

TERMOBAROMETRIA DE METAPELITOS GRANADÍFEROS DO GRUPO RIO DOCE, ORÓGENO ARAÇUAÍ

Tiago Amâncio Novo¹, Antônio Carlos Pedrosa Soares¹, Reik Degler¹, Bernhard Schulz²

1 - CPMTC-IGC-UFMG, Campus Pampulha, 31270-901 Belo Horizonte, MG; tiagoanovo@gmail.com

2 - Institute für Werkstoffwissenschaft, Freiberg, Alemanha

Recebido em 18 de maio de 2015; aceito em 30 de julho de 2015

Resumo: O Grupo Rio Doce consiste numa unidade metavulcanossedimentar dominada por metapelitos e *metawackes*, com intercalações de rochas calciossilicáticas, metavulcânicas e metavulcanoclásticas que gradam para pacotes quartzíticos no topo. Caracteriza bacia relacionada ao Arco Magmático Rio Doce – Orógeno Araçuaí – com gênese e metamorfismo associados à Orogênese Brasileiro/Pan Africano. O conjunto de metapelitos da base do Grupo Rio Doce possui paragênese granadifera cristalizada durante fase deformacional principal (ca.570Ma). Os porfiroblastos de granada mostram perfis de zoneamento de Fe-Ca-Mg-Mn bem desenvolvidos caracterizados por aumento de almandina e piropo e redução dos termos grossulária e espersartita do centro para borda. Os valores P-T calculados para núcleo e borda das granadas descreve um *trend* de sentido horário, envolvendo aumento de temperatura (de ca. 450°C para 580°C) sob decompressão (de ca. 8.0kbar para 5.8kbar). Tal desenvolvimento pode estar associado à fase deformacional principal do Orógeno Araçuaí com decompressão e aumento da temperatura associados à quebra da placa subductada.

Palavras-chave: Orógeno Araçuaí, Grupo Rio Doce, metapelitos granadíferos, geotermobarometria.

Abstract: THERMOBAROMETRY OF GARNET METAPELITES FROM RIO DOCE GROUP, ARAÇUAÍ OROGEN. The Rio Doce Group consists of a metavolcanosedimentary unit composed by metapelites and metawackes interlayered with calc-silicate rocks, metavolcanic and metavolcaniclastic harrowing to quartzite packages at the top. It's an arc-related basin associated to the Rio Doce magmatic arc – Araçuaí orogeny- that underwent metamorphic and magmatic evolution during the Neoproterozoic–Early Paleozoic time. The garnet-bearing assemblages crystallized in course of the deformation stage which led to the formation of the main foliation at ca.570 Ma. The garnet porphyroblasts display well developed growth zonation of Fe-Mg-Ca-Mn and are characterized by an increase of almandine and pyrope while grossular and spessartine decrease from core to rim. The P-T values calculated from cores and rims of garnets align along clockwise trends, involving an increasing temperature (from ca. 450°C up to 580°C) under decompression conditions (from ca. 8.0kbar to 5.8kbar). Such development may be linked to the Araçuaí orogen main deformation phase with decompression and temperature increased associated with a slab-breakoff.

Keywords: Araçuaí orogen, Rio Doce Group, garnet metapelites, geotermobarometry.

1. INTRODUÇÃO

O Grupo Rio Doce é uma unidade metavulcanossedimentar associada ao arco magmático homônimo, situado no domínio interno do Orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2006, 2007; Brito Neves *et al.* 1999; Campos Neto 1995; Heilbron *et al.* 2004, 2008; Heilbron & Machado 2003; Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2007, 2011; Trouw *et al.* 2013; Vieira 2007; Novo 2013). Tem deposição, deformação e metamorfismo associados a diferentes etapas do evento Brasileiro. Regionalmente, o Grupo Rio Doce inclui duas grandes sucessões: na base, uma associação dominada por metapelitos e *metawackes*, com intercalações de rochas calciossilicáticas, metavulcânicas e metavulcanoclásticas (formações Palmital do Sul, Tumiritinga e São Tomé), e, no topo, sustentando partes altas do relevo, pacotes ricos em quartzito (Formação João Pinto). Uma detalhada abordagem da evolução do conhecimento sobre o Grupo Rio Doce encontra-se em Vieira (2007), cujo ordenamento litoestratigráfico é aqui adotado.

Este artigo objetiva o registro de trajetórias geotermobarométricas, com identificação de episódios de crescimento da granada durante o

metamorfismo que afetou os metapelitos da sucessão basal do Grupo Rio Doce. Informações como essas, além de permitirem um avanço no entendimento da evolução termobarométrica do Orógeno Araçuaí, fornecem subsídios para testar diferentes interpretações tectônicas propostas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Grupo Rio Doce configura bacia relacionada ao arco magmático do Orógeno Araçuaí, desenvolvida durante o Neoproterozoico na porção central do Gondwana ocidental, entre os crátons do São Francisco e Congo (Figura 1). A contraparte africana, no Congo, Angola, Namíbia e Gabão é representada pelo cinturão orogênico Oeste Congo. A convergência resultou em vários episódios diacrônicos do evento Brasileiro/Pan-africano, com desenvolvimento principal durante o Neoproterozoico-Cambriano, com últimos estágios tectônicos chegando ao Ordoviciano. O Orógeno Araçuaí-Oeste Congo apresenta uma série de características peculiares, caracterizando cinturão confinado entre os crátons São Francisco e Congo, com faixa ofiolítica neoproterozoica e grande volume de rochas plutônicas e vulcânicas relacionadas ao arco (Bilal *et al.* 2000; De Campos *et al.* 2004; Gonçalves *et al.* 2014; Nalini-Junior *et al.* 2000, 2005, 2008; Noce *et al.* 2000, 2006; Novo *et al.*

doi:10.18285/geonomos.v23i1.658

2010; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Petitgirard *et al.* 2009, Queiroga *et al.* 2012, Queiroga 2010; Silva *et al.* 2002, 2005, 2008; Sollner *et al.* 1989; Tedeschi 2013; Vieira 2007). Sua evolução é, portanto, associada a espalhamento de fundo oceânico com subducção em natureza confinada (Alkmim *et al.* 2006, 2007; Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2007).

Na região abordada (Figura 1), o Grupo Rio Doce está representado pelas formações Palmital do Sul, basal, e São Tomé e João Pinto, no topo. A Formação Palmital do Sul (juntamente com a Formação Tumiritinga que ocorre a norte da área) representa a cobertura vulcano-sedimentar do Arco Rio Doce. Esta formação grada vertical e lateralmente para a Formação São Tomé que é um pacote exclusivamente sedimentar dominado por *wackes* e pelitos.

A Formação Palmital do Sul é composta de xistos a gnaisses, com intercalações de quartzito micáceo

e/ou arcoseano, rocha calciossilicática, e rocha metavulcânica (Carvalho & Pereira 2000, Pereira & Zucchetti 2000, Vieira 2007). Os xistos/gnaisses são constituídos de quartzo (20-60%), plagioclásio (0-40%), biotita (10-60%), muscovita (0-35%), microclina (0-25%), granada (0-25%), sillimanita (0-25%) e estauroilita (0-10%). A paragênese sin-cinemática à foliação regional (Sn) geralmente inclui granada, estauroilita e sillimanita fibrosa, caracterizando predomínio da fácies anfibolito baixo a médio. O protolito predominante é interpretado como pelito grauvaquiano. A abundância de plagioclásio nos xistos Palmital do Sul sugere fontes ricas em rochas de composição granodiorito-tonalito-diorito (Vieira 2007). O vulcanismo registrado na Formação Palmital do Sul é do tipo piroclástico, dacítico a riolítico, cálcio-alcálico de médio a alto potássio (Vieira 2007, Gonçalves *et al.* 2010). A datação U-Pb em zircão de um metatufos dacítico da Formação Palmital do Sul resultou em idade de cristalização magmática de 584 ± 5 Ma (Vieira 2007).

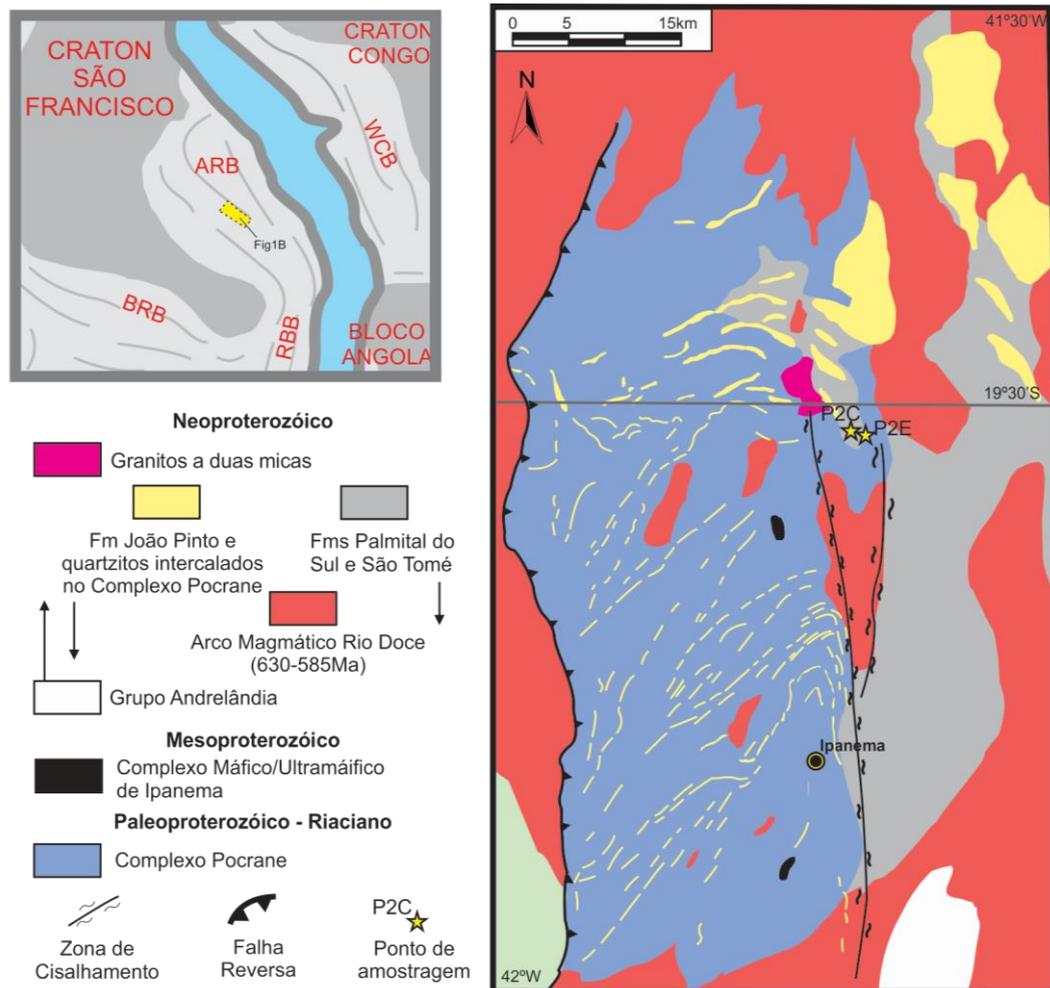


Figura 1. localização da área estudada no contexto do *Gonwana Ocidental* (Frimmel *et al.* 2011) e detalhe na região enfocada no *Orógeno Aracuaí*. ARB = *Orógeno Aracuaí*; BRB = *Faixa Brasília*; RBB = *Faixa Ribeira*; WCB = *Faixa Oeste Congo*.

3. MÉTODOS ANALÍTICOS

As análises quantitativas de porfiroblastos de granada coexistentes com biotita e plagioclásio de dois xistos granadíferos da Formação Palmital do Sul (amostras P2C e P2E; localização apresentada na Figura 1), foram realizados com uma microsonda eletrônica JEOL JXA8900 RL no Institute für Werkstoffwissenschaft em Freiberg - Alemanha. O feixe de elétrons foi fixado em 15 kV/20nA e as correções ZAF matriz comum foram aplicadas. Os elementos analisados foram Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg Ca, Na e K, utilizando padrões de wollastonita, rutilo, granada, hematita, bustamita, diopsídio, albita e ortoclásio. Os cristais de granada foram analisados ao longo de perfis com espaçamento de 0,05 a 0,15 mm por ponto. Biotita e plagioclásio foram caracterizados por análise em núcleos e borda.

Condições de temperatura e pressão foram estimadas usando: a) AVPT (média P - T; Powell & Holland 2008), um método otimizado do Thermocalc 3,2 (Powell *et al.* 1998); b) termômetro granada-biotita de Bhattacharya *et al.* (1992) em combinação com calibração linearizada do barômetro GASP (*Garnet aluminó Silicate Plagioclase*), com base em consistente conjunto de dados termodinâmico (Holland & Powell 1990; Powell & Holland 1994). Os modelos de atividade para granada dada por Ganguly *et al.* (1996) e para plagioclásio como proposto por Powell & Holland (1993); e c)

termometria convencional com calibrações por Thompson (1976), Holdaway & Lee (1977), Hodges & Spear (1982) e Perchuk & Lavrent`eva (1983).

4. PETROGRAFIA E GEOTERMOBAROMETRIA

As amostras analisadas possuem porfiroblastos de granada de até 0,45 cm de comprimento, envoltos por matriz fina a média com cristais de quartzo e biotita alongados segundo a foliação principal (Figuras 2A e 2B). A rocha possui coloração escura, reflexo do elevado teor de biotita que forma aglomerados micáceos. A mineralogia principal dos metapelitos é dada por quartzo, plagioclásio, microclima, biotita, muscovita, granada com menores proporções de estauroлита e sillimanita fibrosa (Figuras 2C e 2D). Apatita, monazita, zircão e minerais opacos são os acessórios comuns. Carbonato e sericita são os principais produtos de alteração de plagioclásio. O granada-biotita xisto exibe uma foliação (S_n) bem desenvolvida, comumente dobrada e crenulada. Os minerais índices, como granada, estauroлита e sillimanita, marcam a xistosidade regional, sendo sin-cinêmicas à deformação principal. Os cristais de granada encontram-se parcialmente alterados para biotita mostrando inclusões de quartzo, biotita, plagioclásio e minerais opacos. A foliação de crenulação (S_{n+1}) é marcada essencialmente por biotita, podendo estar relacionada a níveis crustais mais rasos.

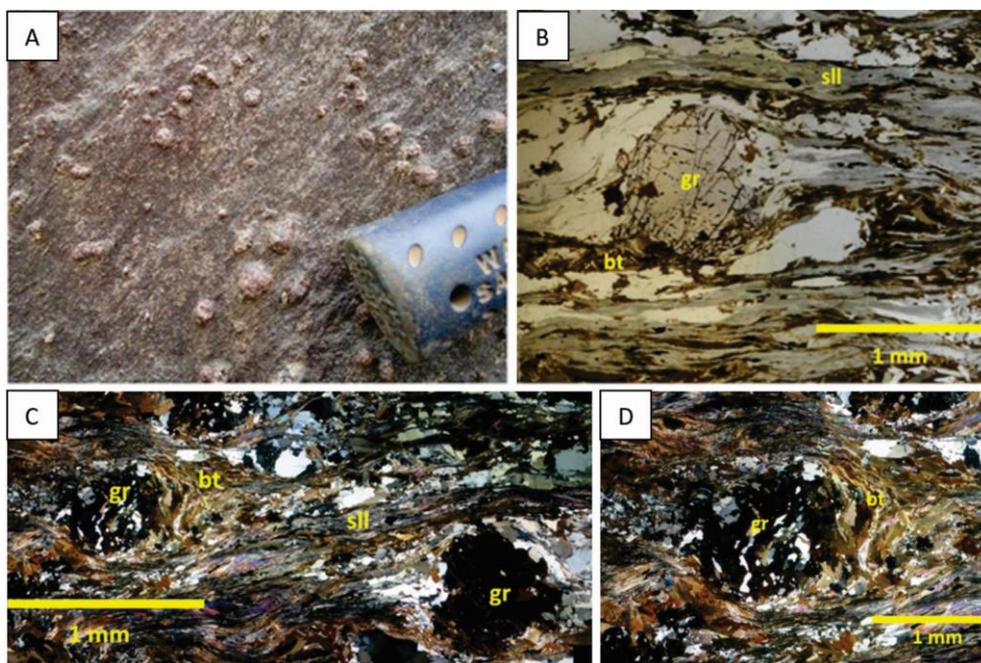


Figura 2. Feições do xisto granadífero da Formação Palmital do Sul. A) granada-biotita xisto com foliação penetrativa (amostra P2C); B) porfiroblasto de granada envolto pela foliação dada por sillimanita e biotita (nicóis paralelos – amostra P2C); C) sillimanita-granada-biotita xisto, destaque para sillimanita fibrosa estirada segundo S_n (nicóis cruzados – amostra P2E); D) porfiroblasto de granada rotacionado, rico em inclusões de minerais félsicos e biotita (nicóis cruzados – amostra P2C).

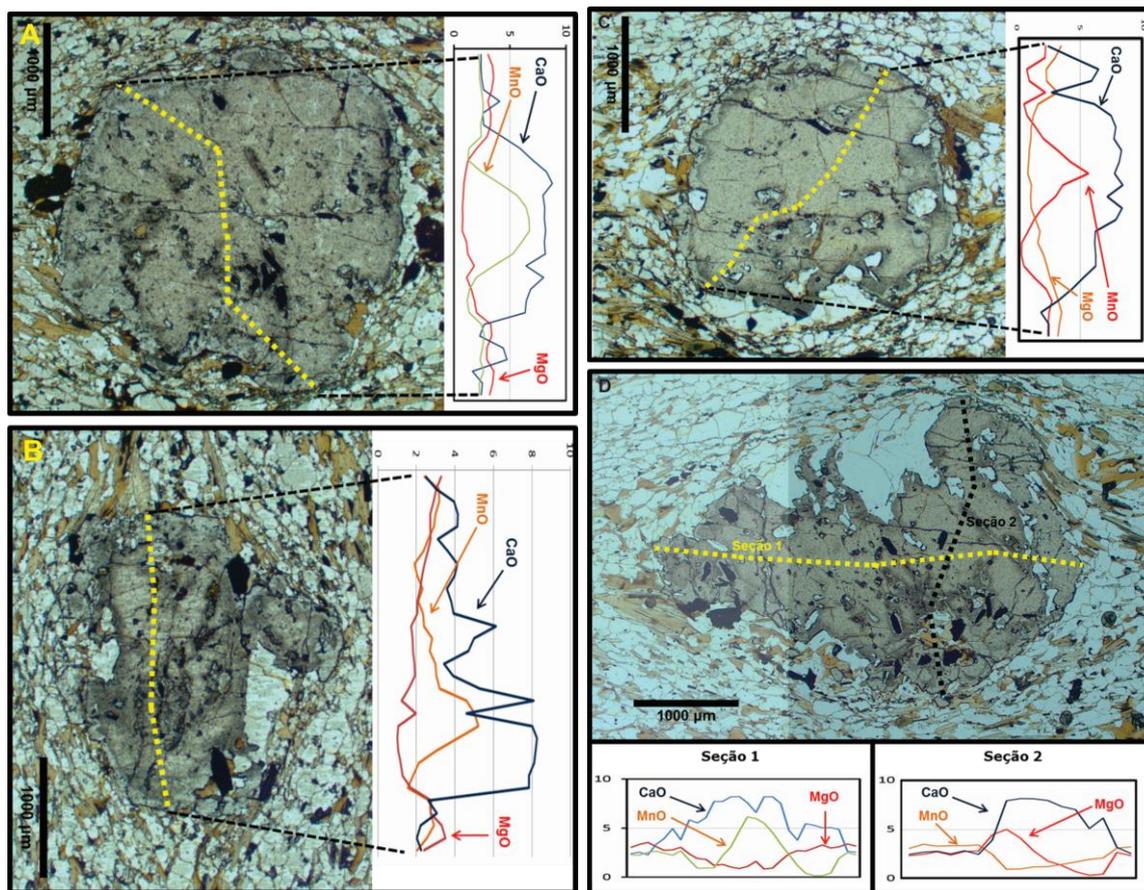


Figura 3. Porfiroblastos de Granada das amostras P2C (A e B) e P2E (C e D) mostrando perfis analisados (borda-núcleo-borda) com zoneamento em Pirope (MgO), Grossulária (CaO) e Espersatita (MnO).

Boa parte dos minerais do grupo da granada são soluções sólidas entre dois ou mais membros finais, cuja fórmula estrutural pode ser descrita por $X_3^{[8]}Y_2^{[6]}[SiO_4]_3$, onde $X = Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}$ ou Ca^{2+} e $Y = Al^{3+}, Fe^{3+}, Ti^{4+}, Cr^{3+}$ ou V^{3+} . Análise de granadas dos metapelitos da Fm. Palmital do Sul mostram correlação negativa entre $FeO+MnO$ versus $CaO+MgO$ sugerindo contexto onde as principais substituições catiônicas tendem a envolver os íons ferro, magnésio, manganês e cálcio (Figura 4A). A dispersão entre os óxidos FeO e MgO mostra correlação positiva (figura 4B), evidenciando ausência de fracionamento entre os íons Fe^{2+} e Mg^{2+} . Com isso o comportamento químico destas granadas é controlado basicamente por substituições do tipo $Mn^{2+}+Ca^{2+} \rightarrow 2Mg^{2+}$ (evidenciado pela correlação negativa, Figura 4C).

O perfil de zonamento nos porfiroblastos de granada é caracterizado pelo decréscimo dos termos espersatita (16,3% para 2,4% do *end member*) e grossulária (19,7% para 5,9% do *end member*) do centro para a borda (Figura 3; Tabela 1). Pirope tem

mínimo de 1,8% no núcleo dos cristais, aumentando para até 8,1% na borda. Comparativamente o termo almandina sempre apresenta os maiores valores, também crescentes do centro para borda (62,1% para 81,3%). O zoneamento da granada é caracterizado por aumento de Mg e Fe e redução de Mn e Ca do centro para a borda (Figura 3; Tabela 1), implicando num padrão metamórfico progressivo. O aumento do termo piropo do núcleo para borda da granada tende a refletir um decréscimo na concentração de magnésio da biotita ($Mg/Mg+Fe$; 0.3997 – 0.4220). A forte variação do termo grossulária é balanceada em direção oposta à evolução do cálcio no plagioclásio. Quanto maior a taxa de difusão de plagioclásio após inclusão em granada, maior será o empobrecimento em cálcio do plagioclásio (Figura 5; incluso na granada ocorre termo bytownita e na borda andesina). Ou seja, as variações químicas encontradas nos cristais de plagioclásio inclusos em granadas e dispersos na matriz refletem o equilíbrio químico das diferentes etapas de crescimento da granada.

Tabela 1. Síntese das análises de granada (Grt), biotita (Bt) e plagioclásio (Pl) dos metapelitos granadíferos em microsonda eletrônica, normalizados para 12 O (granada), 22 O (biotita) e 8 O (plagioclásio). As análises minerais combinadas para cálculos geotermobarmométricos são os seguintes: **Amostra P2E:** Grt1CBt1Pl1; Grt1BBt2Pl2; Grt2CBt3Pl3; Grt2BBt4Pl4; Grt3CBt5Pl5; Grt3BBt6Pl6; **Amostra P2C:** Grt4CBt7Pl7; Grt4BBt8Pl8; Grt5CBt9Pl9; Grt5BBt10Pl10. (Alm = almandina; Prp = piropo; Sps = espessartita; Grs = grossulária; N = núcleo; B = borda).

Grt	P2E-1		P2E-2		P2E-3	
	P2E-1C	P2E-1B	P2E-2C	P2E-2B	P2E-3C	P2E-3B
Si	3,820	3,846	3,829	3,854	3,780	3,802
Al	2,012	2,099	2,020	2,071	1,990	2,086
Fe	2,962	3,322	2,846	3,328	2,925	3,231
Mn	0,306	0,224	0,412	0,232	0,363	0,099
Mg	0,103	0,333	0,093	0,306	0,115	0,233
Ca	0,818	0,253	0,818	0,245	0,835	0,589
Tot.	10,035	10,084	10,037	10,043	10,029	10,045
Alm	70,7	80,4	68,2	80,9	69,0	77,8
Prp	2,5	8,1	2,2	7,4	2,7	5,6
Sps	7,3	5,4	9,9	5,6	8,6	2,4
Grs	19,5	6,1	19,6	6,0	19,7	14,2

Bt	1	2	3	4	5	6
Si	3,644	3,696	3,636	3,731	3,715	3,682
Ti	0,187	0,167	0,171	0,166	0,174	0,175
Al	1,901	1,902	1,895	1,900	1,901	1,917
Fe	1,637	1,631	1,681	1,644	1,704	1,688
Mn	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001
Mg	1,160	1,152	1,137	1,136	1,115	1,127
Ca	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Na	0,026	0,025	0,028	0,025	0,025	0,022
K	0,915	0,923	0,905	0,915	0,919	0,875
Tot.	9,478	9,501	9,459	9,520	9,558	9,491

Pl	1	2	3	4	5	6
Si	6,020	5,784	6,109	6,312	6,046	5,133
Ti	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000
Al	2,429	2,525	2,374	2,230	2,448	2,910
Fe	0,018	0,039	0,005	0,002	0,026	0,031
Mn	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,003
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,695	0,826	0,625	0,456	0,672	1,314
Na	0,825	0,753	0,867	0,982	0,814	0,438
K	0,005	0,008	0,007	0,008	0,003	0,004
Tot.	9,996	9,947	9,991	9,993	10,012	9,836

Grt	P2C-1		P2C-2	
	P2C-4C	P2C-4B	P2C-5C	P2C-5B
Si	3,826	3,824	3,837	3,823
Al	2,007	2,077	2,006	2,068
Fe	2,573	3,329	2,785	3,260
Mn	0,675	0,218	0,522	0,316
Mg	0,075	0,303	0,105	0,303
Ca	0,818	0,242	0,802	0,301
Tot.	9,993	10,00	10,07	10,07
Alm	62,1	81,3	66,0	77,9
Prp	1,8	7,4	2,5	7,2
Sps	16,3	5,3	12,4	7,6
Grs	19,7	5,9	19,0	7,2

Bt	7	8	9	10
Si	3,658	3,405	3,732	3,730
Ti	0,182	0,157	0,185	0,146
Al	1,924	1,860	1,903	1,919
Fe	1,639	1,587	1,674	1,632
Mn	0,000	0,001	0,004	0,004
Mg	1,091	1,158	1,128	1,145
Ca	0,002	0,003	0,001	0,002
Na	0,023	0,023	0,027	0,023
K	0,869	0,706	0,911	0,912
Tot.	9,391	8,904	9,569	9,518

Pl	7	8	9	10
Si	6,339	6,132	6,234	6,112
Ti	0,002	0,001	0,000	0,000
Al	2,233	2,396	2,334	2,392
Fe	0,011	0,029	0,000	0,016
Mn	0,000	0,000	0,001	0,001
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,450	0,624	0,563	0,625
Na	0,971	0,858	0,903	0,883
K	0,006	0,005	0,005	0,003
Tot.	10,016	10,049	10,043	10,035

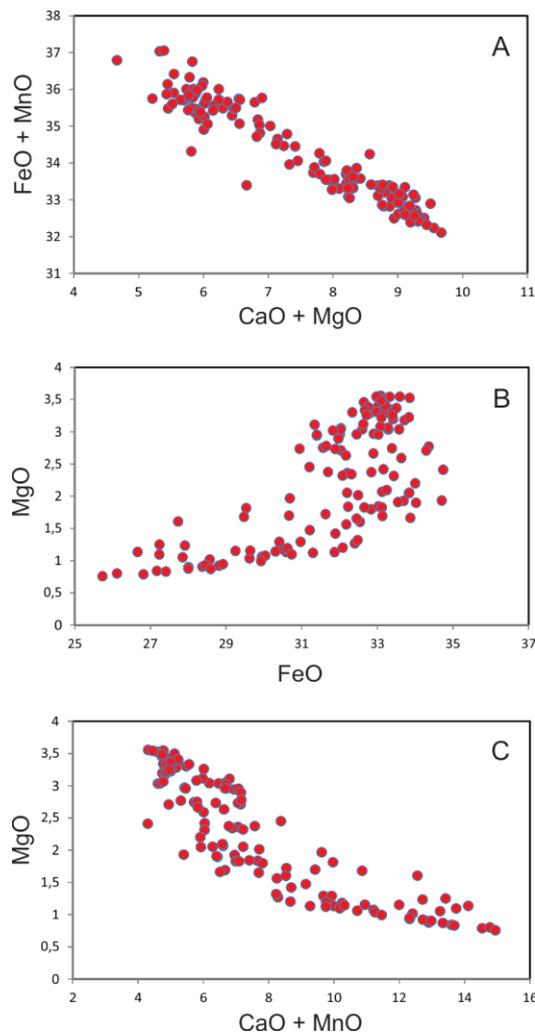


Figura 4. Diagramas binários para teores de FeO, MnO, CaO e MgO de granadas dos metapelitos da Fm. Palmital do Sul. A) correlação negativa da distribuição de (CaO+MnO) e (FeO+MgO); B) correlação positiva na distribuição de FeO e MgO e; C) correlação negativa entre (CaO+MnO) e MgO.

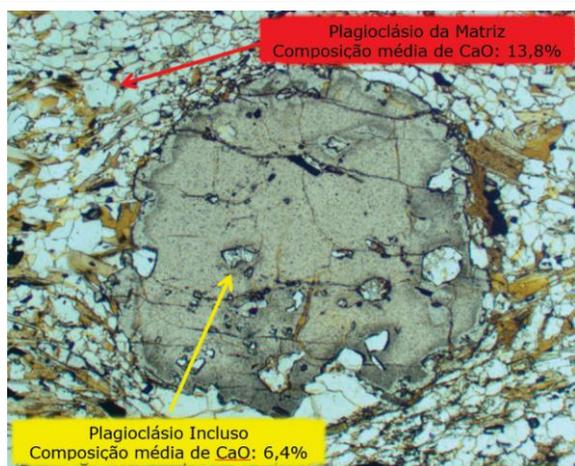


Figura 5. Cristal de granada da amostra P2E, com destaque para a composição média de CaO em cristais de plagioclásio incluso na granada e disperso na matriz

Geotermobarometria baseada na assembleia mineralógica de granadas zonadas revelou evolução PT num sentido horário com aumento da temperatura (442°C a 590°C) e descompressão (9,3Kbar a 4,2Kbar) do núcleo para borda (Figura 6; Tabela 2), correspondendo à fácies anfibolito baixa a média. Os valores PT obtidos estão de acordo com as condições metamórficas descritas para o Grupo Rio Doce na região (Vieira 2007; Novo 2013). Os cálculos geotermobarométricos possuem um erro mínimo de $\pm 50^\circ\text{C}$ e $\pm 1\text{kbar}$ relacionados a erros da microsonda e imprecisões de dados termodinâmicos envolvidos nas calibrações.

Tabela 2. dados geotermobarométricos para os metapelitos granadíferos da Fm. Palmital do Sul. Termobarometria convencional com Biotita + Granada (Bhattacharya et al., 1992) e GASP (Powell and Holland, 1993).

Amostra	Núcleo		Borda	
	T °C	P Kbar	T °C	P Kbar
P2C (Granada 1)	448	8,2	568	5,4
P2C (Granada 2)	442	9,4	588	6,6
P2E (Granada 1)	450	6,5	577	6,8
P2E (Granada 2)	465	5,9	583	5,8
P2E (Granada 3)	477	6,6	590	4,2

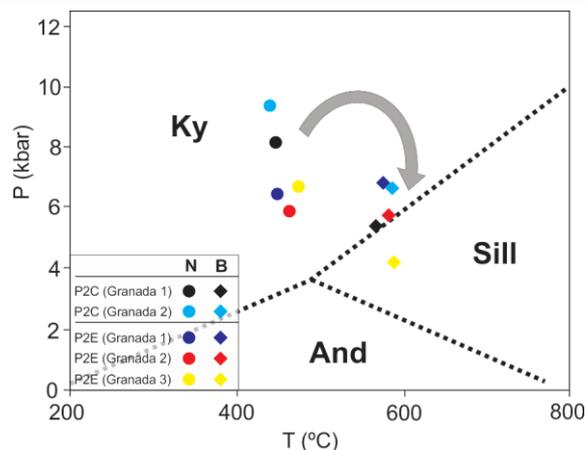


Figura 6. dados PT e trend PT para os metapelitos granadíferos. Resultados calculados com termobarometria convencional com Biotita + Granada (Bhattacharya et al., 1992) e GASP (Powell and Holland, 1993). Campos de estabilidade de Cianita (Ky), Andalusita (And) e Sillimanita (Sil) dados pela orientação das coordenadas PT (Spear 1993). N = núcleo; B = borda.

5. CONCLUSÃO

Condições de temperatura e pressão foram determinadas com base em numerosos perfis em granada e interpretados de modo a refletir a evolução metamórfica local da Fm. Palmital do Sul. Todas as amostras possuem foliação penetrativa, com porfiroblastos de granada envoltos em matriz biotítica de granulação fina a média. De acordo com as microestruturas, os grandes cristais de granada têm cristalização sin-deformacional durante o desenvolvimento da foliação S_n regional. Todas as granadas analisadas exibem zonamento PT com decréscimo do teor de espersartita e aumento do conteúdo de piropro e almandina do centro para a borda. Geotermobarometria foi aplicada aos núcleos e bordas de granadas com biotita e plagioclásio em equilíbrio. Os resultados termobarométricos refletem o zonamento e representam evolução no sentido horário com o aumento de temperatura e descompressão - de *ca.* 442°C para 590°C e *ca.* 9.3kbar para 4.2kbar. Este tipo de padrão é muito comum em sistemas orogênicos, onde a descompressão pode ser devida a erosão ou desnudação tectônica (Winter 2001). Levando em consideração o modelo evolutivo do Orógeno Araçuaí, o aumento termal associado à descompressão pode estar relacionado à quebra de *slab* com soerguimento astenosférico, o que implica em *underplating* mantélico que usualmente sustenta elevado fluxo de calor a longo prazo. Uma segunda

interpretação estaria associada ao colapso orogênico, quando a gênese de granitos pós-tectônicos garantiria o aumento da temperatura no estágio termal final.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq, FAPEMIG, CAPES, CODEMIG e PrPq-UFMG pelos recursos financeiros à pesquisa científica, bolsas e projetos de mapeamento geológico.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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 Research*, 149:63-82.
- Battacharya A., Mohanty L., Maji, A., Sen S.K., Raith M. 1992. Non ideal mixing in the phogopiteannite boundary: constraints from experimental data on MgFe partitioning and reformulation of the biotite garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(1):87-93.
- Bilal E., Horn H. A., Naline Jr H. A., Mello F. M., Correia-Neves J.M., Giret A. R., Moutte J., Fuizikawa K., Fernandes M. L. S. 2000. Neoproterozoic granitoid suites in southeastern Brazil. *Brazilian contributions to the 31st International Geological Congress, Brazil/2000. Rev. Bras. Geoc.*, 30(1):51-54.
- Brito-Neves B.B., Campos-Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano- Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155-199.
- Campos-Neto M.C., Figueiredo M.C.H., 1995. The Rio Doce Orogeny, south-eastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8:143-162.
- Carvalho J.B., Pereira L.M.M. 2000. Projeto Leste: Petrografia, relatório integrado. Etapa II. Belo Horizonte: SEME/CPRM/CODEMIG, CD-ROM.
- 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: 1-35.
- Frimmel H.E, Basei M.S., Gaucher C. 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 100: 323–354.
- Ganguly J., Cheng W. & Tirone M. 1996. Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 126(12):137-151.
- Gonçalves L., Farina F., Lana C., Pedrosa-Soares A. C., Alkmim F., Nalini H. A. 2014. New U-Pb Ages and Lithochemical Attributes of the Ediacaran Rio Doce Magmatic Arc, Araçuaí Confined Orogen, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 52:1-20.
- Gonçalves L.S., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C. 2010. Características geoquímicas da Suíte G1, arco magmático do Orógeno Araçuaí, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. REM. *Revista Escola de Minas*, 63:457-464.
- Heilbron M., Valeriano C. M., Tassinari C. C. G., Almeida J., Tupinamba M., Siga O., Trouw R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society Special Publication*, 294:211-237.
- Heilbron M.L., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R. & Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & Brito-Neves, B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Editora Beca, p: 203-234.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, 125: 87-112.
- Hodges K.V. & Spear F.S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67:1118-1134.
- Holdaway M.J. & Lee S.M. 1977. Fe-Mg cordierite stability in highgrade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 63(2):175-198.
- Holland T.J.B. & Powell R. 1990. An enlarged and updated internally consistente thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-CH₂O₂. *Journal of Metamorphic Geology*, 8:89-124.
- Nalini Jr H. A., Machado R., Endo, I., Bilal E. 2008. A Importância da tectônica transcorrente no alojamento de granitos pré a sincolisionais na região do vale do médio Rio Doce: o exemplo das suítes Galiléia e Urucum. *Revista Brasileira de Geociências*, 38:748-759.
- Nalini Jr H. A., Machado R., Bilal E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I metaluminoso pré-colisional Neoproterozóico da região do médio rio Doce (MG). *Revista Brasileira de Geociências*. 35:23-34.
- Nalini H.A., Bilal E., Paquette J.L., Pin C., Machado R. 2000. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoiques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Academie Science Paris*, 331: 459-466.
- Noce, C.M., Novo T., Figueiredo, C., Pedrosa-Soares, A. C. 2006. Mapa geológico da Folha Manhuaçu (SF.23-X-B-III). Rio de Janeiro, CPRM/UFMG - Programa Geologia do Brasil, escala 1:100.000.
- Noce C. M., Macambira M. J. 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(1):25-29.
- Novo T., 2013. Caracterização do Complexo Pocrane, magmatismo básico mesoproterozóico e unidades neoproterozóicas do sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em geocronologia U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS). Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil, p. 193.
- Novo T., 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.
- Pedrosa-Soares A. C., Campos C., Noce C.M., Silva L.C., Roncato J., Novo T., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F.F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian

- granitic magmatism in the Araçuaí Orogen, the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources (SE Brazil). Geological Society London, 350:25-51.
- 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. Geological Society, London, Special Publications, 294: 153-172
- 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: 1-16.
- 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. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B., 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí–West Congo orogeny. *Geology*, 26, 519–522.
- Pereira L.M.M. & Zucchetti M. 2000. Projeto Leste: Petrografia, relatório integrado. Etapa II. Belo Horizonte: SEME/CPRM/CODEMIG, CD-ROM.
- Perchuk, L.L & Lavrent'eva, I.V. 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordieritegarnetbiotite. In: SAXENA, S.K. ed. *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Geochemistry*. New York: SpringerVerlag, p.199-239.
- 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.
- Powell R. & Holland T.J.B. 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26:155-179.
- Powell R., Holland T.J.B., Worley B. 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via nonlinear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16:577-588.
- Powell R. & Holland T.J.B. 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79:120-133.
- Powell R. & Holland T.J.B. 1993. On the formulation of simple mixing models for complex phases. *American Mineralogist*, 78:1174-1180.
- Queiroga G., Suita M.T.F., Pedrosa-Soares A.C., Martins M., Pinheiro M.A.P. 2012. Síntese sobre ofiolitos: evolução dos conceitos. REM. *Revista Escola de Minas (Impresso)*, 65:47-58.
- Queiroga G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17º e 21º S. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 180 p.
- Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Teixeira L., Armstrong R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, 13:527-537.
- Silva L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L. & Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, 136: 203-240.
- Silva L.C., Armstrong R, Noce C.M., Carneiro M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A. C., Leite C., Vieira V. S., Silva M., Paes V., Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 513-528.
- Söllner F., Lammerer B., Weber-Diefenbach K., 1989. Brasiliano age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo, Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons. *Zentralblatt f. Geologie und Paleontologie, Teil I*, 5(6):933-943.
- Spear F. 1993 *Metamorphic phase equilibria and pressure temperature time paths*. Mineralogical Society of America, Monograph, Series 1, 799p.
- Tedeschi M. 2013. Caracterização do Arco Magmático do Orógeno Araçuaí entre Frei Inocêncio e Itambacuri, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 89p.
- Thompson, A. B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276:401-454.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C. C., Fontainha, M., Kussama, H. H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48:43-57.
- Vieira V.S. 2007. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 117p.
- Winter O.D. 2001. *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey: Prentice Hall, 697p.