









Petrografia e termobarometria de granitoides diatexiticos portadores de anfibólio da Região de São José de Ubá e São João do Paraíso (RJ)

Petrography and thermobarometry of amphibole-bearing diatexites granitoids from the Region of São José de Ubá and São João do Paraíso (RJ)

Sandro Lúcio Mauri Ferreira¹ , Rodson de Abreu Marques^{1,2} , Marilane Gonzaga de Melo¹ ,
Edgar Batista de Medeiros Junior³ , Sâmara Veiga dos Reis¹ , Roger Mendes Silva¹ ,
Heitor de Freitas Valle¹ , Gláucia Nascimento Queiroga^{2,3} 

¹Universidade Federal do Espírito Santo - UFES, Departamento de Geologia, Alto Universitário, s/n, Guararema, Caixa Postal 16, CEP: 29500-000, Alegre, ES, BR (sandromauriferreira@gmail.com; rodsonabreu@gmail.com; marilane.melo@ufes.br; samaraveigareis@gmail.com; rogermendes22@gmail.com; heitorfreitas@outlook.com)

²Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Ouro Preto, MG, BR (glauCIAqueiroga@ufop.edu.br)

³Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Departamento de Geologia, Ouro Preto, MG, BR (edgarjr@ymail.com)

Recebido em 11 de março de 2020; aceito em 5 de outubro de 2020

Resumo

Na região norte do Rio de Janeiro afloram rochas orto e paraderivadas neoproterozoicas de alto grau metamórfico, englobadas no Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Dado a carência de estudos de detalhe na região, o presente trabalho contribui com novos aspectos de campo, petrografia, química mineral e geotermobarometria dos granitoides diatexiticos aflorantes na região entre São José de Ubá e São João do Paraíso, no noroeste fluminense. O litotipo é caracterizado por biotita-hornblenda gnaisses migmatíticos e protomiloníticos que são correlacionáveis a ortognaisses e granulitos do Complexo Serra da Bolívia (Domínio Cambuci da Faixa Ribeira). Dois litotipos neoformados são observados: um mesocrático, de caráter residual; e outro leucocrático, que correspondente ao leucossoma. O enriquecimento de K-feldspato no leucossoma em relação ao neossoma residual sugere baixos volumes de fusão por meio de reações de fusão envolvendo água. Aplicando-se diferentes geotermobarômetros, foram obtidas como condições de equilíbrio para o pico metamórfico 6,8 Kbar e 672–680°C (fácies anfibolito superior). Tais valores destoam dos encontrados na literatura para outras rochas da região, reforçando a ideia de que os domínios do Terreno Oriental da Faixa Ribeira apresentam evoluções metamórficas distintas, em diferentes níveis crustais.

Palavras-chave: Geotermobarometria; Metamorfismo; Granitoides; Faixa Ribeira.

Abstract

Orthoderived and paraderived high-grade metamorphic rocks are exposed in the northern region of Rio de Janeiro State, belonging to the Oriental Terrane of the Ribeira Belt. Given the lack of detailed studies in the region, this work presents new field, petrography, mineral chemistry, and geothermobarometry data of diatexitic granitoids outcropping in the region of São José de Ubá and São João do Paraíso, northwest of Rio de Janeiro. The lithotype is characterized by migmatitic and protomylonitic biotite-hornblende gneisses that are correlated with orthogneisses and granulites of the Serra da Bolívia Complex (Cambuci Domain of the Ribeira belt). Two neoformed lithotypes are observed: one mesocratic, of residual character; and another leucocratic, which corresponds to the leucosome. The K-feldspar enrichment in the leucosome in relation to the residual neosome suggests low melting volume through partial melting reactions involving water. Applying different geothermobarometers, equilibrium conditions were obtained for the metamorphic peak of 6.8 Kbar and 672–680°C (upper amphibolite facies). Such values differ from those found in the literature for other rocks in the region, implying that the Oriental Terrane domains of the Ribeira Belt present distinct metamorphic evolution, at different crustal levels.

Keywords: Geothermobarometry; Metamorphism; Granitoids; Ribeira Belt.

INTRODUÇÃO

A dependência da pressão (P) e ou da temperatura (T) por parte de certas reações metamórficas permite que essas reações sejam utilizadas na estimativa das condições de P e T a que as rochas foram submetidas durante a sua formação, funcionando, respectivamente, como barômetros e termômetros em investigações petrológicas, definindo-se, assim, a geotermobarometria (Spear, 1989; Best, 2002; Winter, 2010).

Na geotermobarometria, as estimativas de P e T partem do princípio de que dada associação mineral encontra-se em equilíbrio. Tal estado de equilíbrio, ainda que não possa ser comprovado, é suposto e aparece na forma de uma constante, constituindo na principal fonte de erro do método (Spear, 1989). As metodologias para os cálculos (calibrações) são definidas com base em dados experimentais e/ou empíricos, e a precisão esperada se relaciona diretamente com a sensibilidade dos geobarômetros e dos geotermômetros às variações de P e T, respectivamente.

Nos arredores de São José de Ubá e de São João do Paraíso (distrito do município de Cambuci), no noroeste do estado do Rio de Janeiro, ocorrem leucogranitoides diatexiticos portadores de anfibólio e com enclaves de rochas metamáficas associados. Tal litotipo é o objeto de estudo do presente trabalho e pertence, segundo Duarte et al. (2012), Marques (2015) e Heilbron et al. (2016), à Suíte São João do Paraíso.

A região de estudo tem seu contexto geotectônico inserido no Domínio Cambuci, Terreno Oriental da Faixa Ribeira — sistema orogênico que, junto com as faixas Araçuai, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, constitui a Província Mantiqueira conforme proposto por Almeida et al. (1977). Esse sistema orogênico é resultado das colagens neoproterozoicas que adentraram o Cambriano e o Ordoviciano, com a colocação dos últimos plútons pós-colisionais no sudeste brasileiro, e que culminaram com a amalgamação do Supercontinente Gondwana (Heilbron et al., 2004; Hasui, 2010).

Marques et al. (2019) apresentam os principais aspectos geológicos da região e destacam a falta de trabalhos de detalhe para o entendimento do quadro geológico regional. Sendo assim, o presente trabalho foca em granitoides diatexiticos portadores de anfibólio aflorantes nos arredores de São José de Ubá e de São João do Paraíso, no noroeste fluminense, com o intuito de contribuir com dados de campo, petrografia, química mineral e termobarometria, possibilitando maior entendimento do quadro geológico regional e da evolução da Faixa Ribeira.

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mantiqueira, tal como definida por Almeida et al. (1977) e reinterpretada por Heilbron et al. (2004), constitui um sistema orogênico de idade neoproterozoica localizado no

sudeste da plataforma sul-americana, na costa atlântica brasileira (se estendendo desde o sul da Bahia até o Rio Grande do Sul e o Uruguai). A edificação da província remonta à convergência dos crátons São Francisco, Congo Ocidental, Kalahari, Paranapanema e Rio da Prata, resultando no desenvolvimento das faixas orogênicas São Gabriel (750–700 Ma), Brasília meridional (670–600 Ma), Dom Feliciano (650–600 Ma), Ribeira (630–540 Ma) e Araçuai (600–530 Ma). Tais processos acrescionários culminaram com a formação do Supercontinente Gondwana (Heilbron et al., 2004) (Figura 1A).

A Faixa Ribeira compreende um cinturão móvel edificado no Brasileiro, entre 630 e 540 Ma (Hasui, 2010). Heilbron et al. (2000, 2004, 2016) compartimentam a Faixa Ribeira Central em quatro terrenos tectono-estratigráficos imbrincados para NW (em direção ao Cráton São Francisco) e delimitados por zonas de cisalhamento alinhadas em NE-SW: os terrenos Ocidental, Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio. Conforme apresentado por Tupinambá et al. (2007), no Terreno Ocidental afloram, intercalados entre si e metamorizados em fácies granulito, ortogranulitos paleoproterozoicos do Complexo Juiz de Fora — em parte retrabalhados no Neoproterozoico (Suíte Salvaterra) — e paragneisses neoproterozoicos da Megassequência Andrelândia e do Grupo Raposo (dentro do qual insere-se a Unidade Conservatória). O Terreno Paraíba do Sul compreende ortogneisses do Complexo Quirino e sucessões metassedimentares gnaissificadas do Grupo Paraíba do Sul. No Terreno Oriental, encontram-se sucessões vulcanossedimentares e intrusões graníticas, ambas gnaissificadas, do Domínio Cambuci (com as unidades Suíte São João do Paraíso, Complexo Serra da Bolívia e do Grupo Bom Jesus do Itabapoana), sucessões metassedimentares metamorizadas em fácies anfíbolito alto a granulito, intrudidas por diversas gerações de corpos graníticos brasileiros, do Domínio Costeiro (Suíte Bela Joana, Suíte Santa Maria Madalena, Complexo Rio Negro e unidades Angelim e São Sebastião), e mármore e anfíbolitos do Domínio Italva (Grupo Italva). No Terreno Cabo Frio, por sua vez, afloram ortogneisses do Complexo Região dos Lagos e metapelitos do Grupo Búzios-Palmital (Heilbron et al., 2016). As unidades aflorantes na região de estudo são apresentadas na Figura 1B.

Segundo Duarte et al. (2012) e Heilbron et al. (2016), a Suíte São João do Paraíso, do Domínio Cambuci, compreende leucocharnockitos e leucoenderbitos esverdeados e leucogranitos e leucogneisses graníticos a tonalíticos brancos a rosados em corpos plutônicos de estrutura diatexitica, com enclaves de anfíbolitos, rochas calcissilicáticas, metaultramáficas e de granada biotita gnaisses. A unidade é tratada por Tupinambá et al. (2007) como produto da migmatização do conjunto metassedimentar do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (também designado Unidade Cambuci). Conforme apresentado por Marques (2015), os leucogranitos pertencentes à Suíte São João do Paraíso são, em geral, leucocráticos, heterogêneos, porfiríticos, deformados e dotados

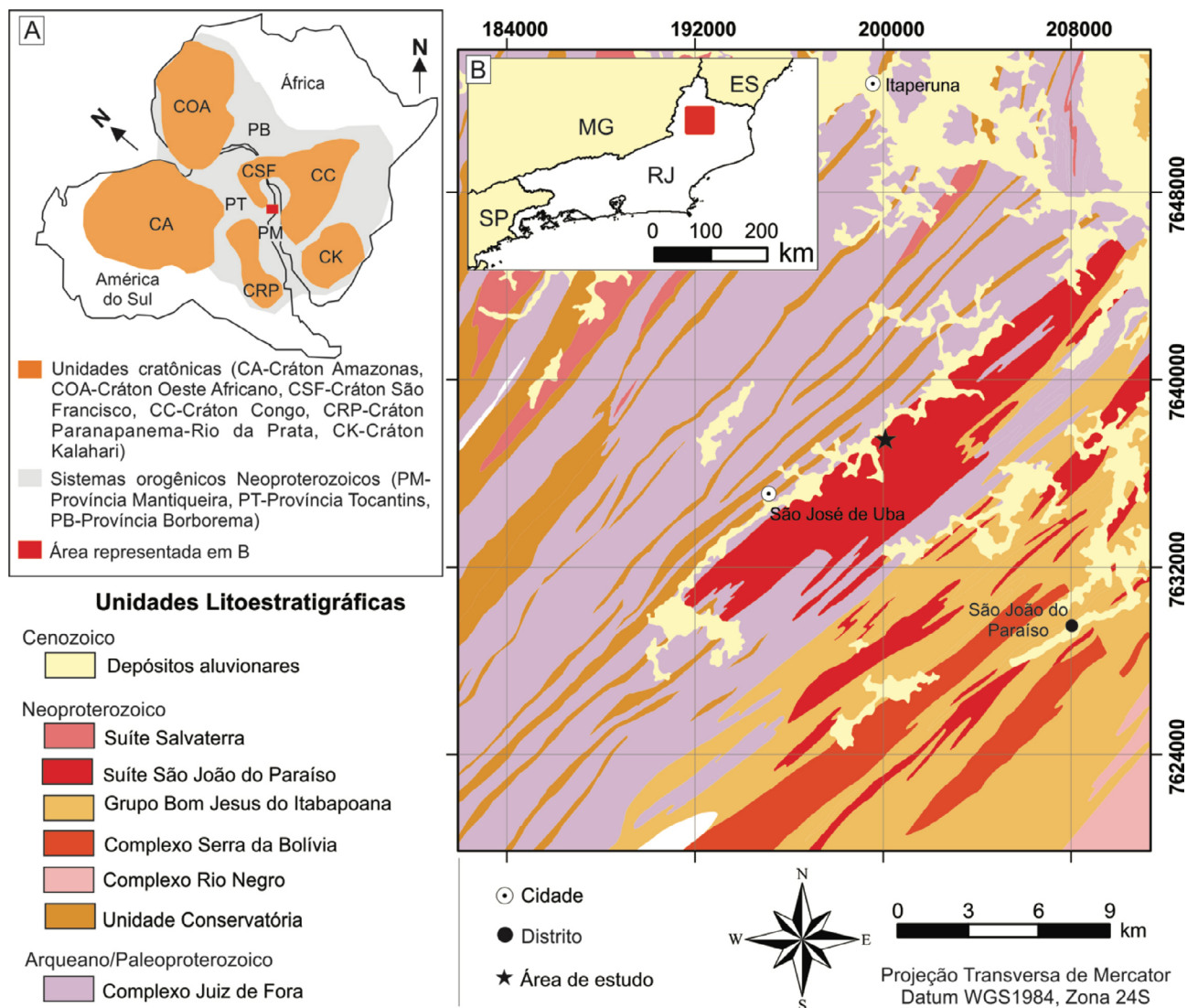


Figura 1. Mapa apresentando (A) a posição da faixa Ribeira na colagem do Gondwana durante o Neoproterozoico/Cambriano (extraído de Pedrosa-Soares et al., 2007) e (B) as principais unidades litoestratigráficas aflorantes na região norte fluminense (modificado de Heilbron et al., 2016).

de foliação metamórfica (ou seja, são metaleucogranitos), também ocorrem em porções leucocráticas homogêneas contendo finos níveis de minerais máficos, com porfiroblastos centimétricos de granada, e quando são afetadas por zonas de cisalhamento adquirem texturas protomiloníticas, miloníticas e, menos frequentemente, ultramiloníticas.

MATERIAIS E MÉTODOS

As descrições petrográficas consistiram na análise de lâminas delgadas de rocha com uso de microscópio petrográfico de luz transmitida, modelo Nikon Eclipse E200, do Laboratório de

Microscopia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES).

Os dados de química mineral foram gerados no Laboratório de Microanálises do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. O método realizado foi o espectrométrico do tipo dispersão do comprimento de onda (WDS — *Wavelength Dispersive Spectrometer*) aplicado em microsonda eletrônica (marca JEOL, modelo JXA-8230). Os minerais analisados foram clinofibólito, feldspatos, biotita e ilmenita. O feixe de elétrons utilizado foi ajustado em 15 kV, 20 nA, com um diâmetro (*spot size*) de 5 µm. Os tempos de contagem dos picos/*backgrounds* foram 10s/5s para Na, F, Si, Al, Mg, Zn, Fe, Ca, Ti, K e Mn,

e 30s/15s para o Cl e Cr. Os erros analíticos encontram-se entre 0,2 e 1,06%.

O tratamento dos dados de química mineral e a classificação dos minerais foram realizados conforme os parâmetros apresentados por Hawthorne et al. (2012) para os anfibólios com base em 22 oxigênios (Tabela 1), por Tindle e Webb (1990) para biotita com base em 20 oxigênios (Tabela 2), por Deer et al. (2010) para feldspatos com base em 8 oxigênios (Tabela 3), e por Droop (1987) para ilmenita, com base em 3 oxigênios (Tabela 4). As abreviações dos nomes dos minerais nas fotomicrografias e no texto seguiram a convenção proposta por Whitney e Evans (2010).

Para as estimativas das condições metamórficas, foram utilizados os geotermômetros apresentados por Otten (1984), Luhr et al. (1984) e Holland e Blundy (1994), e os geobarômetros apresentados por Hammarstrom e Zen (1986), Hollister

et al. (1987), Johnson e Rutherford (1989), Schmidt (1992) e Mutch et al. (2016). Tais calibrações são apresentadas abaixo.

O geotermômetro de Otten (1984) considera que variações da quantidade de átomos de Ti por fórmula unitária em sítios octaédrico e tetraédrico em hornblenda apresentaram relação linear com a T, expressa na Equação 1, para $Ti < 0,345$, e na Equação 2, para casos em que $Ti > 0,345$:

$$T (^{\circ}C) = 545 + 1204 * Ti \quad (1)$$

$$T (^{\circ}C) = 817 + 273 * Ti \quad (2)$$

O geotermômetro de Luhr et al. (1984) utiliza relações de Ti e Fe em biotita, e é expresso pela Equação 3.

$$T (^{\circ}C) = 838 * (1,0337 - \frac{Ti}{Fe}) \quad (3)$$

Tabela 1. Análises químicas e fórmula estrutural de anfibólio.

		1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂		41,91	42,48	41,67	41,95	42,16	42,44	42,52	42,12	42,30
P ₂ O ₅		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂		1,84	1,88	1,92	1,97	1,91	1,83	1,78	1,95	1,95
Al ₂ O ₃		11,63	11,48	11,77	11,48	11,53	11,37	11,43	11,67	11,52
Cr ₂ O ₃		0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
MnO		0,44	0,43	0,53	0,48	0,51	0,53	0,56	0,42	0,42
FeO		16,90	16,64	17	17,10	17,16	16,96	16,58	17,26	16,58
MgO		10,54	10,49	10,45	10,41	10,60	10,83	10,90	10,33	10,66
CaO		9,15	8,84	9,04	9,01	8,90	8,85	8,96	9,18	9,18
SrO		0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01
Na ₂ O		1,68	1,69	1,64	1,74	1,69	1,72	1,80	1,73	1,58
K ₂ O		1,89	1,78	1,83	1,83	1,85	1,75	1,74	1,89	1,88
F		0,39	0,28	0,33	0,40	0,45	0,40	0,32	0,42	0,22
Cl		0,46	0,46	0,43	0,44	0,46	0,41	0,42	0,44	0,46
Total		96,58	96,23	96,32	96,59	96,93	96,91	96,79	97,13	96,56
Si	T	6,37	6,56	6,35	6,38	6,39	6,42	6,46	6,38	6,42
Al		1,63	1,43	1,65	1,62	1,61	1,58	1,54	1,62	1,58
Ti		0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,20	0,22	0,22
Al		0,45	0,65	0,46	0,44	0,45	0,44	0,51	0,46	0,48
Fe ³⁺	C	0,81	0,00	0,83	0,81	0,80	0,79	0,52	0,79	0,74
Fe ²⁺		1,14	1,71	1,11	1,15	1,14	1,11	1,29	1,19	1,15
Mg		2,39	2,42	2,37	2,36	2,40	2,44	2,47	2,33	2,41
Mn ²⁺		0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,05	0,05
Fe ²⁺	B	0,20	0,44	0,21	0,21	0,24	0,24	0,29	0,20	0,22
Ca		1,49	1,46	1,47	1,47	1,45	1,43	1,46	1,49	1,49
Na		0,25	0,04	0,24	0,26	0,25	0,25	0,18	0,25	0,23
Na	A	0,25	0,47	0,24	0,26	0,25	0,25	0,35	0,25	0,23
K		0,37	0,35	0,36	0,35	0,36	0,34	0,34	0,36	0,36
OH		1,27	1,31	1,29	1,24	1,23	1,29	1,33	1,24	1,33
F	W	0,18	0,13	0,16	0,19	0,22	0,19	0,15	0,20	0,10
Cl		0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,10	0,11	0,11	0,12
O		0,42	0,44	0,44	0,45	0,43	0,42	0,41	0,44	0,45

Tabela 2. Análises químicas e fórmula estrutural de biotita.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,25	37,64	37,50	37,72	37,24	37,45	37,53
TiO ₂	4,75	4,95	4,98	4,86	5,03	4,83	4,90
Al ₂ O ₃	14,15	13,96	13,84	13,38	13,85	13,99	14,01
FeO	16,55	16,56	16,55	16,57	16,50	17,00	18,06
MnO	0,22	0,18	0,15	0,17	0,23	0,07	0,04
MgO	13,30	13,29	13,33	13,38	13,04	13,26	12,48
CaO	0,01	0,00	0,04	0,02	0,06	0,02	0,01
Na ₂ O	0,16	0,09	0,86	0,15	0,11	0,16	0,10
K ₂ O	9,48	9,72	9,55	9,28	9,29	9,38	9,44
SrO	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,06	0,00
F	0,51	0,79	0,73	0,62	0,66	0,84	0,65
Cl	0,39	0,38	0,40	0,42	0,41	0,56	0,45
Cr ₂ O ₃	0,04	0,006	0,035	0,023	0,00	0,553	0,06
Li ₂ O*	1,14	1,25	1,21	1,27	1,14	1,20	1,22
H ₂ O*	3,72	3,62	3,65	3,66	3,63	3,55	3,66
Total	101,36	102,03	102,45	101,19	100,80	102,46	102,22
Si	5,50	5,52	5,49	5,57	5,52	5,48	5,52
Al ^{iv}	2,46	2,41	2,39	2,33	2,42	2,42	2,43
Al ^{vi}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,53	0,55	0,55	0,54	0,56	0,53	0,54
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01
Fe	2,04	2,03	2,03	2,05	2,05	2,08	2,22
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00
Mg	2,93	2,91	2,91	2,94	2,88	2,89	2,73
Li*	0,68	0,74	0,71	0,75	0,68	0,70	0,72
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,04	0,03	0,24	0,04	0,03	0,05	0,03
K	1,78	1,82	1,78	1,75	1,76	1,75	1,77
OH*	3,67	3,54	3,56	3,60	3,59	3,47	3,59
F	0,24	0,37	0,34	0,29	0,31	0,39	0,30
Cl	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,14	0,11
Total	19,99	20,02	20,13	20,00	19,94	19,99	19,98
Y total	6,20	6,24	6,22	6,31	6,20	6,29	6,23
X total	1,83	1,84	2,04	1,80	1,80	1,81	1,80
Al total	2,46	2,41	2,39	2,33	2,42	2,42	2,43
Mg-Li	2,25	2,17	2,20	2,19	2,21	2,19	2,01
Fe+Mn+Ti-Al ^{vi}	2,60	2,60	2,59	2,61	2,64	2,62	2,77

Hammarstrom e Zen (1986) (Equação 4), Hollister et al. (1987) (Equação 5), Johnson e Rutherford (1989) (Equação 6), Schmidt (1992) (Equação 7) e Mutch et al. (2016) (Equação 8) apresentam geobarômetros baseados na partição de Al^{iv} e Al^{vi} (Al_{Tot}) em hornblenda, expressos nas fórmulas:

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = 3,92 + 5,03 * (Al^{iv} + Al^{vi}) \quad (4)$$

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = (-4,76) + 5,65 * (Al^{iv} + Al^{vi}) \quad (5)$$

$$P (\pm 0,5 \text{ kbar}) = (-3,46) + 4,32 * (Al^{iv} + Al^{vi}) \quad (6)$$

$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = (-3,01) + 4,76 * (Al^{iv} + Al^{vi}) \quad (7)$$

$$P (\pm 0,5 \text{ kbar}) = 0,5 + 0,331 * (Al^{iv} + Al^{vi}) + 0,995 * (Al^{iv} + Al^{vi}) \quad (8)$$

O geotermômetro de Holland e Blundy (1994), também baseado no equilíbrio entre plagioclásio e anfibólio, considera a reação Edenita + Albite = Richterita + Anortita, cuja calibração é expressa na Equação 9:

$$T (\pm 313\text{K}) = \frac{78,44 + X_{Ab-An} - 33,6X_{Na} - (66,8 - 2,92P) * X_{Al} + 78,5X_{Al} + 9,4X_{Na}}{0,0721 - 0,0083144 * \ln Y} \quad (9)$$

com P em kbar, T em Kelvin e $Y = \frac{27 * X_{Na} * X_{Si} * X_{An}}{64 * X_{Ca} * X_{Al} * X_{Ab}}$

Tabela 3. Análises químicas e fórmula estrutural de K-feldspato e plagioclásio.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	62,28	62,16	61,90	62,02	61,85	61,50	61,79	62,13	66,18	66,06	65,87	66,26
TiO ₂	0,00	0,015	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,48	24,51	24,43	24,59	24,50	24,24	24,47	24,46	12,66	18,65	18,67	18,55
FeO	0,04	0,08	0,10	0,06	0,10	0,13	0,10	0,05	0,02	0,08	0,06	0,04
MnO	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	4,78	4,67	4,75	4,78	4,75	4,74	4,99	4,91	0,09	0,07	0,02	0,08
Na ₂ O	8,22	8,18	8,26	8,15	8,02	8,13	7,80	7,91	1,79	1,75	1,50	1,71
K ₂ O	0,22	0,26	0,24	0,21	0,26	0,26	0,30	0,28	13,64	13,84	14,18	13,80
BaO	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	0,58	0,58	0,00
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59
F	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,05	0,09	0,00	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,04
Total	100,04	99,977	99,723	99,922	99,572	99,013	99,497	99,767	95,04	101,18	100,897	101,116
O	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	2,49	2,49	2,48	2,48	2,48	2,48	2,48	2,49	2,78	2,61	2,61	2,62
Al	1,30	1,31	1,31	1,31	1,31	1,31	1,31	1,31	0,71	0,98	0,99	0,98
Fe	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,38	0,37	0,38	0,38	0,38	0,38	0,40	0,39	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	1,31	1,31	1,32	1,31	1,29	1,31	1,25	1,27	0,30	0,28	0,24	0,27
K	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	2,30	2,19	2,25	2,18
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,05	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	5,53	5,53	5,55	5,53	5,52	5,54	5,51	5,51	6,16	6,13	6,14	6,16
Or	2,07	2,41	2,21	1,99	2,46	2,39	2,82	2,63	88,12	88,61	90,40	88,72
Ab	75,87	75,94	75,25	75,80	75,33	75,57	73,63	74,32	11,58	11,18	9,54	11,03
An	22,06	21,65	21,54	22,214	22,21	22,04	23,55	23,05	0,30	0,21	0,06	0,25
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabela 4. Análises químicas e fórmula estrutural de ilmenita.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
TiO ₂	17,06	49,07	18,64	42,6	17,30	45,59	14,85	15,01
Al ₂ O ₃	0,07	0,02	0,16	0,85	0,12	0,00	0,13	0,07
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,01	0,06	0,12	0,05	0,04	0,05
FeO	78,65	53,04	77,87	53,48	79,08	55,31	80,87	80,79
MnO	0,06	0,08	0,04	0,03	0,05	0,15	0,03	0,04
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
CaO	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
Na ₂ O	0,04	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,04	0,03
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
F	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Totals	95,98	102,28	96,75	97,17	96,71	101,20	96,06	96,07
Ti	0,32	0,91	0,36	0,82	0,33	0,85	0,28	0,28
Al	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,33	0,90	0,35	0,82	0,33	0,84	0,27	0,28
Fe ³⁺	1,35	0,19	1,29	0,33	1,34	0,31	1,45	1,44
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

RESULTADOS

Aspectos de campo e petrografia

Em campo, as rochas afloram na forma de lajedos e cortes de pedreira e exibem frequentes estruturas migmatíticas dos tipos *schollen*, estromática e dobrada, com segregação de porções neoformadas leucocráticas (com mineralogia essencialmente quartzo-feldspática) e mesocráticas a melanocráticas (com mineralogia dominada por minerais máficos, especialmente biotita e anfibólio), ambas neoformadas (Figura 2A). Tais rochas comumente apresentam bandamento gnáissico (Figuras 2B e 2C), com alternância de bandas de coloração clara e predominância de minerais félsicos (principalmente feldspatos e quartzo) e de bandas cinza escuro, com predominância de minerais máficos (sobretudo biotita, anfibólio e, por vezes, clinopiroxênio). Exibem textura granoblástica e, por vezes, também são observados porfiroclastos de feldspato (Figura 2C). A granulação varia de fina a grossa, e os grãos são, sobretudo, subidioblásticos a xenoblásticos.

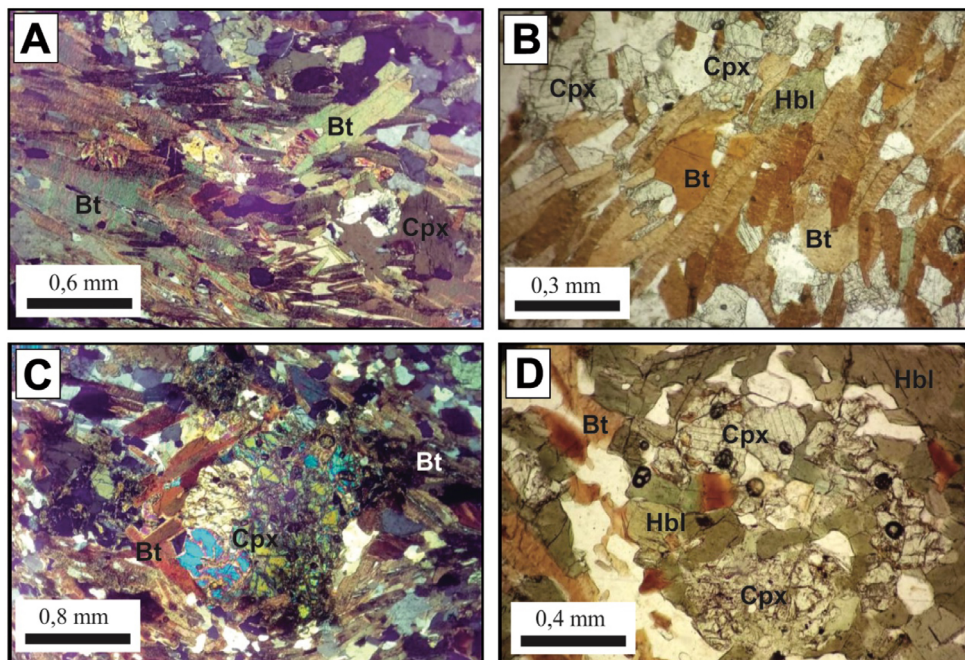
Vistas ao microscópio, as porções mais mesocráticas apresentam estrutura foliada (Figuras 3A e 3B), textura lepidonematoblástica (com orientação de grãos de biotita e hornblenda) e granoporfiroclástica, com grãos rotacionados de clinopiroxênio (Figuras 3A e 3C). A mineralogia essencial é composta por plagioclásio (37,1%), biotita (15,7%), clinopiroxênio (15%), quartzo (12%), hornblenda (10,2%) e K-feldspato (7,4%), tendo apatita e minerais opacos como fases acessórias. Quanto à forma, os grãos de clinopiroxênio, feldspatos, anfibólios e minerais opacos são predominantemente xenoblásticos. A biotita ocorre em grãos subidioblásticos a idioblásticos. Os grãos de clinopiroxênio exibem cor verde pálido em luz natural (Figuras 3B e 3D), e em luz polarizada, ângulo de extinção entre 40 e 50°, sugerindo que sejam diopsídio. Apresentam também muitas inclusões de

minerais opacos e forte microfraturamento. As plaquetas de biotita apresentam moderado a forte pleocroísmo em tons de castanho (Figura 3B), e sob nicóis cruzados exibem cores de interferência que variam de verde-claro até por verde médio e, por vezes, cores de interferências mascaradas pela cor natural (amarronzado) (Figuras 3A e 3C).

As porções mais leucocráticas apresentam textura granonematoblástica (com orientação de grãos hornblenda) (Figura 4A) e, subordinadamente, granolepidoblástica (com a orientação de biotita) (Figura 4B). Tais rochas apresentam K-feldspato (40%), plagioclásio (24%), quartzo (17%), hornblenda (12%), biotita (4,5%) como minerais essenciais e, como fases acessórias, apatita, rutilo, zircão e minerais opacos (ilmenita e magnetita). Texturas de intercrescimento do tipo mimerquita (Figura 4C) e exsolução em grãos de feldspatos (pertitas, Figura 4D) também são observadas. Quanto à textura, os grãos são predominantemente xenoblásticos, inequidimensionais, com tamanhos que variam de 0,05 a 2,5 mm. Os contatos intergranulares são poligonais (em quartzo e plagioclásio) (Figura 5A), ameboides a interlobados (em quartzo). A extinção ondulante ocorre em quartzo e feldspatos (Figura 5B). *Ribbons* monocristalinos de quartzo (Figura 5C) e textura núcleo-manto em quartzo e K-feldspato (Figura 5D) também são observados. O K-feldspato ocorre como grãos xenoblásticos, sempre com feições de exsolução (pertitas) e inclusões de biotita e plagioclásio (Figura 4D). O plagioclásio ocorre como grãos xenoblásticos, comumente com macla polissintética (Figuras 5A e 5B) e extinção ondulante (Figura 5B). A hornblenda ocorre como grãos subidioblásticos, orientados (Figura 4A), e com inclusões de minerais opacos e de quartzo. A biotita ocorre de forma primária como grãos idioblásticos orientados na matriz (Figura 5B) e com inclusões de minerais opacos. Apresenta moderado pleocroísmo em tons de verde amarronzado em luz natural, e em luz polarizada exibe cores de interferência que variam de amarelo.

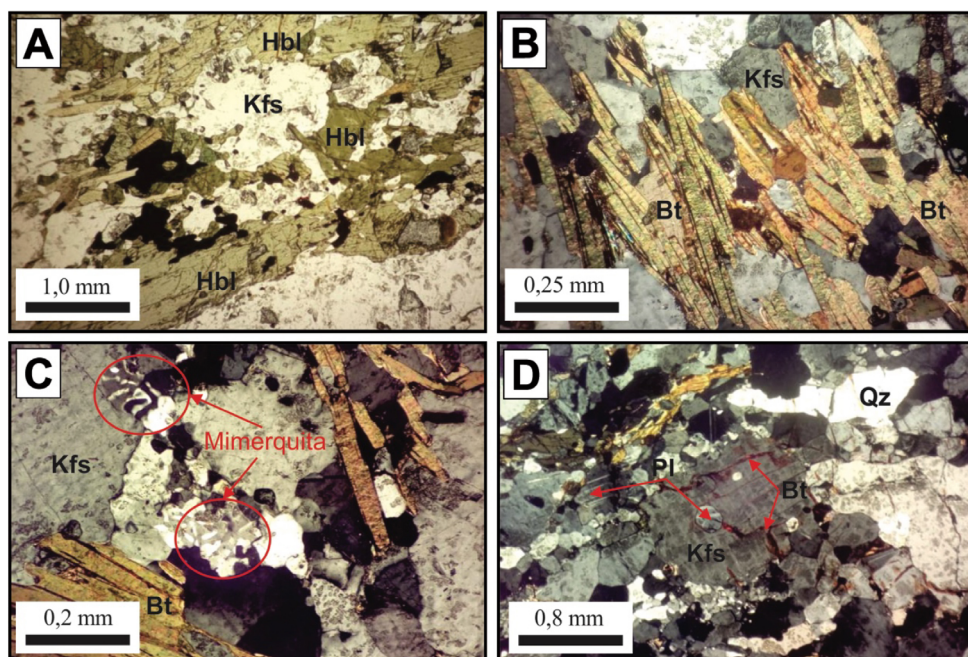


Figura 2. Aspectos de campo das rochas estudadas: (A) estruturas migmatíticas diversas com segregação de porções neoformadas; (B) bandamento gnáissico com intercalações de bandas ricas em biotita e anfibólio com bandas quartzo-feldspáticas; (C) bandamento gnáissico bem desenvolvido exibindo porfiroclastos deformados de feldspato.



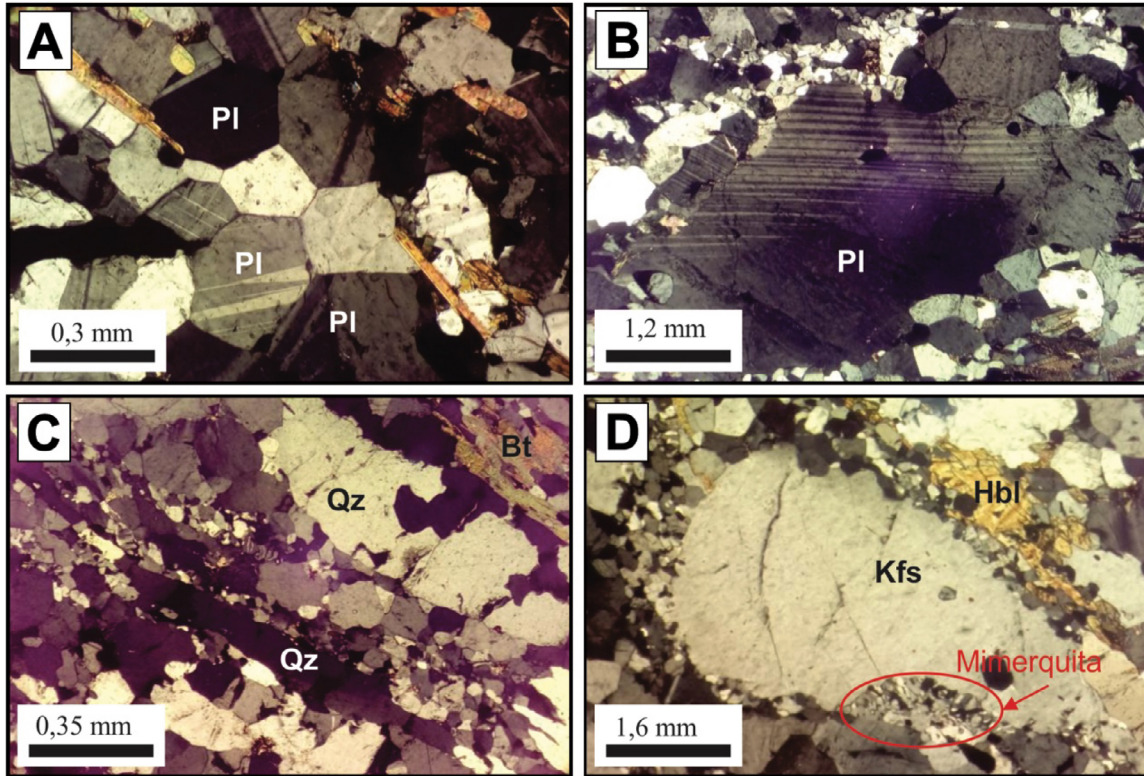
Bt: biotita; Cpx: clinopiroxênio; Hbl: hornblenda.

Figura 3. Fotomicrografias apresentando as principais características do neossoma mesocrático: (A) textura lepidoblástica com a orientação de biotita na matriz e porfiroclasto de clinopiroxênio, em luz polarizada; (B) biotita orientada na matriz, em luz natural, onde se pode observar a variação de tons de matiz castanho decorrentes do forte pleocroísmo observado, e grãos de clinopiroxênio em tons incolores a verde-pálido; (C) porfiroclasto de clinopiroxênio rotacionado em meio a grãos de biotita, em luz polarizada; (D) grãos de piroxênio com tons verde-pálido e clivagem característica, grãos de hornblenda xenoblásticos e biotita, em luz natural.



Bt: biotita; Hbl: hornblenda, Kfs: K-feldspato; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo.

Figura 4. Fotomicrografias apresentando as principais microestruturas do neossoma leucocrático: (A) textura nematoblástica com grãos de hornblenda orientados (e entre eles um porfiroclasto de K-feldspato), em luz natural; (B) textura lepidoblástica com grãos de biotita orientados, em luz polarizada; (C) mimerquitas em luz polarizada; (D) grão de K-feldspato perítico com inclusão de plagioclásio e fraturas preenchidas por biotita, também em luz polarizada.



Bt: biotita; Kfs: K-feldspato; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo.

Figura 5. Fotomicrografias apresentando microestruturas do neossoma leucocrático: (A) textura granoblástica e contatos poligonais em grãos de plagioclásio (com macla polissintética), em luz polarizada; (B) porfiroclasto de plagioclásio com macla polissintética e extinção ondulante, em luz polarizada; (C) *ribbons* de quartzo em luz polarizada; (D) porfiroclasto de K-feldspato exibindo textura núcleo-manto e mimerquitas, também em luz polarizada.

De forma secundária, ínfima quantidade de biotita é encontrada preenchendo fraturas em grãos de K-feldspato (Figura 5D).

Considerando-se protólito ígneo, pelo diagrama QAP para rochas plutônicas de Streckeisen (1976), que contempla as relações percentuais entre quartzo, K-feldspato e plagioclásio, tem-se que as porções mesocráticas apresentam composição granodiorítica e as porções leucocráticas, por sua vez, composição monzogranítica (Figura 6).

Química mineral

Anfibólio

Os grãos de anfibólio analisados são do tipo cálcico, classificados como hornblenda de composição pargasítica, segundo a nomenclatura proposta por Hawthorne et al. (2012) (Figura 7). Apresentam discretas variações composicionais com núcleo mais enriquecido em Mg, Fe e Mn, e mais empobrecido em Ca em relação às bordas (Figura 8).

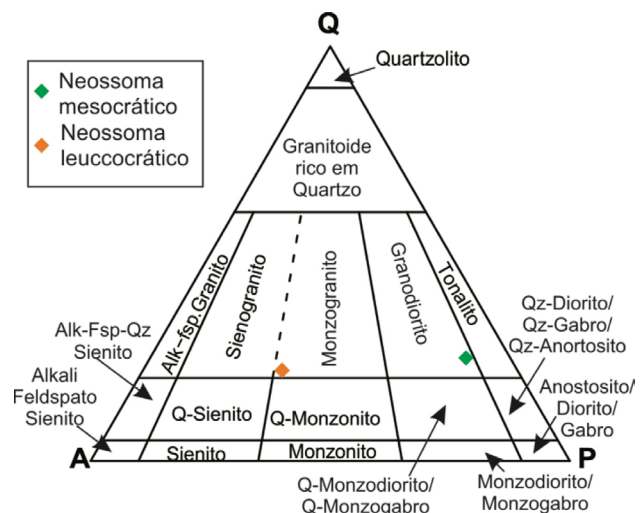


Figura 6. Análise da composição mineralógica dos granitoides diatexiticos de São João do Paraíso pelo diagrama QAP de Streckeisen (1976).

O Mg# varia entre 0,52 e 0,58, o Ca de 1,43 a 1,51 apfu (átomos por fórmula unitária), o Fe³⁺ de 0,33 a 0,38 apfu e o Mn entre 0,05 e 0,08 apfu.

Biotita

A biotita analisada é siderofilita (micas ricas em Fe e Mg), segundo a classificação pelo diagrama de Tischendorf et al. (1997) (Figura 9). Apresenta Mg# entre 0,55 e 0,59, Ti entre 0,527 e 0,561 apfu, Fe²⁺ entre 2,026 e 2,222 apfu, Mg²⁺ entre 2,735 e 2,944 apfu e Al^{IV} entre 2,328 e 2,462 apfu.

Feldspatos

O K-feldspato tem composição de ortoclásio (Figura 10), com Or_{88,96%}Ab_{10,83%}An_{0,21%} e valores de K entre 2,1 e 2,30 apfu, Na entre 0,33 e 0,30 apfu e Ca entre 0,00 e 0,01 apfu.

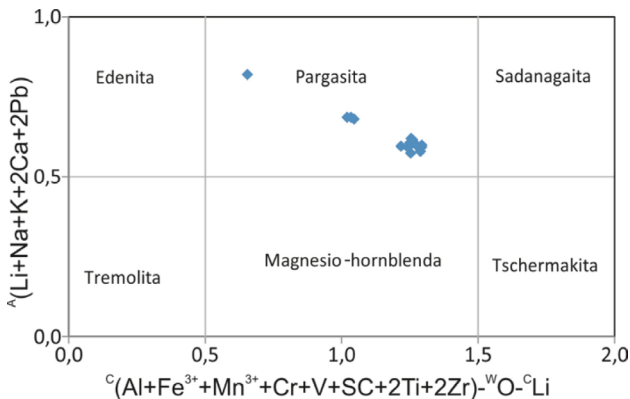


Figura 7. Classificação de anfibólio dos granitoides diatexiticos de São João do Paraíso, segundo o diagrama de Hawthorne et al. (2012), para anfibólios cálcicos.

O plagioclásio tem composição de oligoclásio (Figura 10), com Ab_{75,26%}An_{22,39%}Or_{2,35%} e valores de Na entre 1,25 e 1,32 apfu, Ca entre 0,37 e 0,40 apfu e K entre 0,03 e 0,05 apfu.

Ilmenita

A ilmenita é classificada como Fe-Ti ilmenita (Figura 11), com variações de Ti entre 0,82 e 0,91 apfu, Fe²⁺ entre 0,81 e 0,90 apfu, Fe³⁺ entre 0,18 e 0,33 apfu, Al entre 0,00 e

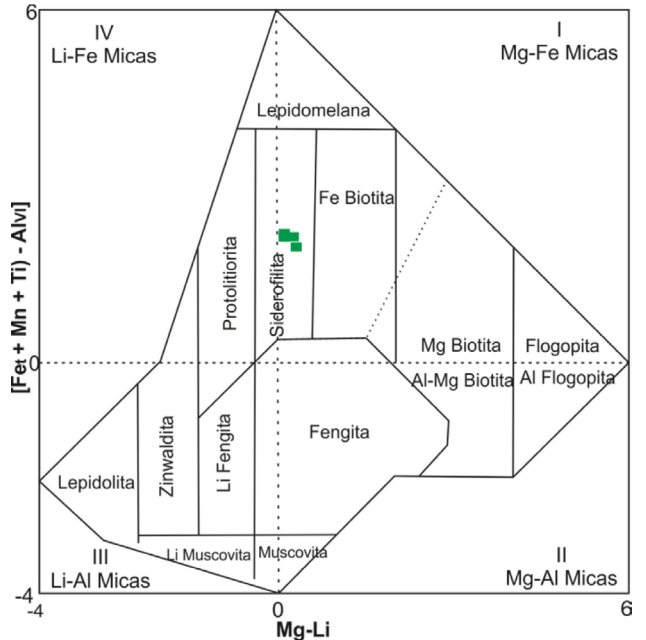


Figura 9. Classificação da biotita dos granitoides diatexiticos de São João do Paraíso, segundo o diagrama de Tischendorf et al. (1997).

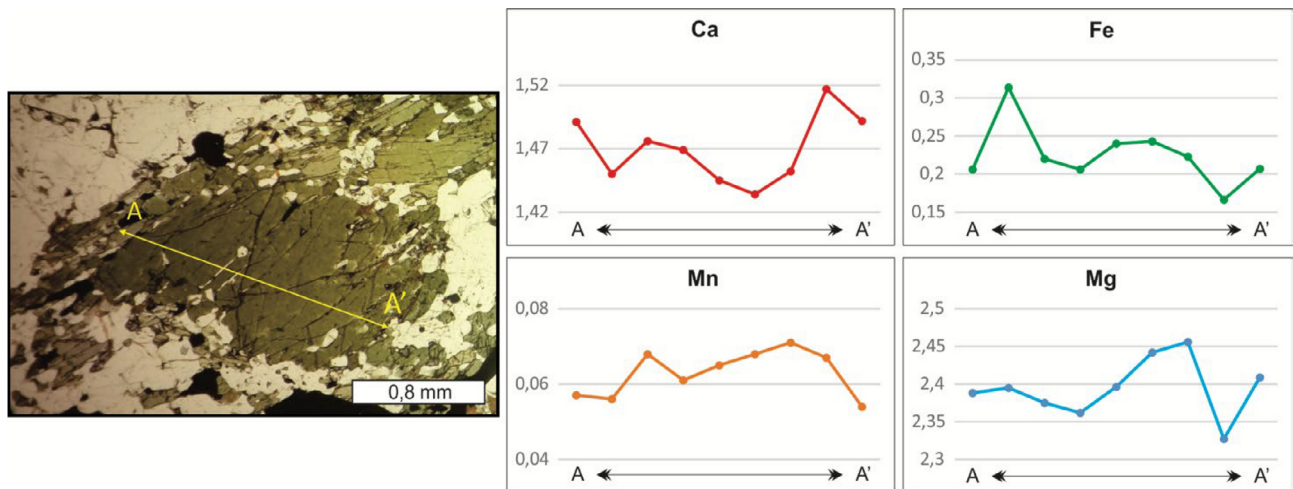
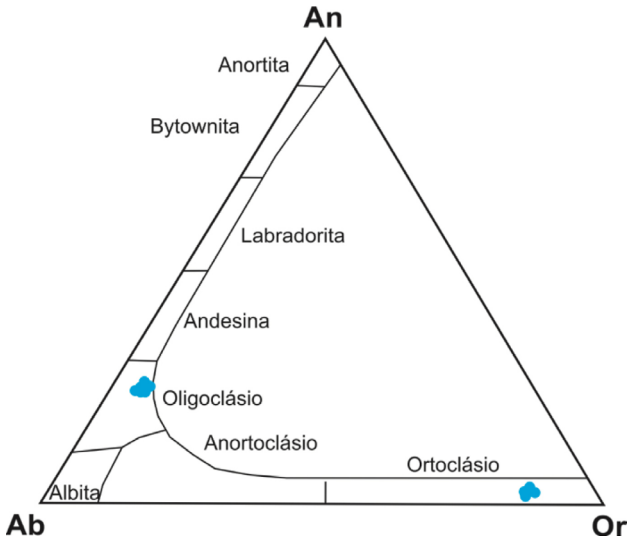


Figura 8. Perfil químico em hornblenda apresentando a variação de valores de Mn, Mg, Fe e Ca apfu ao longo do grão.



Ab **Or**
Figura 10. Classificação dos feldspatos (potássico e calcissódico) dos granitoides diatexiticos de São João do Paraíso, segundo diagrama de Deer et al. (2010).

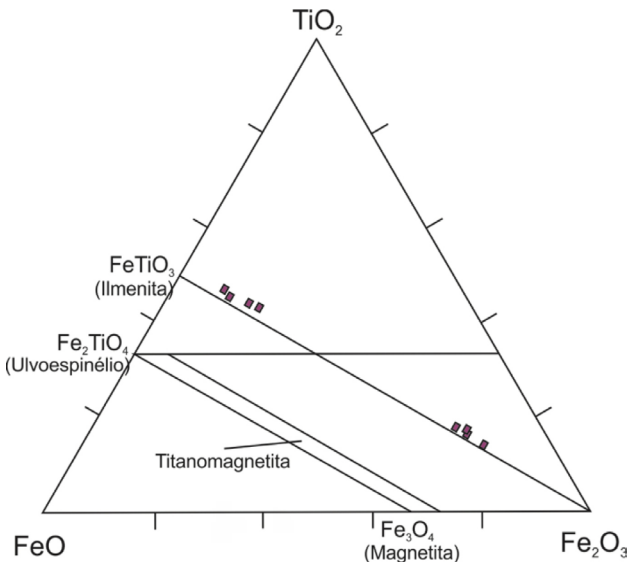


Figura 11. Classificação da ilmenita dos granitoides diatexiticos de São João do Paraíso pelo diagrama TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 .

0,03 apfu Apresenta lamelas de exsolução de composição intermediária na série ilmenita-hematita (Figura 12), com valores de Fe^{2+} entre 0,27 e 0,35 apfu e valores de Fe^{3+} entre 1,29 e 1,44 apfu.

Estimativas geotermobarométricas

Pelas estruturas e texturas macro e microscópicas observadas, definiu-se como associação mineral de pico metamórfico para

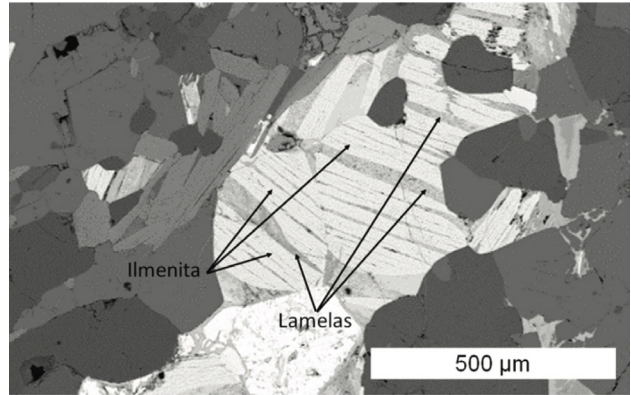


Figura 12. Imagem por elétrons retroespalhados (BSE) apresentando ilmenita com lamelas de ilmenita-hematita.

as porções leucocráticas, a saber: plagioclásio + K-feldspato + hornblenda + biotita + quartzo + magnetita + ilmenita + melt, com estimativa, a partir dos aspectos microestruturais observados, de médio a alto grau metamórfico.

A Tabela 5 apresenta os resultados de geotermobarometria convencional obtidos com a aplicação de calibrações diversas (e suas respectivas margens de erros) com base em análises de química mineral feitas em borda e núcleo de grãos de hornblenda, biotita e plagioclásio. Os valores de P e T encontrados para as condições de equilíbrio no pico metamórfico são de, respectivamente, $6,2 \pm 1,1$ kbar e 672 a 680 ± 40 °C.

DISCUSSÃO

Mecanismos de deformação

Baseando-se nas estruturas macro e microscópicas observadas, são interpretados diferentes mecanismos de deformação associados à tectônica.

Microestruturas cataclásticas, em grãos pré-tectônicos (gerados antes da foliação regional — herdados do protólito), são restritas ao neossoma mesocrático, onde ocorrem porfiroclastos de clinopiroxênio (estáveis até em altas condições de P e T) rotacionados, com sombras de P assimétricas e intensamente fraturados (Figura 3C).

A extinção ondulante em *ribbons* de quartzo e grãos de K-feldspato (ortoclásio) e plagioclásio e a presença de subgrãos e novos grãos de quartzo e K-feldspato indicam deformação dinâmica por plasticidade intracristalina (Vernon, 2004; Rowland et al., 2007). Esse mecanismo, conforme Vernon (2004), se dá pela propagação de deslocamentos internos dos grãos (defeitos lineares do retículo cristalino). Nesse mesmo processo, subgrãos e novos grãos se formam, por recristalização dinâmica, quando essas deslocamentos internos são

Tabela 5. Pressões e temperaturas obtidas para os granitoides portadores de anfibólio, segundo as referidas calibrações.

Autor	Minerais utilizados	Núcleo		Borda	
		P(Kbar)	T(°C)	P(Kbar)	Borda
Otten (1984)	Hbl	n.a.*	677 ± 40	n.a.*	683 ± 40
Luhr et al. (1984)	Bt	n.a.*	642 ± 40	n.a.*	656 ± 40
Hammarstrom e Zen (1986)	Hbl	6,5 ± 3	n.a.*	6,5 ± 3	n.a.*
Hollister et al. (1987)	Hbl	6,9 ± 1	n.a.*	6,9 ± 1	n.a.*
Johnson e Rutherford (1989)	Hbl	5,5 ± 0,5	n.a.*	5,5 ± 0,5	n.a.*
Schmidt (1992)	Hbl	6,8 ± 0,6	n.a.*	6,8 ± 0,6	n.a.*
Holland e Blundy (1994)	Hbl e Pl	n.a.*	697 ± 40	n.a.*	702 ± 40
Mutch et al. (2016)	Hbl	5,4 ± 0,5	n.a.*	5,5 ± 0,5	n.a.*
Média	-	6,2 ± 1,1	672 ± 40	6,2 ± 1,1	680 ± 40

*Não se aplica.

eliminadas nas bordas do grão ou quando se anulam pela sobreposição de defeitos lineares de características opostas.

A deformação dinâmica dúctil também é indicada pela presença de fitas de quartzo (*ribbons* monocristalinos), microestruturas de recristalização dinâmica tipicamente formadas por migração de bordas de grão em milonitos de altas Ts (Stipp et al., 2002; Passchier e Trouw, 2005).

Em relação aos contatos poligonais observados em grãos de quartzo e plagioclásio (Figura 4D), estes são produtos da recristalização estática (Vernon, 2004; Passchier e Trouw, 2005). Tal estrutura tem caráter pós-deformacional, reflete o ajuste termodinâmico de agregados monominerálicos e é comum em quartzo em faixas intermediárias de T. Em grãos de feldspato ocorrem apenas em altas Ts.

Condições de metamorfismo

Os resultados geotermobarométricos obtidos para a associação mineral de pico metamórfico do neossoma leucocrático informam condições de equilíbrio em $6,2 \pm 1,1$ Kbar e $672 \pm 40^\circ\text{C}$ e $680 \pm 40^\circ\text{C}$. A diferença de 8°C entre os valores obtidos por geotermometria para núcleo e bordas dos minerais analisados tem pouco significado diante da margem de erro dos termômetros utilizados (em torno de 40°C — Otten, 1984; Luhr et al., 1984; Holland e Blundy, 1994).

Considerando-se tais resultados e a densidade média da crosta como $2,70 \text{ g/cm}^3$ (um gradiente barométrico de 270 bars/km, Winter, 2010), estima-se que o metamorfismo e a deformação tenham se desenvolvido em uma profundidade crustal de aproximadamente 23 km e em um gradiente térmico crustal de 29°C/km . Adotando-se como referência o trabalho de Pluijm e Marshak (2004), que relaciona T, P e profundidade com as fácies metamórficas, os valores de P e T encontrados para as rochas em estudo informam metamorfismo em condições de fácies anfíbolito superior.

As composições do neossoma mesocrático (granodiorítica e tendo como fase mineral mais abundante em volume

o plagioclásio) e do neossoma leucocrático (monzogranítica, com ortoclásio como fase mineral mais abundante em volume) sugerem que as porções leucocráticas sejam produtos do *melt* gerado da fusão do protólito e que as porções mesocráticas tenham caráter residual (que delas tenham sido extraídas quantidades significativas de *melt*). Reações de fusão com participação de água e fases minerais como biotita, quartzo, plagioclásio e ortoclásio, nas quais o K-feldspato é preferencialmente consumido e tende a migrar para a fase líquida, tipicamente desenvolvidas entre 680 e 700°C (Weinberg e Hasalová, 2015), explicariam o enriquecimento em K-feldspato no neossoma leucocrático (leucossoma) em relação ao neossoma mesocrático (residual). As abundantes mimerquitas (Figuras 4C e 5D) e pertitas (Figura 4D) bem como a presença de inclusões de quartzo e plagioclásio em grãos de K-feldspato (Figura 4D) observadas no leucossoma leucocrático dão suporte para essa hipótese, o que implicaria que as rochas estudadas sejam migmatitos com baixa taxa de fusão parcial, com leucossomas ricos em ortoclásio.

Implicações regionais

Marques (2015) abordou essas mesmas rochas como pertencentes à Suíte São João do Paraíso (produto anatético de metassedimentos do Domínio Cambuci — Tupinambá et al., 2007). Contudo, a mineralogia observada, principalmente a grande porcentagem em volume de hornblenda (11%, em média) e clinopiroxênio (7,5%, em média), sugere protólito ígneo, o que permite a interpretação do litotipo estudado como um enclave ortoderivado dentro da Suíte São João do Paraíso.

A associação de magnetita e ilmenita, de acordo com Pitcher (1983), pode caracterizar granitoides do tipo-I. A mesma interpretação pode ser feita a partir de Chappell e White (1974), na qual os autores identificam dois tipos de suítes graníticas (tipo-I e tipo-S). Os granitoides do tipo-I são caracterizados por altos teores de sódio e cálcio e baixos

teores de cromo e níquel, além de magnetita como óxido característico e presença de hornblenda, com formação provável a partir de uma fusão parcial de um material ígneo. Os granitoides tipo-S, por sua vez, são produto da fusão de sedimentos e rochas metassedimentares aluminosas, tendo ilmenita como óxido característico, e comumente apresentam granada como acessório.

Tais dados caracterizam o litotipo estudado como biotita-hornblenda gnaisses migmatíticos protomilonitizados (seguindo a proposta de nomenclatura para rochas metamórficas de Fettes e Desmons, 2007), ortoderivados, o que possibilita a sua correlação com as rochas do Complexo Serra da Bolívia, e não com a Suíte São João do Paraíso, como abordado por outros estudos (Duarte et al., 2012; Marques, 2015; Heilbron et al., 2016). Dados geocronológicos (U-Pb em zircão) corroboram tal correlação, indicando que as rochas estudadas cristalizaram em $610,3 \pm 4,7$ Ma (Marques, 2015) e os ortognaisses do Complexo Serra da Bolívia em torno de 605 Ma (Tupinambá et al., 2007). Em contrapartida, os leucocharnoquitos e charnoenderbitos da Suíte São João do Paraíso cristalizaram-se em aproximadamente 580 Ma (Tupinambá et al., 2007). Tal interpretação implica na presença de corpos ortoderivados dentro da Suíte São João do Paraíso, que é considerada uma unidade essencialmente paraderivada (Duarte et al., 2012).

A presença de microestruturas núcleo-manto em grãos de quartzo e K-feldspato, a extinção ondulante em quartzo, K-feldspato e plagioclásio, os contatos ameboides a interlobados e os *ribbons* monocristalinos em quartzo, com migração de bordas de grãos, sugerem deformação e metamorfismo sob condições de alta temperatura. Tal consideração está de acordo com os valores de P e T obtidos por geotermobarometria convencional para biotita, hornblenda e plagioclásio, por meio da qual foram encontrados $6,2 \pm 1,1$ Kbar e $672 \pm 40^\circ\text{C}$ a $680 \pm 40^\circ\text{C}$ (metamorfismo na fácies anfíbrito superior). Essas estimativas, quando comparadas com as obtidas para outras rochas da região (Tabela 6), apresentam grandes variações, corroborando os resultados apresentados por Marques (2009), que conclui que os domínios do Terreno Oriental da Faixa Ribeira apresentam evolução

metamórfica distinta, ocorrida em diferentes níveis crustais. A mesma observação pode ser realizada a partir dos dados apresentadas nessa mesma tabela.

CONCLUSÕES

O litotipo estudado corresponde a um enclave ortoderivado na Suíte São João do Paraíso e pode ser classificado como biotita-hornblenda gnaisse migmatítico e protomilonitizado, com composição granodiorítica (neossoma mesocrático, de caráter residual) a monzogranítica (neossoma leucocrático, o leucossoma), correlacionável ao Complexo Serra da Bolívia do Domínio Cambuci da Faixa Ribeira.

A deformação e o pico de metamorfismo se deram em condições de Ps e Ts de, aproximadamente e respectivamente, $6,2 \pm 1,1$ Kbar e $672 \pm 40^\circ\text{C}$ a $680 \pm 40^\circ\text{C}$ (no fácies anfíbrito superior), valores estes contrastantes com os reportados na literatura para outras rochas da região norte fluminense, reforçando a ideia de que os domínios do Terreno Oriental da Faixa Ribeira foram submetidos a metamorfismo em diferentes níveis crustais, apresentando evoluções metamórficas distintas entre si.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio com a bolsa de iniciação científica do primeiro autor (Edital PIIC-UFES 2018-2019), com a qual se desenvolveu grande parte deste trabalho. Agradecem ao Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic) da UFOP, membro da Rede de Microscopia e Microanálises apoiada pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) de Minas Gerais. Ao editor Daniel Machado, agradecemos pela atenção na condução do processo de publicação. Os autores agradecem também ao revisor Lauro César Montefalco de Lira Santos e ao revisor anônimo pelas pertinentes críticas e valiosas sugestões para o aprimoramento do presente trabalho.

Tabela 6. Valores de pressão e temperatura de metamorfismo na região norte fluminense.

Autor	Litotipo/localização	P (Kbar)	T (°C)
Santos et al. (2005)	Gnaisses da região de São Fidélis, no centro norte fluminense	8-9	750-800
Marques (2009)	Metapelitos do Domínio Cambuci no norte fluminense	6,62	718
Marques (2009)	Metabasitos do Domínio Cambuci em Bom Jesus do Itabapoana (RJ)	$6,9 \pm 1,9$	720
Karniol et al. (2009)	Granulitos entre Patrocínio do Muriaé e Itaperuna	7,9 e 8,6	754-775
Karniol et al. (2009)	Granulitos entre Itaperuna e Italva	8,0 e 9,1	702-722
Marques et al. (2017)	Metabasitos do Domínio Cambuci em Bom Jesus do Itabapoana	10,5	850

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. D., Hasui, Y., Brito Neves, B. D., Fuck, R. A. (1977). Províncias estruturais brasileiras. *VIII Simpósio de Geologia do Nordeste*, 6, 363-391. Campina Grande: SBG.
- Best, M. G. (2002). *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd ed. Hong Cong: Blackwell Science.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (2010). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 2nd ed. Edinburgh: Pearson Prentice Hall.
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(361), 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Duarte, B. P., Tupinambá, M., Nogueira, J. R., Heilbron, M., Almeida, J. C. H., Porto Junior, R., Menezes, P. T. L. (2012). Unidades Litoestratigráficas. In: L. C. Silva (Ed.), *Nota explicativa da Folha Itaperuna (SF.24-V-C-I)* (p. 33-64). Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte: CPRM.
- Fettes, D., Desmons, J. (2007). *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Hammarstrom, J. M., Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313. Disponível em: <http://www.minsocam.org/ammin/AM71/AM71_1297.pdf>. Acesso em: 6 out. 2020.
- Hasui, Y. (2010). A grande colisão Pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, 29(2), 141-169. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/71882>>. Acesso em: 15 out. 2020.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Heilbron, M., Eirado, L. G., Almeida, L. G. (Eds.). (2016). *Geologia e recursos minerais do estado do Rio de Janeiro: Texto explicativo do mapa Geológico e de recursos minerais*. Belo Horizonte: CPRM.
- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C. M., Milani, E., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M. (2000). From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: W. Mohriak, M. Talwani (eds), *Atlantic Rifts and Continental Margins* (v. 115, p. 1-34). Washington, D.C.: American Geophysical Union (Geophysical Monograph Series).
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Silva, L. C., Campos Neto, M. C., Trouw, R. A. J. (2004). A evolução tectônica da Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (p. 203-234). São Paulo: Beca.
- Holland, T., Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., Sisson V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239.
- Johnson, M. C., Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9), 837-841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2)
- Karniol, T. R., Machado, R., Bilal, E., Moutte, J. (2009). Geotermobarometria de granulitos do Cinturão Ribeira na porção norte do estado do Rio de Janeiro: seção Italva (RJ) – Patrocínio do Muriaé (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 39(3), 519-532.
- Luhr, J. F., Carmichael, I. S., Varekamp, J. C. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1-2), 69-108. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90057-X)
- Marques, R. A. (2009). *Evolução metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira entre Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ*. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- Marques, R. A. (2015). *Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geoquímica isotrópica (Sr-Nd) dos granitóides do domínio Cambuci (Faixa Ribeira) na região limítrofe dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

- Marques, R. A., Duarte, B. P., Pereira, L. O., Medeiros Junior, E. B., Soares, C. C. V., Gouvêa, L. P., Velasco, T. C., Melo, M. G., Marangon, G. R., Mattos, L. C. N. (2017). Química mineral e geotermobarometria (Thermocalc) de metabasitos do Terreno Oriental (Faixa Ribeira) na Região de Bom Jesus do Itabapoana – RJ. *XVI Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Búzios: SBG.
- Marques, R. A., Mattos, L. C. N., Marangon, G. R., Melo, M. G., Ferreira, S. L. M., Medeiros Júnior, E. B., Velasco, T. C., Licursi, E. A., Bottacin, C. D. (2019). Geologia e Recursos Minerais na região de São João do Paraíso (RJ). *Revista Sodebras*, 14(160), 54-58. <https://doi.org/10.29367/issn.1809-3957.14.2019.160.54>
- Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, F. J., Cooper, F. J., Brooker, R. A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(10). <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Otten, M. T. (1984). The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 189-199. <https://doi.org/10.1007/BF00381846>
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. Berlin: Springer. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Alkmin, F. F., Silva, L. C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C. C. (2007). Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15(1), 1-16. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.103>
- Pitcher, W. S. (1983). Granite type and tectonic environment. In: K. Hsü (Ed.). *Mountains Building processes* (p. 19-40). Londres: Academic Press.
- Pluijm, B. A. V. D., Marshak, S. (2004). *Earth Structure: An introduction to Structural Geology and Tectonics*. Londres: Norton Company.
- Rowland, S. M., Duebendorfer, E. M., Schiefelbein, I. M. (2007). *Structural Analysis and Synthesis*. 3rd ed. Singapura: Blackwell.
- Santos, T. B., Munhá, J., Tassinari, C. G., Dias Neto, C. (2005). Geotermobarometria em rochas metamórficas na Região de São Fidelis, RJ, SE Brasil. *VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, 1, 95-100. Aveiro.
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Spear, F. S. (1989). Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In: F. S. Spear (Ed.). *Metamorphic Pressure-temperature-time paths*. Short Course (p. 1-55). Washington, D.C.: Geology American Geophysical Union.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861-1884. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4)
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Tindle, A. G., Webb, P. K. (1990). Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2(5), 595-610. <https://doi.org/10.1127/ejm/2/5/0595>
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.-J., Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61(408), 809-834.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Duarte, B. P., Nogueira, J. R., Valladares, C., Almeida, L., Silva, L. G. E., Medeiros, S. R., Almeida, C. G., Miranda, A., Ragatky, C. D., Mendes, J., Ludka, I. (2007). Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15(1), 67-79. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.108>
- Vernon, R. H. (2004). *A practical guide to Rock Microstructure*. New York: Cambridge University Press.
- Weinberg, R. F., Hasalová, P. (2015). Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212-215, 158-188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.021>
- 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. (2010). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. 2nd ed. New Jersey: Pearson Education, Inc.