está parcialmente alterada para clorita, e se dispõe segundo uma foliação forte e contínua que contorna os porfiroclastos de quartzo e plagioclásio, em textura augen e trama S-C.

Ao contrário dos casos anteriores, a população de zircões da amostra #3 é heterogênea, mas majoritariamente constituída de cristais prismáticos alongados (C/L 3:1 e 4:1) e euédricos, com alguns grãos curtos e sub-arredondados (Fig. 5B). A estrutura interna de grande parte dos grãos é complexa e se caracteriza por núcleos herdados ovóides, tipicamente detriticos, sobrecrecidos por zircão com zoneamento oscilatório, característico de precipitação em fase fundida (anatética), que forma envoltórios euédricos em torno dos núcleos herdados (Fig. 5B).

Os núcleos são interpretados como restitos da fusão de fonte grauvaquiana e os sobrecrecimentos, por sua vez, são atribuídos à precipitação anatética direta (melt-precipitated rims). O discreto arredondamento dos cristais anatéticos e sua finíssima auréola luminescente (indicativa de recristalização no estado sólido, Fig. 5B) sugerem que a deformação dúctil na zona de cisalhamento ocorreu em temperatura relativamente alta, progressivamente à cristalização da fusão (uma característica comum em granitos sincolisionais). Neste sentido, dados geotermobarométricos quantitativos demonstram que esta zona de cisalhamento dúctil atingiu temperatura em torno de 750°C (Petitgirard *et al.* 2009). De fato, a abundante herança isotópica na forma de núcleos herdados, indica a classificação de “granito frio, rico em herança”, característico de temperatura de saturação em zircão menor que 800°C (Miller *et al.* 2003, Hanchar & Watson 2003).

Os dados isotópicos Sm-Nd fornecem idade-modelo TDM de ca. 1,8 Ga e valor de épsilon Nd muito negativo (-15), confirmando a natureza crustal da fusão granítica precursora do gnaíse datado. Contudo, dado o caráter metaluminoso da

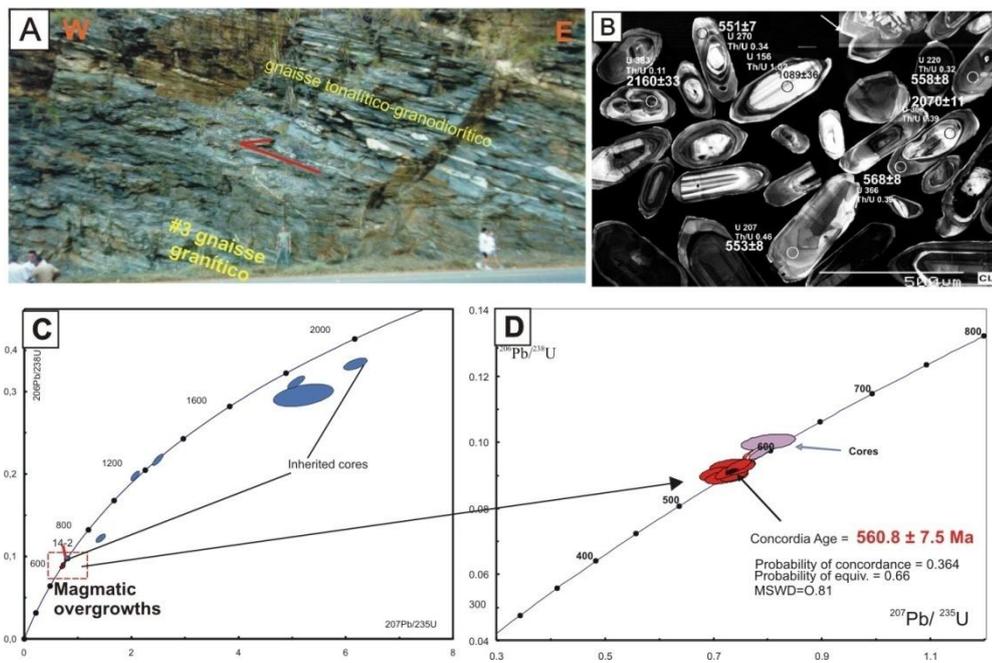


Figura 5. Características e dados da amostra do gnaiss granítico dos arredores de Governador Valadares (#3, Fig. 2): A, foto do afloramento, mostrando intercalações entre gnaiss granítico (#3 indica o local de coleta da amostra datada) e gnaiss tonalítico-granodiorítico, e veios leucocráticos concordantes com a foliação; B, imagem CL de cristais de zircão analisados; C, diagrama concórdia Wetherill com todos os dados da amostra #3; D, diagrama concórdia destacando os dados da população de cristais anatócticos.

Figure 5. Features and data from a sample from a granitic gneiss located in the vicinities of Governador Valadares (#3, Fig. 2): A, photo from the outcrop showing intercalations of granitic gneiss (#3 indicates the sample location) and tonalitic-granodioritic gneiss, and leucocratic veins; B, CL image showing analyzed zircon grains; C, plot of the whole data from sample #3 in the Wetherill concordia diagram; D, plot highlighting the anatectic zircons in the concordia diagram.

rocha datada, o protolito deve ter sido relativamente pobre na fração argila, mas rico em componentes líticos e/ou feldspáticos.

Foram datados 17 spots em 15 cristais e os resultados são mostrados em diagramas concórdia expandido (Fig. 5C) e ampliado para destacar a distribuição da população de cristais anatócticos (Fig. 5D). Os resultados obtidos em nove núcleos herdados são, em sua maioria, muito discordantes, com idades aparentes entre ca. 614 Ma (spot 14.2) e ca. 2160 Ma (Fig. 5C), sugerindo mistura de grãos detríticos de fontes diversas. Oito spots analisados nos sobrecrecimentos anatócticos formam um agrupamento que fornece a idade concórdia de  $561 \pm 7$  Ma (MSWD = 1), interpretada como a idade de cristalização da fusão anatóctica. Esta idade e a da amostra #2 marcam a época terminal do estágio sincolisional em torno de 560 Ma, no Orógeno Araçuai.

#### 2.4 - Amostra #4: granada charnockito foliado de Manhuaçu

Esta amostra é proveniente de um corpo charnockítico, alojado em sillimanita-granada gnaiss, localizado em pedreira abandonada nos arredores de Manhuaçu (Fig. 2). A rocha é um biotita-granada-hiperstênio granito, i.e., biotita-granada charnockito, com marcante foliação de

biotita, que se caracteriza como um corpo granítico do tipo S, formado por fusão parcial do paragneiss encaixante.

Os zircões constituem uma população homogênea, morfológicamente simples, de cristais euédricos, prismáticos alongados (C/L = 5:1), destituídos de núcleos herdados, apresentando zoneamento oscilatório em bandas largas (Fig. 6A). O conteúdo de U (200 - 400 ppm), bem como as razões Th/U (0,1 - 0,9) situam-se no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas.

Foram datados 12 spots em 12 cristais, apresentados em diagrama concórdia (Fig. 6B). Dez das doze análises constituem uma única população homogênea com idade de  $584 \pm 5$  Ma (MSWD = 0.88). Esse resultado corresponde à idade de cristalização do magma charnockítico e é equivalente às idades obtidas em outros granitos sincolisionais precoces do Orógeno Araçuai, tais como os granitos Wolf ( $582 \pm 5$  Ma) e Urucum ( $582 \pm 2$  Ma) (Tabela 1). É, também, muito similar à idade de sobrecrecimento metamórfico ( $587 \pm 9$  Ma) de zircões do granulito riaciano da Suíte Caparaó (ver amostra #6, adiante). Desta forma, o granada charnockito de Manhuaçu é um dos mais seguros marcadores do início do estágio sincolisional no Orógeno Araçuai.

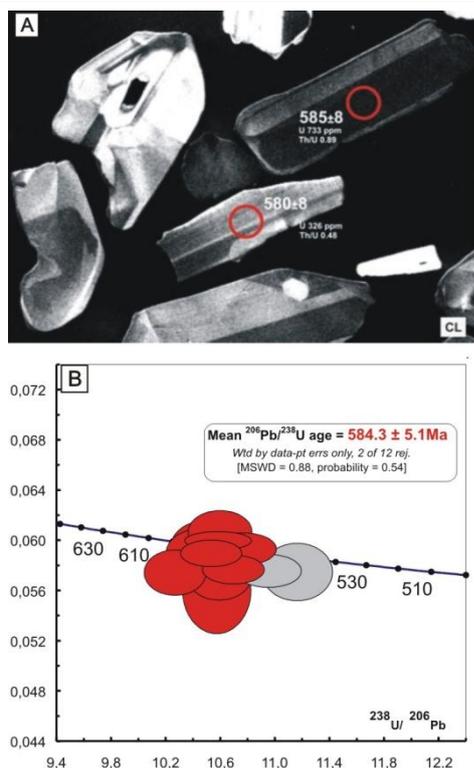


Figura 6. Características e dados da amostra do granada charnockito foliado dos arredores de Manhuaçu (#4, Fig. 2): A, imagem CL de cristais de zircão analisados; B, diagrama concórdia Tera-Wasserburg com os dados da amostra #4.

Figure 6. Features and data from a sample from the foliated garnet charnockite found in the vicinities of Manhuaçu (#4, Fig. 2): A, CL image showing analyzed zircon grains; B, plot of the data from sample #4 in the Tera-Wasserburg concordia diagram.

## 2.5 - Amostra #5: ortogneisse tonalítico Água Preta

O tonalito Água Preta faz parte de uma suíte cálcio-alcálica de médio-K, denominada Rancho Alegre, que ocorre no setor nordeste do Orógeno Araçuaí (Gomes 2008). Os plútons desta suíte estão deformados e se assemelham aqueles pertencentes à supersuíte G1 (Silva et al. 2010).

O tonalito Água Preta é um corpo fortemente foliado, com textura porfiroclástica (augen), migmatizado (Fig. 7A). A amostra selecionada é de biotita tonalito foliado, cuja textura é caracterizada pela subgranulação e recuperação da paragênese quartzo-feldspática original, dando origem a finos agregados poligonizados, característicos de deformação sob metamorfismo em fácies anfibolito alto. Esta matriz envolve porfiroclastos de plagioclásio que mostram encurvamento das lamelas de geminação e extinção setorizada, resultando em textura augen.

A assinatura isotópica Sm-Nd é caracterizada por valor de épsilon Nd pouco negativo (-4) e idade-modelo TDM de 1,46 Ga, compatível com a assinatura geral do arco magmático de margem

continental ativa, representado pela supersuíte G1 (Silva et al. 2005, Pedrosa-Soares et al. 2011).

Os cristais de zircão analisados têm tamanhos variáveis e formas prismáticas alongadas (C/L = 3/1). Mostram evidências de zoneamento oscilatório (crescimento magmático), sem nítida discriminação entre núcleo e borda (Fig. 7B,C,D,E). Entretanto, apesar da boa preservação da estrutura ígnea e da ausência de sobrecrecimento metamórfico nítido, a maior parte dos cristais mostra discreto arredondamento das faces piramidais, causado por recristalização metamórfica sob deformação em alta temperatura (Fig. 7B,C,D,E).

Foram analisados 16 spots em 16 cristais, representados em diagrama concórdia (Fig. 7F). Das 16 análises, apenas as duas (spots #11-1 e #12-1) realizadas no núcleo de cristais (Fig. 7B e C) apresentam razão Th/U (0,2 e 0,8) características de rochas ígneas félsicas. Estes spots fornecem a idade de  $622 \pm 24$  Ma (MSWD = 0,1; Fig. 9F). Apesar do número limitado de spots datados e, conseqüentemente, do erro relativamente grande, o resultado ( $622 \pm 24$  Ma) pode ser interpretado como a idade de cristalização do magma precursor do gnaíse tonalítico. Outras 12 análises são provenientes de spots localizados nas bordas dos cristais os quais, apesar do arredondamento das fácies piramidais por recristalização metamórfica, não mostram desenvolvimento de sobrecrecimento periférico. As razões Th/U são tipicamente metamórficas (< 0,2), sugerindo abertura do sistema isotópico sob condições de fácies anfibolito (Fig. 7C e D). As análises distribuem-se segundo uma discórdia cujo intercepto superior secciona a concórdia em  $573 \pm 21$  Ma (MSWD = 0,04; Fig. 7G). Esse resultado corresponde à idade do metamorfismo regional durante a fase sincolisional, responsável pelo sub-arredondamento dos cristais magmáticos originais, associado à fusão parcial observada no aforamento amostrado (Fig. 7A).

## 2.6 - Amostra #6: ortogranulito charnockítico da Suíte Caparaó

Esta suíte aflora em uma escama de empurrão, moldada como megadobra antiformal flanqueada pela cobertura neoproterozóica, e consiste de granulitos ortoderivados que corresponderiam a uma extensão do Complexo Juiz de Fora na região da Serra do Caparaó (Silva et al. 2002, Novo et al. este volume).

A amostra analisada, coletada nos arredores de Alto Caparaó, é um ortogranulito charnockítico rico em hiperstênio, com porfiroclastos de feldspato potássico perítico lenticularizados e envoltos por matriz com textura granoblástica alongada fina (blastomilonito). A biotita é rara e provém do retrometamorfismo do ortopiroxênio.

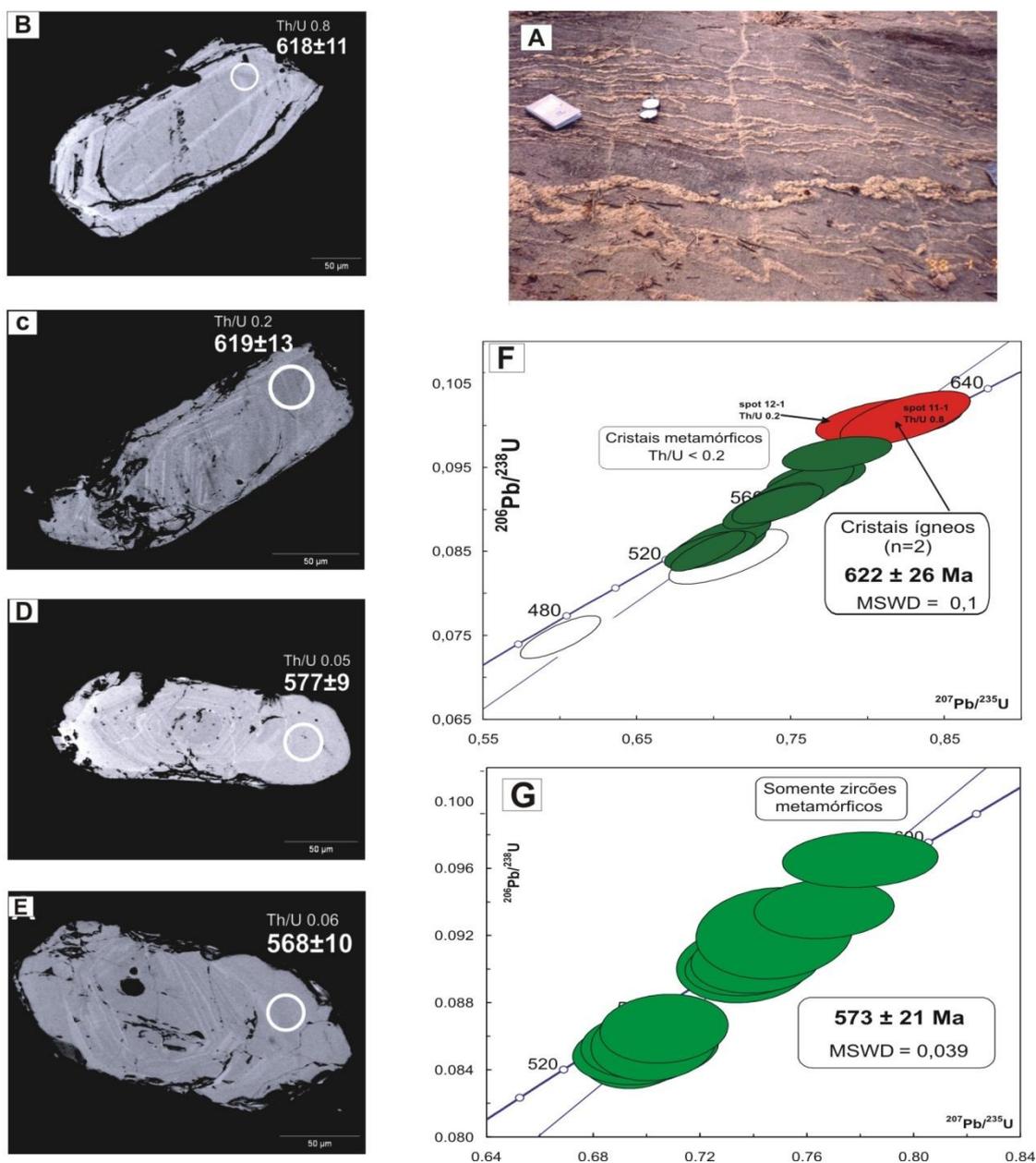


Figura 7. Características e dados da amostra de biotita ortogneisse tonalítico Água Preta (#5, Fig. 2): A, foto do afloramento, mostrando veios de leucossoma sincinemáticos e, em geral, concordantes com a foliação; B a E, imagens CL de cristais de zircão analisados; F, diagrama concórdia Wetherill com os dados da amostra #5, destacando a idade dos núcleos ígneos; G, diagrama concórdia Wetherill para os sobrecrecimentos metamórficos da amostra #5.

Figure 7. Features and data from a sample from the Água Preta tonalitic orthogneiss (#5, Fig. 2): A, photo from the outcrop showing synkinematic leucosome veins generally parallel to the foliation; B to E, CL images showing analyzed zircon grains; F, plot of the data from sample #5 in the Wetherill concordia diagram, highlighting the age for the igneous cores; G, plot of data from metamorphic overgrowths.

A análise das imagens de catodo-luminescência (CL) indica populações distintas no conjunto de cristais de zircão extraídos da amostra #6 (Fig. 2), sendo dominantes as populações 1 (Fig. 8A) e 3 (Fig. B e C), e minoritária a população 2 (Fig. 8 G). As demais imagens CL têm fins comparativos e são de amostras de outras regiões, como referido adiante.

A população 1 (Fig. 8 A) é constituída por grandes cristais de 300-500  $\mu\text{m}$  de comprimento, com formas prismáticas (C/L = 3:1 e 5:1), tipicamente metaígneos (plutônicos). Os grãos são

caracterizados por um núcleo dominante, com zoneamento interno complexo e setorizado, com conteúdo de U e razões Th/U sugestivas de crescimento em fusão ígnea. O discreto arredondamento das terminações piramidais e os finíssimos sobrecrecimentos periféricos de alta luminescência (baixo U, indicado pela seta amarela na Fig. 8A) estão relacionados a metamorfismo. Os resultados das análises sobre nove núcleos magmáticos de grãos da população 1, mostrados em diagrama concórdia (elipses de erro vermelhas,

Fig. 8J), resultam no valor de intercepto superior em  $2196 \pm 15$  Ma (MSWD = 0,62), interpretado como a idade de cristalização magmática do protólito riaciano. O padrão de discordância está relacionado com a significativa perda de Pb\* durante um evento metamórfico neoproterozóico, imprecisamente definido devido ao grande erro analítico da idade ( $599 \pm 79$  Ma) dada pelo intercepto inferior. Contudo, esta idade do intercepto inferior indica, sem dúvida, um metamorfismo granulítico relacionado à Orogenia Brasileira.

A população 2 (Fig. 8G) é exemplificada por um cristal de zircão prismático com morfologia similar ao da população 1, mas que apresenta estrutura interna distinta, caracterizada por um pequeno núcleo circundado por espesso sobrecrecimento com zoneamento complexo, e conteúdo de U (237 ppm) e razão Th/U (0,67) tipicamente ígneos. A análise deste cristal resulta em idade concordante de  $2095 \pm 9$  Ma (elipse de erro verde na Fig. 8J). Apesar da semelhança morfológica com outros cristais ígneos, o resultado (2095 Ma) é cerca de 100 Ma menor que a idade de cristalização magmática da população 1 (ca. 2196 Ma). Além da diferença de idade, o zircão de ca. 2095 Ma (Fig. 8G) apresenta estrutura interna distinta da observada na população magmática, a qual se caracteriza por pequeno núcleo remanescente, sobrecrecido por zircão com zoneamento setorizado e do tipo fir tree (árvore de natal). Essa textura interna peculiar (fir tree) é identificável pelas terminações em zig-zag, indicadas pelas setas amarelas nas figuras 8G e 8H, esta última reproduzida de Corfu *et al.* (2003) para fins comparativos. As terminações em zig-zag do zoneamento são atribuídas a fortes flutuações da taxa de crescimento do zircão em presença de líquido anatético, durante o pico de um evento metamórfico de ultra-alta temperatura (e.g., Vavra *et al.* 1999, Corfu *et al.* 2003). Assim, a idade concordante de  $2095 \pm 9$  Ma é um primeiro indício de recristalização metamórfica sob condições de temperaturas muito altas (UHT metamorphism, Kelsey 2008), ao fim do Riachiano, na região focalizada. Neste sentido, a datação do ortognaisse enderbítico de Astolfo Dutra (Noce *et al.* 2007), pertencente ao Complexo Juiz de Fora, que resultou na idade de  $2084 \pm 13$  Ma dada por análises em sobrecrecimentos de zircão (Tabela 1), sugere uma maior representatividade regional do evento metamórfico tardi-riaciano.

A população 3 é caracterizada por cristais de zircão com núcleos diminutos, envoltos por volumosos sobrecrecimentos metamórficos (Fig. 8B e C). A seqüência de imagens nas figuras 8A, 8B e 8C ilustra a substituição dos núcleos magmáticos antigos (paleoproterozóicos) pelos sobrecrecimentos metamórficos ediacaranos. Ao final, o processo de recristalização a alta

temperatura e baixo strain (fácies granulito) dá origem a cristais isométricos, globulares, ovóides e/ou multifacetados (soccer ball zircon, Fig. 8C e D), com aspecto “arredondado” (mas, não de origem detrítica) e estrutura interna homogênea resultante da supressão das estruturas magmáticas pretéritas. Além disso, em resposta ao extremo empobrecimento em U, a parte recristalizada é caracterizada por alta luminescência (Fig. 8C).

O mecanismo de geração deste tipo de cristal de zircão (soccer ball zircon) está relacionado à corrosão (dissolução) metamórfica de cristais magmáticos, sucedida por recuperação (healing) sob condições de alta temperatura e baixo strain (e.g., Kröner *et al.* 1994). Por analogia com texturas recuperadas (poligonizadas) de blastomilonitos, essa textura também é atribuída a processos de annealing termo-tectônico, imediatamente após o pico termal de regime metamórfico de ultra-alta temperatura (UHT metamorphism, e.g., Kröner *et al.* 1994, Friend & Kinny 1995, Schaltegger *et al.* 1999, Vavra *et al.* 1999).

Em termos comparativos, apresentam-se imagens de cristais de zircão do ortognaisse enderbítico de Salvador, Bahia (Fig. 8D, E e F), cuja idade de cristalização magmática foi determinada em ca. 2560 Ma e a do evento metamórfico em ca. 2090 Ma (Silva *et al.* 1997, 2006). Conforme se deduziu da paragênese portadora de safirina no paragnaisse associado e características dos zircões datados (Silva *et al.* 1997, 2006), juntamente com dados geotermobarométricos (Leite *et al.* 2009), o referido metamorfismo tardi-riaciano naquela região da Bahia é do tipo UHT.

Devido ao extremo empobrecimento em U (6 a 70 ppm) e Th (1 a 44 ppm), as análises dos sobrecrecimentos metamórficos da população 3 foram tratadas no diagrama Tera-Wasserburg (Fig. 8K), o que permitiu o cálculo de uma idade mais precisa do que a obtida no intercepto inferior da concórdia Wetherill (Fig. 8J). Os dados desses sobrecrecimentos se distribuem em uma linha de mistura de onze pontos, que intercepta a curva concórdia em  $587 \pm 9$  Ma (MSWD = 0,89), valor interpretado como a idade média de recristalização promovida pelo último metamorfismo granulítico que afetou a Suíte Caparaó (Fig. 8K).

As idades de metamorfismo da Suíte Caparaó ( $587 \pm 9$  Ma) e de cristalização magmática do granada charnockito foliado de Manhuaçu ( $584 \pm 5$  Ma) indicam que o estágio sincolisional teve início em torno de 585 Ma, na região considerada. Este limiar entre os estágios pré-colisional e sincolisional é, também, corroborado pelas idades dos plútons e rochas vulcânicas mais jovens do arco magmático do Orógeno Araçuai (idades atualizadas em Pedrosa-Soares *et al.* 2011 e referências aí citadas).

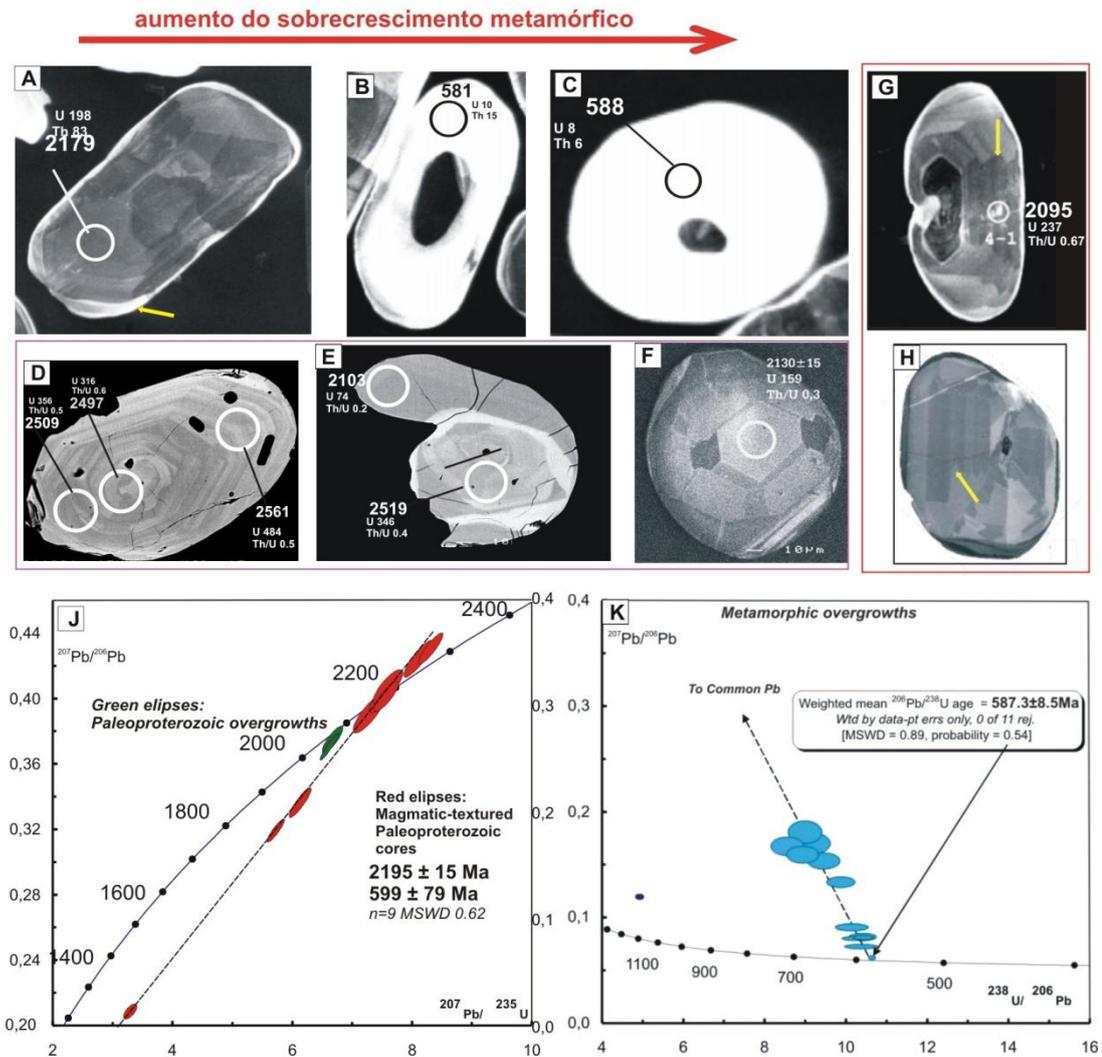


Figura 8. Imagens CL e dados de cristais de zircão da amostra do ortognaisse charnockítico da Suíte Caparaó (#6, Fig. 2) e outras imagens CL para comparação: A, imagem de cristal de zircão da população 1, mostrando núcleo ígneo e delgado sobrecrecimento metamórfico (seta amarela); B e C, imagens de cristais de zircão da população 3, mostrando diminutos núcleos envolvidos em espessos sobrecrecimentos metamórficos; D, E e F, imagens de cristais de zircão do granulito enderbítico de Salvador, Bahia, mostrando morfologia tipo soccer ball zircon; G e H, imagens de cristal de zircão representativo da população 2 do granulito Caparaó e de um cristal apresentado em Corfu et al. (2003), respectivamente, mostrando textura fir tree (setas amarelas); J, diagrama concórdia Wetherill, destacando os dados dos núcleos ígneos da população 1 (elipses em vermelho) e sobrecrecimentos metamórficos paleoproterozóicos (elipses em verde); K, diagrama concórdia Tera-Wasserburg para os sobrecrecimentos metamórficos da população 3.

Figure 8. CL images and data from zircon crystals from the charnockitic orthogranulite of the Caparaó Suite (#6, Fig. 2) and other CL images for comparison: A, image from a zircon crystal of the population 1, showing igneous core and a thin metamorphic overgrowth; B and C, images from zircon crystals of the population 3, showing minute cores enveloped by large metamorphic overgrowths; D, E and F, images from zircon crystals of the enderbitic granulite from Salvador, Bahia, showing soccer ball zircon morphology; G and H, images from a zircon crystal of the population 2 and a zircon presented by Corfu et al. (2003), respectively, showing fir tree texture (yellow arrows); J, plot of data from the igneous cores of crystals of the population 1 (red ellipses) and paleoproterozoic overgrowths (green ellipses) in the Wetherill concordia diagram; K, plot of data from the metamorphic overgrowths of crystals of the population 3 in the Tera-Wasserburg concordia diagram.

## 2.7 - Amostra #7: ortognaisse tonalítico de Frei Inocêncio

A amostra deste ortognaisse foi coletada em corte da rodovia BR-116, a 1 km ao sul de Frei Inocêncio-Matias Lobato (cerca de 30 km a norte de Governador Valadares, Fig. 2) em afloramento que, como os das amostras #2 e #3, foi mapeado como

parte do Complexo Mantiqueira (Féboli 1996). De fato, todos os gnaisses referidos (#2, #3 e #7) são muito semelhantes em afloramento e, também, se parecem com o ortognaisse típico do Complexo Mantiqueira (Noce et al. 2007a,b). Este fato reforça ainda mais a importância dos estudos geocronológicos de detalhe, por técnicas de alta precisão e resolução espacial, visto que, como um

exemplo, apenas o presente trabalho evidencia, até agora, as importantes diferenças de idade e origem dos gnaisses acima mencionados.

O afloramento amostrado é constituído de um ortognaisse cinza a esverdeado, bandado, migmatizado, com enclaves anfibolíticos e veios leucocráticos (Fig. 9A). Alguns desses veios são de granito granatífero grosso e preenchem zonas de cisalhamento tardias que cortam a foliação regional. A amostra #7, um biotita-hornblenda gnaisse blastomilonítico, foi coletada em uma das partes mais homogêneas do afloramento (#7 na Fig. 9A), onde o ortognaisse é esverdeado (e faz lembrar o ortognaisse típico do Complexo Juiz de Fora).

A população de cristais de zircão se caracteriza por prismas médios a longos (C/L = 2/1 a 4/1), euédricos, com comprimento médio de 150-200  $\mu\text{m}$ . Muitos cristais apresentam estrutura interna complexa, a exemplo de dois dos aqui ilustrados (Fig. 9B e C). Foram analisados 15 spots em 12 cristais, cujos resultados estão representados em

concordância Wetherill expandida (Fig. 9E) e sua ampliação (Fig. 9F). Os dados de 14 núcleos e sobrecrescimentos dispõem-se segundo uma linha de discordância com intercepto superior em  $2122 \pm 11$  Ma (MSWD = 0,91), interpretado como a idade de cristalização do magma precursor do ortognaisse (Fig. 9E). O intercepto inferior ( $561 \pm 9$  Ma) está ancorado em quatro spots concordantes, indicando uma época de metamorfismo. O cálculo desta idade foi refinado para os quatro spots concordantes de sobrecrescimentos metamórficos e resultou na idade média de  $565 \pm 7$  Ma (MSWD = 0,62), interpretada como um valor mais robusto para datação do evento colisional neste caso (Fig. 9F).

Além de fornecer idades consistentes para os dois eventos maiores (cristalização magmática e metamorfismo) registrados pela amostra #7, a análise detalhada das imagens CL de parte da população datada revela importantes informações adicionais sobre a evolução petrocronológica da unidade amostrada. Os cristais ilustrados evidenciam um aumento da complexidade estrutural

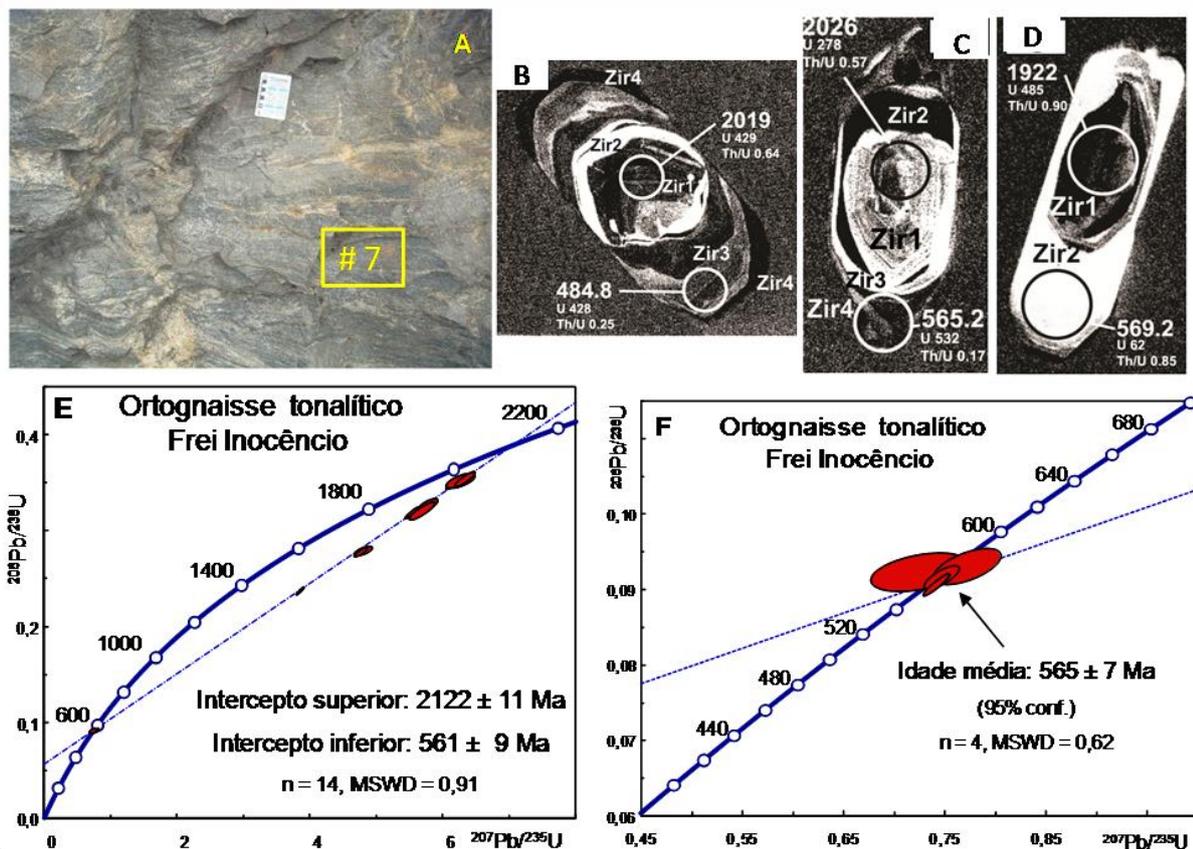


Figura 9. Características e dados da amostra de ortognaisse tonalítico de Frei Inocência (#7, Fig. 2): A, afloramento mostrando veios leucocráticos de granito granatífero discordantes da foliação e o local da amostragem (indicado pelo retângulo com #7) em uma parte mais homogênea do ortognaisse; B a D, imagens CL de cristais de zircão analisados; E, diagrama concordância Wetherill com os dados da amostra #7; F, refinamento de idade para os sobrecrescimentos metamórficos concordantes.

Figure 9. Features and data from a sample of the tonalitic orthogneiss of Frei Inocência (#7, Fig. 2): A, outcrop showing discordant leucocratic veins of garnet-bearing granite cutting across the foliation, and sample location in a more homogeneous part of the orthogneiss; B to D, CL images showing analyzed zircon grains; E, plot of the data from sample #7 in the Wetherill concordia diagram; F, plot of data from concordant metamorphic overgrowths.

interna (Fig. 9B, C e D). O cristal mais complexo apresenta estrutura interna com sobreposição de quatro fases de zircão, com texturas fortemente contrastantes (Fig. 9B). É constituído por um núcleo dominante (Zir1), com forte zoneamento oscilatório razão Th/U tipicamente magmática, datado em ca. 2019 Ma. Este núcleo apresenta bordas corroídas e seccionadas por uma fina camada (Zr2) de alta luminescência (baixo U), possivelmente relacionada a um primeiro evento metamórfico (que não pode ser datado em função da espessura insuficiente deste sobrecrecimento). Uma terceira fase de crescimento do zircão (Zr3) mostra textura homogênea, tipicamente metamórfica, caracterizada por duas bandas com distintas intensidades de luminescência, a interna com baixa luminescência (rica em U) e a externa com média luminescência (Fig. 9B). Esse sobrecrecimento (Zr3) foi datado em ca. 485 Ma, mas este dado é muito discordante, indicando abertura significativa do sistema isotópico, e foi descartado do cálculo das idades. O cristal ainda apresenta um quarto e finíssimo sobrecrecimento (Zr4), mais externo, não luminescente (muito alto U). Desta forma, além dos dois eventos registrados pelas idades mais robustas acima referidas (cristalização do magma precursor em ca. 2122 Ma e metamorfismo sincolisional em ca. 565 Ma), os demais sobrecrecimentos observados sugerem a possibilidade de um evento metamórfico mais antigo (tardi-riaciano?) e a atuação do aquecimento pós-colisional que levaria à abertura do sistema isotópico no Cambriano. O metamorfismo tardi-riaciano é regionalmente conhecido em unidades do embasamento (e.g., Noce *et al.* 2007a,b) e foi detectado na amostra #6 (Suíte Caparaó). O último evento (sugerido pela idade discordante em torno de 485 Ma) parece estar materializado neste afloramento pelos veios discordantes de granito granatífero, que preenchem zonas de cisalhamento tardias.

## 2.8 - Amostra #8: ortognaisse tonalítico de São João Evangelista

Esta amostra foi coletada no embasamento centro-ocidental do Orógeno Araçuai, denominado Bloco (ou Complexo) Guanhães (8#, Fig. 10). O afloramento amostrado (Fig. 10A), situado próximo a São João Evangelista, é uma exposição típica deste complexo e mostra um ortognaisse bandado, com intercalações de bandas tonalíticas cinza (t), trondjemíticas (cinza claro) e anfibolíticas (a), cortadas por muitos veios de leucossoma granítico branco (g). A amostra selecionada é um biotita ortognaisse tonalítico, com textura granoblástica poligonal grossa, fortemente foliada, de fácies anfibolito.

A população de zircões é homogênea, morfológicamente simples, destituída de núcleos herdados e constituída por cristais prismáticos euédricos, alongados (C/L = 3:1 e 5:1), com forte zoneamento oscilatório magmático e, eventualmente, com intensa metamictização (Fig. 10B). Os conteúdos de U (200-400 ppm) e as razões Th/U (0,1 a 0,9) situam-se no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas. Os cristais têm extremidades prismáticas discretamente arredondadas, com finos sobrecrecimentos periféricos de alta luminescência, característicos de recristalização metamórfica de alta temperatura (embora apenas um cristal apresente sobrecrecimento metamórfico com espessura suficiente para ser datado, Fig. 10B).

Foram analisados 16 spots em 15 cristais de zircão, sendo os resultados mostrados em concórdia Wetherill (Fig. 10C). Dois resultados muito discordantes (spots 1.1. e 15.1) foram interpretados como xenocristais e excluídos dos cálculos. Os dados das demais 14 análises distribuem-se numa reta discórdia com MSWD = 1,9 (indicativo de ausência de dispersão de origem geológica detectável) e desvio padrão de  $2\sigma$  (95% de intervalo de confiança). O intercepto superior secciona a concórdia em  $2711 \pm 11$  Ma, indicando a idade de cristalização do magma precursor do gnaiss tonalítico. O intercepto inferior, ancorado em um zircão concordante, corta a concórdia em  $527 \pm 45$  Ma, um resultado que, devido ao erro elevado, apenas sugere uma época de recristalização metamórfica.

Um único sobrecrecimento com espessura passível de datação (spot 4.1, Fig. 10C e D) apresenta alta luminescência e baixa razão Th/U (0,03), ambas indicativas de recristalização metamórfica. A idade deste sobrecrecimento, datado em  $519 \pm 7$  Ma, pode ser interpretado como um indicativo de perda de Pb por recristalização metamórfica. Mas, por tratar-se de um resultado isolado, calculado com desvio padrão de  $1\sigma$ , a idade do spot 4.1 não teria, por si só, maior significado.

Entretanto, idades cambrianas obtidas por datação U-Pb TIMS em zircão e titanita, assim como por diversos outros métodos isotópicos, não são raras no Bloco Guanhães, em particular na sua parte oriental (Noce *et al.* inédito). Machado *et al.* (1989) reportam a idade de  $512 \pm 5$  Ma (obtida de duas frações de sobrecrecimento de zircão e uma de titanita) para o migmatito de Senhora do Porto. Fernandes (2001) apresenta a idade U-Pb TIMS concordante de ca. 507 Ma para titanita de um granito anorogênico estateriano da Suíte Borrachudos (U-Pb TIMS em zircão, intercepto superior em  $1777 \pm 30$  Ma e inferior em  $620 \pm 10$  ortognaisse aqui abordado resultaram em

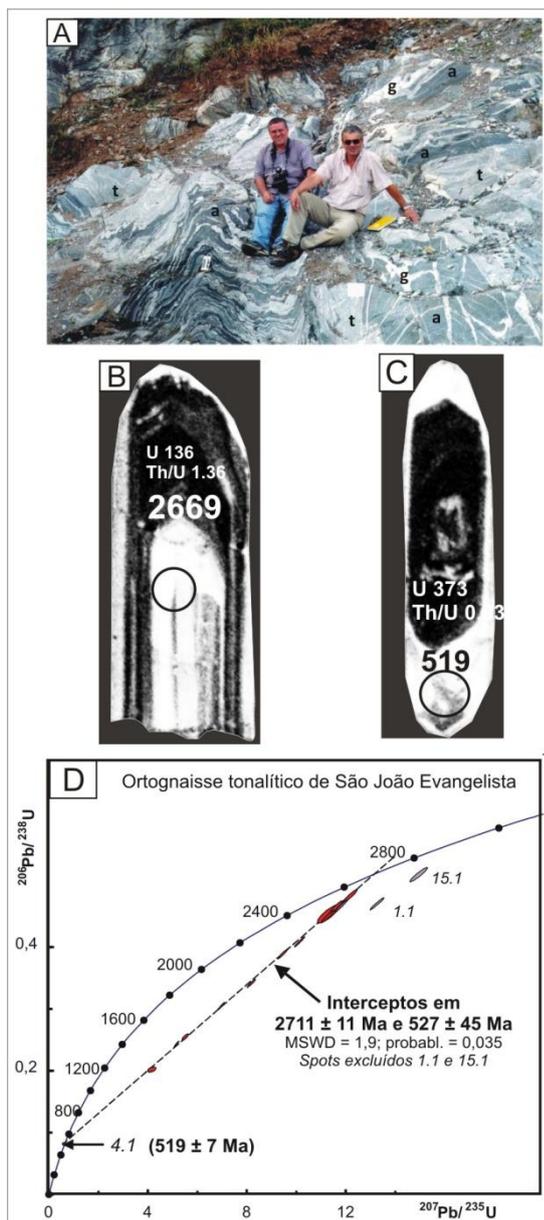


Figura 10. Características e dados da amostra de ortogneisse tonalítico de São João Evangelista (#8, Fig. 2): A, foto do afloramento, mostrando componentes de diferentes composições (a, anfibolito; t, tonalítico ortogneisse; g, veios de leucogranito), e os felizes geólogos Luiz Carlos da Silva e Carlos Maurício Noce (à direita, usando óculos escuros); B e C, imagens CL de cristais de zircão analisados; D, diagrama concórdia Wetherill com os dados da amostra #8.

Figure 10. Features and data from a sample of the tonalitic orthogneiss of São João Evangelista (#8, Fig. 2): A, photo of the sampled outcrop showing components of distinct compositions (a, amphibolite; t, tonalitic orthogneiss; g, leucogranite veins), and the happy geologists Luiz Carlos da Silva and Carlos Maurício Noce (right side, wearing sunglasses); B and C, CL images showing analyzed zircon grains; D, plot of the data from sample #8 in the Wetherill concordia diagram.

Ma, com um zircão concordante em 600 Ma). ca. 528Ma, assim como a amostra de titanita de um ortogneisse mais velho ( $2867 \pm 10$  Ma, Silva et al.

2002), mas do mesmo complexo, forneceu a idade de  $506 \pm 7$  Ma (Piuzana et al. 2008). Além disso, Oliveira (2002) obteve uma idade isocrônica Sm-Nd (rocha total-granada) de  $521 \pm 21$  Ma para o metamorfismo de um gnaiss arqueano e Ribeiro-Althoff et al. (1997) determinaram a idade Ar-Ar (de inclusões de flogopita em esmeralda) de  $509 \pm 2$  Ma para o depósito de Capoeirana.

As idades ediacaranas e cambrianas acima referidas apontam para o aquecimento do setor oriental do Bloco Guanhães em temperaturas da fácies anfibolito médio a alto. Isto pode ser explicado pelo acentuado abatimento deste setor do bloco em decorrência de sobrecarga causada pelo espessamento crustal durante o estágio colisional, seguido de colapso gravitacional durante o estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí (Alkmim et al. 2006, 2007; Marshak et al. 2006; Noce et al. inédito).

### 3. CONCLUSÃO

Neste trabalho foram rastreados alguns dos efeitos metamórficos da colisão entre a Península São Francisco e o Cráton do Congo, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental. Com base em datação U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS, guiadas por imageamento prévio dos grãos analisados, de oito amostras de zircão extraídas de rochas diversas, foram identificadas idades de cristalização magmática, de herança e de sobrecrescimentos ígneo-anatéticos (melt-precipitated overgrowths) ou metamórficos (formados em estado sólido, dúctil).

Dentre as amostras analisadas, os marcadores diretos do evento colisional, i.e., os granitos sincolisionais datados, mesmo sendo do tipo S, tais como o Granito Nanuque e o Charnockito Manhauçu, são caracterizados pela quase ausência de herança isotópica, refletida pela raridade de núcleos e cristais herdados. Por isto, estas rochas se classificam como “granitóides quentes, pobres em herança” (cf. Miller et al. 2003, Hanchar & Waston 2003), o que, aliás, é evidenciado pelas suas composições mineralógicas livres de moscovita, mas portadoras de granada, sillimanita e/ou ortopiroxênio.

Dentre os granitos tipicamente sincolisionais (i.e., do tipo S), o granada charnockito foliado de Manhauçu (amostra #4, Fig. 2 e 6) mostra-se como um bom marcador do início do processo colisional, pois sua idade ( $584 \pm 5$  Ma) situa-se no limiar de tempo dos plutonitos pré-colisionais mais jovens (ca. 585 Ma) do arco magmático do Orógeno Araçuaí (cf. Pedrosa-Soares et al. 2011). Além disso, outros granitos sincolisionais, tais como o Wolf e a fácies Palmital da Suíte Urucum (Tabela 1), corroboram esta idade para o início do estágio sincolisional. Este

limite é também sustentado pela idade ( $587 \pm 9$  Ma) do metamorfismo granulítico mais jovem registrado na Suíte Caparaó (amostra #6, Fig. 2 e 8) e por diversos outros dados listados na Tabela 1. Idades listadas nesta tabela sugerem, também, que o início do período sincolisional no Orógeno Ribeira Setentrional aconteceu contemporaneamente ao do Orógeno Araçuaí.

Na outra ponta deste intervalo de tempo encontram-se os valores obtidos de gnaisses migmatíticos situados na zona de sutura do Orógeno Araçuaí, tais como as idades ígneo-anatéticas, em torno de 560 Ma dos gnaisses dos arredores de Governador Valadares (amostras #2 e #3, Fig. 2, 4 e 5). Este limite é também corroborado por uma robusta idade de metamorfismo ediacarano obtida de gnaisses riaciano, o valor de  $565 \pm 7$  Ma dado pela população de sobrecrecimentos metamórficos em zircões do ortognaisse de Frei Inocência (amostra #7, Fig. 2 e 9). Desta forma, o limite mais jovem do estágio sincolisional no Orógeno Araçuaí situa-se em ca. 560 Ma e este valor é corroborado por idades similares listadas na Tabela 1. Da mesma forma, a fase terminal do estágio sincolisional em ambos os orógenos, Araçuaí e Ribeira Setentrional, é contemporânea, como evidenciam as idades de cristalização magmática dos granitos Corcovado e Pão de Açúcar em ca. 560 Ma (Silva et al. 2003), dentre outros corpos situados no Orogeno Ribeira (Tabela 1).

Entretanto, a Tabela 1 mostra que o maior número de idades de cristalização magmática ou recristalização metamórfica, no Ediacarano, situa-se no intervalo 580-570 Ma, a exemplo dos valores obtidos para a cristalização do granito foliado de Nanuque (amostra #1, Fig. 2 e 3) e recristalização do ortognaisse Água Preta (amostra #5, Fig. 2 e 7). Nesse aspecto, chama a atenção o enorme batólito Carlos Chagas, situado a noroeste de Vitória (Fig. 2) e que inclui diversas suítes (Ataléia, Carlos Chagas, Montanha, Nanuque e outras, Pedrosa-Soares et al. 2011), cujas idades U-Pb estão, invariavelmente, em torno de 575 Ma (Tabela 1). Isto indica que o maior volume de granito tipo-S se formou em meados do estágio sincolisional, pelo menos no Orógeno Araçuaí.

As informações aqui apresentadas sugerem que o processo de amalgamação do Gondwana Ocidental envolvendo a Península do São Francisco e o Cráton do Congo, cicatrizados pelo sistema orogênico Araçuaí-Ribeira Setentrional, teve início em ca. 585 Ma, mas sua fase terminal cessou em torno de 560 Ma, delineando o período evolutivo que se denomina sincolisional. A partir daí passaram a ocorrer importantes reajustes laterais ao longo de zonas transcorrentes, sucedidos pelo colapso

gravitacional do edifício orogênico (Pedrosa-Soares et al. 2001, 2008, 2001; Alkmim et al. 2006, 2007).

Os últimos registros térmicos de todo este longo processo de evolução orogênica estão expressos em idades cambrianas, reveladas por uma miríade de manifestações ígneas tardias (pós-colisionais) e na forma de recristalização discreta de rochas pré-existentes, a exemplo do que indicam as idades mais jovens dadas por zircões e titanitas do ortognaisse de São João Evangelista (amostra #8, Fig. 2 e 10).

Entretanto, o quadro evolutivo pós-colisional do sistema Araçuaí-Ribeira Setentrional parece ser conflitante com o setor orogênico situado no extremo leste do Estado do Rio de Janeiro (RJ), onde um evento-metamórfico (Orogenia Búzios) é datado no intervalo 530-490 Ma (Schmitt et al. 2004). Contudo, este aparente conflito pode apenas refletir grandes diferenças evolutivas entre o orógeno confinado Araçuaí, que se desenvolveu a partir do fechamento de um amplo golfo parcialmente oceanizado (Pedrosa-Soares et al. 2001, 2007; Alkmim et al. 2006, 2007), e os orógenos Ribeira e Búzios que representam um sistema bem mais complexo, resultante do fechamento de amplo oceano (Heilbron et al. 2008, Schmitt et al. 2008). Isto, contudo, não impede a contemporaneidade entre períodos colisionais e, tampouco, a continuidade física entre unidades estratigráficas dos orógenos Araçuaí e Ribeira Setentrional.

#### 4. AGRADECIMENTOS

Este artigo é uma singela homenagem ao amigo e colega Carlos Maurício Noce que, prematuramente, deixou de nos acompanhar pelas trilhas deste mundo, mas, do eterno, nos estimula a enfrentar os desafios da Geologia. Os autores agradecem ao CNPq (bolsas de produtividade e auxílios financeiros concedidos a A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce e L.C. Silva), a CPRM-Serviço Geológico do Brasil, à Geóloga Eliane Voll pela ajuda na preparação do manuscrito, ao Geólogo Orivaldo Balthazar pelas proveitosas discussões e apoio de campo e aos revisores anônimos de Geonomos.

#### 5. REFERÊNCIAS

- 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 orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Res.*, **149**: 43-63.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M. & Cruz S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**: 25-43.
- Almeida F.F.M., Brito-Neves B.B., Carneiro C D.R. 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Science Review*, **50**: 77-111.

- Brito Neves B.B., Campos-Neto M.C. & Fuck R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano–Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**: 155–199.
- Chapell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**: 489–499.
- Clemens J.D. 2003. S-Type granitic magmas: petrogenic issues, models and evidence. *Earth Science Reviews*, **61**: 1–18.
- Collins W.J. & Richards S.W. 2008. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. *Geology*, **36**: 559–562.
- Corfu F., John M., Hanchar J.M., Hoskin W.O., Kinny P. 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 500 p.
- De Campos C. M., Mendes J. C., Ludka I. P., Medeiros S. R., Moura J. C. & Wallfuss C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, **17**, <http://virtualexplorer.com.au/journal/2004/17/campos>.
- Féboli N. 1996. Folha Governador Valadares 1:100.000. Projeto Leste, CPRM, Belo Horizonte.
- Fernandes M.L.S. 2001. O Granito Borrachudos na região entre Guanhães e Dores de Guanhães, MG (Plutonito Morro do Urubu): gênese e evolução. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 110 p.
- Friend C.R.L. & Kinny P.D. 1995. New evidence for protolith ages of Lewisian granulites, northwest Scotland. *Geology*, **11**: 1027–1030.
- Gomes A.K. 2008. Folha Rio do Prado 1:100.000. Projeto Jequitinhonha, CPRM, Belo Horizonte.
- Hanchar J. M. & Watson B. 2003. Zircon Saturation Thermometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**: 89–112.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Tassinari C.C.G., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Siga Jr. O., Trouw R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito-Neves B.B., de Wit M. (Eds.), *West Gondwana pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publication 294, pp. 211–232.
- Heilbron M., Duarte B., Valeriano C., Simonetti A., Machado N., Nogueira J. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, **178**: 136–148.
- Kelsey D.E. 2008. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Gondwana Research*, **13**: 1–29.
- Kröner A., Jaeckel P., Williams I.S. 1994. Pb-loss patterns in zircons from high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Research*, **66**: 151–181.
- Leite C.M.M., Barbosa J.S.F, Gonçalves P., Nicoletti C., Sabaté P. 2009. Petrological evolution of silica undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador–Curaçá Belt, Bahia, Brazil. *Gondwana Research*, **15**: 49–70.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Abreu P.A.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Bol. Soc. Bras. Geol., Núcleo MG*, **10**: 171–174.
- Marshak S., Alkmim F. F., Whittington A. & Pedrosa-Soares A. C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, **28**: 129–147.
- Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, **31**: 529–532.
- Nalini H.A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). (Thèse Docteur), École National Supérieure des Mines de Saint Étienne, 250 pp.
- Noce C.M., Macambira M.B. & Pedrosa-Soares A.C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 25–29.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva, L.C., Armstrong, R., Piuzeana D. 2007a. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**: 60–78.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Alkmim F.F. 2007b. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **15**: 17–23.
- Noce C. M., Figueiredo C. M., Novo T. A., Pedrosa-Soares A. C., Alkmim F. F., Silva L. C., Dussin I., Armstrong R. 2010. The southern segment of the Araçuaí magmatic arc (SE Brazil): U-Pb zircon dating and implications for geodynamic reconstructions of the pre-collisional. In: *South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília*. Short papers, CD-ROM.
- Novo T.A., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Dussin I. 2010. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco magmático do Orógeno Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(4): 573–592.
- Oliveira A. K. 2002. Estruturação e alteração metassomática do ortogneisse Açucena (Suíte Borrachudos) na região de Ipatinga, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, 89 p.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí–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 Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15** (1): 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 the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo Orogen. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B. & de Wit M.J. (eds), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society London, Special Publications, **294**: 153–172.
- Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. The Brazilian counterpart of the Araçuaí–West Congo orogen. In: *Gondwana 14 International Symposium, Búzios, Brazil, Field Trip Guide*, 44 p.
- 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., Alkmim F.F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil),

- the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. Geological Society, London, Special Publications, 350: 25-51.
- Petitgirard S., Vauchez A. *et al.* 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted 'hot' orogeny and slow cooling rate? *Tectonophysics*, **477**: 174-196.
- Piuzana D.; Castaneda C. ; Noce C. M. ; Pedrosa-Soares A. C. ; Silva L. C. da 2008. Titanite crystal chemistry and U-Pb isotopic data: a petrogenetic indicator for Precambrian granitoid plutons of the Eastern Brazilian shield. *Geonomos*, **16**: p. 29-36.
- Ribeiro-Althoff A. M., Cheiletz A., Giuliani G., Ferault G., Barbosa-Camacho G. & Zimmermann J. 1997. Evidences of two periods (2 Ga and 650–500 Ma) of emerald formation in Brazil by K–Ar and Ar–Ar dating. *International Geology Review*, **39**: 924–937.
- Roncato J. G. 2009. As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das Folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia. Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFMG, 119p.
- Rogers J. W. & Santosh M. 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford University Press. 289 p.
- Santosh M., Collins A.S., Tamashiro I., Koshimoto S., Tsutsumi Y., Yokoyama K. 2006. The timing of ultrahigh-temperature metamorphism in Southern India: U-Th-Pb electron microprobe ages from zircon and monazite in sapphirine-bearing granulites. *Gondwana Research*, **10**: 128–155.
- Schaltegger U., Fanning C.M., Gunther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and in situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**: 186-201.
- Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R., Pimentel M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, **133**: 29–61.
- Seth B., Kröner A., Mezger K., Nemchin R.T., Pidgeon R.T., Okrusch M. 1998. Archean to Neoproterozoic magmatic events in the Kaoko Belt of NW Namibia and their geodynamic significance. *Precambrian Research*, **92**: 341-363.
- Silva L.C. da. 1999. Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a Evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS (Tese Doutorado), 243p.
- Silva L.C. da, McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 2, Salvador, 1977. Extended Abstracts, pp.282-283.
- Silva L.C. da, Gresse P., Scheepers R., P McNaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 2000. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd age constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa. *J. Afr. Earth Sci.* **30**: 795-815.
- Silva L.C. da, Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A, Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A, Paes V.J.C., Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuai, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geoc.* **32**: 513-528.
- Silva L.C. da ; McNaughton Neal ; Hartmann L A ; Fletcher I. 2003. Zircon U-Pb dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro gneissic granitic suites: implications for the (560 Ma) Brasileiro Pan-African collage. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: n. 2, 237-244.
- Silva L.C. da, Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A, Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A, Paes V.J.C., Cardoso Filho J.M., 2004. Reply to Frank Söllner. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 597-601.
- Silva L.C. da, McNaughton N.J., Armstrong R. Hartmann L.A. I., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasileiro/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, **136**: 203-240.
- Silva L.C. da, Pedrosa-Soares Noce C.M., Pinto C.M., Paes V, J.C., Gonçalves-Dias T., Chemale Jr. F. 2010. LA-ICP-MS and TIMS U-Pb geochronology and the tectonic significance of a number of calc-alkaline and S-type plutons from the Araçuai Orogen (SE Brazil). VII South American Symposium on Isotope Geology. Brasília, 2010. Short Papers, p.530-533.
- Söllner F., Lammerer B., Weber-Diffenback K. 1991. Die krustenentwicklung nordlich von Rio de Janeiro/Brasilien. *Munchner Geologische Heft 4*, Munchen, 100 pp.
- Söllner F. 2004. Discussão: Reassessment of the geologic evolution of selected Precambrian terrains in Brazil, based on new shrimp U-Pb data, Part II: Mineiro and Araçuai Orogens and southern São Francisco Craton - Da Silva, L.C. *et al.* 2002. *Revista Brasileira de Geociências* **34**: 595-597.
- Tack L., Fernandez-Alonso M.J., 1998. The West Congolian Belt: a critical assessment of available time constraints during the Neoproterozoic and Paleozoic amalgamation of Gondwana. *J. Afr. Earth Sci.* **27**: 93-107
- Vavra G., Schmid R., Gebauer D., 1999. Internal morphology, habit, and U-Th-Pb microanalyses of amphibolite- to granulite-facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**: 380-404.
- Vauchez A., Egydio-Silva M., Babinski M., Tommasi A., Uhlein A. & Liu D. 2007. Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the Neoproterozoic Ribeira–Araçuai orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, **19**: 278–286.