




Geotermobarometria de safirina e granada granulito do afloramento da Praia da Paciência, Salvador, Bahia – Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim

Sapphirine and garnet bearing granulites geothermobarometry from the Paciência beach, Salvador, Bahia – Salvador-Esplanada-Boquim Belt

Daniela Leal Rodrigues¹ , Jailma Santos de Souza de Oliveira¹ , Renato de Moraes² 

¹Universidade Federal da Bahia – UFBA, Instituto de Geociências, Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Ondina, CEP 40170-290, Salvador, BA, Brasil (daniellalleal@gmail.com; jailma.souza@ufba.br)

²Universidade de São Paulo – USP, Instituto de Geociências, São Paulo, SP, BR (rmoraes@usp.br)

Recebido em 13 de junho de 2020; aceito em 24 de setembro de 2020

Resumo

O afloramento da Praia da Paciência, Salvador, Bahia, está inserido no contexto geotectônico do Cráton do São Francisco, no extremo sul do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim. Neste trabalho foi realizado estudo sobre granada granulito coexistindo com safirina granulito, presentes no afloramento. O primeiro apresenta porfiroblastos de granada e ortopiroxênio envolvidos por matriz de plagioclásio ± feldspato potássico ± quartzo, e biotita retrometamórfica. Safirina granulito apresenta constituição bastante residual, formada principalmente por simplectitos entre safirina + ortopiroxênio ± espinélio ± cordierita, e na matriz há menores quantidades de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, com biotita retrometamórfica em profusão envolvendo as demais fases. No granada granulito, a granada é uma solução sólida dominada pelo par almandina-piropo, com composição entre alm₅₅prp₄₃, nos núcleos, e alm₆₀prp₃₉, nas bordas, bem como conteúdo de Al em ortopiroxênio entre 0,30–0,43 apfu nos porfiroblastos. No safirina granulito, Al em ortopiroxênio varia entre 0,27–0,40 apfu. Condições *P-T* de pico metamórfico de ~1,04 GPa e ~1.015°C foram obtidas para o granada granulito, e X_{Mg} em ortopiroxênio no safirina granulito indicou, na pseudosseção, estabilidade até *T* próximas a 1.030°C. Essas condições são compatíveis com metamorfismo de temperatura ultra-alta e este é o primeiro relato desse tipo de metamorfismo no Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim. O metamorfismo imediatamente pós-pico teria decorrido em trajetória de decompressão quase isotérmica, consistente com microestruturas de reações identificadas, até o limite próximo a 0,75 GPa e 930°C, via pseudosseção, ainda em alta temperatura. A difusão entre Fe-Mg e *back-reactions* atuaria intensamente durante os estágios seguintes de resfriamento no safirina granulito, resultando em temperaturas calculadas via termômetro Opx-Spr inferiores às de fácies granulito, entre X e Y°C.

Palavras-chave: Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim; Granulitos; Safirina; Temperatura ultra-alta; Termobarometria.

Abstract

The outcrop of the Paciência beach, Salvador, Bahia, is located in the geotectonic setting of the São Francisco Craton, in the extreme south of the Salvador-Esplanada-Boquim Belt (SEBB). In this work, a study was carried out on sapphirine and garnet bearing granulite, present in the outcrop. The first one consists of garnet and orthopyroxene porphyroblasts surrounded by a matrix of plagioclase ± K-feldspar ± quartz, and retrometamorphic biotite. The sapphirine bearing granulite presents very residual constitution, formed mainly by simplectites between sapphirine + orthopyroxene ± spinel ± cordierite, and smaller amounts in the matrix of plagioclase, quartz, potassium feldspar, and retrometamorphic biotite in profusion involving the other phases. In the garnet bearing granulite, garnet is a solid solution dominated by the almandine-pyropo, with a composition between alm₅₅prp₄₃ in the core, and alm₆₀prp₃₉ at the rims. Al in orthopyroxene ranges between 0.43–0.30 apfu in porphyroblasts. In the sapphirine bearing granulite, Al in orthopyroxene ranges 0.27–0.40 apfu. Metamorphic peak *P-T* conditions ~1.04 GPa and ~1,015°C were obtained for garnet bearing granulite, and X_{Mg} in orthopyroxene in sapphirine bearing granulite indicated *T* close to 1,030°C via pseudosection. These conditions are compatible with ultra-high temperature metamorphism, and it is the first report of this type of metamorphism in the SEBB. The immediately post-peak metamorphism would have elapsed in almost isothermal decompression path, consistent with identified reaction microstructures, up to the limit close to 0.75 GPa and 930°C in the pseudosection, still at high temperature. The diffusion

between Fe-Mg and back-reactions would act intensely during the following cooling stages in the sapphirine bearing granulite, resulting in temperatures calculated via Opx-Spr thermometer lower than those of granulite facies, between X and Y°C.

Keywords: Salvador-Esplanada-Boquim Belt; Granulites; Sapphirine; Ultra-high temperature; Thermobarometry.

INTRODUÇÃO

Granulitos são rochas formadas em condições anídras da crosta, durante processos que envolvem perturbações térmicas extremas, em temperaturas acima de 800°C. Durante muitos anos, foi considerado que o limite inferior da fácies granulito seria entre 600–750°C (Winter, 2001; Yardley, 1989). Entretanto, essa temperatura está em desacordo com as condições de formação de ortopiroxênio metamórfico, mineral diagnóstico desse tipo de rocha e metamorfismo (Pattison et al., 2003). A explicação para esse limite mais baixo se fundamenta na geotermometria utilizando fases ferromagnesianas, pois trocas entre Fe-Mg continuam agindo até as temperaturas de fechamento do par Fe-Mg, durante longos períodos de resfriamento em rochas na base da crosta continental, assim reequilibrando a composição das fases e produzindo temperaturas calculadas inferiores às do pico metamórfico (Frost e Chacko, 1989; Selverstone e Chamberlain, 1990; Spear e Florence, 1992; Harley, 1998; Pattison et al., 2003). Metamorfismo de temperatura ultra-alta (UHT) envolve metamorfismo crustal em condições *P-T* entre 0,7–1,3 GPa e 900–1.100°C, e o melhor indicador de composição dessas condições seria o teor de Al₂O₃ (8–12 wt%) em ortopiroxênio coexistindo com granada magnésiana, sillimanita ou safirina (Harley, 1998), cujos exemplos são relativamente raros na natureza, com pouco mais de 50 localidades ao redor do globo (Kelsey e Hand, 2015). Essas condições *P-T* raramente são recuperadas por geotermometria direta de troca Fe-Mg, e correções de composição mineral normalmente são necessárias (Harley, 1998; Pattison et al., 2003).

O Brasil concentra várias das ocorrências de granulitos UHT, diversas na Bahia, incluindo a primeira descrição de safirina do Brasil (Fujimori e Allard, 1966), identificada na cidade de Salvador, em rochas pertencentes ao Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim (CSEB; Barbosa e Dominguez, 1996; Oliveira, 2014), a qual é o objeto do presente trabalho. No Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC) foram relatadas outras rochas com safirina associadas a metamorfismo UHT ocorrido no Paleoproterozoico (Leite et al., 2009; Barbosa et al., 2017). Todavia, os estudos petrológicos relatados no CSEB ainda não possibilitam o entendimento dos processos geodinâmicos registrados em suas rochas e a compreensão da interação tectônica entre o CSEB e o CISC durante a Orogenia Paleoproterozoica (Barbosa e Sabaté, 2002, 2003, 2004).

Em Salvador aflora uma excelente exposição de rochas metamórficas do CSEB e, apesar de existir um número significativo de estudos geológicos desenvolvidos ao longo das últimas décadas (*e.g.*, Stormer Jr., 1973; Fujimori, 1985; Barbosa et al.,

2005; Abrahão Filho, 2009; Souza et al., 2010; Souza, 2013; Souza-Oliveira et al., 2014; Leal-Rodrigues, 2017; Nascimento, 2019; Souza-Oliveira et al., 2020), existem lacunas sobre o conhecimento do metamorfismo que atuou nessas rochas e sua correlação com outras áreas no cinturão. Essa dificuldade é ampliada devido à intensa ocupação urbana de seus terrenos.

Assim, neste trabalho é estudada a ocorrência de safirina granulito e granada granulito do afloramento da Praia da Paciência, Salvador, Bahia, e usando microestruturas reacionais, dados de química mineral e geotermobarometria será investigado o metamorfismo que atuou nessas rochas e suas consequências para a compreensão da história evolutiva do CSEB.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida no Cráton do São Francisco (CSF), uma importante unidade tectônica da porção centro-leste do Brasil, formado por rochas do Arqueano e do Paleoproterozoico, expostas principalmente na Bahia e em Minas Gerais. Na região de Salvador ocorre o CSEB (Figura 1). A gênese desse cinturão está associada a evento colisional ocorrido durante o Paleoproterozoico, responsável pela formação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, e o eixo de deformação do orógeno dividiu-se em dois segmentos, com o CSEB se prolongando ao leste e o CISC ao oeste (Figura 1; Barbosa e Sabaté, 2002, 2004).

No CSEB foi descrita a primeira ocorrência de safirina da América do Sul (Fujimori e Allard, 1966), em rocha descrita como granulito ultrabásico, em virtude de sua mineralogia rica em minerais magnesianos, localizado na Praia da Paciência, Salvador, sendo a rocha constituída por safirina, ortopiroxênio, biotita, granada, espinélio, cordierita e zircão. Os autores atribuíram protólitos de natureza sedimentar às rochas metamórficas desse afloramento, caracterizando-as como sequência de sedimentos pelíticos, quartzo-feldspáticos, carbonatados e, possivelmente, rochas vulcânicas. Outra ocorrência de safirina foi relatada no CSEB, em Salvador, em rocha contendo bronzita, safirina, espinélio, minerais opacos, cordierita, feldspato alcalino, apatita, monazita e zircão (Silveira Filho et al., 2014).

As rochas do CSEB, na região de Salvador, foram metamorfizadas na fácies granulito, concomitante à fase de espessamento crustal, cujas condições *P-T* do pico metamórfico foram calculadas, via pseudosseção, em 0,86 GPa e 830°C, em granulitos com ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio, e idade metamórfica U-Pb zircão (LA-ICP-MS) de ~ 2,1 Ga (Souza, 2013). Condições *P-T* de 0,75 GPa e 780°C foram calculadas, via pseudosseção, para granulitos

com granada, e idade do metamorfismo U-Th em monazita (LA-ICP-MS) em 2064 ± 9 Ma, atribuída à fase deformacional posterior (Souza, 2013). Na região norte do CSEB, rochas derivadas de arcos toleítico e cálcio alcalino apresentaram idades de cristalização U-Pb zircão (LA-ICP-MS) entre 2,2–2,07 Ga (Almeida Júnior, 2014). Para rochas paraderivadas da porção nordeste do CSEB, contendo granada e sillimanita, condições P - T de 0,68 GPa e 860°C foram determinadas com o cálculo de pseudosseção. A idade do pico metamórfico foi determinada com método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) em 2,08–2,07 Ga (Oliveira, 2014).

Na Bahia, outras ocorrências de granulitos com safirina são conhecidas no CISC. Leite et al. (2009) as identificaram na parte norte do CISC, geradas a partir da interação com o fundido de charnokito adjacente, com condições P - T calculadas, por pseudosseção, em 0,8 GPa e 930 – 1.050°C . Idades U-Th-Pb em monazita (EMP) resultaram em 2057 ± 17 Ma para o granulito com safirina e 2080 ± 26 Ma para o charnokito. Barbosa et al. (2017) identificaram granulitos com safirina na parte sul do CISC metamorfizados em condições P - T

entre 0,7–1,1 GPa e 900 – 1.000°C (via termobarometria clássica e *average P-T*), entre 2,07–2,08 Ga (U-Pb em zircão — SHRIMP; Silva et al., 2002; Pinho, 2005), idades similares às identificadas por Souza (2013) para o metamorfismo de granulitos de Salvador.

Geologia da Praia da Paciência

Durante mapeamento de detalhe no afloramento foram identificadas três litofácies entre as rochas metamórficas (Figura 2; Leal-Rodrigues, 2017; Borges et al., 2018): granulitos quartzo-feldspáticos, alumino-magnesianos — incluindo os portadores de safirina e granada — e cálcio-magnesianos como lentes nos quartzo-feldspáticos. Essas rochas encontram-se polideformadas de forma dúctil, com mudanças mineralógicas locais e ocorrência de metatexitos estromáticos com porfiroblastos centimétricos de granada envolvidos por *selvedges* de biotita, diatexitos nebulíticos com *schlieren*, de acordo com a classificação de Sawyer (2008). Granulitos charnoenderbíticos derivados de magma

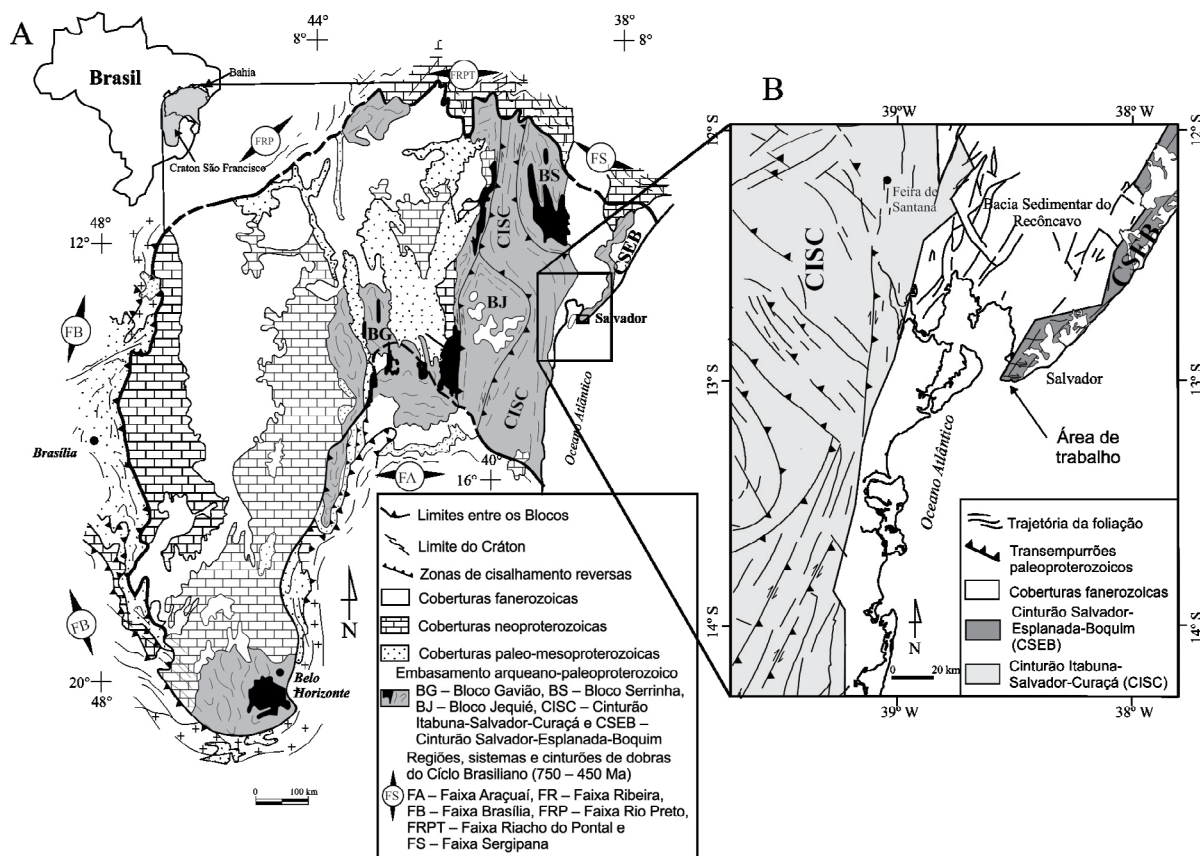


Figura 1. (A) Crátão do São Francisco com os principais compartimentos tectônicos e as faixas brasileiras (adaptado de Alkmim et al., 1993); (B) mapa geológico simplificado da região onde se localiza a cidade de Salvador, evidenciando as principais unidades tectônicas (adaptado de Dalton de Souza et al., 2003).

cálcio-alcalino rico em K_2O apresentam-se intercalados aos granulitos paraderivados (Souza et al., 2010). Cortando-se os granulitos, ocorrem veios e bolsões quartzo-feldspáticos, alguns com contatos transicionais com a encaixante, corpos monzo-sienograníticos e diques de diabásio.

O safirina granulito da Praia da Paciência ocorre como *boudin* paralelo à foliação principal e sob a forma de lentes nos granulitos quartzo-feldspáticos (Figuras 3A, 3B e 3C). São rochas escuras e de granulação grossa. O granada granulito ocorre às margens da rocha com safirina (Figuras 3D e 3E), também sob a forma de *boudin* paralelizado à foliação principal; rocha de coloração cinza azulada pode ser cortada por veios de composição quartzo-feldspática e granulação fina.

Stormer Jr. (1973) admite a origem da safirina nessas rochas a partir de metassomatismo, envolvendo reação de espinélio + SiO_2 , e indica condições $P-T$ de 0,5–0,8 GPa e 1.000°C para o metamorfismo, com base em comparações de dados experimentais da literatura para o campo de estabilidade de ortopiroxênio, cordierita e safirina. Fujimori (1985) refuta essa ideia e propõe que a safirina e o espinélio são minerais primários e que a safirina foi originada por exsolução de ortopiroxênio.

A uma distância entre 5 e 10 m dessas rochas aflora um dique máfico de escala métrica, preto, tabular, com mergulhos de até 50° e afinidade toleítica (Barbosa et al., 2005).

Os corpos monzo-sienograníticos afloram em muitas regiões em contato com o dique máfico e encaixados em zonas de cisalhamentos (Figura 3F e 3G), e idade de cristalização U-Pb zircão (LA-ICP-MS) de 2064 ± 36 Ma foi obtida para esses corpos, os quais apresentam características geoquímicas de rochas de fusão crustal, produzidas pela interação de material da crosta e do manto, com os valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ (-6,08) e idade-modelo Sm-Nd (T_{DM}) em torno de 2,9 Ga (Souza-Oliveira et al., 2014). Os monzo-sienogranitos são interpretados como tardi-colisionais, gerados na base da crosta continental e colocados em regiões de nível crustal superior por meio de zonas de cisalhamento (Souza-Oliveira et al., 2014).

MATERIAIS E MÉTODOS

As análises petrográficas foram realizadas utilizando-se microscópio óptico Olympus BX41, no Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (UFBA). Foram analisadas três amostras dos litotipos granada granulito (06SB01a, 06SB01a.2, 06SB01b) e quatro amostras do safirina granulito (06SB03, 312-E, 312-G, 312-H), para o reconhecimento das associações minerais, paragêneses e microestruturas indicativas de reação.

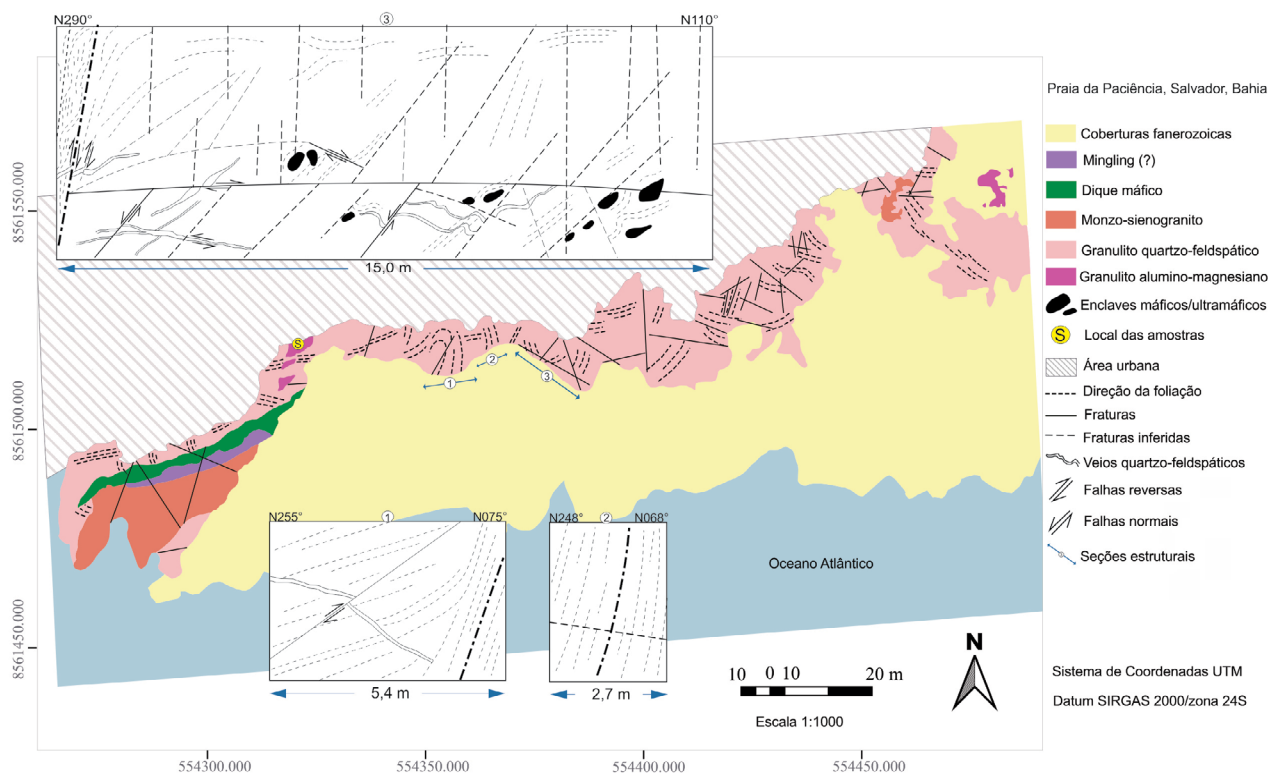


Figura 2. Mapa geológico do afloramento da Praia da Paciência. Os retângulos 1, 2 e 3 são sessões estruturais, com indicação do local no mapa (adaptado de Borges et al., 2018).

Análises químicas de rocha total na amostra 06SB03 do safirina granulito foram realizadas no laboratório da GEOSOL (Geologia e Sondagens Ltda.), via fluorescência de raios X, para a determinação de SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 e MnO , com precisão próxima de 100%, e por espectrometria de absorção atômica, para a determinação dos teores de Na_2O e K_2O .

Análises químicas dos minerais foram realizadas em duas etapas: no Laboratoire Magmas et Volcans da Université Blaise Pascal, em Clermont-Ferrand, França, utilizando-se microsonda eletrônica CAMECA SX-100 em condições de operação 15 kV, 15 nA; no Laboratório de Microsonda Eletrônica (EPMA) do Instituto de Geociências (IGc), NAP Geoanalítica, da Universidade de São Paulo (USP), utilizando-se a microsonda eletrônica JEOL JXA-FE-8530, com condições de operação de 15 kV e 20 nA e diâmetro de feixe incidente variando entre 5 e 10 μm . Os padrões utilizados para as análises minerais encontram-se disponíveis na Tabela 1.

O cálculo das fórmulas estruturais foi feito com o programa Ax, de Tim Holland (<https://filedn.com/IU1GlyFhv3UuXg5E9dbnWFF/TJBHpages/ax.html>).

Para a determinação das condições P - T nas amostras dos granulitos, foram utilizados três métodos:

- Solubilidade de Al-Opx em equilíbrio com Grt, com correções para trocas Fe-Mg tardias (Pattison et al., 2003), por meio do programa RCLC, o qual usa o termômetro Fe-Mg entre granada e piroxênio e dois barômetros dependentes da razão Fe-Mg, a qual é corrigida com base na proporção modal dos minerais da rocha. Esse método foi usado em amostras do granada granulito;
- Termometria Opx-Spr (Kawasaki e Sato, 2002), para amostra do safirina granulito. O método considera reações de troca envolvendo Fe-Mg entre ortopiroxênio e safirina, em experimentos no intervalo de P entre 7–16 kbar e T entre 850–1.300°C;
- Pseudosseção por intermédio do software Perple_X versão 6.8.7 (Connolly, 2005), para amostra do safirina granulito. Para os cálculos, foram utilizados a base termodinâmica de Kelsey et al. (2004) e os seguintes modelos de atividade: Bio (TCC), Gt (WPH), hCrd, Ilm (WPH), melt (HP), Opx (HP), San, Sapp (KWP), Sp (HP), em que as abreviações entre parênteses são resultados dos nomes dos autores que elaboraram os

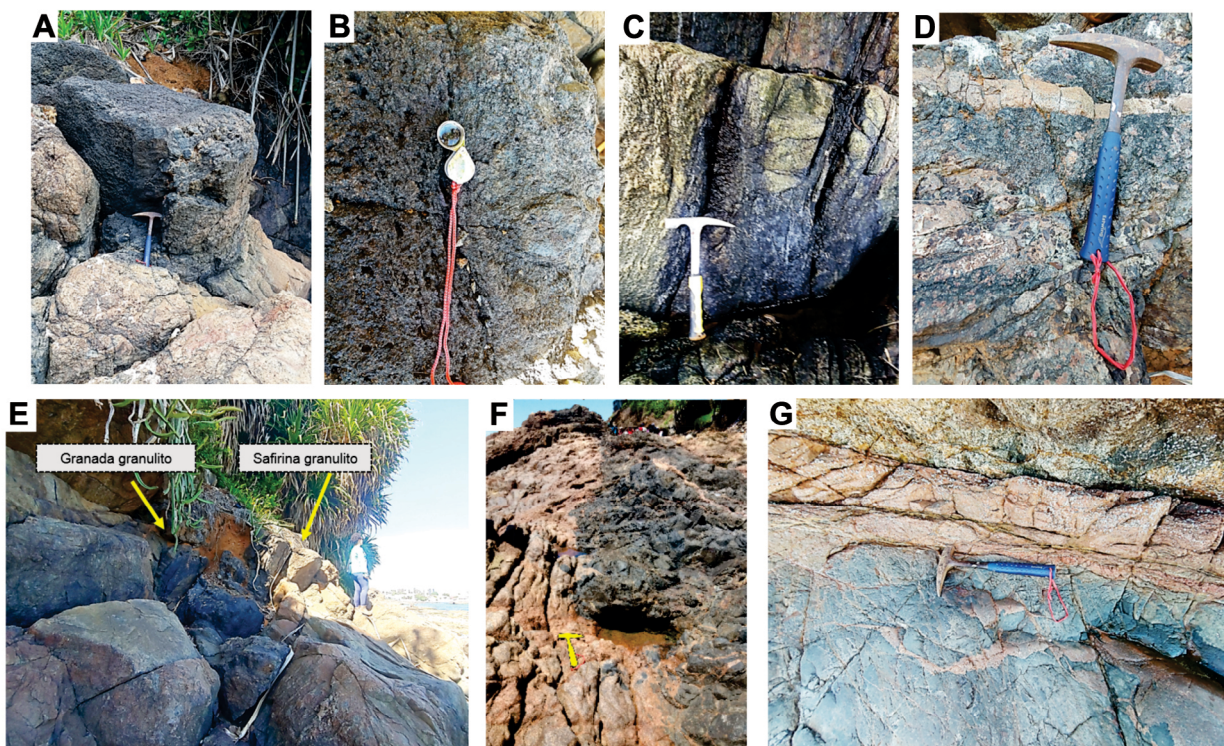


Figura 3. Safirina granulito da Praia da Paciência: (A) *boudin* em contato com o granada granulito; (B) detalhe de visão da face superior do *boudin*; (C) sob a forma de lente em granulito félsico. Granada granulito: (D) cortado por veio quartzo-feldspático; (E) visão geral da rocha, também sob a forma de *boudin*, ocorrendo às margens do *boudin* que contém a safirina. Em: (F) dique máfico de escala métrica e monzo-sienogranito, colocados lado a lado e em (G) detalhe do contato desses corpos, com o monzo-sienogranito encaixado em zona de cisalhamento.

modelos, os quais estão disponíveis no banco bibliográfico do Perple_X.

Granada granulito (06SB01a; 06SB01a.2; 06SB01b)

O granada granulito é uma rocha inequigranular, granulação variando de fina a grossa, compondo as texturas granoblástica poligonal (Pl₁) e granular (Pl₃, Qz, Kfs), lepidoblástica (Bt₁, clorita), constituída de porfiroblastos de ortopiroxênio e granada dispostos em uma matriz formada por plagioclásio, biotita e menores quantidades de feldspato potássico e quartzo. Espinélio e cordierita ocorrem compondo simplectitos nas bordas dos porfiroblastos ou dispersos na matriz. Zircão, minerais opacos e apatita ocorrem como minerais acessórios (Figuras 4A–4F).

RESULTADOS

Petrografia

Um sumário dos minerais de cada amostra e da sua química é apresentado na Tabela 2. Abreviações dos minerais de acordo com Whitney e Evans (2010).

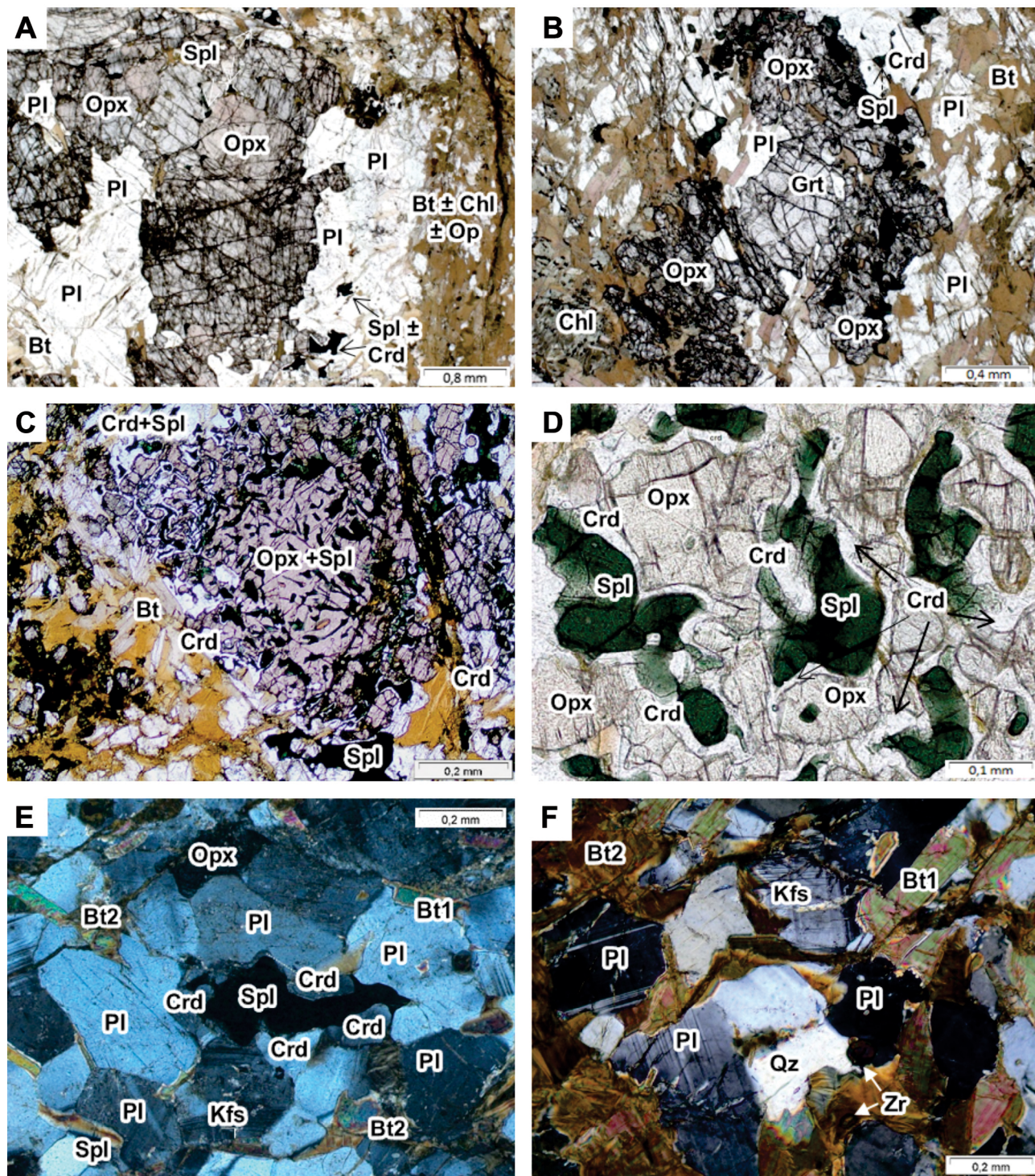
Tabela 1. Padrões analíticos utilizados para as análises de química mineral.

	Granada		Ortopiroxênio		Safirina		Plagioclásio	
	Padrão (%ele)	Massa (%)	Padrão (%ele)	Massa (%)	Padrão (%ele)	Massa (%)	Padrão (%ele)	Massa (%)
SiO ₂	Piropo	41,4600	Diopsídio	54,8704	Diopsídio	54,8704	Anorthoclásio	66,4306
TiO ₂	Rutilo	99,9834	Rutilo	99,9834	Rutilo	99,9834	-	-
Al ₂ O ₃	Piropo	23,7300	Anortita	36,0337	Anortita	36,0337	Anortita	36,0337
Cr ₂ O ₃	Chromita	60,4931	Chromita	60,4931	Chromita	60,4931	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	Faialita	75,0604
FeO	Faialita	67,5403	Faialita	67,5403	Faialita	67,5403	-	-
MnO	Faialita	2,1434	Faialita	2,1434	Faialita	-	Faialita	2,1434
MgO	Piropo	18,5100	Diopsídio	18,3061	Diopsídio	18,3061	-	-
CaO	Wollastonita	47,8387	Wollastonita	47,8387	Wollastonita	47,8387	Wollastonita	47,8387
SrO	-	-	-	-	-	-	Estroncianita	67,6711
Na ₂ O	Albita	11,7948	Albita	11,7948	Albita	11,7948	Albita	11,7948
K ₂ O	-	-	Ortoclásio	12,7808	-	-	Ortoclásio	12,7808

Tabela 2. Composição mineralógica modal e sumário da química dos principais minerais presentes nos litotipos estudados (% = proporção mineral na amostra).

Litotipo	Mineral	Granada Granulito			Safirina Granulito			
		06SB01a	06SB01a.2	06SB01b	Litofácies 1 312-E	Litofácies 2 312-G	Litofácies 3 312-H 06SB03	
Bt	%	26	25	22	32	25	38	35
Pl	%	21	20	28	14	10	-	traço
	An	29–43	35–36	19–31	-	-	-	-
Opx	%	20	22	14	10	20	30	27
	X _{Mg}	0,64–0,68	0,62–0,66	0,64–0,69	-	-	-	0,68–0,77
Grt	Al (apfu)	0,22–0,43	0,29–0,35	0,26–0,40	-	-	-	0,27–0,40
	%	15	12	18	15	-	traço	traço
Spr	X _{Mg}	0,37–0,45	0,35–0,42	0,30–0,45	-	-	-	0,46–0,48
	%	-	-	-	1	8	24	23
Spl	X _{Mg}	-	-	-	-	-	-	0,83–0,87
	%	6	9	4	7	10	5	6
Crd	X _{Mg}	0,36–0,38	-	-	-	-	-	0,39–0,42
	%	5	6	3	12	20	1	1
	X _{Mg}	0,86–0,88	0,74–0,79	0,78–0,80	-	-	-	-

Bt: biotita; Pl: plagioclásio; Opx: ortopiroxênio; Grt: granada; Spr: safirina; Spl: espinélio; Crd: cordierita; apfu: átomo por fórmula unitária.



Bt: biotita; Crd: cordierita; Grt: granada; Kfs: feldspato potássico; Op: opaco; Opx: ortopiroxênio; Qz: quartzo; Pl: plagioclásio; Spl: espinélio; Zr: zircão.

Figura 4. Fotomicrografias do granada granulito: (A) 06SB01a: agregados de grãos suturados de Opx_1 com Spl + Crd entre os contatos, envolvidos por orlas de Pl_2 , e foliação formada por $Bt \pm Op$ contornando esse arranjo; (B) 06SB01a.2: granada com bordas substituídas por simplectitos de $Opx_2 + Spl \pm Crd$; (C) 06SB01b: simplectitos formados por $Opx_2 + Spl$ no centro e $Opx_2 + Spl + Crd$ nas bordas e $Pl_2 + Bt_1$ envolvendo o arranjo; (D) 06SB01a: Crd envolvendo Spl e separando-o do Opx_2 nos simplectitos; (E) 06SB01a: Crd envolvendo grão de Spl na matriz e separando-o dos grãos subidioblásticos de Pl_3 , Kfs e Opx_2 ; Bt_1 intersticial entre grãos de feldspatos; (F) 06SB01a: matriz — Kfs + Qz entre grãos de Pl_3 ; Bt_2 substituindo Kfs, Pl_3 e Bt_1 ; Zr entre grãos de Pl e Qz e incluso em Bt_2 .

Ortopiroxênio ocorre como porfiroblastos, agregados granulares com contatos próprios retos a curvos (Figura 4A) ou composito simplectitos. Os porfiroblastos e agregados ($Opx_1 = 1,7-2,5$ mm) apresentam bordas recristalizadas ou substituídas por simplectitos (Figuras 4A e 4C) formados por espinélio + cordierita + ortopiroxênio (Opx_2). Grãos xenoblásticos (0,3–0,7 mm) foram identificados na matriz (Figuras 4E e 4F). Granada ocorre como porfiroblastos (1,7–4,5 mm), com inclusões de plagioclásio, biotita e espinélio, além de simplectitos de ortopiroxênio₂ + espinélio + cordierita substituindo suas bordas, e ainda ocorre como grãos na matriz (Figuras 4B, 6A, 6B e 6C). Plagioclásio ocorre sob a forma de agregados granulares (Pl_1), com dimensões de porfiroblastos (1,5–1,8 mm), com contatos próprios poligonais a curvos. Coroas de plagioclásio (Pl_2) ± feldspato potássico (1–3%) envolvem os porfiroblastos de ortopiroxênio₁ e granada, separando-os de orlas de biotita orientada e da matriz (Figuras 4A, 6A, 6B e 6C). Grãos de plagioclásio (Pl_3) da matriz (0,2–0,5 mm) apresentam formas euédricas e/ou bordas irregulares, sugestivas de que teriam sido corroídas, com contatos preenchidos por quartzo (1%) intersticial ou embainhados com feldspato potássico (Figuras 4E e 4F).

Nos simplectitos, cordierita é xenoblástica e ocupa as regiões externas (Figura 4C), envolvendo espinélio (Figuras 4D e 4E) e separando-o das outras fases. Biotita (Bt_1) é subidioblástica, ocupando interstícios entre os feldspatos da matriz (Figuras 4E e 4F), e marca a foliação que contorna porfiroblastos e simplectitos (Figura 4A). Biotita (Bt_2) xenoblástica substitui a matriz, o espinélio, as bordas e as fraturas dos porfiroblastos de ortopiroxênio e granada (Figuras 4A, 4B, 4C e 4F). Biotita₂ pode ocorrer truncando a biotita₁ (Figura 4), ou parcialmente substituída por clorita, durante retrometamorfismo de mais baixa temperatura. Minerais opacos ocorrem exsolvidos em biotita₂, preenchendo fraturas que truncam porfiroblastos de ortopiroxênio e matriz. Zircão ocorre incluído em cordierita, ortopiroxênio₁, plagioclásio₃ e biotita.

Safirina granulito (06SB03; 312-E; 312-G; 312-H)

As amostras do safirina granulito apresentam granulação variando de fina a grossa, com as texturas granoblástica granular, porfiroblástica, simplectítica e lepidoblástica (Bt_1). Compõem três litofácies, de acordo com a composição modal dos minerais nas associações formadas (Tabela 2). A litofácies 1, amostra 312-E (Figuras 5A e 5B), apresenta porfiroblastos de granada (1,5–2,4 mm), com inclusões de sillimanita acicular (0,1–0,2 mm), safirina (Spr_1) sob a forma de grãos equidimensionais ou alongados, mesopertita e quartzo. Orlas de plagioclásio ± feldspato potássico (1%), podem envolvê-la. A matriz é constituída por grãos subidioblásticos a xenoblásticos de plagioclásio (0,2–0,4 mm), biotita, cordierita (0,2–0,5 mm) e menores quantidades de mirmequita e quartzo. Ortopiroxênio forma simplectitos com espinélio +

cordierita, substituindo as bordas dos porfiroblastos de granada. Nos simplectitos, espinélio (Spl_2) é envolvido por cordierita. Granada xenoblástica (0,05–1,5 mm) ocorre envolvida pela matriz, e nessas regiões há grãos de espinélio (0,05–0,1 mm) e safirina (0,05) entre plagioclásio, cordierita e biotita.

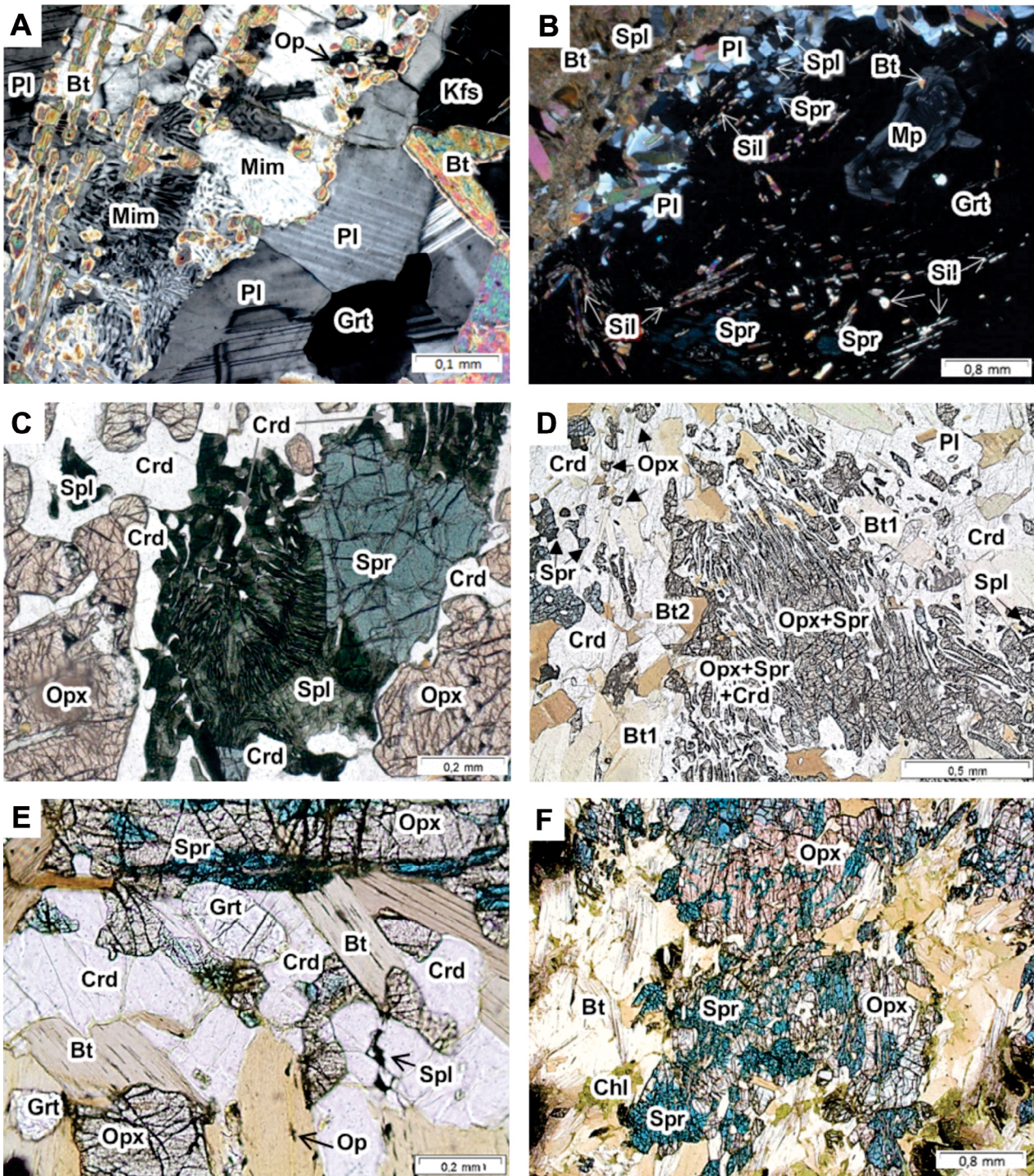
Na litofácies 2, amostra 312-G (Figuras 5C e 5D), safirina (8%) ocorre como grãos ou como lamelas em simplectitos. Os grãos de safirina (Spr_2) estão separados de ortopiroxênio por espinélio + cordierita (Figura 5C). Lamelas de safirina (Spr_3) formam simplectitos, por vezes orientados (Figura 5D), com ortopiroxênio (Opx_2) + cordierita ± espinélio (Spl_2), em que a cordierita ocupa as regiões externas. Grãos xenoblásticos de cordierita (0,2–1,2) ocorrem separando ortopiroxênio₁ dos simplectitos. A matriz é formada por plagioclásio (0,2–0,6 mm), biotita (0,2–1,7 mm) e menores quantidades de feldspato potássico e quartzo (3%). Zircão ocorre incluso em ortopiroxênio, plagioclásio, cordierita, espinélio e biotita. Nas litofácies 1 e 2, apatita ocorre inclusa em plagioclásio e duas gerações de biotita foram identificadas: uma subidioblástica (Bt_1), marcando orientação preferencial, podendo contornar simplectitos; outra xenoblástica (Bt_2), truncando a primeira ou substituindo minerais da matriz, bordas de porfiroblastos e simplectitos, com minerais opacos exsolvidos.

A litofácies 3, amostras 312-H e 06SB03, apresenta biotita perfazendo grande parte da moda (Figuras 5E e 5F), além de ortopiroxênio e safirina (Tabela 2). Safirina ocorre como agregados granulares suturados com dimensões de porfiroblastos (Spr_2), ou composito extensos simplectitos com safirina (Spr_3) e ortopiroxênio (Opx_2) dispostos em matriz de biotita. Porfiroblastos de espinélio (Spl_1) ocorrem entre a safirina₂ e os simplectitos, apresentando inclusões de safirina, cordierita e biotita. Porfiroblastos alongados de ortopiroxênio (Opx_1) ocorrem separando safirina₂ dos simplectitos. Na região interna dos simplectitos, a safirina se apresenta sob a forma de grãos (0,4–0,7 mm), e na região externa, como lamelas (0,05–0,3 mm). Grãos finos de granada ocorrem nas bordas dos simplectitos ou inclusos em safirina₃ (Figura 5E). Raros e finos grãos de cordierita e plagioclásio ocorrem nas bordas desses simplectitos. Biotita (Bt_1) é subidioblástica e ocorre no interior ou borda dos simplectitos, marcando, em algumas regiões, discreta foliação. Biotita (Bt_2) é xenoblástica, constituindo a matriz, preenchendo fraturas em safirina, ortopiroxênio e espinélio, e trunca a biotita₁. Clorita ocorre substituindo biotita₂ e apatita inclusa em safirina.

Química mineral

Granada

No granada granulito, os porfiroblastos de granada nas amostras 06SB01a (2 lâminas) e 06SB01b têm composição dominada pela solução sólida do par almandina-piropo,



Bt: biotita; Chl: clorita; Crd: cordierita; Grt: granada; Kfs: feldspato potássico; Mim: mirmequita; Mp: mesoperitita; Op: opaco; Opx: ortopiroxênio; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo; Sil: sillimanita; Spl: espinélio; Spr: safirina.

Figura 5. Fotomicrografias do safirina granulito: (A) 312-E: Mim + Bt₂ entre grãos de Pl + Kfs da matriz; Grt entre grãos de Pl; (B) 312-E: Grt com inclusões de Spr₁, Sil, Mp e Bt; Bt₃, Pl, Spl e Spr nas bordas de granada; (C) 312-G: Spl nas bordas de Spr₂, envolvidos por Crd que os separa de Opx₁; (D) 312-G: simplectito Opx₂+Spr₃ e Crd nas bordas; Bt₁, orientada contornando os simplectitos; Crd + Pl compondo matriz; pequenos grãos xenoblásticos de Opx e Spr incluídos em Crd da matriz; (E) 312-H: Grt inclusa em Crd, na borda de simplectitos de Opx₂+Spr₃; Bt₁ com contatos retos a serrilhados com Opx₂ e Spr₃; Op exsolvados em Bt₃; (F) 06SB03: simplectitos entre Opx₂ + Spr₃ separados por matriz de Bt; Chl substituindo Bt.

que varia entre $\text{alm}_{52-55}\text{prp}_{40-43}\text{grs}_{0-4}\text{sps}_{1-2}$ nos núcleos e $\text{alm}_{55-60}\text{prp}_{28-39}\text{grs}_{0-4}\text{sps}_{2-3}$ nas bordas (Tabelas 3 e 4). Na amostra 06SB01a (Figura 6A; Tabela 3), a composição da granada varia entre alm_{52-60} e prp_{43-39} , ambos do núcleo para a borda, revelando aumento de Fe e diminuição de Mg nessa direção. Conteúdos de espessartita (sps_{1-2}) aumentam do núcleo para a borda, e grossulária (grs_{4-0}) tende a diminuir nessa direção. A composição da granada da amostra 06SB01a — lâmina 2 (Figura 6B; Tabela 4) contém $\text{alm}_{60-59-55}\text{prp}_{35-36-39}\text{grs}_{0-4}\text{sps}_{2-3}$, com X_{Mg} entre 0,38–0,40, e os maiores valores obtidos na borda em contato com simplectitos formados por ortopiroxênio (Opx_2) + espinélio + cordierita. Em porfiroblasto de granada da amostra 06SB01b (Figura 6C; Tabela 3), a composição, do núcleo para a borda, varia de $\text{alm}_{51}\text{prp}_{45}$ para $\text{alm}_{64}\text{prp}_{28}$, expressando relação inversa entre Fe e Mg, e grs_{0-4} e sps_{1-2} , valores do núcleo para a borda. X_{Mg} varia entre 0,45–0,36 do núcleo para a borda (Tabela 3).

No safirina granulito, amostra 06SB03 da litofácies 3, granada ocorre como grãos finos inclusos em lamelas de safirina₃ dos simplectitos. Análises pontuais em granada indicam composição $\text{alm}_{48-51}\text{prp}_{43-44}\text{sps}_{1-2}\text{grs}_0$. X_{Mg} varia entre

0,46–0,48, representando os maiores valores para X_{Mg} em granada nas quatro amostras (Tabela 4).

Ortopiroxênio

Nas amostras 06SB01a e 06SB01b do granada granulito, ortopiroxênio (Opx_1) ocorre como porfiroblastos, agregados de grãos e formando simplectitos (Opx_2) com cordierita + espinélio ± granada. As análises dos porfiroblastos de ortopiroxênio (Opx_1) na amostra 06SB01a resultam em conteúdo de Al_2O_3 entre 5,05–9,87 wt % (0,22–0,43 apfu) das bordas em direção ao núcleo (Tabela 3). Valores de X_{Mg} estão entre 0,64 e 0,68 e apresentam aumento em direção às bordas. Lamelas de ortopiroxênio em simplectitos (Opx_2) apresentam conteúdos mais baixos de Al_2O_3 do que os obtidos nos porfiroblastos, entre 6,63–7,85 wt % (0,29–0,34 apfu), e X_{Mg} varia entre 0,64 e 0,66. Na amostra 06SB01b (Tabela 3), análises de porfiroblastos (Opx_1) apresentam conteúdos de Al_2O_3 entre 6,28–9,3 wt % (0,27–0,40 apfu), diminuindo do núcleo em direção às bordas. Os grãos de ortopiroxênio dos simplectitos (Opx_2) com cordierita + espinélio apresentam conteúdos de Al_2O_3

Tabela 3. Análises representativas de química mineral para as amostras 06SB01a e 06SB01b do granada granulito.

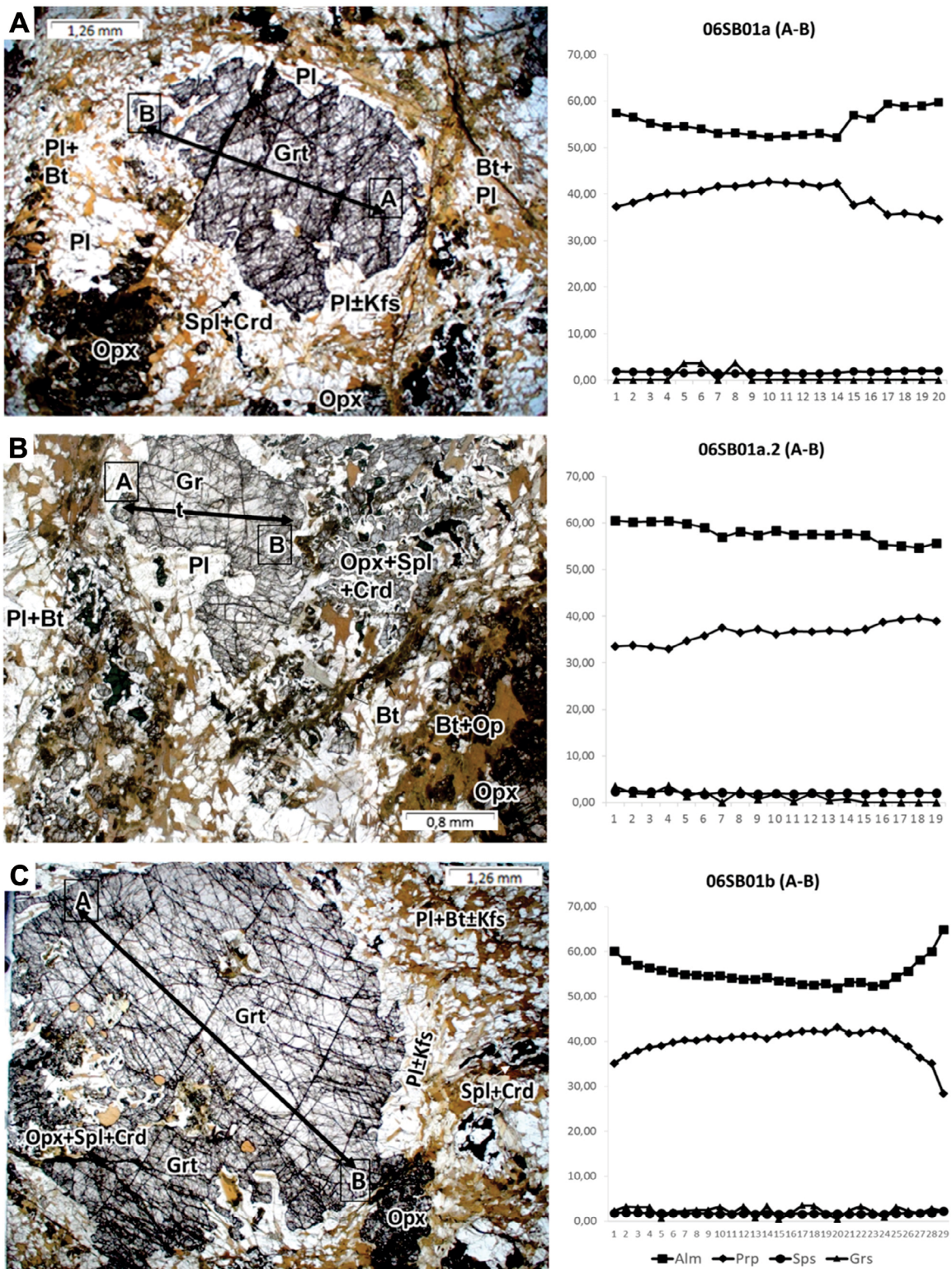
Cátions	8,000	8,000	4,000	4,000	4,000	4,999	4,997	4,999	7,992	7,999	4,000	4,000	4,000	4,994	4,998	4,998
Alm	52,25	59,69							52,54	58,04						
Prp	42,65	34,62							42,28	36,81						
Sps	1,58	2,04							1,64	1,88						
Grs	0,44	0,00							3,43	3,25						
X_{An}						28,90	43,04	35,34						30,13	31,16	34,17
X_{ab}						69,96	56,02	64,35						69,25	68,43	65,61
X_{Or}						1,10	0,94	0,31						0,61	0,40	0,20
X_{Mg}	0,45	0,37	0,68	0,68	0,64				0,45	0,38	0,68	0,66	0,66			

Grt: granada; Opx: ortopiroxênio; Pl: plagioclásio.

Tabela 4. Análises representativas de química mineral para as amostras 06SB01a.2 do granada granulito e 06SB03 do safirina granulito.

Fe	1,706	1,810	1,413	0,563	0,469	0,472	0,478	0,463	0,443	0,418	0,449	0,563	0,479	0,567	0,576
Mn	0,054	0,074	0,041	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007	0,006	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Mg	1,105	0,987	1,304	1,203	1,345	1,285	1,309	1,297	1,309	1,376	3,019	3,058	2,997	3,003	2,990
Ca	0,107	0,127	0,214	0,005	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,005	0,003	0,003	0,000
Na	0,003	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000
K	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
cátions	8,000	8,000	8,000	3,994	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000
Alm	57,40	60,37	47,54												
Prp	37,18	32,92	43,88												
Sps	1,82	2,47	1,38												
Grs	0,66	0,01	0,00												
X_{Mg}	0,39	0,35	0,48	0,68	0,74	0,73	0,73	0,74	0,75	0,77	0,87	0,84	0,86	0,84	0,84

Grt: granada; Opx: ortopiroxênio; Spr: safirina; Alm: almandina; Prp: piropo; Sps: espessartita; Grs: grossulária.



Alm: almandina; Bt: biotita; Crd: cordierita; Grs: grossulária; Grt: granada; Kfs: feldspato potássico; Op: opaco; Opx: ortopiroxênio; Pl: plagioclásio; Prp: piropo; Qz: quartzo; Spl: espinélio; Sps: espessartita.

Figura 6. Fotomicrografias dos porfiroblastos de granada no granada granulito, com seus respectivos perfis A-B de zoneamento composicional (mol%), realizados de borda a borda através do núcleo, demonstrando as mudanças ocorridas nos componentes ao longo dos grãos analisados: (A) 06SB01a; (B) 01a.2 e (C) 01b.

entre 5,88–8,08 wt % (0,26–0,35 apfu). X_{Mg} varia entre 0,64 e 0,69, aumentando do núcleo em direção às bordas nos porfiroblastos.

No safirina granulito, análises na amostra 06SB03 em grãos de ortopiroxênio dos simplectitos (Opx_2) com safirina apresentam conteúdos de Al_2O_3 entre 6,41–9,17 wt % (0,27–0,40 apfu), com os valores mais altos em grãos de ortopiroxênio na região interna dos simplectitos. X_{Mg} oscila entre 0,68–0,77 (Tabela 4). Em termos gerais, ao comparar os valores de X_{Mg} entre as três amostras dos dois litotipos, obtém-se a seguinte relação: $X_{Mg, 06SB01a} < X_{Mg, 01b} < X_{Mg, 03}$. Em todas as análises, os conteúdos de Al_2O_3 e MgO apresentam relação inversa (Figura 7).

Safirina

Foram realizadas análises pontuais em grãos de safirina (Spr_3) na amostra 06SB03 do safirina granulito, em que a safirina forma simplectitos com ortopiroxênio (Opx_2). Os grãos de safirina são mais grossos na parte interna e mais finos formando lamelas nas regiões externas dos simplectitos (5H). Todas as análises se espalham entre as proporções ideais 7:9:3 e 2:2:1 dos membros finais da safirina (Figura 8), em que os grãos finos apresentam conteúdos de Al entre 8,38–8,70 apfu nos finos e 8,28–8,59 apfu nos grossos. X_{Mg} varia entre 0,82–0,87 (Tabela 4).

Plagioclásio

Para as análises químicas de plagioclásio no granada granulito, foram selecionados porfiroblastos (Pl_1) e grãos na matriz (Pl_3), incluindo os que envolvem simplectitos (Tabela 3). A hierarquização entre os grãos de plagioclásio foi baseada nas relações microestruturais. Não foram selecionados grãos de feldspato potássico, em virtude da intensa desmistura que eles apresentam, caracterizada pela presença de pertitas, e suas composições não foram reintegradas.

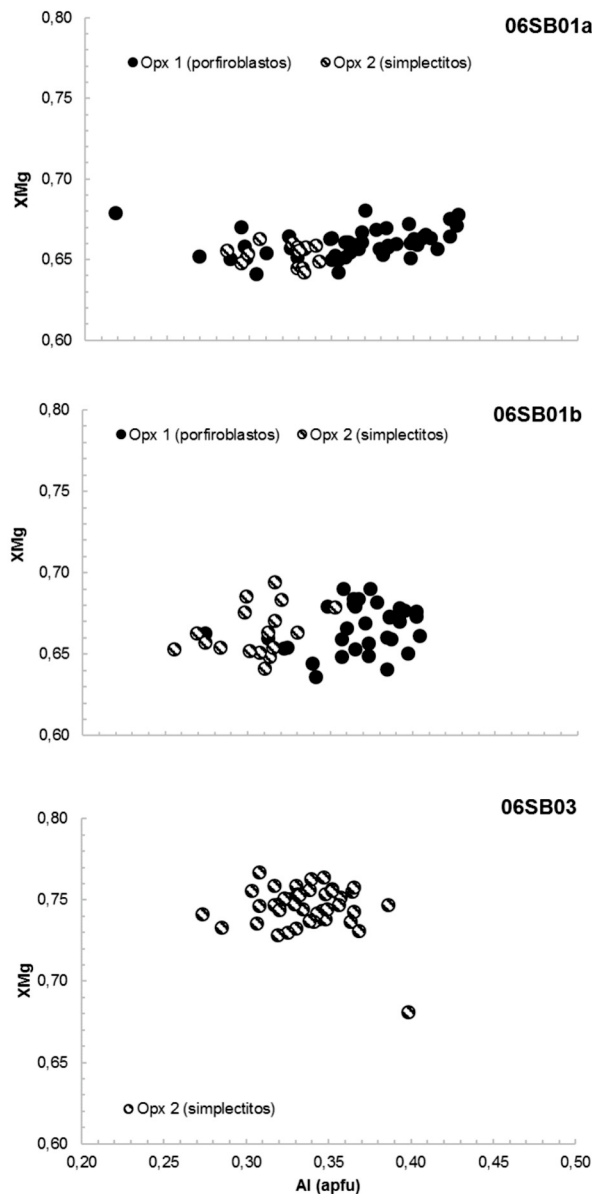
Na amostra 06SB01a, porfiroblastos apresentam a composição $Ab_{70-56}An_{29-43}Or_{1-0}$, cujos valores individuais são apresentados do núcleo em direção à borda. Na matriz, os grãos analisados apresentam a composição $Ab_{59-66}An_{31-40}Or_{0-2}$. Na amostra 06SB01b, os conteúdos composicionais obtidos em porfiroblastos são $Ab_{69-68}An_{34-19}Or_{1-0}$, todos os valores diminuindo do núcleo em direção às bordas. Em grãos da matriz, a composição fica entre $Ab_{63-69}An_{31-37}Or_{0-1}$.

Os dados de composição foram plotados no diagrama de classificação de feldspatos (Figura 9); os porfiroblastos e os grãos da matriz da amostra 06SB01a apresentaram composição majoritariamente andesina, enquanto os resultados da amostra 06SB01b, composição andesina para os grãos da matriz e principalmente oligoclásio para os porfiroblastos.

Geotermobarometria

Solubilidade de Al-Opx em equilíbrio com Grt, com correções para trocas tardias Fe-Mg

As condições de pico metamórfico do granada granulito foram calculadas utilizando-se o protocolo de Pattison et al.



Opx: ortopiroxênio; apfu: átomo por fórmula unitária.

Figura 7. Gráficos apresentam a relação entre Al e X_{Mg} nas diversas texturas formadas por ortopiroxênio nas amostras do granada granulito (06SB01a, 06SB01b) e safirina granulito (06SB03), porfiroblastos e grãos nos simplectitos.

(2003) e seu programa RCLC, o qual usa o termômetro Fe-Mg entre granada e piroxênio e dois barômetros dependentes da razão Fe-Mg, a qual é corrigida com base na proporção modal dos minerais da rocha.

Para o estudo das condições de P - T por esse método, foram selecionadas duas amostras: 06SB01a e 06SB01b (Figura 4; Tabela 2). Para os cálculos termobarométricos, foram combinados dados de composição mineral dos núcleos dos grãos de granada e ortopiroxênio, suas proporções modais, e dados de composição mineral de núcleos de porfiroblastos de plagioclásio (Tabela 3). Os cálculos

foram realizados em três campos na 06SB01a e dois campos na 06SB01b, e os resultados de P - T calculados nos quatro modos propostos pelo RCLC para as duas amostras podem ser vistos no Apêndice 1. Os modos 2 e 3 apresentaram os valores mais altos para T , entre 1.100 e 1.160°C e P entre 1,15 e 1,35 GPa, que parecem ser pouco realísticos para os limites conhecidos para o metamorfismo crustal em regime Barroviano (Harley, 1998). Os cálculos obtidos nos modos 1 e 4 apresentam resultados muito próximos em ambas as amostras, em que a média P - T resultou em 1,05 GPa e 1.016°C (Figura 10, Tabela 5, Apêndice 1), condizentes com condições de temperaturas ultra-altas, com as paragêneses observadas e com os altos teores de Al no ortopiroxênio.

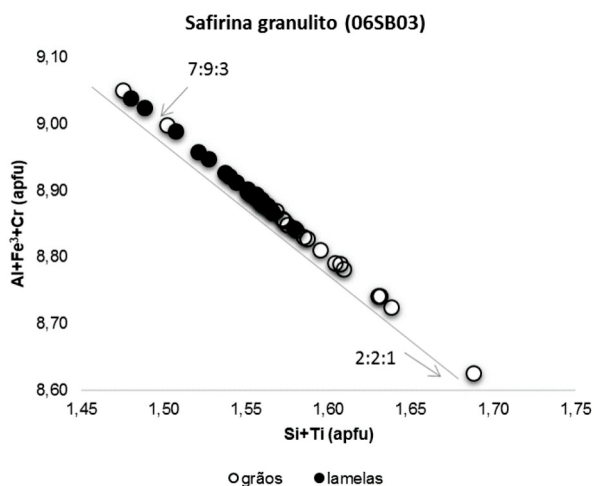


Figura 8. Gráfico $\text{Al}+\text{Fe}^3+\text{Cr} \times \text{Si}+\text{Ti}$ (Moraes et al., 2002) em amostra 06SB03 — litofácies 3, safirina granulito.

Termometria Opx-Spr

Calibração experimental proposta por Kawasaki e Sato (2002), o método foi desenvolvido pelos autores a partir da necessidade de se reduzir as incertezas nos resultados obtidos com o par ortopiroxênio-granada utilizado para geotermometria de granulitos UHT.

Utilizando-se pares de safirina e ortopiroxênio de lamelas do mesmo simplectito, presentes na amostra 06SB03, foi obtido intervalo de temperaturas calculadas (T_{calc}) entre 616,5–770,7°C, com média de $698,9 \pm 41,4^\circ\text{C}$ (Apêndice 2). Gráfico combinando temperaturas calculadas com os valores de K_D dos pares Opx-Spr (Figura 11A), operando em intervalo de 1,67–2,14, apontou linha de tendência em que as maiores T_{calc} estão relacionadas aos menores K_D , coerente com os resultados obtidos por Kawasaki e Sato (2002). O gráfico combinando T_{calc} com os valores para $X_{\text{Fe}} \text{Spr} / X_{\text{Fe}}$

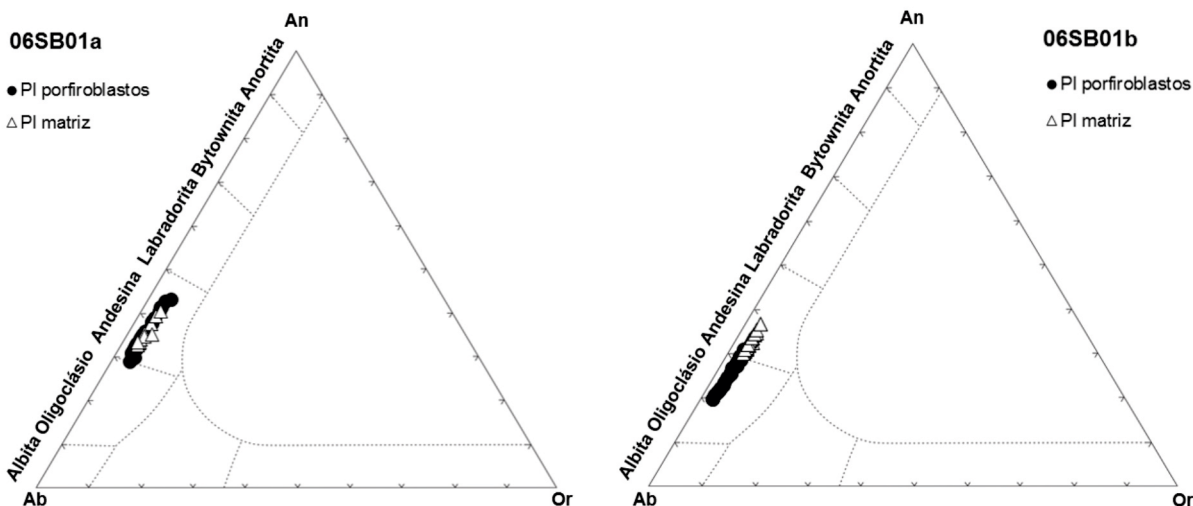


Figura 9. Diagrama ternário An – Ab – Or (Deer et al., 1992) de classificação para feldspatos no granada granulitos, para as amostras 06SB01a e 06SB01b.

Opx (Figura 11B) mostra que as maiores T_{calc} acompanham o aumento da razão.

Pseudosseção P - T

Os cálculos para as pseudosseções foram realizados utilizando-se o programa *Perple_X*, a partir da química de rocha da litofácies 3 do safirina granulito (Figura 12), amostra 06SB03

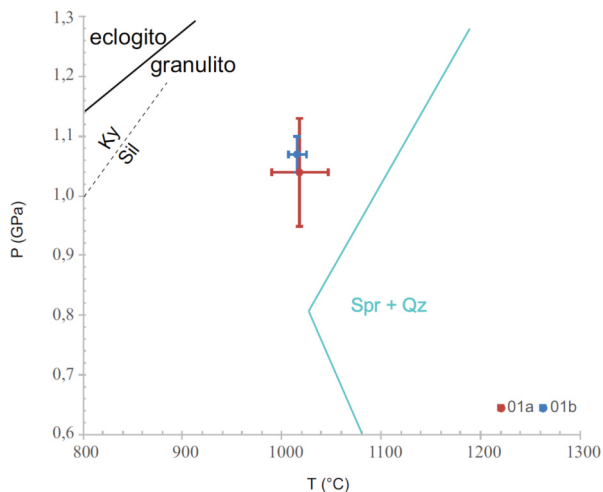


Figura 10. Gráfico P - T e respectivas barras de erros com a média dos resultados RCLC calculados nos modos 1 e 4 de X_{ALM} em ortopiroxênio, para as amostras 06SB01a e 06SB01b. Limites para as fácies granulito – eclogito e curva dos aluminossilicatos de Winter (2001); curva de estabilidade de Spr+Qz de Harley (1998).

(Figura 5F), no sistema $\text{MnO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2$ (MnKFMASHT).

Na pseudosseção (Figura 12), a biotita permanece estável em todo campo P - T , configuração que pode ser resultado da elevada proporção modal do mineral (35%) na amostra. A curva do *solidus* se inicia em 970°C . O campo P - T de estabilidade da safirina aparece em uma região limitada, entre $740\text{--}970^\circ\text{C}$ e $0,76\text{--}1,3$ GPa, em que os campos podem ser descontínuos. A transição de silimanita (campo 5) para safirina ocorre em T entre 740°C e P $0,83$ GPa, configurando um campo P - T (6) muito estreito, cuja associação mineral estável é biotita + espinélio + granada + safirina + clorita, seguido de um hiato da presença de safirina entre $740\text{--}800^\circ\text{C}$, e a partir de 800°C o mineral volta a ser estável, com ortopiroxênio + biotita + espinélio + granada. A associação formada por ortopiroxênio + safirina + granada + espinélio + fundido (+ biotita) ocorre em T entre $900\text{--}970^\circ\text{C}$ e P entre $0,75\text{--}1,0$ GPa (campo 9), e é compatível com as paragêneses de alta T inferidas

Tabela 5. Média dos resultados P - T calculados via RCLC nos modos 1 e 4 para as amostras 06SB01a e 06SB01b do granulito.

Amostra		06SB01a	06SB01b
Modo 1	T ($^\circ\text{C}$)	$1.018,8 \pm 27,9$	$1.014,4 \pm 9,0$
	P (GPa)	$1,04 \pm 0,09$	$1,07 \pm 0,03$
Modo 4	T ($^\circ\text{C}$)	$1.016,3 \pm 27,1$	$1.015,9 \pm 9,1$
	P (GPa)	$1,04 \pm 0,09$	$1,07 \pm 0,03$
Média geral	T ($^\circ\text{C}$)	$1.016,4 \pm 18,25$	
	P (GPa)	$1,05 \pm 0,6$	

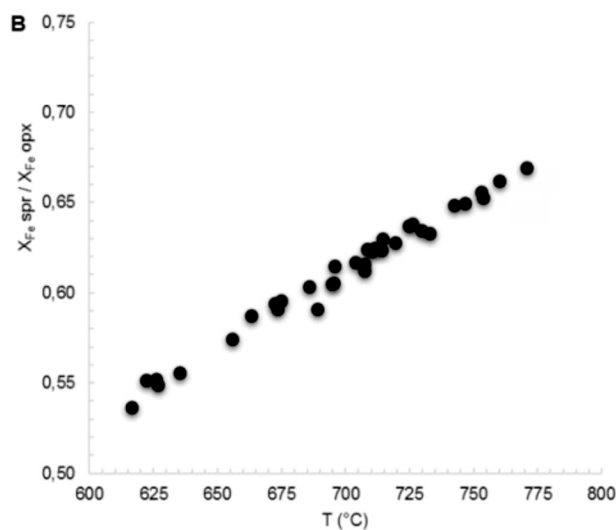
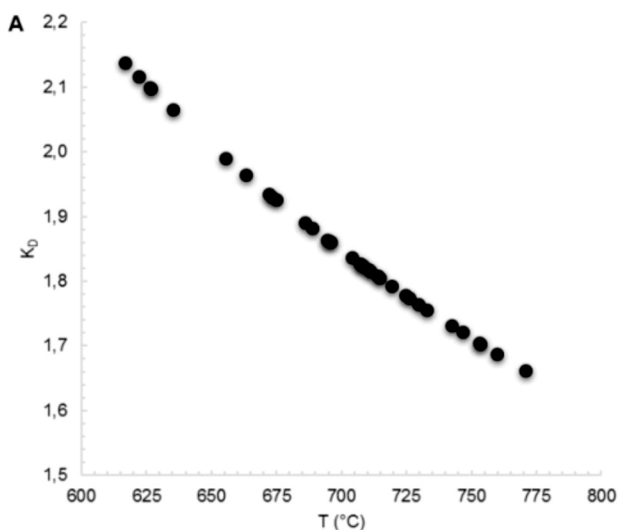


Figura 11. Gráficos relacionando as temperaturas calculadas para o safirina granulito (amostra 06SB03), utilizando o termômetro Opx – Spr de Kawasaki e Sato (2002): (A) $K_D \times T_{\text{calc}}$; (B) $X_{\text{Fe Spr}} / X_{\text{Fe Opx}} \times T_{\text{calc}}$ ($^\circ\text{C}$).

nas reações 8 e 9. Nesse limite inferior de P , a associação transiciona para um campo muito estreito que marca a presença da cordierita junto a essa associação, em P 0,75 GPa e T 930°C (reação 10, campo 10). A estabilidade da clorita permanece em todo o intervalo de P entre 0,4–1,3 GPa, em T de até 760°C. Não foram gerados campos com a presença do feldspato potássico e inferimos que todo o K_2O entrou na estrutura da biotita durante os cálculos operados pelo programa, o que seria influenciado pela quantidade de H_2O na composição da rocha (Figura 12) em decorrência da elevada presença desse mineral na amostra.

A razão X_{Mg} em safirina e granada e X_{Mg} e Al em ortopiroxênio foi calculada no Perple_X, utilizando-se a composição química da amostra, para restrição das condições P - T

durante o metamorfismo atuante. Os resultados para X_{Mg} foram: 0,83–0,87 em safirina, 0,45–0,70 em granada e 0,60–0,92 em ortopiroxênio; Al em ortopiroxênio variou entre 0,08–0,18. Dentre os conteúdos calculados pelo Perple_X, os resultados para X_{Mg} em granada e ortopiroxênio são compatíveis com dados obtidos na química mineral, entre 0,46–0,48 e 0,68–0,77, respectivamente (Tabelas 2 e 4). As análises em granada foram realizadas em grãos finos incluídos em safirina dos simplectitos, resultando em um curto intervalo de X_{Mg} , correspondendo a T entre 600–650°C e a P entre 0,45–0,56 GPa na pseudosseção (Figura 12). A razão X_{Mg} em ortopiroxênio marca um intervalo P - T desde 0,56 GPa e 600°C até o limite superior de 1,15 GPa e 1.030°C, estas últimas condições localizadas no campo de estabilidade da

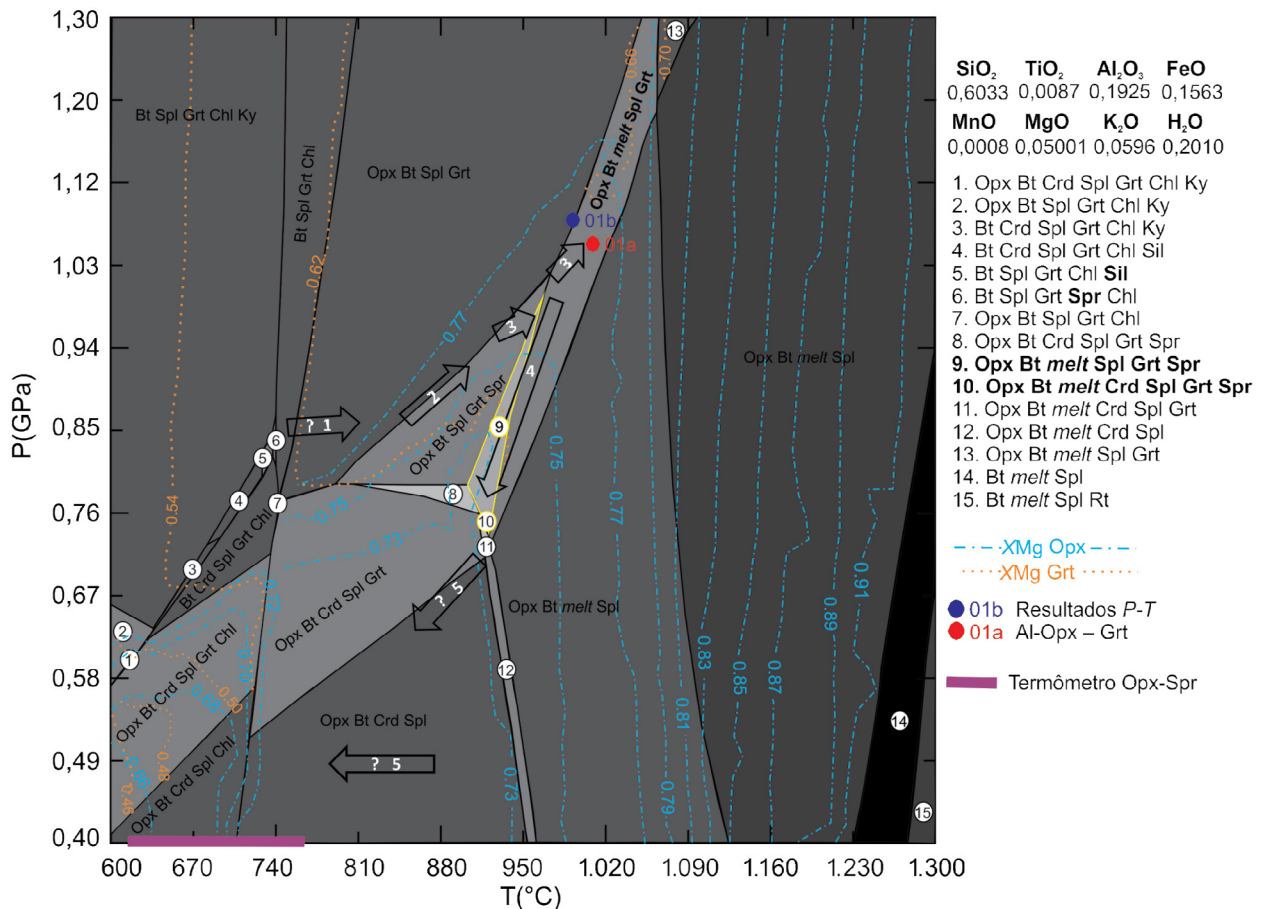


Figura 12. Pseudosseção P - T para o safirina granulito (06SB03). Campos em amarelo se referem às associações mineralógicas identificadas nas amostras pela petrografia, em negrito na legenda. Círculos fechados em vermelho e azul se referem às condições P - T calculadas pelo método de Pattison et al. (2003) para, respectivamente, as amostras 06SB01a e 01b da granada granulito. Linha em roxo se refere ao intervalo de T calculado pelo termômetro Opx-Spr. Linhas azuis traço-ponto equivalem aos teores de X_{Mg} em ortopiroxênio e linhas alarançadas pontilhadas a X_{Mg} em granada, ambos calculados pelo Perple_X. As abreviações dos minerais de acordo com Whitney e Evans (2010) com adição de: *melt* = fundido. Setas numeradas e com contornos em preto indicam a trajetória P - T proposta para a amostra investigada. Campos com contornos em amarelo equivalem às associações mineralógicas identificadas na amostra. Sistema MnKFMASHT, composição em mol.

associação formada por ortopiroxênio + biotita + fundido + espinélio + granada (Figura 12).

Os resultados das condições P - T calculadas pelo método de Pattison et al. (2003) para as amostras 06SB01a e 06SB01b do granada granulito (Figura 10) foram plotados na pseudoseção (Figura 12), sendo essas condições compatíveis com o campo de estabilidade, no safirina granulito, da associação ortopiroxênio (+ biotita) + fundido + espinélio + granada, em que os conteúdos de XMg em ortopiroxênio resultaram entre 0,76–0,77 em ortopiroxênio. É possível inferir, a partir da integração da termobarometria e da interpretação das microestruturas de reações, que a trajetória P - T pós-pico metamórfico se deu em condição de descompressão quase isotérmica até 0,75 GPa e 930°C, marcando a estabilidade da cordierita (campo 10, reação 10), seguida de resfriamento até T próximas a 700°C, obtidas pelo termômetro Opx-Spr (Apêndice 2), em condições de P ainda desconhecidas.

DISCUSSÃO

Granulitos são rochas formadas em condições extremas de temperatura e podem atravessar múltiplos episódios de deformação e metamorfismo. Determinar com precisão a trajetória P - T metamórfica dessas rochas é uma tarefa complexa. Isso por diversos fatores, como as temperaturas associadas à sua formação que são suficientemente altas para apagar evidências da fase progressiva (e.g., Harley, 1989). Além disso, a coexistência com fundido durante a fase de resfriamento e descompressão pode consumir e mesmo apagar registros das paragêneses de mais alta temperatura que estiveram presentes na rocha (White e Powell, 2002), mesmo que temperaturas ultra-altas tenham sido alcançadas no metamorfismo (Moraes et al., 2002). O cálculo ou a recuperação das condições P - T do pico metamórfico também são complexos, pois muitos geotermômetros são baseados na troca Fe-Mg entre minerais, e a temperatura de fechamento em sistemas naturais pode ocorrer em temperaturas muito inferiores às do pico. Os cálculos dependem da taxa de resfriamento, do tamanho dos grãos e da presença ou ausência de deformação e fluidos (Frost e Chacko, 1989). Isso implicaria em reequilíbrio entre as fases minerais do sistema/rocha durante o resfriamento/exumação, modificando significativamente as composições minerais e as relações texturais, obstando, assim, o entendimento da tectônica associada à formação de terrenos metamórficos de alto grau (Frost e Chacko, 1989; Selverstone e Chamberlain, 1990; Spear e Florence, 1992; Kohn e Spear, 2000; Pattison et al., 2003).

Ainda assim, é possível considerar que microestruturas são evidências-chave para inferir a trajetória P - T do metamorfismo (Harley, 1989, 1998; Spear e Florence, 1992; Kohn e Spear, 2000; Moraes et al., 2002). Neste trabalho, as interpretações das microestruturas observadas nas amostras dos

granulitos compõem a base para a conciliação dos diversos resultados produzidos, mesmo que nem todas as amostras estudadas guardem registros do metamorfismo progressivo que seriam utilizados para restrições dessas condições, conforme visto e será discutido a seguir.

Interpretação das microestruturas de reações

A evolução P - T das rochas investigadas foi inferida a partir da interpretação das microestruturas observadas, permitindo deduzir as reações que serão apresentadas por litotipo.

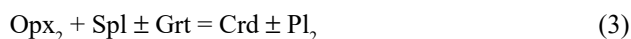
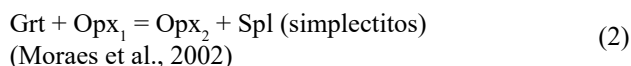
Granada granulito

Porfiroblastos de granada e ortopiroxênio de alto Al (Opx₁; Tabela 3), envolvidos por matriz formada por plagioclásio ± feldspato potássico ± quartzo, teriam sido produzidos no estágio de metamorfismo progressivo, em que a fusão parcial por desidratação ocorreu em condições de T acima de 800°C e P entre 7–15 kbar, por meio de reações (Reação 1) de quebra da biotita (Clemens e Wall, 1981; Clemens e Vielzeuf, 1987; Le Breton e Thompson, 1988; Spear et al., 1999; Vielzeuf e Schmidt, 2001):



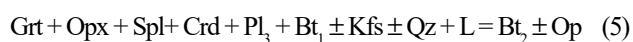
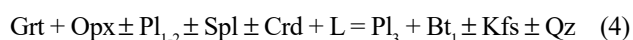
Algumas microestruturas em granulitos são características de desenvolvimento durante a porção de descompressão quase isotérmica da trajetória P - T , tais como simplectitos e orlas de plagioclásio envolvendo granada ou entre ortopiroxênio e granada, comuns em granulitos félsicos contendo a associação granada-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo (e.g., Harley, 1998). Essas microestruturas foram observadas nas amostras do granada granulito (Figuras 4A, 4B, 6A, 6B e 6C).

Simplectitos formados por ortopiroxênio (Opx₂) + espinélio ocorrem nas bordas dos porfiroblastos de granada e ortopiroxênio (Opx₁) ou dispersos na matriz (Figuras 4A, 4B, 6A, 6B e 6C). O ortopiroxênio dos simplectitos é menos aluminoso do que os porfiroblastos desse mineral (Tabela 3). Nesses simplectitos, a cordierita ocupa as regiões mais externas e envolve espinélio, separando-o das outras fases (Figuras 4C, 4D e 4E). Orlas de plagioclásio (Pl₂) ocorrem envolvendo porfiroblastos de granada e ortopiroxênio (Figuras 4A, 4B, 6A, 6B e 6C). Tais microestruturas podem ser indicativas das Reações 2 e 3:



Granada, ortopiroxênio e as demais fases dos simplectitos reagiram com o fundido não segregado e aprisionado

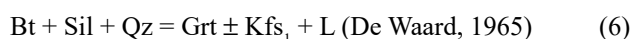
para formar nova matriz (Figuras 4E e 4F), constituída de plagioclásio (Pl_3) \pm feldspato potássico \pm quartzo (intersticial) \pm biotita (Bt_1). Biotita xenoblástica (Bt_2), associada aos minerais opacos, ocorre substituindo os minerais da matriz, preenchendo bordas e fraturas dos porfiroblastos (Figuras 4A, 4B, 4C, 4F, 6A, 6B e 6C) e truncando a biotita₁. As Reações 4 e 5 envolveram o fundido (L) aprisionado que, durante a fase progressiva com a diminuição das condições *P-T*, reagiu com a paragênese anidra, caracterizando as *back-reactions*, como proposto por Kriegsman e Hensen (1998):



A associação mineral rica em biotita consumiu todo o líquido aprisionado. No entanto, não é possível excluir a possibilidade de que parte da biotita tenha sido formada por infiltração de fluido tardio, não de fundido, que desestabilizou alguns dos porfiroblastos ferromagnesianos.

Safirina granulito

Na litofácies 1, sillimanita e quartzo incluídos em granada podem indicar que granada e feldspato potássico se formaram pela fusão por desidratação da biotita durante metamorfismo progressivo via Reação 6 (Figura 5B). Pseudomorfo de safirina, após sillimanita (*e.g.*, Vernon, 2004) em granada (Figura 5B), sugere que safirina se formou pela Reação 7 com o contínuo aumento de temperatura:

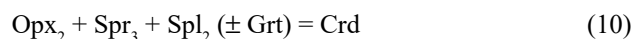
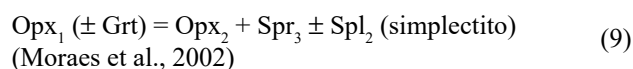


Na litofácies 3, poiquiloblastos de granada foram identificados junto aos simplectitos com safirina₃ (Spr_3 , Figuras 5E). Porfiroblastos de ortopiroxênio (Opx_1) ocorrem entre os agregados suturados de safirina. Tais microestruturas são interpretadas como indicativas da Reação 8 de quebra da granada em alta temperatura:



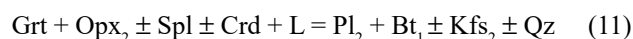
Nessas rochas ocorrem simplectitos nas bordas de granada (litofácies 1), além de simplectitos formados por ortopiroxênio₂, safirina₂ e espinélio₂ (Figura 5C e 5F; litofácies 2 e 3). Porfiroblastos ameboides de espinélio₁ ocorrem entre os simplectitos de safirina + ortopiroxênio, e ainda podem conter inclusões de safirina. Cordierita ocorre nas regiões mais externas dos simplectitos envolvendo o espinélio₂, quando presente

(Figuras 5C, 5D e 5E). As reações inferidas para tais microestruturas são 9 e 10:

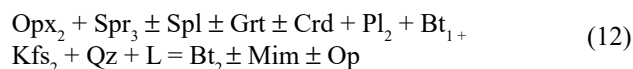


Reações 6 e 7 podem ter se desenvolvido antes de o pico metamórfico ser atingido, e a reação 8 pode ter ocorrido próxima desse estágio. Reações 9 e 10 se desenvolveriam durante a fase de decompressão e resfriamento, imediatamente em seguida ao pico metamórfico.

Biotita (Bt_1) foi identificada marcando orientação preferencial que contorna porfiroblastos e simplectitos, ou entre grãos de feldspatos na matriz (Figuras 5A, 5D, 5E e 5F), permitindo supor que as fases anidras reagiram com o fundido não segregado (Reação 11):



Biotita (Bt_3) ocorre comumente com minerais opacos associados, substituindo fases na matriz e simplectitos (Figuras 5B, 5D, 5E e 5F), ou associada à mimerquita (Figura 5A). A interpretação para tais microestruturas é que, durante os estágios tardios de resfriamento, o fundido não segregado rico em K_2O reagiu com as outras fases presentes na rocha por meio da Reação 12:



Metamorfismo e implicações tectônicas

A integração dos diversos mapeamentos realizados nos afloramentos de Salvador produziu resultados compatíveis com deformação e metamorfismo ocorridos durante evento colisional (Nascimento, 2019; Souza-Oliveira et al., 2020), e os resultados geocronológicos em granulitos demonstram que esse metamorfismo é coetâneo ao metamorfismo regional que afetou as rochas do CSF no Paleoproterozoico (Silva et al., 1997; Souza, 2013; Souza-Oliveira et al., 2014) e da região norte do CSEB (Silva et al., 2002; Barbosa e Sabaté, 2002, 2003, 2004; Almeida Júnior, 2014; Oliveira, 2014; Barbosa et al., 2018), incorporando o CSEB nesse evento orogênico.

A fase de espessamento crustal do evento colisional é caracterizada por metamorfismo progressivo, em condições intensas e crescentes de *P-T*. No granulito, no decorrer do metamorfismo progressivo, as reações de quebra da biotita continuam até que seja ela exaurida, produzindo, por meio da Reação 1, os porfiroblastos de granada e ortopiroxênio (Opx_1) como fases peritéticas. O pico

metamórfico pode ter sido atingido durante o início da fase de descompressão, em condições P - T próximas às calculadas utilizando o método de Pattison et al. (2003), em 1,05 GPa e 1.015°C (Figura 10, Tabela 5), as quais são consistentes com metamorfismo UHT (Harley, 1998). Uma quantidade de fundido de composição granítica foi segregada, mas alguma parte possivelmente ficou retida, conforme sugerido pela presença de veios de leucossoma na rocha ou considerando-se os cristais euédricos de plagioclásio (Pl_1) observados e que são resultado da sua cristalização.

Microestruturas como simplectitos, presentes nos dois litotipos, e orlas de plagioclásio (Pl_2) envolvendo granada ou entre ortopiroxênio e granada no granada granulito (Figuras 4A, 4B, 5B, 5F, 6A, 6B e 6C) são interpretadas como desenvolvidas ao longo de estágio do metamorfismo contínuo à evolução térmica progressiva que acompanha o evento colisional, em seguida ao pico metamórfico que caracteriza o espessamento crustal. O alívio das condições de P durante essa fase pode produzir tais microestruturas (Reações 2, 3, 9 e 10) e promove fusão adicional de rochas adequadas, componentes da crosta inferior, gerando em ~ 2,06 Ga (U-Th monazita) os monzo-sienogranitos tardi-colisionais identificados no afloramento (Souza-Oliveira et al., 2014). O zoneamento químico de Fe-Mg observado nos porfiroblastos de granada e ortopiroxênio₁ (Figuras 6 e 7; Tabelas 3 e 4) indica que esses minerais se desenvolveram durante o metamorfismo de alta temperatura e que, durante a etapa regressiva, passaram por trocas químicas com outras fases ferromagnesianas, provavelmente biotita (Spear e Florence, 1992; Kohn e Spear, 2000; Pattison et al., 2003). Portanto, foi desprezado o cálculo P - T com dados químicos das bordas desses minerais, já que poderiam indicar as temperaturas de fechamento do par Fe-Mg. Entretanto, em virtude da baixa taxa de difusão do alumínio, a tentativa de inferir a trajetória P - T por termobarometria pode gerar uma falsa trajetória, como já foi indicado por outros autores (Frost e Chacko, 1989; Selverstone e Chamberlain, 1990).

A pseudosseção calculada a partir da amostra 06SB03, do safirina granulito (Figura 12), produziu alguns campos de equilíbrio entre fases minerais compatíveis com as paragêneses identificadas nas amostras do litotipo. Aliando esses resultados às condições P - T obtidas pelo RCLC para o granada granulito (Figura 10; Tabela 5), que em campo aflora ao lado da rocha com safirina, e pelo termômetro Opx-Spr no safirina granulito, foi possível inferir uma trajetória P - T para o metamorfismo dessas rochas. A integração dos resultados na pseudosseção sugere trajetória metamórfica progressiva que pode ter atingido T próximas a 1.030°C, com subsequente descompressão quase isotérmica, até o campo em que a cordierita é estável, em T 930°C (Figura 12), o que seria coerente com as microestruturas observadas nas amostras. A cristalização da cordierita nas regiões externas dos simplectitos nos dois litotipos sugere regime

metamórfico de descompressão em temperaturas mais baixas (Figuras 4C, 4D, 4E, 5C, 5D e 5E). O fundido retido reagiria com a paragênese anidra durante a fase regressiva, para reequilibrar a matriz e biotita tardia (Reações 4, 5, 11 e 12), como apresentado e discutido por outros autores (Kriegsman e Hensen, 1998; Kriegsman, 2001; Moraes et al., 2002; White e Powell, 2002; White et al., 2002).

Os cálculos de termometria, usando o par ortopiroxênio-safirina (Kawasaki e Sato, 2002) para a amostra 06SB03 da litofácies 3 do safirina granulito (Figura 11; Apêndice 2), apresentaram T calculadas abaixo do limite considerado para fácies granulito (Pattison et al., 2003) e mais ainda de metamorfismo UHT (Harley, 1998). É difícil avaliar se essas temperaturas representam o momento de cristalização do simplectito ou de fechamento do sistema Fe-Mg entre ortopiroxênio e safirina. A difusão entre as fases ferromagnesianas promove mudança significativa na composição desses minerais e não é representativa do equilíbrio do pico metamórfico, haja vista a ampla gama de valores de T calculados. Isso também é refletido em alguns resultados da pseudosseção, como os cálculos dos conteúdos de X_{Mg} em safirina e Al em ortopiroxênio incompatíveis com os dados de química mineral obtidos via microsonda eletrônica. Ademais, a grande quantidade de biotita tardia presente na amostra corrobora essas interpretações e a ideia de que parte do fundido ficou retida na rocha e reagiu com a paragênese de alta temperatura durante o resfriamento (Reações 11 e 12), consumindo parte dos registros dos minerais do pico em alguns dos litotipos, como sugerido em alguns estudos teóricos (Kriegsman, 2001; White e Powell, 2002).

Contudo, muitos dados indicam que a rocha com safirina pode ter passado por condições de metamorfismo UHT durante a fase progressiva. Conteúdos de Al_2O_3 obtidos em grãos de ortopiroxênio compondo simplectitos com safirina (8–9 wt%, Tabelas 2 e 4) são consistentes com metamorfismo de temperatura ultra-alta e X_{Mg} em ortopiroxênio marcou limite superior P - T de 1,15 GPa e ~1.030°C para o metamorfismo dessas rochas (Figura 12). Do mesmo modo, os campos de estabilidade na pseudosseção para associações minerais com safirina compatíveis com as identificadas nas amostras da rocha (Figura 12) apresentam condições P - T que atingem 1,00 GPa e 970°C (campo 9). A partir das microestruturas observadas não é possível definir se a biotita permaneceu estável em alta temperatura, como sugere a pseudosseção. Estudos futuros vão investigar a possibilidade.

Na litofácies 3, os simplectitos de ortopiroxênio-safirina já indicam que a origem da safirina é retrometamórfica e que foi formada destruindo outras fases, provavelmente granada \pm ortopiroxênio e talvez outra não identificada, possivelmente um aluminossilicato (sillimanita). Em outros cinturões metamórficos, a safirina é um mineral comumente relacionado ao metamorfismo UHT, como nas rochas investigadas. No entanto, aqui a safirina ocorre como

um mineral reequilibrado durante a diminuição das condições metamórficas e, assim, mesmo que em alta temperatura, foi um mineral formado pela destruição dos minerais do pico metamórfico, que também não é incomum, como é observado em rochas similares em outros locais do mundo (e.g., Eastern Ghats Belt, Índia — Dasgupta et al., 1995; Complexo Anápolis-Itaçu, Brasil — Moraes et al., 2002).

Desse modo, os cálculos termobarométricos por meio do método de Pattison et al. (2003) produziram os melhores resultados P - T para o pico do metamorfismo das rochas investigadas e são coerentes com condições de metamorfismo de temperatura ultra-alta (Figura 10). Nos terrenos do CSEB, esses resultados são os primeiros relatados compatíveis com metamorfismo UHT.

Diante dos principais resultados de alguns trabalhos anteriores envolvendo metamorfismo e geocronologia de granulitos em terrenos do CSEB e do CISC (e.g., Leite, 2002; Leite et al., 2009; Souza, 2013; Almeida Júnior, 2014; Oliveira, 2014; Souza-Oliveira et al., 2014; Barbosa et al., 2017, 2018), é possível correlacionar o evento metamórfico que afetou as rochas dos dois cinturões durante o Paleoproterozoico — incluindo as rochas deste trabalho —, o qual envolveu condições de metamorfismo granulítico e localmente atingiu temperaturas ultra-altas, caracterizando o CSEB como as raízes de extenso orógeno colisional com geração de magmatismo sin a pós-colisional. A diferença entre as condições P - T recuperadas nos diversos trabalhos para o pico metamórfico, a partir dos métodos geotermobarométricos utilizados, pode refletir a difusão Fe-Mg tardia das rochas durante resfriamento na base da crosta (Frost e Chacko, 1989; Selverstone e Chamberlain, 1990; Spear e Florence, 1992; Kohn e Spear, 2000; Pattison et al., 2003).

Para a origem de terrenos granulíticos e metamorfismo UHT, postula-se a necessidade de uma fonte adicional de calor (Harley, 1998), o que poderia resultar de um volume expressivo de intrusão máfica/ultramáfica, ou por delaminação do manto litosférico durante o evento colisional, ou por quebra da placa em subducção no manto (Moraes et al., 2002; Harley, 2016). O dique máfico localizado na Praia da Paciência não apresenta evidências de deformação dúctil e ainda não há estudos geocronológicos realizados nessas rochas. Uma causa razoável para as condições UHT nos granulitos investigados seria por delaminação do manto litosférico. Durante o evento colisional, com a duplicação da crosta, a raiz profunda orogênica pode se tornar muito espessa e instável, afundar na astenosfera e se desprender, produzindo o afinamento da litosfera continental e a ascensão da astenosfera durante o espessamento crustal, elevando, assim, o gradiente geotérmico logo abaixo da crosta continental (England, 1993; Moraes et al., 2002; Van der Pluijm e Marshak, 2004) e fornecendo fonte de calor adicional suficiente para produzir metamorfismo UHT nos granulitos e fusão da crosta inferior para gerar os monzo-sienogranitos identificados no afloramento.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos petrográficos e geotermobarométricos de safirina granulito coexistindo com granada granulito no afloramento da Praia da Paciência, em Salvador, Bahia, permitiram identificar a evolução do metamorfismo em rochas que integram a região sul do CSEB, associado, nesta pesquisa, ao evento orogênico ocorrido durante o Paleoproterozoico no CSF.

Os resultados produzidos demonstram que o metamorfismo que atuou nesses granulitos alcançou condições P - T de pico próximas a 1,05 GPa e 1.015°C (Figura 12; Tabela 5), calculadas pelo método Al-Opx-Grt para amostras do granada granulito, e atribuídas à fase de espessamento crustal do referido ciclo orogênico. Esses resultados são compatíveis com metamorfismo de temperatura ultra-alta, e ortopiroxênio (Opx₁) + granada (Figuras 4A, 4B, 6A, 6B e 6C) seriam as fases peritéticas formadas durante o pico.

O metamorfismo de decompressão crustal está associado a condições que sugerem trajetória de decompressão quase isotérmica responsável pela produção de simplectitos nos dois litotipos e de orlas de plagioclásio envolvendo porfiroblastos no granada granulito (Figuras 4A, 4B, 5D, 5E, 5F, 6B e 6C). A estabilidade da cordierita (Figuras 4C, 4D, 4E, 5C, 5D e 5E) sugere que as condições de decompressão prosseguiram após o pico termal. O reequilíbrio da matriz e a formação de biotita₁ seriam produzidos pela interação entre as fases anidras do estágio progressivo e o fundido aprisionado. Nos estágios tardios do metamorfismo, em condições de maior resfriamento, biotita₂ se equilibra em grande quantidade, como produto da reação entre as fases anteriores e o fundido retido rico em K₂O e H₂O.

No safirina granulito, a microestrutura simplectítica entre safirina e ortopiroxênio (Figura 5F) evidencia condição de metamorfismo regressivo para a formação da safirina, mas pode ter acontecido em alta temperatura, já que conteúdos de Al₂O₃ em ortopiroxênio dos simplectitos são consistentes com equilíbrio em condições de metamorfismo ainda em temperaturas muito elevadas. Adicionalmente, a pseudoseção indicou condições P - T para estabilidade da safirina e paragênese associada que atingiram 1,00 GPa e 970°C, e conteúdo de X_{Mg} em ortopiroxênio indicou estabilidade desse mineral até T próximas a 1.030°C.

Os resultados obtidos por meio do termômetro ortopiroxênio-safirina produziram dados incompatíveis com metamorfismo de fácies granulito. Isso, aliado a evidências de reações da paragênese anidra com o fundido retido durante a fase regressiva, sugere que a composição química dos minerais sofreu modificações significativas durante o resfriamento, interferindo na recuperação das condições do pico termal a partir do referido termômetro.

As inconsistências observadas durante os cálculos no Perple_X podem refletir a abertura parcial do sistema metamórfico, já que o protólito fundiu parcialmente, perdeu uma

quantidade de fundido desconhecida, e o fundido retido possivelmente reagiu com rochas nas proximidades. Evidências desses processos são identificadas no afloramento por meio da presença de veios e bolsões de leucossoma com contatos transicionais cortando os granulitos, além de metatexitos estromáticos com granada envolvida por *selvedges* de biotita. A reação entre o fundido retido e o resíduo inicial pode ter gerado fases como a biotita em grande quantidade durante os estágios tardios do metamorfismo. Esses fatores modificariam significativamente a composição do protólito da fase progressiva e regressiva.

Este é o primeiro relato de metamorfismo UHT nas rochas do CSEB, também identificado em rochas do CISC por outros trabalhos, e, devido à semelhança nas condições *P-T* e nas idades geocronológicas do metamorfismo nos dois cinturões, é possível correlacionar o evento metamórfico que afetou as suas rochas. A realização de estudos petrocronológicos adicionais nos granulitos de Salvador deve fornecer dados importantes para a ampliação dos conhecimentos petrológicos do CSEB e suas implicações com o CISC e a história geodinâmica do CSF. Isso será a próxima etapa do trabalho.

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa foi financiada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ), por meio de bolsa de estudos (133293/2018-1), e pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), via auxílio financeiro (PROAP), durante a mobilidade acadêmica da discente. Agradecemos aos Programas de Pós-Graduação de Geologia da UFBA e USP, bem como aos pesquisadores do Laboratoire Magmas et Volcans da Université Blaise Pascal, em Clermont-Ferrand, França, pela realização de parte das análises de química mineral. Agradecemos as revisões construtivas da Prof.^a Mahyra Tedeschi e do Prof. Lauro César Montefalco de Lira Santos, que ajudaram a melhorar a qualidade final do artigo aqui apresentado.

REFERÊNCIAS

- Abrahão Filho, E. A. (2009). *Mapeamento Multi-escalar de Estruturas da Área de Influência da Porção Sul da Falha de Salvador, Bahia*. Trabalho Final (Graduação). Salvador: Instituto de Geociências, UFBA.
- Alkmim, F. F., Brito Neves, B. B., Alves, J. A. C. (1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: J. M. L. Dominguez, A. Misi (Eds.), *O Cráton do São Francisco*, p. 45-62. Salvador: SBG-NBA/SE, SGM, CNPq.
- Almeida Júnior, M. V. C. (2014). *Petrografia, Litogeoquímica e Geocronologia das rochas gnáissicas-migmatíticas do extremo norte do Cinturão-Salvador-Esplanada-Boquim*. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências, UFBA. Disponível em: <<http://repositorio.ufba.br/ri/handle/ri/21551>>. Acesso em: 22 set. 2020.
- Barbosa, J. S. F., Correa-Gomes L.C., Dominguez, J. M. L., Cruz S. A.S., Souza, J. S. (2005). Petrografia e Litogeoquímica das Rochas da Parte Oeste do alto de Salvador, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4 Supl.), 9-22. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.200535S40922>
- Barbosa, J. S. F., Dominguez, J. M. L. (1996). *Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo da Bahia*. Salvador: SICM/SGM.
- Barbosa, J. S. F., Marinho, M. M., Menezes-Leal, A. B., Oliveira, E. M., Souza-Oliveira, J. S., Argollo, R. M., Lana, C. Barbosa, R. G., Santos, L. T. L. (2018). As raízes granulíticas do cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Cráton do São Francisco, Bahia-Sergipe, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 18(2), 103-128. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-134238>
- Barbosa, J. S. F., Menezes-Leal, A. B., Fuck, A. R., Souza de Oliveira, J. S., Gonçalves, P., Leite, C. M. M. (2017). Ultrahigh-temperature metamorphism of 2.0 Ga-Old sapphirine-bearing granulite from the Itabuna-Salvador-Curaçá Block, Bahia, Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 17(1), 89-108. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-287>
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. (2002). Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean Crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74(2), 343-359. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652002000200009>
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. (2003). Colagem Paleoproterozoica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1 Supl.), 7-14. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.200333S10714>
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. (2004). Archaean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133(1-2), 1-27. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.001>
- Borges, G. C., Leal-Rodrigues, D., Souza-Oliveira, J. S. (2018). Caracterização Estrutural dos Litotipos da Porção Oeste do Afloramento da Praia da Paciência, Salvador - Ba: Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim. *Congresso de Pesquisa, Ensino e Extensão*, 896. Salvador: UFBA.

- Clemens, J. D., Vielzeuf, D. (1987). Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(2-4), 287-306. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90227-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90227-5)
- Clemens, J. D., Wall, V. J. (1981). Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *The Canadian Mineralogist*, 19(1), 111-131.
- Connolly, J. A. D. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 524-541. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033>
- Dalton de Souza, J., Kosin, M., Melo, R. C., Santos, R. A., Teixeira, L. R., Sampaio, A. R., Guimarães, J. T., Vieira Bento, R., Borges, V. P., Martins, A. A. M., Arcanjo, J. B., Loureiro, H. S. C., Angelim, L. A. A. (2003). *Mapa Geológico do Estado da Bahia*. Escala 1:1.000.000. Salvador: Programa Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil / CBPM-CPRM.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Ehl, J., Raith, M., Bardhan, S. (1995). Reaction textures in a suite of spinel granulites from the Eastern Ghats Belt, India: Evidence for polymetamorphism, a partial petrogenetic grid in the system KFMASH and the roles of ZnO and Fe₂O₃. *Journal of Petrology*, 36(2), 435-461. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.2.435>
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *Minerais Constituintes das Rochas: Uma Introdução*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian.
- De Waard, D. (1965). The occurrence of garnet in the granulite facies terrane of the Adirondack Highlands. *Journal of Petrology*, 6(1), 165-191. <https://doi.org/10.1093/petrology/6.1.165>
- England, P. C. (1993). Convective removal of thermal boundary layer of thickened continental lithosphere: a brief summary of causes and consequences with special reference to the Cenozoic tectonics of the Tibetan Plateau and surrounding regions. *Tectonophysics*, 223(1-2), 67-73. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90158-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90158-G)
- Frost, B. R., Chacko, T. (1989). The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites. *Journal of Geology*, 97(4), 435-450. <https://doi.org/10.1086/629321>
- Fujimori, S. (1985). Sapphirine from Salvador, Bahia, Brazil: evidence for formation by ex-solution. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(1), 18-24.
- Fujimori, S., Allard, G. O. (1966). Ocorrência de safirina em Salvador, Bahia. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15(2), 67-81.
- Harley, S. L. (1989). The origins of granulites: a metamorphic temperature metamorphism: perspective. *Geological Magazine*, 126(3), 215-247. <https://doi.org/10.1017/S0016756800022330>
- Harley, S. L. (1998). On the occurrence and characterization ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In: P. J. Treloar, P. J. O'Brien (Eds), *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?*, v. 138(1), p. 81-107. Londres: Geological Society Special Publications. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.138.01.06>
- Harley, S. L. (2016). A matter of time: The importance of the duration of UHT metamorphism. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 111(2), 50-72. <https://doi.org/10.2465/jmps.160128>
- Kawasaki, T., Sato, K. (2002). Experimental study of Fe-Mg exchange reaction between orthopyroxene and sapphirine and its calibration as a geothermometer. *Gondwana Research*, 5(4), 741-747. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70909-6](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70909-6)
- Kelsey, D. E., Hand, M. (2015). On ultrahigh temperature crustal metamorphism: phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geoscience Frontiers*, 6(3), 311-356. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.09.006>
- Kelsey, D. E., White, R. W., Holland, T. J. B., Powell, R. (2004). Calculated phase equilibria in K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 22(6), 559-578. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00533.x>
- Kohn, M. J., Spear, F. (2000). Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, 28(12), 1127-1130. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<1127:RNTRIF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<1127:RNTRIF>2.0.CO;2)
- Kriegsman, L. M. (2001). Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56(1), 75-96. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00060-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00060-8)
- Kriegsman, L. M., Hensen, B. J. (1998). Back reaction between restite and melt: implications for geothermobarometry and pressure-temperature paths. *Geology*, 26(12), 1111-1114. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<1111:BRBRAM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<1111:BRBRAM>2.3.CO;2)

- Leal-Rodrigues, D. (2017). *Caracterização Petrográfica das rochas metamórficas de alto grau portadoras de safirina e suas encaixantes no afloramento da Praia da Paciência, Salvador, BA*. Trabalho Final (Graduação em Geologia). Salvador: Instituto de Geociências, UFBA.
- Le Breton, N., Thompson, A. B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anataxis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 226-237. <https://doi.org/10.1007/BF00371463>
- Leite, C. M. M. (2002). *A Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, Anatexia e Tectônica*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências, UFBA.
- Leite, C. M. M., Barbosa, J. S. F., Goncalves, P., Nicollet, C., Sabaté, P. (2009). Petrological evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil. *Gondwana Research*, 15(1), 49-70. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.06.005>
- Moraes, R., Brown, M., Fuck, R. A., Camargo, M. A., Lima, T. M. (2002). Characterization and *P-T* evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulite: an example from Anapolis-Ituaçu Complex of the Brasília fold belt, Brazil. *Journal of Petrology*, 43(9), 1673-1705. <https://doi.org/10.1093/ptrology/43.9.1673>
- Nascimento, D. C. (2019). *Integração de dados petrográficos e estruturais de litotipos cristalinos de Salvador, Bahia*. Trabalho Final (Graduação). Salvador: Instituto de Geociências, UFBA.
- Oliveira, E. M. (2014). *Petrografia, litogeoquímica e geocronologia das rochas granulíticas da parte norte do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Bahia-Sergipe*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências, UFBA.
- Pattison, D. R. M., Chacko, T., Farquhar, J., McFarlane, C. R. M. (2003). Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *Journal of Petrology*, 44(5), 867-900. <https://doi.org/10.1093/ptrology/44.5.867>
- Pinho, I. A. (2005). *Geologia dos metatonalitos/metatondhjemitos e dos granulitos básicos das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências, UFBA.
- Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of Migmatites*. Ottawa: The Canadian Mineralogist Special Publication.
- Selverstone, J., Chamberlain, C. P. (1990). Apparent isobaric cooling paths from granulites: Two counter examples from British Columbia and New Hampshire. *Geology*, 18(4), 307-310. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0307:AIC PFG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0307:AIC PFG>2.3.CO;2)
- Silva, L. C., Armstrong, R., Delgado, I. M., Pimentel, M., Arcanjo, J. B., Melo, R. C., Teixeira, L. R., Jost, H., Cardoso Filho, J. M., Pereira, L. H. M. (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte I: limite centro-oriental do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), 501-512.
- Silva, L. C., 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 overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. *International Symposium of Granites and Associated Mineralisations*, 1, 282-283. Salvador: SBG.
- Silveira Filho, N. C., Burgos, C. M., Menezes, R. C. L., Conceição, H., Macedo, E. P. (2014). Nova ocorrência de safirina na cidade de Salvador – Bahia, em talude de corte da Avenida Luís Viana Filho (Paralela). *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*, 1058. Salvador: SBG.
- Souza, J. S. (2013). *Geologia, Metamorfismo e geocronologia de Litotipos de Salvador-Bahia*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências, UFBA.
- Souza, J. S., Barbosa, J. S. F., Correa-Gomes, L. C. (2010). Litogeoquímica dos granulitos ortoderivados da cidade de Salvador, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(3), 339-354. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2010403339354>
- Souza-Oliveira, J. S., Nascimento, D. C., Leal-Rodrigues, D., Barbosa, J. S. F. (2020). Os litotipos cristalinos da cidade de Salvador, Bahia: estágio atual do conhecimento. In: P. F. Pires, F.C. Barbosa, C.E.O. Gontijo (Eds.), *Geociências, Sociedade e Sustentabilidade*, p. 125-170. Piracanjuba: Conhecimento Livre.
- Souza-Oliveira, J. S., Peucat, J. J., Barbosa, J. S. F., Correa-Gomes, L. C., Cruz, S. C. P., Menezes-Leal, A. B., Paquette, J. L. (2014). Lithogeochemistry and geochronology of the subalkaline felsic plutonism that marks the end of the Paleoproterozoic orogeny in the Salvador–Esplanada belt, São Francisco Craton (Salvador, state of Bahia, Brazil). *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 221-234. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020004>

- Spear, F. S., Florence, F. P. (1992). Thermobarometry in granulites: Pitfalls and new approaches. *Journal of Precambrian Research*, 55(1-4), 209-241. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90025-J](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90025-J)
- Spear, F. S., Kohn M. J., Cheney, J. T. (1999). P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 17-32. <https://doi.org/10.1007/s004100050466>
- Stormer Jr., J. C. (1973). The composition of sapphirine from Salvador, Bahia and conditions of its formation. *Revista Brasileira de Geociências*, 3(3),192-200.
- Van der Pluijm, B. A., Marshak, S. (2004). *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*. Nova York/Londres: W. W. Norton & Company.
- Vernon, R. H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511807206>
- Vielzeuf, D., Schmidt, M. (2001). Melting relations in hydrous systems revisited: Application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(3), 251-267. <https://doi.org/10.1007/s004100100237>
- White, R. W., Powell, R. (2002). Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 621-632. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00206_20_7.x
- White, R. W., Powell, R., Clarke, G. L. (2002). The interpretation of reaction textures in Fe rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3$. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1), 41-55. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00349.x>
- Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winter, J. D. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Nova Jersey: Prentice Hall.
- Yardley, B. W. D. (1989). *An Introduction of Metamorphic Petrology*. Singapura: Logman Earth Science Series.

Apêndice 1. Resultados rcl.

Resultados P-T obtidos com método de Pattison et al. (2003) para o granada granulito. A numeração que acompanha os minerais se refere a adotada para o controle dos grãos durante as análises de química mineral.

	MODO 1		MODO 2		MODO 3		MODO 4		
	T (C°)	P (Gpa)	T (C°)	P (Gpa)	T (C°)	P (Gpa)	T (C°)	P (Gpa)	
Amostra 06SB01a									
Campo 1	grt04 (09)-opx01 (14)-pl01 (05)	1.008,0	1,04	1.099,0	1,14	1.105,0	1,15	1.005,0	1,04
	grt04 (09)-opx01 (14)-pl01 (14)	1.016,0	1,08	1.108,0	1,18	1.116,0	1,19	1.013,0	1,08
	grt04 (11)-opx01 (14)-pl01 (05)	1.002,0	1,04	1.093,0	1,14	1.104,0	1,15	1.010,0	1,05
	grt04 (11)-opx01 (14)-pl01 (14)	1.014,0	1,08	1.106,0	1,18	1.114,0	1,19	1.011,0	1,07
	grt04 (09)-opx01 (17)-pl01 (05)	1.017,0	1,08	1.129,0	1,21	1.140,0	1,22	1.016,0	1,08
	grt04 (09)-opx01 (17)-pl01 (14)	1.025,0	1,11	1.138,0	1,24	1.149,0	1,26	1.023,0	1,11
	grt04 (11)-opx01 (17)-pl01 (05)	1.017,0	1,07	1.128,0	1,20	1.138,0	1,21	1.016,0	1,07
	grt04 (11)-opx01 (17)-pl01 (14)	1.023,0	1,11	1.136,0	1,24	1.147,0	1,25	1.021,0	1,11
	grt04 (09)-opx01 (14)-pl02 (03)	965,0	0,87	1.050,0	0,95	1.057,0	0,96	962,0	0,87
	grt04 (09)-opx01 (14)-pl02 (14)	1.002,0	1,02	1.092,0	1,12	1.100,0	1,20	999,0	1,02
	grt04 (11)-opx01 (14)-pl02 (03)	960,0	0,86	1.044,0	0,93	1.052,0	0,94	957,0	0,86
	grt04 (11)-opx01 (14)-pl02 (14)	997,0	1,01	1.086,0	1,10	1.094,0	1,11	994,0	1,00
	grt04 (09)-opx01 (17)-pl02 (03)	973,0	0,90	1.077,0	1,00	1.087,0	1,01	972,0	0,90
	grt04 (09)-opx01 (17)-pl02 (14)	1.011,0	1,05	1.121,0	1,18	1.132,0	1,19	1.009,0	1,05
	grt04 (11)-opx01 (17)-pl02 (03)	968,0	0,89	1.071,0	0,98	1.081,0	0,99	967,0	0,89
	grt04 (11)-opx01 (17)-pl02 (14)	1.005,0	1,04	1.115,0	1,16	1.126,0	1,17	1.004,0	1,04
	MÉDIA	1.000,2	1,01	1.099,6	1,12	1.108,9	1,14	998,7	1,01
	DESVIO	20,9	0,08	27,9	0,10	28,8	0,10	21,2	0,08
Campo 2	grt04 (09)-opx02 (11)-pl01 (05)	1.044,0	1,12	1.152,0	1,25	1.165,0	1,27	1.040,0	1,12
	grt04 (09)-opx02 (11)-pl01 (14)	1.054,0	1,16	1.163,0	1,30	1.176,0	1,31	1.050,0	1,16
	grt04 (11)-opx02 (11)-pl01 (05)	1.039,0	1,11	1.146,0	1,23	1.158,0	1,25	1.035,0	1,10
	grt04 (11)-opx02 (11)-pl01 (14)	1.048,0	1,15	1.157,0	1,28	1.169,0	1,29	1.044,0	1,14
	grt04 (09)-opx02 (13)-pl01 (05)	1.055,0	1,10	1.122,0	1,18	1.130,0	1,19	1.051,0	1,10
	grt04 (09)-opx02 (13)-pl01 (14)	1.064,0	1,14	1.132,0	1,22	1.140,0	1,23	1.060,0	1,14
	grt04 (11)-opx02 (13)-pl01 (05)	1.049,0	1,09	1.116,0	1,16	1.124,0	1,17	1.045,0	1,08
	grt04 (11)-opx02 (13)-pl01 (14)	1.059,0	1,13	1.126,0	1,20	1.134,0	1,21	1.055,0	1,12
	grt04 (09)-opx02 (11)-pl02 (03)	1.000,0	0,94	1.100,0	1,04	1.111,0	1,05	996,0	0,94
	grt04 (09)-opx02 (11)-pl02 (14)	1.039,0	1,10	1.146,0	1,22	1.158,0	1,24	1.035,0	1,10
	grt04 (11)-opx02 (11)-pl02 (03)	995,0	0,93	1.094,0	1,02	1.105,0	1,03	991,0	0,92
	grt04 (11)-opx02 (11)-pl02 (14)	1.034,0	1,09	1.140,0	1,21	1.152,0	1,22	1.030,0	1,08
	grt04 (09)-opx02 (13)-pl02 (03)	1.010,0	0,92	1.072,0	0,98	1.079,0	0,98	1.006,0	0,92
	grt04 (09)-opx02 (13)-pl02 (14)	1.050,0	1,08	1.116,0	1,15	1.123,0	1,16	1.046,0	1,08
	grt04 (11)-opx02 (13)-pl02 (03)	1.005,0	0,90	1.066,0	0,96	1.073,0	0,97	1.001,0	0,90
	grt04 (11)-opx02 (13)-pl02 (14)	1.044,0	1,06	1.110,0	1,14	1.117,0	1,15	1.040,0	1,06
	MÉDIA	1.036,8	1,06	1.122,4	1,16	1.132,1	1,17	1.032,8	1,06
	DESVIO	22,0	0,09	28,9	0,10	30,6	0,11	22,0	0,09
Campo 3	grt04 (09)-opx03 (05)-pl01 (05)	1.049,0	1,11	1.141,0	1,21	1.150,0	1,22	1.048,0	1,10
	grt04 (09)-opx03 (05)-pl01 (14)	1.057,0	1,14	1.150,0	1,25	1.159,0	1,26	1.055,0	1,14
	grt04 (11)-opx03 (05)-pl01 (05)	1.055,0	1,09	1.135,0	1,19	1.144,0	1,20	1.042,0	1,09
	grt04 (11)-opx03 (05)-pl01 (14)	1.051,0	1,12	1.144,0	1,23	1.153,0	1,24	1.050,0	1,12
	grt04 (09)-opx03 (08)-pl01 (05)	1.016,0	1,07	1.126,0	1,20	1.136,0	1,21	1.014,0	1,07
	grt04 (09)-opx03 (08)-pl01 (14)	1.023,0	1,10	1.134,0	1,23	1.144,0	1,24	1.022,0	1,10
	grt04 (11)-opx03 (08)-pl01 (05)	1.010,0	1,05	1.120,0	1,18	1.130,0	1,19	1.009,0	1,05
	grt04 (11)-opx03 (08)-pl01 (14)	1.018,0	1,09	1.128,0	1,21	1.138,0	1,22	1.016,0	1,08
	grt04 (09)-opx03 (05)-pl02 (03)	1.003,0	0,92	1.088,0	1,00	1.096,0	1,01	1.002,0	0,92
	grt04 (09)-opx03 (05)-pl02 (14)	1.042,0	1,08	1.133,0	1,18	1.142,0	1,19	1.041,0	1,08
	grt04 (11)-opx03 (05)-pl02 (03)	998,0	0,90	1.082,0	0,98	1.090,0	0,99	997,0	0,90
	grt04 (11)-opx03 (05)-pl02 (14)	1.037,0	1,06	1.127,0	1,16	1.136,0	1,17	1.035,0	1,06

Continua...

Apêndice 1. Continuação.

		MODO 1		MODO 2		MODO 3		MODO 4	
		T (C°)	P (Gpa)	T (C°)	P (Gpa)	T (C°)	P (Gpa)	T (C°)	P (Gpa)
Campo 3	grt04 (09)-opx03 (08)-pl02 (03)	972,0	0,89	1.074,0	0,99	1.083,0	0,99	971,0	0,89
	grt04 (09)-opx03 (08)-pl02 (14)	1.009,0	1,04	1.118,0	1,16	1.128,0	1,17	1.008,0	1,04
	grt04 (11)-opx03 (08)-pl02 (03)	967,0	0,88	1.068,0	0,97	1.077,0	0,98	966,0	0,88
	grt04 (11)-opx03 (08)-pl02 (14)	1.004,0	1,03	1.112,0	1,15	1.122,0	1,16	1.003,0	1,03
	MÉDIA	1.019,4	1,03	1.117,5	1,14	1.126,8	1,15	1.017,4	1,03
	DESVIO	27,8	0,09	25,7	0,10	26,0	0,10	26,8	0,09
	Média 1a	1.018,8	1,04	1.113,1	1,14	1.122,6	1,15	1.016,3	1,04
DP 1a	27,9	0,09	29,0	0,10	30,0	0,10	27,1	0,09	
Amostra 06SB01b									
Campo 1	grt01 (23)-opx04 (06)-pl06 (06)	1.027,0	1,11	1.125,0	1,22	1.134,0	1,23	1.029,0	1,11
	grt01 (23)-opx04 (06)-pl06 (16)	1.021,0	1,08	1.119,0	1,19	1.128,0	1,20	1.023,0	1,08
	grt01 (23)-opx04 (10)-pl06 (06)	1.026,0	1,12	1.136,0	1,25	1.148,0	1,26	1.027,0	1,12
	grt01 (23)-opx04 (10)-pl06 (16)	1.020,0	1,10	1.129,0	1,22	1.141,0	1,23	1.022,0	1,10
	grt01.2 (17)-opx04 (06)-pl06 (06)	1.011,0	1,06	1.108,0	1,17	1.117,0	1,18	1.012,0	1,07
	grt01.2 (17)-opx04 (06)-pl06 (16)	1.006,0	1,04	1.101,0	1,14	1.110,0	1,15	1.007,0	1,04
	grt01.2 (17)-opx04 (10)-pl06 (06)	1.010,0	1,08	1.118,0	1,20	1.130,0	1,21	1.011,0	1,08
	grt01.2 (17)-opx04 (10)-pl06 (16)	1.004,0	1,05	1.112,0	1,17	1.123,0	1,18	1.006,0	1,05
	MÉDIA	1.015,6	1,08	1.118,5	1,19	1.128,9	1,21	1.017,1	1,08
	DP	9,0	0,03	11,5	0,03	12,4	0,03	9,2	0,03
Campo 2	grt01 (23)-opx06 (03)-pl06 (06)	1.023,0	1,10	1.137,0	1,23	1.147,0	1,24	1.024,0	1,10
	grt01 (23)-opx06 (03)-pl06 (16)	1.017,0	1,07	1.131,0	1,20	1.141,0	1,21	1.019,0	1,08
	grt01.2 (17)-opx06 (03)-pl06 (06)	1.007,0	1,06	1.120,0	1,18	1.130,0	1,19	1.008,0	1,06
	grt01.2 (17)-opx06 (03)-pl06 (16)	1.001,0	1,03	1.113,0	1,15	1.123,0	1,17	1.003,0	1,03
	MÉDIA	1.012,0	1,06	1.125,3	1,19	1.135,3	1,20	1.013,5	1,07
	DP	9,9	0,03	10,8	0,03	10,8	0,03	9,7	0,03
	Média 01b	1.014,4	1,07	1.120,8	1,19	1.131,0	1,20	1.015,9	1,08
DP 01b	9,0	0,03	11,2	0,03	11,8	0,03	9,1	0,03	

Apêndice 2. Termometria OPX-SPR.

Dados dos pares de ortopiroxênio₂ - safirina₃, selecionados na amostra 06SB03 e aplicados ao termômetro Opx-Spr de Kawasaki e Sato (2002). X_{Al} em opx = Al (apfu) / 2. A numeração que acompanha os minerais se refere a adotada para o controle dos grãos durante as análises de química mineral.

Spr	X_{Fe} Spr	X_{Mg} Spr	Opx	X_{Al} Spx	X_{Fe} Opx	X_{Mg} Opx	K_D	$\frac{X_{Fe} \text{ Spr}}{X_{Fe} \text{ Opx}}$	$\frac{X_{Mg} \text{ Spr}}{X_{Mg} \text{ Opx}}$	T_{calc} (°C)
5	0,148	0,852	44	0,176	0,244	0,756	1,864	0,605	1,128	694,6
6	0,148	0,852	44	0,176	0,244	0,756	1,862	0,605	1,128	695,2
7	0,152	0,848	47	0,166	0,246	0,754	1,827	0,616	1,125	707,2
8	0,147	0,853	48	0,184	0,233	0,767	1,756	0,633	1,112	732,9
9	0,139	0,861	41	0,160	0,252	0,748	2,097	0,549	1,152	626,8
9	0,139	0,861	42	0,163	0,249	0,751	2,065	0,556	1,148	635,2
10	0,150	0,850	42	0,16	0,272	0,728	2,116	0,552	1,167	622,1
11	0,143	0,857	48	0,184	0,233	0,767	1,826	0,612	1,118	707,4
12	0,129	0,871	39	0,159	0,241	0,759	2,138	0,537	1,147	616,6
17	0,159	0,841	46	0,152	0,244	0,756	1,704	0,653	1,112	753,5
24	0,157	0,843	52	0,179	0,248	0,752	1,765	0,635	1,120	729,6
24	0,157	0,843	53	0,165	0,253	0,747	1,808	0,624	1,127	713,9
26	0,163	0,837	59	0,172	0,262	0,738	1,818	0,623	1,133	710,3
28	0,152	0,848	55	0,173	0,256	0,744	1,931	0,591	1,141	673,3
29	0,152	0,848	55	0,173	0,256	0,744	1,882	0,591	1,141	688,8
33	0,168	0,832	63	0,175	0,256	0,744	1,705	0,656	1,118	753,0
33	0,168	0,832	66	0,184	0,269	0,731	1,824	0,624	1,138	708,3
33	0,168	0,832	68	0,137	0,259	0,741	1,731	0,648	1,123	742,5
34	0,171	0,829	63	0,175	0,256	0,744	1,663	0,670	1,113	770,7
34	0,171	0,829	66	0,184	0,269	0,731	1,778	0,637	1,133	724,5
34	0,171	0,829	68	0,137	0,259	0,741	1,688	0,662	1,118	759,9
34	0,171	0,829	69	0,16	0,272	0,728	1,806	0,630	1,138	714,6
35	0,160	0,840	66	0,184	0,269	0,731	1,934	0,594	1,149	672,2
35	0,160	0,840	68	0,137	0,259	0,741	1,836	0,617	1,133	703,9
35	0,160	0,840	69	0,160	0,272	0,728	1,964	0,587	1,154	663,3
36	0,167	0,833	69	0,160	0,272	0,728	1,861	0,615	1,144	695,7
38	0,159	0,841	72	0,143	0,267	0,733	1,926	0,596	1,147	674,8
38	0,159	0,841	73	0,182	0,263	0,737	1,891	0,604	1,141	685,9
38	0,159	0,841	75	0,193	0,253	0,747	1,792	0,628	1,126	719,4
39	0,145	0,855	73	0,182	0,263	0,737	2,100	0,552	1,160	626,2
39	0,145	0,855	75	0,193	0,253	0,747	1,991	0,575	1,144	655,6
40	0,171	0,829	71	0,165	0,267	0,733	1,775	0,638	1,132	726,0
43	0,164	0,836	73	0,182	0,263	0,737	1,816	0,625	1,134	711,2
43	0,164	0,836	75	0,193	0,253	0,747	1,721	0,650	1,118	746,5
									T média	698,9
									DP	41,4