Pedro Augusto da Silva Rosa

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DA SUÍTE ALCALINA DE BOM
REPOUSO, MG**

Dissertação apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade de São
Paulo para a obtenção do título de Mestre
em Geologia.

Área de concentração: Petrologia

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

São Paulo
2012

*Dedico este trabalho aos meus pais,
Maurício e Carmem, à Caroline, e ao
professor Excelso.*

Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer aos meus pais, Maurício e Carmen Lúcia, por terem aberto a estrada que me fez chegar até aqui, me oferecendo sempre toda a ajuda, oportunidade e confiança necessária, e também à minha irmã, Jaqueline. Aos meus avôs, Geraldo Pereira da Rosa e Joaquim Bento da Silva Neto (*in momorian*), que me deram muitas lições de vida e sabedoria que vão muito além de livros e aulas. E à Caroline, a pessoa que faz feliz, por seu amor, companhia e paciência que me trouxeram inspiração e determinação para alcançar meus objetivos.

Ao professor Excelso Ruberti, pelo grande conhecimento oferecido e atenção dedicada nesses longos anos de convivência e aprendizado. Aos professores Gaston Enrich e Rogério Azzone pela grande ajuda nos programas, diagramas, tabelas, minerais, campo, conselhos, discussões no que mais precisasse. Ao professor Oswaldo Siga Jr. pela ajuda com as discussões sobre a geocronologia.

Aos professores que me ajudaram e ensinaram das mais diversas formas Valdecir Janasi, Fábio Ramos, Sílvio Vlach, Celso Gomes, Renato Moraes, Mário Campos, Adriana Alves, Gergely Szobó, Lucelene Martins, Ulbrich, Paulo Boggiani, Giannini, Marly Babinski, Daniel Atêncio, Moacyr Coutinho e Veridiana Martins.

Aos amigos que sempre estiveram ao meu lado em momentos bons e ruins, que me ajudaram, apoiaram e tornaram mais fáceis os caminhos que segui: Tiago, Iago, Daniel Lima (Chaparral), Léo, Diego, Pedrinho, Gabriel Cenato, Cristiano (Mingau), Porfírio, Camila, Viviane, Cristina, Patrícia, Raquel, Serginho, João Paulo Bueno, Samuel, Marcos Vinícius (Missinho), João Paulo (Sagüi), Berta, Lúcio, Diogo, Paulinho e Guto. Aos amigos de 'lar' Lucas Takeshi (Sal), Wesley e Rodrigo, e os 'ex' João Paulo (Tsé), Lucas (Marmota), Danilo (Gonzo) e Diego (Pesca), além dos agregados Guilherme (Sol), Victor (Pré), Vinícius (Rebita) e Giovanna (Fura). Aos amigos de geologia Félix (GG), Leonardo (Harry), Diana, Caio (Fofona), Tabata, Emanuel, Luana, Elisa (Farol), Rafaela (Bilóba), José Manuel (Jabá), Sara, Viviane (Jeba), Pedro Lazaneo (Pamonha), Adinan (Placenta), Lyvia (Saravá), Lucas (Rejeito), Cíntia (Fun), Glaucia (Clô), Milene e Katherine.

Ao Instituto de Geociências por toda a estrutura oferecida, e aos funcionários que me ajudaram Marcos e Paulo (Microsonda), Paulinho (Fluorescência RX), Sandra e Vinícius (Química), Vasco (Separação), Ana Paula, Leonardo e Magali (Pós-Graduação), Tadeu, José Paulo (LTA), Angélica (Óptica), Rosa (Inclusões), Sandra (Biblioteca), dentre outros.

À Mineração Curimbaba, especialmente ao senhor Marcos Aurélio Chavasco, que me apresentou a área de estudo, e ao geólogo Lúcio Rampazzo, pelo interesse e incentivo à minha pesquisa e possibilitando o acesso à área de mineração. E também ao senhor Adriano, pelas informações, acesso e acompanhamento em sua propriedade.

Aos professores Paulo Vasconcelos e David Thiede e ao laboratório UQ-AGES da Universidade de Queensland, Austrália, pelas determinações geocronológicas.

À FAPESP (*processo 2009/12706-0*) e CNPq (*processos 303428/2005-8 e 303593/2008-3*) pelo apoio financeiro que viabilizou grande parte desse trabalho.

E todas as demais pessoas que me auxiliaram direta ou indiretamente nessa caminhada.

Ănĩmă

José Renato e Milton Nascimento

Lapidar
Minha procura toda
trama lapidar
o que o coração
com toda inspiração
achou de nomear
gritando: alma
Reciar
cada momento belo já vivido
e ir mais
atravessar fronteiras do
amanhecer
e ao entardecer
olhar com calma
então
(...)

Resumo

A suíte alcalina de Bom Repouso (SABR; 76,5-78,4 Ma, Ar/Ar) reúne-se numa pequena área localizada no extremo sul do Estado de Minas Gerais (22°31'S e 46°10'W), entre os municípios de Bom Repouso e Senador Amaral. Aflora como um corpo principal (1 km²) configurando uma elevação em forma de lua crescente, e dois pequenos plugs satélites. É representada por rochas félsicas de granulação fina, constituídas de albita, feldspato potássico, nefelina e aegirina/aegirina-augita, além de arfvedsonita, aenigmatita, sodalita e mangano pectolita; e como minerais acessórios apresentam eudialita, astrofilita, criolita, niobofilita, neotocita, catapleiita e alguns outros menos abundantes. Quimicamente são variedades de fonolitos que pertencem à série sódica (Na₂O, 7,46 – 11,51%; K₂O, 5,08 – 5,56%, em peso), intermediários quanto à sílica (SiO₂, 54,73 – 61,09%) e agpaíticos (I.A. entre 0,99 a 1,20 e presença de minerais raros). Estas características químicas se traduzem na presença normativa de nefelina, olivina e acmita, e ausência de leucita. Possuem teores elevados de elementos incompatíveis, como Cs, Rb, Th, U, Nb, Pb, Hf, Zr e ETRs, sendo extremamente empobrecida em Sr, Ba, Ni, Cr, Co, Cu e V, além de MgO. Afloram em granitóides pré-cambrianos do Complexo Paraisópolis, entre as províncias alcalinas do Lineamento Magmático Cabo Frio e Setor Norte da Serra do Mar, distando 62 km do maciço de Poços de Caldas, a NNW, e 53 km de Ponte Nova, a SSE. As características observadas sugerem uma maior afinidade com o magmatismo da província alcalina do Lineamento Magmático do Cabo Frio, mostrando grandes semelhanças com as rochas agpaíticas de Poços de Caldas, e de outras ocorrências da província.

Abstract

The Bom Repouso Alkaline Suite (SABR; 76.5-78.4 Ma, Ar/Ar) is located in a small area, south of Minas Gerais State, Brazil (22°31'S and 46°10'W) in between the Bom Repouso and Senador Amaral counties. It outcrops as a main body (1 Km²) settling as a crescent-moon shape and two small satellite plugs. The SABR is represented by felsic, fine grained rocks with albite, potassic feldspar, nepheline and aegirine/aegirine-augite. It also has arfvedsonite, aenigmatite, sodalite and mangano-pectolite. The principal accessory minerals are eudialyte, astrophyllite, cryolite, niobophyllite, neotocite, catapleiite and several other less abundant. Geochemically, the rocks are phonolites that belong to the sodic series (Na₂O, 7,46-11,51%; K₂O, 5,08-5,56% wt) *intermediate silica* content (SiO₂, 54,73 – 61,09%) and agpaitic (A.I. 0,99 to 1,20 with rare minerals). These chemical characteristics result in the presence of normative nepheline, olivine and acmite, with absence of leucite. The rocks are enriched in incompatible elements like Cs, Rb, Th, U, Nb, Pb, Hf, Zr and REE's while being highly depleted in Sr, Ba, Ni, Cr, Co, Cu, V and MgO. These rocks outcrops into Precambrian granitoids from the Paraisópolis Complex, in between the alkaline provinces of the Magmatic Lineament of Cabo Frio and Setor Norte from the Serra do Mar, being at 62 Km from the Poços de Caldas Massif NNW and 53 Km from Ponte Nova, SSE. Displayed characteristics suggest a greater affinity with the magmatism from the alkaline province of the Cabo Frio Magmatic Lineament, showing great similarities with the agpaitic rocks from Poços de Caldas and other occurrences in the province

SUMÁRIO

Capítulo 1

INTRODUÇÃO	1
A SUÍTE ALCALINA DE BOM REPOUSO	1
LOCALIZAÇÃO E ACESSO	3
JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	4

Capítulo 2

MATERIAIS E MÉTODOS	5
TRABALHO DE CAMPO	5
PETROGRAFIA	7
QUÍMICA MINERAL	8
Feldspato	11
Nefelina	11
Clinopiroxênio	12
Anfibólio	13
<i>Estimativa de Lítio</i>	15
Aenigmatita	17
Biotita	18
Óxidos de Fe e Ti	18
Minerais Acessórios	18
QUÍMICA DE ROCHA	18
Preparação das Amostras	19
Fluorescência de Raios-X	20
ICP-MS	21
Tratamento dos Dados	21
GEOCRONOLOGIA	22
Separação das Amostras	22
Preparação das Amostras e Técnicas Analíticas	23
Cálculo das Idades	23

Capítulo 3

CONTEXTO GEOLÓGICO	25
SÍNTESE DA GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA	25
Nappe Socorro	26

CONTEXTO GEOLÓGICO MAGMÁTICO ALCALINO	28
Origem do Magmatismo	28
Províncias Alcalinas Meso-Cenozóicas	33
<i>As províncias Serra do Mar e Lineamento Magmático de Cabo Frio</i>	36
Evolução do Magmatismo Alcalino Meso-Cenozóico na Plataforma Sul-Americana	39
 <i>Capítulo 4</i>	
GEOLOGIA DA SUÍTE ALCALINA DE BOM REPOUSO	41
CORPO PRINCIPAL	43
Fonolito Mosqueado I (Fmq I)	45
Fonolito Mosqueado II (Fmq II)	51
Fonolito Afírico (Faf)	59
PLUG SATÉLITE I	71
Fonolito Porfirítico I (Fpf I)	71
PLUG SATÉLITE II	76
Fonolito Porfirítico II (Fpf II)	76
 <i>Capítulo 5</i>	
QUÍMICA MINERAL	83
FELDSPATO ALCALINO	83
Características Faciológicas	83
NEFELINA	84
Estrutura e Substituições	85
Características Faciológicas	86
CLINOPIROXÊNIO	88
Estrutura, Substituições e Variações Químicas	89
Tendências Evolutivas	96
Características Faciológicas	98
ANFIBÓLIO	99
Estrutura, Substituições e Variações Químicas	100
Características Faciológicas	101
Tendências Evolutivas	103
AENIGMATITA	105
Estrutura, Substituições e Variações Químicas	105
BIOTITA	107
Estrutura, Substituições e Variações Químicas	107
Características Faciológicas	108

ÓXIDOS DE FE E TI	109
Estrutura, Substituições e Variações Químicas	109
Características Faciológicas.....	111
MINERAIS ACESSÓRIOS	111
 <i>Capítulo 6</i>	
GEOQUÍMICA	116
CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA E ELEMENTOS MAIORES	116
Mineralogia Normativa.....	117
ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS	121
Espectro dos Elementos Incompatíveis e Terras Raras	125
 <i>Capítulo 7</i>	
GEOCRONOLOGIA	128
 <i>Capítulo 8</i>	
PETROLOGIA	132
ASPECTOS PETROGENÉTICOS	132
EVOLUÇÃO.....	134
Fatores Críticos Para Magmas Apatíticos	136
Temperatura	138
RELAÇÃO REGIONAL	139
 <i>Capítulo 9</i>	
CONSIDERAÇÕES FINAIS	142
REFERÊNCIAS	146
 ANEXOS	

Lista de Figuras

Figura 1.1. Localização e acessos à área de estudo.	3
Figura 2.1. Mapa com a localização dos afloramentos visitados e contatos geológicos da suíte alcalina de Bom Repouso	6
Figura 3.1. Mapa tectônico do Segmento Central do Segmento Orogênico Mantiqueira. (Heibron <i>et al.</i> , 2004).	26
Figura 3.2. Arcabouço tectônico de parte da Folha Guaratinguetá (SF.23-Y-B), representando os principais domínios estruturais e litológicos. (Moraes <i>et al.</i> , 1999). ...	27
Figura 3.3. Mapa esquemático sumarizando a sequência dos eventos magmáticos desde ~90 Ma e sua interpretação (Thompson <i>et al.</i> , 1998).	30
Figura 3.4. Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. (Zalán & Oliveira, 2005).	32
Figura 3.5. Superposição das várias reconstituições do continente Sul-Americano desde o Jurássico Inferior (Ernesto <i>et al.</i> , 2002).	33
Figura 3.6. Províncias alcalinas da região centro-sul da Plataforma Sul-Americana e suas relações com as maiores feições estruturais. Modificado de Riccomini <i>et al.</i> (2005).	35
Figura 3.7. Distribuição dos corpos alcalinos na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, com as principais unidades tectônicas do embasamento. Modificado de Azzone <i>et al.</i> (2009).	37
Figura 4.1. Mapa geológico da suíte alcalina de Bom Repouso.	42
Figura 4.2. Detalhe da porção sudeste, mostrando o contato sinuoso do corpo principal e os dois <i>plugs</i> encaixados no embasamento. Nota-se a diferença de textura do corpo alcalino em relação à encaixante causada pela vegetação, desníveis e quantidade de blocos aflorantes. Imagem retirada de Google Earth.	44
Figura 5.1. Composição dos feldspatos da SABR classificados segundo os componentes moleculares An-Or-Ab (proporção molecular). As linhas pontilhadas representam os limites da solução sólida de feldspatos ternários para as temperaturas na pressão de 1 kbar, segundo modelo termodinâmico de Elkins & Grove (1990).	87
Figura 5.2. Diagrama Ne-Ks-Qz (proporção molecular) mostrando a evolução da composição de nefelinas das rochas nefelina sieníticas da Suíte Alcalina de Bom Repouso. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961).	87
Figura 5.3. Diagrama de variação Al vs. Fe ³⁺ (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para nefelinas da SABR.	90
Figura 5.4. Diagrama de classificação Q-J de Morimoto (1990) para clinopiroxênios da SABR.	90
Figura 5.5. Diagramas de variação Mg vs. Fe ³⁺ e Fe ²⁺ vs. Fe ³⁺ (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para clinopiroxênios da SABR.	94
Figura 5.6. Diagramas de variação Mn vs. Na, Ti vs. Na e Zr vs. Na (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para clinopiroxênios da SABR.	94

Figura 5.7. Diagramas de variação Na_{rest} vs. Ca_{rest} , com os teores de Ti, Zr e IV Al representados proporcionalmente ao tamanho dos círculos (em apfu) para clinopiroxênios da SABR.	95
Figura 5.8. Composição dos clinopiroxênios da SABR classificados segundo Morimoto (1990) nos diagramas En-Fs-Wo e Jd-Ae-WEF.	97
Figura 5.9. A- Diagrama $\text{Mg} - [\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}] - \text{Na}$ (em apfu) para clinopiroxênios da SABR. B- Tendências dos piroxênios nos macios de Bom Repouso, Poços de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, São Sebastião.	97
Figura 5.10. Modelo da estrutura do anfibólio mostrando a cadeia de tetraedros, a tira de octaedros, e os sítios M(4) e A (Hawthorne <i>et al.</i> , 2007).	100
Figura 5.11. Parte dos diagramas de classificação dos anfibólios cálcicos, cálcico-sódicos e sódicos segundo Hawthorne <i>et al.</i> (2007) para as anfibólios da SABR.	104
Figura 5.12. Diagrama $\text{Mg} - [\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}] - \text{Na}$ (em apfu) para anfibólios da SABR.	104
Figura 5.13. Diagrama de variação Fe^{2+} vs. Mn (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para anfibólios cálcico-sódico e sódicos da SABR.	104
Figura 5.14. Projeção da estrutura cristalina do grupo da aenigmatita-rhönita, detalhando (a) a faixa de octaedros e (b) a cadeia de tetraedros (Grew <i>et al.</i> , 2008).	105
Figura 5.15. Diagrama de classificação do subgrupo da aenigmatita segundo Kunzmann (1999).	110
Figura 5.16. Diagrama de variação Ti vs. Na (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para aenigmatitas da SABR.	110
Figura 5.17. Diagrama de classificação de biotitas segundo os membros finais eastonita-siderofilita-flogopita-annita (Deer <i>et al.</i> , 1992) para rochas da SABR.	110
Figura 5.18. Diagrama $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (em proporção molecular) para ilmenitas e titanomagnetitas da SABR.	112
Figura 5.19. Diagrama Ti vs. Mn (em apfu), mostrando a concentração dos elementos para titanomagnetitas da SABR.	112
Figura 6.1. Distribuição das rochas da SABR no diagrama TAS (Total de Álcalis vs. Sílica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002).	118
Figura 6.2. Distribuição das rochas da SABR no diagrama R1-R2 de classificação das rochas ígneas (De La Roche <i>et al.</i> , 1980).	118
Figura 6.3. Classificação das rochas da SABR no diagrama K_2O vs. Na_2O (% de peso) com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica (Middlemost, 1975; Comin-Chiaramonti <i>et al.</i> , 1997).	119
Figura 6.4. Diagramas de variação I.A. vs. Zr (em ppm) e I.D. vs. Zr (em ppm), para as rochas da SABR.	119
Figura 6.5. Diagramas bivariantes dos elementos maiores (em % de peso) vs. Zr (em ppm) para rochas da SABR.	120
Figura 6.6. Diagramas bivariantes dos elementos traços vs. Zr (em ppm) para rochas da SABR.	122
Figura 6.7. Diagrama multi-elementos para os elementos incompatíveis de rochas da SABR. Elementos normalizados segundo o manto pirolítico de McDonough & Sun (1995).	126

Figura 6.8. Diagrama multi-elementos para os elementos terra-raras de rochas da SABR. Elementos normalizados segundo o Condrito C1 de McDonough & Sun (1995).	127
Figura 7.1. Diagramas de extração de argônio por aquecimento em etapas de anfibólios sódicos da amostra P16 da SABR. (A) Idade platô para as duplicatas; (B) Ideograma.(C) Isócrona.	130
Figura 7.2. Diagramas de extração de argônio por aquecimento em etapas de biotitas da amostra P36 da SABR. (A) Idade platô para as duplicatas; (B) Ideograma. (C) Isócrona.	130
Figura 8.1. Diagrama petrogenético residual para o sistema quartzo-nefelina-calsilita mostrando a superfície <i>liquidus</i> , segundo Hamilton & MacKenzie (1965), para as rochas da SABR.	134
Figura 8.2. Diagramas multi-elementos comparando a média dos elementos incompatíveis da SABR com as médias das rochas sieníticas do Lineamento Magmático de Cabo Frio (LMCF) e da Província Serra do Mar Setor Norte (SMSN). Elementos normalizados segundo o manto pirolítico de McDonough & Sun (1995).	140
Figura I. Espectro representativo de análise EDS de mangano pectolita da SABR. Amostra P11, Fmq II. Tempo de contagem: 20 segundos.	Anexo
Figura II. Espectro representativo de análise EDS de eudialita da SABR. Amostra P17, Faf. Tempo de contagem: 100 segundos.	Anexo
Figura III. Espectro representativo de análise EDS de neotocita da SABR. Amostra P17, Faf. Tempo de contagem: 21 segundos.	Anexo
Figura IV. Espectro representativo de análise EDS de niobofilita da SABR. Amostra P16, Faf. Tempo de contagem: 41 segundos.	Anexo
Figura V. Espectro representativo de análise EDS de catapleiita da SABR. Amostra P11, Fmq II. Tempo de contagem: 100 segundos.	Anexo
Figura VI. Espectro representativo de análise EDS de calciohilairita da SABR. Amostra P11, Fmq II. Tempo de contagem: 100 segundos.	Anexo
Figura VII. Espectro representativo de análise EDS de criolita da SABR. Amostra P16, Faf. Tempo de contagem: 3 segundos.	Anexo
Figura VIII. Espectro representativo de análise EDS de mineral do grupo da labuntsovita da SABR. Amostra P119, Fpf I. Tempo de contagem: 100 segundos... Anexo	

Lista de Tabelas

Tabela 2.1. Cristal, padrão e tempo de análise de cada elemento para cada rotina de análise mineral em microsonda eletrônica.	9
Tabela 2.2. Moléculas utilizadas para o cálculo da fórmula estrutural de nefelinas (Deer <i>et al.</i> , 1992; Onuma <i>et al.</i> , 1972).	11
Tabela 2.3. Moléculas utilizadas para o cálculo da fórmula estrutural de piroxênios.	13
Tabela 2.4. Modificadores utilizados na denominação dos clinopiroxênios da SABR.	13
Tabela 2.5. Grupos dos anfibólios (Leake <i>et al.</i> , 2004).	14

Tabela 2.6 Composição dos membros finais dos anfibólios sódicos segundo Esquema 1 (Hawthorne & Oberti, 2007).	15
Tabela 2.7. Prefixos e modificadores utilizados na denominação dos anfibólios da SABR. Concentrações expressas em apfu (Leake et al., 1997, 2004).	16
Tabela 2.8. Fórmulas estruturais dos minerais conhecidos do grupo da aenigmatita-rhönita (Kunzmann, 1999).	17
Tabela 2.9. Composições dos membros finais da biotita (Fleet, 2003).	18
Tabela 2.10. Limites de detecção dos óxidos e elementos traços analisados por Fluorescência de Raios X.	20
Tabela 2.11. Limites de detecção (em ppm) dos elementos traços e terras raras analisados por ICP-MS.	21
Tabela 4.1. Minerais identificados ou caracterizados na SABR.	43
Tabela 5.1. Substituições acopladas possíveis em piroxênios, a partir da fórmula padrão $R^{2+}R^{2+}R^{4+}_2O_6$ (Morimoto, 1988).	89
Tabela 5.2. Séries do grupo do espinélio (Deer <i>et al.</i> , 1992).	109
Tabela 5.3. Relação dos minerais caracterizados com ajuda de análises EDS com suas fórmulas químicas ideais (www.handbookofmineralogy.org).	113
Tabela 7.1. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em milhões de anos, de concentrado de mineral da SABR. .	129
Tabela 8.1. Temperaturas de equilíbrio calculadas segundo modelo de Elkins & Grove (1990) para pressões de 0,5 e 1 Kb.	139
Tabela I. Composição química de feldspatos de rochas fonolíticas da SABR.	Anexo
Tabela II. Composição química de nefelinas de rochas fonolíticas da SABR.	Anexo
Tabela III. Composição química de clinopiroxênios de rochas fonolíticas da SABR.	Anexo
Tabela IV. Composição química de anfibólios de rochas fonolíticas da SABR.	Anexo
Tabela V. Composição química de anigmatitas de rochas fonolíticas da SABR.	Anexo
Tabela VI. Composição química de biotitas de rochas fonolíticas da SABR.	Anexo
Tabela VII. Composição química de titanomagnetitas e ilmenitas de rochas fonolíticas da SABR.	Anexo
Tabela VIII. Composição química de rochas fonolíticas da SABR.	Anexo
Tabela IX. Resultados das medições Ar/Ar em anfibólio (P16B) e biotita (P36) de fonolitos da SABR.	Anexo

Lista de Fotos

Foto 4.1. O contato é claramente visível (ao longo dos pontos indicados), sendo marcado pelo brusco afloramento de grande quantidade de blocos. Vista próxima ao afloramento P19 para a direção sudeste.	44
Foto 4.2. Contato subvertical e brusco entre a encaixante (granitóide), à esquerda, e o fonolito, à direita, mostrado como solo de alteração em um corte de barranco. Afloramento P08, limite oeste.	44

Foto 4.3. Saprolito preservando contornos irregulares do contato entre o fonolito, esbranquiçado à esquerda, e o granitóide, acinzentado à direita. Afloramento P67.	44
Foto 4.4. Chão de saprolito, com a cobertura de solo de alteração retirada, mostrando um dique centimétrico. Próximo ao afloramento P18, na área da mina abandonada. ...	44
Foto 4.5. Matações com esfoliação esferoidal vistos em uma trincheira cavada na área em atividade da mineração. Afloramento P56.	47
Foto 4.6. Textura macroscópica de uma amostra representativa do Fmq I. Amostra P25..	47
Foto 4.7. Detalhe da textura das pintas. Nota-se núcleos róseos (nefelina) circundados por minerais máficos (clinopiroxênio e aenigmatita). Amostra P57.	47
Foto 4.8. Textura macroscópica de uma amostra representativa do Fmq II. Nota-se um fenocristal centimétrico de feldspato cor de creme. Amostra P75B.	53
Foto 4.9. Detalhe da textura das pintas. Nota-se as pintas mais difusas e menores que do Fmq I e os cristais prismáticos de clinopiroxênio. Amostra P75B.	53
Foto 4.10. Textura geral macroscópica de uma amostra afanítica do Faf. Amostra P02B..	61
Foto 4.11. Textura geral macroscópica de uma amostra de granulação mais grossa do Faf. Nota-se os prismas de clinopiroxênio. Amostra P16B.	61
Foto 4.12. Textura macroscópica de rocha de granulação muito fina com bandamento sinuoso do Faf. Amostra P59D.	61
Foto 4.13. Bloco métrico exibindo certa laminação contornando cavidades arredondadas, possivelmente moldes de xenólitos. Afloramento P59.	61
Foto 4.14. Xenólito centimétrico anguloso de granitóide em fonolito afanítico. Embora não visível na foto, o xenólito amolda o bandamento do fonolito. Amostra P59A.	61
Foto 4.15. Bandas máficas sinuosas, possivelmente pequenas injeções sin-magmáticas. Afloramento P59.	61
Foto 4.16. Vista panorâmica para o <i>Plug</i> I, delimitado em amarelo na foto da esquerda, e com as indicações dos afloramentos visíveis e mais próximos. Na foto direita, um detalhe da estrutura do <i>plug</i> . Foto tirada próximo ao afloramento P41.	72
Foto 4.17. Textura macroscópica de uma amostra representativa do Fpf I, com fenocristais de feldspato e nefelina em matriz afanítica. Amostra P36.	72
Foto 4.18. Detalhe de um fenocristal de feldspato com o núcleo mais esbranquiçado e as bordas mais incolores. Amostra P117.	72
Foto 4.19. Textura macroscópica de uma amostra representativa do Fpf I, com fenocristais de feldspato e nefelina, amígdalas e várias vesículas em matriz afanítica. Amostra P119B.	77
Foto 4.20. Detalhe da matriz afanítica com manchas bege e fenocristais de feldspato. Amostra P121.	77
Foto 4.21. Vesícula centimétrica ovalada onde se observa cristais xenomórficos brancos (possivelmente zeólita) e feixes de clinopiroxênio acicular (agulhas verdes). Amostra P119B.	77
Foto 4.22. Xenólito centimétrico anguloso ligeiramente alterado. Amostra P120B.	77

Lista de Imagens

Imagem 4.1. Imagem composicional BEI mostrando aenigmatita xenomórfica com inclusão de titanomagnetita parcialmente substituída associadas à neptunita, niobofilita e monazita, cercadas por albita e feldspato potássico. Amostra P11, Fmq II.	58
Imagem 4.2. Imagem composicional BEI mostrando agregado idiomórfico de mangano pectolita com desenvolvimento poiquilítico envolvendo albita. Nota-se também cristais aciculares de albita com interstícios vazios ou preenchido por calciohilairita. Amostra P11, Fmq II.	58
Imagem 4.3. Imagem composicional BEI mostrando a textura entre albita e feldspato potássico, com nefelina subidiomórfica com inclusões de albita e eudialita intersticial. Amostra P17, Faf.	64
Imagem 4.4. Imagem composicional BEI mostrando a textura entre albita e feldspato potássico, com nefelina idiomórfica, clinopiroxênio idiomórfico poiquilítico e eudialita intersticial. Amostra P24, Faf.	64
Imagem 4.5. Imagem composicional BEI mostrando agregado de aenigmatita poiquilítica com neptunita, monazita, niobofilita e criolita. Amostra P16, Faf.	69
Imagem 4.6. Imagem composicional BEI mostrando agregado do astrofilita e niobofilita. Nota-se também cristais de monazita, eudialita intersticial e óxido de Mn, Ca, Zn e Pb. Amostra P45, Faf.	69

Lista de Fotomicrografias

Fotomicrografia 4.1. Textura geral representativa exibindo fenocristais de nefelina e feldspato alcalino em uma matriz formada por feldspato acicular fortemente orientado. Amostra P56, Fmq I.	47
Fotomicrografia 4.2. Fenocristal xenomórfico de nefelina parcialmente substituído por sodalita e circundado por clinopiroxênio e aenigmatita intersticiais. Amostra P56, Fmq I.	49
Fotomicrografia 4.3. Fenocristal subidiomórfico de nefelina parcialmente substituído por sodalita, com inclusão de clinopiroxênio. Este apresenta-se subidiomórfico e circunda a nefelina, juntamente com aenigmatita poiquilítica. Nota-se inclusão de titanomagnetita no clinopiroxênio. Amostra P56, Fmq I.	49
Fotomicrografia 4.4. Cristal de clinopiroxênio zonado com núcleo subidiomórfico prismático e bordas intersticiais levemente poiquilíticas. Amostra P56, Fmq I.	49
Fotomicrografia 4.5. Sodalita intersticial no agregado de nefelina com cristais idiomórficos de catapleita idiomórfica. Amostra P09, Fmq I.	50
Fotomicrografia 4.6. Pequeno bolsão de sodalita com calciohilairita no centro. Amostra P56, Fmq I.	50
Fotomicrografia 4.7. Microenclave formado por diopsídio e titanomagnetita idiomórficos. Nota-se cristais desprendidos de titanomagnetita em meio à matriz. Amostra P56, Fmq I.	50
Fotomicrografia 4.8. Textura geral representativa mostrando cristais de nefelina circundados por minerais máficos. Nota-se também bolsões de feldspato potássico em meio aos feixes de albita bem orientados. Amostra P64B, Fmq II.	53

Fotomicrografia 4.9. Agregado glomeroporfirítico formado por fenocristal idiomórfico de nefelina com inclusões de arfvedsonita acicular e clinopiroxênio circundados por analcima e clinopiroxênio subidiomórfico, além de aenigmatita e mangano pectolita. Nota-se também a presença de calciohilairita. Amostra P11, Fmq II.	53
Fotomicrografia 4.10. Bolsões de feldspato potássico xenomórfico e feixes de albita acicular com eudialita e astrofilita intersticiais. Nota-se também a presença de cristais subidiomórficos de clinopiroxênio, um deles com o núcleo mais límpido e livre de inclusões. Amostra P22B, Fmq II.	55
Fotomicrografia 4.11. Fenocristal idiomórfico de nefelina com inclusões de arfvedsonita e clinopiroxênio aciculares. A nefelina também é cercada por cristais maiores idiomórficos a subidiomórficos de clinopiroxênio e arfvedsonita. Amostra P11, Fmq II..	55
Fotomicrografia 4.12. Fenocristal de clinopiroxênio exibindo um zonamento complexo, com um núcleo idiomórfico de aegirina-augita já apresentando um zonamento anterior, com o desenvolvimento de bordas de aegirina intersticial levemente poiquilítica. Possivelmente um antecristal. Amostra P57B, Fmq II.	55
Fotomicrografia 4.13. Cristal subidiomórfico de clinopiroxênio zonado com desenvolvimento poiquilítico associado à aenigmatita xenomórfica. Nota-se que as inclusões de albita seguem a mesma orientação da matriz. Amostra P57, Fmq II.	56
Fotomicrografia 4.14. Antecristal de clinopiroxênio com núcleo de diopsídio e aegirina-augita e sobrecrecimento de aegirina. A massa escura à sua direita constitui-se de um agregado de titanomagnetita, aenigmatita e astrofilita numa relações de instabilidade. Nota-se também um cristal idiomórfico de arfvedsonita. Amostra P11, Fmq II.	56
Fotomicrografia 4.15. Aglomerado de cristais subidiomórficos de clinopiroxênio, alguns cristais exibem núcleo azulado de arfvedsonita. Nota-se também, a presença de astrofilita intersticial. Amostra P26, Fmq II.	56
Fotomicrografia 4.16. Detalhe de um agregado glomeroporfirítico mostrando cristais de aegirina prismáticos a aciculares associado arfvedsonita, calciohilairita, aenigmatita e monazita idiomórfica com analcima intersticial. Nota-se também, cristal idiomórfico de nefelina. Amostra P11, Fmq II.	57
Fotomicrografia 4.17. Agregado com textura complexa sugerindo instabilidade, com um núcleo xenomórfico de opaco, possivelmente titanomagnetita, sendo consumido por aenigmatita, que por sua vez é substituída por arfvedsonita. Nota-se também a presença de clinopiroxênio zonado. Amostra P57B, Fmq II.	57
Fotomicrografia 4.18. Cristais subidiomórficos de clinopiroxênio e aenigmatita intersticial poiquilíticos. Nota-se a presença de astrofilita e eudialita intersticiais. Amostra P26, Fmq II.	57
Fotomicrografia 4.19. Textura geral representativa da rocha afírica e bem orientada. Amostra P18, Faf.	63
Fotomicrografia 4.20. Banda máfica com concentração de aenigmatita prismática a acicular, de modo geral, com mesma orientação da matriz. Nota-se também bolsões de sodalita, clinopiroxênio subidiomórfico, aenigmatita poiquilítica e agregados de niobofilita. Observação, o quadrado no canto superior esquerdo marca a área da Imagem 5. Amostra P45, Faf.	63
Fotomicrografia 4.21. Veio de granulação mais grossa com eudialita, arfvedsonita, aenigmatita e feldspato potássico mais desenvolvidos. Amostra P122, Faf.	63

Fotomicrografia 4.22. Grupos de feixes de cristais aciculares de albita exibindo direções perpendiculares (visível à Nicóis cruzados). Nota-se ainda, clinopiroxênio e aenigmatita poiquilíticos e eudialita intersticial. Amostra P24, Faf.	64
Fotomicrografia 4.23. Feldspato potássico apresentando bolsão de agregado de cristais xenomórficos (na porção esquerda) e, ao lado, um cristal ripiforme com a mesma orientação dos feixes de albita. Nota-se ainda, cristais subidiomórficos de clinopiroxênio e criolita xenomórfica. Amostra P89, Faf.	64
Fotomicrografia 4.24. Cristal idiomórfico de nefelina com inclusões poiquilíticas de albita acicular cercada por clinopiroxênio subidiomórfico e catapleiita intersticial. Também é visível agregado xenomórfico de aenigmatita. Amostra P16B, Faf.	66
Fotomicrografia 4.25. Concentração de cristais subidiomórficos de clinopiroxênio, alguns apresentando zonamento. É visível ainda sodalita intersticial a subidiomórfico pseudo-prismática, nefelina e arfvedsonita. Amostra P113, Faf.	66
Fotomicrografia 4.26. Cristais idiomórficos e subidiomórficos de clinopiroxênio, alguns formando agregados com inclusões de albita e extremidade em pente. Nota-se também nefelina subidiomórfica e neotocita e sodalita intersticiais, além de aenigmatita intersticial. A fotomicrografia da direita foi obtida com luz refletida em seção polida, onde torna-se claro o desenvolvimento poiquilítico do clinopiroxênio, com muitas inclusões de albita tendo a mesma orientação da matriz. Nota-se também inclusão de titanomagnetita em aenigmatita. Amostra P17, Faf.	66
Fotomicrografia 4.27. Agregados de cristais subidiomórficos de clinopiroxênio e arfvedsonita, com eudialita e neotocita intersticiais ao feldspato. Nota-se cristal idiomórfico e sem inclusões de clinopiroxênio. O quadrado na porção direita marca a área da Imagem 4. Amostra P24, Faf.	67
Fotomicrografia 4.28. Agregado de cristais idiomórficos de mangano pectolita. São visíveis também arfvedsonita e clinopiroxênio em meio a feixes orientados de albita. Amostra P123, Faf.	67
Fotomicrografia 4.29. Arfvedsonita esquelética, clinopiroxênio e aenigmatita xenomórficos levemente poiquilíticos, e neotocita intersticial em meio a cristais xenomórficos de feldspato alcalino. Feixes de albita bem orientado são visíveis na porção superior. Amostra P17, Faf.	67
Fotomicrografia 4.30. Criolita formando bolsão intersticial em meio a feixes bem orientados de albita. Nota-se também, catapleiita intersticial e agregado de clinopiroxênio. Amostra P115, Faf.	68
Fotomicrografia 4.31. Agregado de nefelina subidiomórfica com inclusões poiquilíticas de albita, e neotocita e sodalita intersticiais. Nota-se ainda, clinopiroxênio e aenigmatita xenomórficos. Amostra P17, Faf.	68
Fotomicrografia 4.32. Agregado de cristais fibrosos de astrofilita. Observa-se ainda feixes de albita e bolsões de feldspato potássico xenomórfico, agregados de clinopiroxênio subidiomórfico, aenigmatita xenomórfica e mangano pectolita. Amostra P23B, Faf.	68
Fotomicrografia 4.33. Microenclave com contatos apresentando texturas de desequilíbrio, como bordas arredondadas com sobrecrecimento de aegirina e arfvedsonita. É formado essencialmente por clinopiroxênio, com titanomagnetita subordinado, além de outros minerais de substituição. Amostra P54, Faf.	69
Fotomicrografia 4.34. Textura geral mostrando uma matriz muito fina com antecristais idiomórficos de nefelina e feldspato potássico, além de biotita xenomórfica. Amostra P117, Fpf I.	72

Fotomicrografia 4.35. Matriz formada por nefelina idiomórfica, às vezes com inclusões feldspato, agregados de clinopiroxênio xenomórficos a aciculares e feldspato acicular entre estes. Nota-se sodalita intersticial. Amostra P117, Fpf I.	74
Fotomicrografia 4.36. Vesícula parcialmente preenchida por analcima, aegirina, prismática e fibrosa, e catapleíta idiomórfica. Nota-se também nefelina idiomórfica e agregados clinopiroxênio na matriz. Amostra P117, Fpf I.	74
Fotomicrografia 4.37. Antecristal de feldspato potássico zonado preservando um núcleo idiomórfico pouco arredondado com sobrecrecimento e pontas arredondadas. Nota-se também uma borda ligeiramente alterada. Amostra P117, Fpf I.	74
Fotomicrografia 4.38. Antecristal de feldspato potássico arredondado e parcialmente alterado com inclusões de biotita e titanomagnetita. Amostra P117, Fpf I.	75
Fotomicrografia 4.39. Antecristal subidiomórfico de nefelina pouco arredondado e com sobrecrecimento poiquilítico englobando cristais de nefelina idiomórfica e feldspato acicular da matriz. Observa-se também, inclusão subidiomórfica arredondada de biotita. Amostra P117, Fpf I.	75
Fotomicrografia 4.40. Antecristal subidiomórfico de biotita levemente zonada com apatita e titanomagnetita idiomórficas associadas. Nota-se pequena concentração de clinopiroxênio em seu entorno. Amostra P117, Fpf I.	75
Fotomicrografia 4.41. Textura geral mostrando uma matriz muito fina com antecristais idiomórficos de nefelina e feldspato potássico e biotita, além vesículas e amígdalas. Amostra P119B, Fpf II.	77
Fotomicrografia 4.42. Agregado de clinopiroxênio acicular a xenomórfico em meio à nefelina idiomórfica. Nota-se arfvedsonita e aenigmatita xenomórficos. Amostra P119B, Fpf II.	79
Fotomicrografia 4.43. Vesícula parcialmente preenchida por analcima e aegirina acicular e catapleíta. Nota-se aegirina acicular e xenomórfica emoldurando a vesícula. Amostra P119B, Fpf II.	79
Fotomicrografia 4.44. Antecristal subidiomórfico e pouco arredondado de biotita com inclusões de apatita e titanita idiomórficas, e concentração de clinopiroxênio em seu entorno. Nota-se também apatita idiomórfica e arredondada solta na matriz. Amostra P119B, Fpf II.	79
Fotomicrografia 4.45. Amígdala ovalada preenchida por zeólita, com clinopiroxênio, calciohilairita e mineral do grupo da labuntsovita associados. Amostra P119B, Fpf II. ..	80
Fotomicrografia 4.46. Vesícula com analcima e mineral do grupo da labuntsovita. Amostra P119, Fpf II.	80
Fotomicrografia 4.47. Antecristal de feldspato potássico com fino sobrecrecimento poiquilítico apresentando extinção ondulada a até sub-grãos. Nota-se ainda antecristais de nefelina e apatita xenomórfica. Amostra P119B, Fpf II.	80
Fotomicrografia 4.48. Antecristal arredondado de feldspato alcalino com alteração no interior e sobrecrecimento poiquilítico (não afetado pela alteração). Amostra P119B, Fpf II.	81
Fotomicrografia 4.49. Antecristal idiomórfico de nefelina com sobrecrecimento levemente poiquilítico. Amostra P119B, Fpf II.	81
Fotomicrografia 4.50. Antecristal subidiomórfico de ferropargasita com inclusões de biotita e magnetita e manteados por aegirina. Nota-se ao lado um cristal de titanomagnetita também manteado por aegirina. Amostra P119B, Fpf II.	81

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

As rochas alcalinas são caracterizadas pela presença de feldspatóides e/ou piroxênios e anfibólios alcalinos, incluindo assim rochas insaturadas a saturadas. As rochas podem ser deficientes em sílica e/ou alumina e apresentar acmita ou feldspatóide na composição normativa. Quando afaníticas são caracterizadas com base nas variações da relação entre os teores (% em peso) de sílica e dos totais de álcalis. Conjuntamente às rochas alcalinas podem ocorrer associados dunitos, peridotitos, carbonatitos, kimberlitos, lamprófiros, dentre outros (Sørensen, 1974; Le Maitre *et al.*, 2002).

Essas rochas ainda podem ser subdivididas em mataluminosas (onde $Na_2O + K_2O < Al_2O_3$ e $Na_2O + K_2O + CaO$, em proporções molares) e peralcalinas (onde $Na_2O + K_2O > Al_2O_3$, em proporções molares). As rochas peralcalinas estão entre as mais incomuns do planeta, sendo enriquecidas em Na, Zr, Cl e F, além de HFSE, como Zr, Hf, Nb, Ta, U e Th, e terras raras, e empobrecidas em Mg, Ca, Cr, Sc, Co e Ni. Podem apresentar uma enorme variação composicional, incluindo nefelina sienitos, calsilita sienitos, riolitos, rochas máficas e ultramáficas, como alguns orangeitos e lamproitos (Markl *et al.*, 2010; Marks *et al.*, 2011).

Os nefelina sienitos e fonolitos peralcalinos dividem-se em dois tipos, miaskítico e agpaítico, com grandes diferenças mineralógicas. O primeiro possui zircão, titanita, ilmenita e/ou magnetita como minerais acessórios, enquanto no segundo esses minerais dão lugar à Na-K-Ca-(Fe)-silicatos complexos de Ti e Zr, como eudialita, astrofilita e aenigmatita. Um estado transicional mesclando minerais dos dois tipos também pode ocorrer. Entretanto as razões para essa diferença e os detalhes de como e por que ocorre essa mudança ainda são pouco conhecidos (Sørensen, 1997;; Le Maitre *et al.*, 2002; Marks *et al.*, 2011).

A Suíte Alcalina de Bom Repouso

O primeiro registro sobre a existência de um corpo alcalino na região está em um mapa geológico do Estado de Minas Gerais (1:1.000.000) onde há uma ocorrência indicada como “*Suíte Alcalina de Bom Repouso*” e alocada com “*idade arqueana, possivelmente mais jovem*” (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994). Entretanto suas características não coincidem exatamente, e em sua nota explicativa não existe qualquer menção a seu respeito. Já na edição seguinte desse mesmo mapa (Heineck *et al.* 2003), surpreendentemente o mencionado corpo foi suprimido.

Hasui *et al.* (1997), em artigo de revisão sobre *gnaisses nefelina-sieníticos pré-cambrianos no Brasil*, apresentaram as primeiras informações a respeito desta ocorrência alcalina. Segundo esses autores, a descoberta da suíte alcalina de Bom Repouso deve-se à

N. L. E. Haraly, contudo sem menção de datas. Descreveram com certo detalhe petrográfico rochas de dois corpos tabulares paralelos e dobrados, um com dimensões de 2 x 1,5 km e outro de 10 x 7 m, dispostos concordantemente aos “gnaisses do Complexo Amparo”. E definiram as rochas como sendo microlitchfielditos constituídos de uma massa fina de ripas de albita e ortoclásio associadas à nefelina, analcima e/ou sodalita e natrolita, bem como a nefelina e aegirina, com texturas traquíticas a tinguaíticas e freqüentemente porfíricas. Fenocristais de piroxênio zonado (núcleo de aegirina-augita e borda de egrina), nefelina parcialmente zeolitizada e feldspato alcalino parcialmente substituído por natrolita. Zeólitas, aenigmatita, anfibólio sódico, sodalita (?), apatita, titanita, biotita e opacos aparecem subordinadamente. Tais rochas teriam sido derivadas de nefelina sienitos, e deformadas, segmentadas em vários corpos estratóides intercalados em gnaisses, e foliadas, estas afetada por crenulação.

Esses autores indicaram ainda um metamorfismo de fácies anfibolito, decrescente até xisto verde, além de uma datação em anfibólio com idade K-Ar de 70 Ma. Essa idade eles interpretaram como sendo uma idade mínima, de forma análoga à ocorrência de Canaã (K/Ar 430 Ma e Rb/Sr 540Ma), e a inseriram num mesmo cronogrupo de diversas outras ocorrências com idades comprovadamente pré-cambrianas, como por exemplo, entre outras, Angico dos Dias (U/Pb 2,01 Ga) e Peixe (Rb/Sr 875 Ma e Pb/Pb 1,47 Ga).

Foi primeiramente relacionada ao magmatismo alcalino Meso-Cenozóico da Plataforma Sul-Americana por Rosa *et al.* (2009, 2010) e Rosa (2009). Este último trabalho apresenta o primeiro estudo com informações pormenorizadas, contando com uma amostragem preliminar da área e um esboço geológico acompanhado de descrições petrográficas de detalhe, análise química dos minerais principais, caracterização de alguns minerais raros e dados de química de rocha.

A Suíte Alcalina de Bom Repouso (SABR) representa uma das inúmeras ocorrências que se insere no contexto magmático alcalino da Plataforma Sul-Americana, de idade Meso-Cenozóica, e juntamente com a maioria delas situa-se na região sul da latitude 15°S. Estas se dispõem em torno dos limites leste e nordeste da Bacia do Paraná, onde afloram o maior número de ocorrências, e da região costeira marginal à Bacia de Santos, nos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Apesar da importância dessas rochas, muitas das ocorrências contam apenas com estudos preliminares, enquanto outras ainda são desconhecidas na literatura geológica.

Nas províncias alcalinas da Serra Mar (Setor Norte) e do Lineamento Magmático Cabo Frio (Almeida, 1983, 1986 e 1991; Riccomini *et al.*, 2005), as ocorrências alcalinas estariam condicionadas por feições tectônicas maiores, distribuindo-se segundo duas direções principais, respectivamente NE e NW. Fora destes dois grupamentos principais, estariam as ocorrências de Ponte Nova, SP-MG (Azzone *et al.* 2009), que se localiza na

região alta da Serra da Mantiqueira entre os estados de Minas Gerais e São Paulo, e “foge” daqueles lineamentos por quilômetros, e as ocorrências no interior de Bacias tafrogênicas, como de Volta Redonda (Riccomini *et al.* 1983).

Neste contexto regional, a Suíte Alcalina de Bom Repouso seria de pronto uma terceira ocorrência, que se situa isoladamente entre aquelas duas províncias. Entretanto, dois fatos tornam-se importantes. O primeiro é que a intrusão encontra-se aproximadamente posicionada num aparente alinhamento ligando duas associações alcalinas bem distintas, pertencentes às províncias das áreas adjacentes: Poços de Caldas, 62 km a NNW, e Ponte Nova, 53 km a SE. O segundo deve-se à semelhança mineralógica, petrográfica e química impressionante com as rochas agpaíticas de Poços de Caldas, muito diferente de qualquer outra ocorrência descrita na região.

Localização e Acesso

A SABR reúne-se numa pequena área localizada no extremo sul do Estado de Minas Gerais (22°31'S e 46°10'W), entre os municípios de Bom Repouso e Senador Amaral (Figura 1.1), aproximadamente 20 km a oeste da Rodovia Fernão Dias. Aflora como um corpo principal (1km²) configurando uma elevação em forma de lua crescente, e dois pequenos plugs satélites. Sustenta uma cota média de 1540 m na porção oriental da Serra da Mantiqueira, uma região topograficamente elevada, caracterizada por uma geomorfologia de planalto, com morros suaves e altitude em torno de 1500 m.

Figura 1.1. Localização e acessos à área de estudo (em destaque). Área branca: Minas Gerais; Área marrom: São Paulo. Retirado de DER-MG (www.der.mg.gov.br).

O acesso ao local pode ser feito tanto por Senador Amaral, quanto por Bom Repouso, uma vez que a suíte é cortada ao meio pela estrada que liga as duas cidades. Saindo de Cambuí, às margens da Rodovia Fernão Dias (BR-381), segue-se, a partir do trevo de acesso norte da cidade, por 19 km pela Estrada Senador Amaral, e depois mais 10,5 km em estrada de terra em sentido à Bom Repouso. Já pelo caminho de Bom Repouso, deve-se entrar no trevo da Estrada Bom Repouso com a rodovia, no bairro do Congonhal, e seguir por 21 km até a cidade, e depois por mais 8,5 km em estrada de terra em sentido à Senador Amaral.

Justificativa e Objetivos

Em vista das características peculiares e carência de informações da SABR, entendeu-se que o estudo dessa ocorrência contribui significativamente para o melhor entendimento do magmatismo alcalino da região, e de suas possíveis correlações geológicas e petrológicas com as províncias alcalinas da Serra Mar Setor Norte e do Lineamento Magmático Cabo Frio.

A presente dissertação exhibe o primeiro mapa geológico da suíte estudada, com detalhe petrográfico e divisão faciológica, a geoquímica dos elementos maiores, traços e terras-raras, o quimismo dos minerais principais e caracterização de vários acessórios, e a determinação geocronológica da suíte. Tais abordagens foram dirigidas no sentido de estabelecer um modelo evolutivo e elaborar um modelo genético para o corpo dentro do contexto de geração e evolução do magma alcalino e da tectônica regional.

Além da aquisição dessas informações geológicas básicas, o estudo também objetiva-se em relacionar esta ocorrência com o magmatismo alcalino da região, e de suas possíveis correlações geológicas e petrológicas com as províncias alcalinas da Serra Mar Setor Norte e do Lineamento Magmático Cabo Frio.

Capítulo 2

MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas de trabalho realizadas contaram com estudos bibliográficos, trabalhos de campo, petrografia, análise de química de rocha e mineral e determinação geocronológica. Parte dos dados aqui utilizados veio do Trabalho de Formatura (Rosa, 2009), especialmente informações de campo e análises de química de rocha e mineral, que foram incorporados aos novos dados adquiridos e tratados e interpretados conjuntamente.

A seguir são descritos todos os procedimentos adotados na realização deste trabalho.

Trabalho de Campo

Os trabalhos de campo foram divididos em três etapas, as duas primeiras foram realizadas em 2009 e a terceira em 2010.

As duas primeiras etapas ocorreram durante o desenvolvimento do Trabalho de Formatura e tiveram um caráter de reconhecimento geral de sua geometria básica e registro de possíveis corpos satélites, bem como a caracterização de seu interior com vistas a diferenças faciológicas. Para tanto foram visitados 50 pontos de interesse (P01 a P50) e percorridos a região distanciando-se por até 4 km do centro do corpo. Já a terceira etapa faz parte do presente trabalho e teve um caráter mais direcionado para as relações de contato com a encaixante, e a um detalhamento maior de seu interior, sendo visitados mais 74 afloramentos distribuídos por todo o maciço (P51 a P124).

No total foram visitados 124 pontos de interesse (Figura 2.1), tanto na área aflorante do corpo, como também ao longo da encaixante, cada um devidamente descrito com detalhe os aspectos geológicos e petrográficos, e quando possível amostrados para fins de análises laboratoriais. Como resultado, obteve-se um acervo de 93 amostras de rocha fresca representativas das várias litologias, apropriadas para estudos geoquímicos, denominadas com a letra 'P' seguida do número seqüencial do afloramento visitado.

O contato com a encaixante em geral se mostram bruscos e bem definidos, e foi quase totalmente demarcado por caminhamento verificando-se as mudanças bruscas solos, aparecimento repentino de blocos ou diferenças de vegetação. Para o controle cartográfico utilizou-se o mapa topográfico da folha Cambuí, SF-23-Y-B-IV-2 (IBGE, 1972), escala 1:50.000, com as coordenadas UTM medidas por aparelho GPS.

Para a confecção do mapa geológico, e dos outros mapas de apoio, as coordenadas foram plotadas em um programa de georreferenciamento (ArcGIS 9.2), juntamente com

Figura 2.1. Mapa com a localização dos afloramentos visitados e contatos geológicos da suite alcalina de Bom Repouso. Coordenadas UTM, quadrante 23K.

imagem de satélite obtida no programa Google Earth, e trabalhadas em um programa de edição gráfica (Corel Draw X3). A drenagem e as estradas no mapa utilizado em campo, desatualizadas e com detalhes insuficientes, foram retrabalhadas com maior precisão a partir da imagem, assim como traçados alguns contatos claramente visíveis pela mudança de tonalidade do solo e vegetação, obviamente acompanhado de criterioso controle de campo. Isto denotou em uma melhor precisão e confiança em sua delimitação.

A cobertura vegetal na região se alterna entre pastagens bovinas, plantações (morango, milho e batata), bosques e matas de galeria. De modo geral, os agricultores preservam a área da intrusão de alguma intervenção por serem ricas em matacões e blocos, dificultando ou até inviabilizando o cultivo. É possível também, que o solo seja inadequado para plantações, assim ficando em grande parte coberta por uma capoeira espessa constituída de capins altos e arbustos ou por vegetação de mata, com árvores de porte médio a grande, cipós e arbustos. Nessas áreas, assim como nas pastagens, a visualização do solo é difícil, sendo o controle feito principalmente através de afloramentos de blocos. Já nas áreas de plantações a ocorrência de afloramentos é mais rara, porém o solo encontra-se exposto.

Além disso, há duas áreas pertencentes à empresa Mineração Curimbaba, uma na parte oeste do corpo em atividade, onde há exploração de bauxita gerada pela alteração dessa rocha, e outra na porção leste já exaurida. Nessas áreas, exploradas desde 2005, boa parte da vegetação e da cobertura de solo foram removidos, expondo muitos blocos, além da formação de cavas e trincheiras que auxiliaram a observação de estruturas e contatos. Em muitos casos os blocos estão claramente mexidos e sua procedência torna-se duvidosa para fins de controle petrográfico e geoquímico, com isto, a coleta de informações e amostras nessas áreas obedeceu um cuidado maior.

Esses trabalhos resultaram um conjunto de informações geológicas detalhadas, definindo estrutura e extensão do corpo, relações e limites dos contatos com encaixante regional e variações texturais e mineralógicas, que aliado aos estudos petrográficos pormenorizados permitiram elaborar o mapa geológico da Suíte Alcalina de Bom Repouso, exibido no Capítulo 4.

Petrografia

Inicialmente foram feitas descrições petrográficas macroscópicas de todas as amostras disponíveis, seguindo-se de uma seleção das variedades representativas para fins de estudos microscópicos pormenorizados.

As descrições microscópicas foram realizadas com auxílio de um microscópio Zeiss Axioplan, com objetivas possibilitando aumentos de 5, 10, 20 e 50 vezes, pertencente ao Laboratório de Microscopia Petrográfica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, aplicando-se as técnicas diversas de óptica cristalina.

Além disso, obteve-se também registro fotomicroscópico das características mineralógicas, texturais e microestruturais mais relevantes, por meio de uma câmara de imagens digitais Canon, com 4.1 Mega Pixels, acoplado a um microscópio da marca Olympus, modelo BX-50, de luz transmitida ou refletida, com objetivas de aumentos 2,5, 4, 10 e 40 vezes, combinados com zooms de 1,25, 1,6 e 2 vezes, pertencente ao mesmo laboratório acima referido. As descrições petrográficas são assim ilustradas na forma de pranchas fotomicrográficas contendo o registro com Nicóis paralelos, a esquerda, e com Nicóis cruzados, a direita, com a devida escala e, quando pertinente, a identificação dos minerais.

A investigação petrográfica teve por finalidade a identificação e a caracterização das principais feições macro e microscópicas das fácies presentes no maciço. Para tanto foram utilizados critérios de cor, heterogeneidades texturais, estruturas, granularidade, granulação e mineralogia. No estudo microscópico, as observações foram direcionadas à mineralogia, aos aspectos texturais e microestruturas, bem como à sequência de cristalização dos minerais. Alguns minerais foram identificados ou caracterizados com ajuda de análises químicas e imagens composicionais, sendo nas descrições denominados adequadamente.

Devido à granulação fina das rochas e à dificuldade de se encontrar seções minerais ideais não foram determinadas as cores de pleocroísmo segundo as direções principais de vibração da luz (X, Y e Z). Além disso, a determinação de alguns parâmetros ópticos também ficaram prejudicados, dificultando ou até impossibilitando em alguns casos a correta identificação de certos minerais. Outro problema causado pela fina granulação foi a impossibilidade de realização de análises modais por contagem de pontos em lâmina. A difícil individualização e identificação das fases minerais mais finas poderiam implicar em aberrações na contagem e alterar a interpretação dos dados obtidos.

Química Mineral

Os trabalhos de química mineral foram efetuadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc-USP, empregando-se instrumental de fabricação JEOL JXA-8600 Superprobe, automatizado com um sistema Voyager 3.6.1 da NORAN Instruments, equipado com cinco espectrômetros WDS (*wavelength-dispersive spectroscopy*) com os cristais TAP/STE, TAP/PET, LIF/PET, PET/LIF e LIF/PET, e um detector de silício EDS (*energy-dispersive spectroscopy*). As determinações foram efetuadas em seções delgadas polidas, metalizadas com uma película de carbono (~25 nm) em evaporador AUTO 206 da EDWARDS. Os cristais utilizados para a

medição de cada elemento, assim como seus padrões e tempo de contagem encontram-se na Tabela 2.1.

Análises pontuais quantitativas por WDS foram realizadas nos seguintes minerais: feldspato, nefelina, clinopiroxênio, anfibólio, aenigmatita, biotita e opacos. Já as análises por EDS foram direcionadas preferencialmente para a caracterização dos minerais acessórios de ocorrência rara, com vistas à identificação mineralógica mais segura, como também do grupo mineral ao qual pertence. Também foram feitas imagens de elétrons retro-espalhados em modo composicional (BEI-COMPO) afim de uma melhor definição da textura da rocha e identificação de outros minerais não visíveis na petrografia convencional.

A seleção de amostras de interesse foi feita com base nas descrições petrográficas, onde se buscou aquelas sem alteração e representativas das diferentes fácies, com mineralogia diversificada e características texturais interessantes. Assim, foram escolhidas 13 amostras (P11, P16B, P17, P22B, P24, P26, P36, P45, P56, P109, P117, P119B, P122) para a confecção das seções polidas. Nestas seções foram selecionados cristais de cada mineral para serem analisados, e marcados com o auxílio de um microscópio acoplado a um computador para estabelecer as coordenadas dos pontos eleitos para facilitar a localização de cada grão no momento da análise.

Tabela 2.1. Cristal, padrão e tempo de análise de cada elemento para cada rotina de análise mineral em microsonda eletrônica. (*continua...*)

Elemento	Cristal	Feldspato e Nefelina		Clinopiroxênio		Anfibólio e Aenigmatita	
		Padrão	Tempo	Padrão	Tempo	Padrão	Tempo
Si	TAP	Albita	10	Wollastonita	10	Hornblenda	10
Ti	LIF	Rutilo	40	Rutilo	30	Rutilo	50
Al	TAP	Anortita	20	Anortita	20	Anortita	20
Fe	LIF	Olivina	10	Olivina	10	Olivina	10
Mn	LIF	Olivina	10	Olivina	30	Olivina	30
Mg	TAP	Diopsídio	20	Diopsídio	10	Diopsídio	10
Zn	LIF					ZnO	40
Ca	PET	Wollastonita	10	Wollastonita	10	Wollastonita	10
Sr	PET	SrAn	10				
Ba	LIF	BaSi	50				
Na	TAP	Albita	10	Albita	10	Albita	10
K	PET	K-feldspato	20	K-feldspato	10	K-feldspato	20
Cr	LIF			Cr2O3	50	Cr2O3	50
Ni	LIF			NiO2	50		
Zr	PET			ZrO2	50		
Cl	PET					Cloroapatita	50
F	TAP					Apatita	50

Tabela 2.1. Cristal, padrão e tempo de análise de cada elemento para cada rotina de análise mineral em microsonda eletrônica. (*continuação*)

Elemento	Cristal	Biotita		Magnetita		Ilmenita	
		Padrão	Tempo	Padrão	Tempo	Padrão	Tempo
Si	TAP	Wollastonita	10	Wollastonita	10	Wollastonita	10
Ti	LIF	Rutilo	50	Ilmenita	10	Ilmenita	10
Al	TAP	Anortita	20	Cromita	50	Cromita	5
Fe	LIF	Olivina	10	Ilmenita 28	10	Magnetita	10
Mn	LIF	Olivina	30	Olivina	30	Olivina	30
Mg	TAP	Diopsídio	10	Cromita	20	Cromita	20
Zn	LIF	ZnO	50	ZnO	30	ZnO	30
Ca	PET	Wollastonita	10	Wollastonita	10	Wollastonita	10
Ba	LIF	BaSi	50				
Na	TAP	Albita	10				
K	PET	K-feldspato	20				
Cr	LIF			Cr2O3	40	Cr2O3	40
Ni	LIF			NiO	40	NiO	40
Nb	PET			Nb metálico	50	Nb metálico	50
Cl	PET	Cloroapatita	5				
F	TAP	Apatita	5				
P	PET					Apatita	10

Vale ressaltar em que cada rotina empregada para cada mineral o número de análises realizadas foi um tanto maior, e que os dados aqui representados foram submetidos a uma triagem cuidadosa a fim de excluir dados que apresentaram problemas de medições, como fechamento além ou aquém do limite tolerado, problemas no cálculo da fórmula estrutural ou contaminação com outros minerais. A principal dificuldade enfrentada foi a granulação muito fina da rocha e a textura apresentada por muitos minerais, frequentemente aciculares, poiquilíticos ou intersticiais. Conseqüentemente, em alguns casos, o diâmetro do feixe ultrapassou as dimensões do mineral alvo, causando distorções por contaminação com outros minerais adjacentes ou até sotopostos.

Outro controle cuidadoso foi o petrográfico, sendo que, todos os cristais analisados foram escolhidos criteriosamente e fotografados com zoom de 8 a 40 vezes, com os polarizadores cruzados, descruzados e com luz refletida, onde principalmente os minerais máficos destacam-se bem. Com isto, também pôde-se ter uma maior segurança na interpretação dos dados, levando-se em conta as diferentes texturas apresentadas, como hábito, contatos e inclusões.

Os dados foram tratados no programa Excel 2007 segundo procedimentos recomendados pela IMA (International Mineralogical Association) e amplamente utilizados para cada mineral. Além disso, os diagramas de classificação e variações composicionais foram elaborados no programa GCDkit (Janoušek *et al.*, 2006) e editados no Corel Draw X3.

A apresentação dos dados nos diagramas distingue cada análise por fácies, representados por diferentes cores, e textura, com diferentes símbolos. Sempre que possível buscou-se seguir o mesmo padrão.

As análises foram realizadas com um potencial de aceleração de 15 kV e corrente do feixe eletrônico de 20 nA, com diâmetro do feixe de 5 μm , exceto para os opacos, com 1 μm , e algumas análises de nefelina, quando possível, com 10 μm .

Feldspato

Seguiu-se a rotina padrão utilizada no laboratório para este mineral, com a análise dos óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 total, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , SrO e BaO . Os resultados das análises encontram-se na Tabela I em anexo. Para o cálculo do número de cátions, com base 32 oxigênios, e dos componentes finais, anortita (An - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), albita (Ab - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e ortoclásio (Or - KAlSi_3O_8), seguiu-se os procedimentos propostos por Deer *et al.* (1992). O modelo termodinâmico adotado para o cálculo das curvas de equilíbrio é de Elkins & Grove (1990), e foram obtidas através do programa Solvcalc.

Sistematicamente as análises apresentam um fechamento superior a 20 cátions por fórmula unitária, e devido a isso foram consideradas válidas análises com um fechamento limite de 20,2 e/ou com um total de até 101,5% de peso em óxido. Estes limites adotados foram um pouco mais tolerante do que o de praxe, por assim entender que uma adoção mais rigorosa inviabilizaria a interpretação dos dados. Com isto 25% nas análises realizadas foram descartadas.

Nefelina

A nefelina foi analisada seguindo o mesmo padrão do feldspato, com os resultados apresentados na Tabela II em anexo. Para o cálculo do número de cátions, com base de 32 oxigênios, e dos componentes moleculares (Tabela 2.2) seguiu-se os procedimentos propostos por Deer *et al.* (1992) e Onuma *et al.* (1972). As curvas de equilíbrio adotadas para a determinação da temperatura de cristalização foi segundo Hamilton (1961).

Tabela 2.2. Moléculas utilizadas para o cálculo da fórmula estrutural de nefelinas (Deer *et al.*, 1992; Onuma *et al.*, 1972).

Nome	Sigla	Fórmula
Quartzo	Qz	SiO_2
Nefelina	Ne	NaAlSiO_4
Ferro-nefelina	FeNe	$\text{NaFe}^{3+}\text{SiO}_4$
Calsilita	Ks	KAlSiO_4
Anortita	An	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Clinopiroxênio

A rotina utilizada para as análises foi a do laboratório para os óxidos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, ZrO₂, FeO_{total}, MnO, MgO, CaO, Na₂O e K₂O. Os resultados das análises encontram-se na Tabela III em anexo. Nas análises de Rosa (2009) não foram medidos o ZrO₂, sendo assim representados em branco.

Para o cálculo das proporções de Fe²⁺/Fe³⁺ a partir do FeO_{total} aplicou-se o procedimento de Droop (1987), e a classificação química foi feita segundo Morimoto (1988), todos utilizando como base em 4 cátions e 6 oxigênios.

Foram toleradas amostras com um fechamento entre 98,5 e 101,5% para o tratamento e interpretação dos dados, o que corresponde cerca de 70% das análises realizadas.

Um procedimento sistemático de cálculo dos componentes moleculares, que levasse em conta todos os cátions importantes na fórmula, não foi encontrado. Vários artigos e teses apresentam diferentes formas de cálculo, o que gera pequenas ou grandes diferenças nos teores dos membros finais. Alguns métodos são descritos mais detalhadamente por alguns autores (e.g. Cawthorn & Collerson, 1974; Lindesley, 1983; Ulbrich, 1983; Mann *et al.* 2006), entretanto não contemplam todos os elementos presentes, pelo menos para os de Bom Repouso. Já outros apresentam os membros ideais necessários, porém não citam a sistemática do cálculo (e.g. Ferguson, 1977; Nielsen, 1979; Jones & Peckett, 1980). Com base nesses trabalhos e na análise dos dados obtidos, tentou-se elaborar um procedimento de cálculo que contivesse todos os elementos de interesse e ao mesmo tempo respeitasse os procedimentos já descritos anteriormente. Os membros finais utilizados estão na Tabela 2.3, e o procedimento de cálculo é descrito a seguir.

- a) todo o Fe³⁺ tetraédrico vai para Ca₂Fe³⁺-Ts;
- b) se há Ca em excesso, ou seja, $Ca - {}^{VI}(Mg + Fe^{2+} + Mn) > 0$ e Al tetraédrico, então Zr e Ti vão primeiramente para CaZr-Ts e CaTi-Ts, respectivamente;
- c) se ainda sobrou Ca e ^{IV}Al faz-se Es;
- d) se $Ca - {}^{VI}(Mg + Fe^{2+} + Mn) < 0$ e houver Al tetraédrico, ou ainda se o Ca foi o limitante nos itens anteriores, utiliza-se o ^{IV}Al, Zr e Ti, ou excessos, nas moléculas NAZAL e NATAL;
- e) a sobra do Zr e Ti faz-se FM-NAZ e FM-NAT;
- f) com o Al octaédrico faz-se Jd;
- g) com o excesso de Fe³⁺ faz-se Ae;
- h) com o excesso de Mg, Fe²⁺ e Mn faz-se En, Fs e 2Mn, respectivamente, ponderado aos teores utilizados nas moléculas do passo e, que respeita a proporção da composição inicial;
- i) com o excesso de Ca faz-se Wo.

Tabela 2.3. Moléculas utilizadas para o cálculo da fórmula estrutural de piroxênios (Kushiro, 1962; Flower, 1974; Ferguson, 1977; Jones & Peckett, 1980; Cameron & Papike, 1981; Morimoto, 1988).

Nome	Sigla	Fórmula
Enstatita	En	$Mg_2Si_2O_6$
Ferrossilita	Fs	$Fe^{2+}_2Si_2O_6$
	2Mn	$Mn_2Si_2O_6$
Wollastonita	Wo	$Ca_2Si_2O_6$
Jadeíta	Jd	$NaAlSi_2O_6$
Aegirina	Ae	$NaFe^{3+}Si_2O_6$
Esseneite	Es	$CaFe^{3+}SiAlO_6$
Ca-ferri tschermakita	Ca_2Fe^{3+} -Ts	$CaFe^{3+}SiFe^{3+}O_6$
Ca-Zr tschermakita	CaZr-Ts	$CaZrAl_2O_6$
Ca-Ti tschermakita	CaTi-Ts	$CaTiAl_2O_6$
	FM-NaZ	$NaZr_{0,5}Fe^{2+}_{0,5}Si_2O_6$
	FM-NaT	$NaTi_{0,5}Fe^{2+}_{0,5}Si_2O_6$
	NAZAL	$NaZrSiAlO_6$
	NATAL	$NaTiSiAlO_6$

É importante ressaltar que cada passo é superado assim que algum dos componentes é esgotado. A opção por se usar o Zr antes do Ti deve-se ao fato do primeiro elemento apresentar um enriquecimento mais precoce que o Ti, quando comparados ao Na, desta forma assume-se que o Zr entra antes na estrutura do mineral (ver diagramas no Capítulo 5). Em média foram utilizados 98,04% dos cátions calculados, havendo no geral um pequeno excesso de Si e Na ou ^{IV}Al e $^{VI}Fe^{3+}$.

De modo, geral as análises apresentam teores consideráveis de Zr, Ti e Mn, e para os clinopiroxênios cálcicos, Fe^{3+} e Na. Deste modo, a utilização de modificadores foi utilizada na classificação das análises. Os limites encontram-se na Tabela 2.4.

Tabela 2.4. Modificadores utilizados na denominação dos clinopiroxênios da SABR. Concentrações expressas em apfu. (*) apenas para clinopiroxênios cálcicos (Morimoto, 1988).

Modificador	Significado
com Zr	$Zr > 0,01$
com Ti	$Ti > 0,1$
com Mn	$Mn > 0,1$
com Fe^{3+}	$Fe^{3+} > 0,1^*$
com Na	$Na > 0,1^*$

Anfibólio

A rotina utilizada para as análises foi aquela padrão do laboratório para os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO_{total} , MgO , ZnO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , Cl e F. Os resultados das

análises encontram-se na Tabela IV em anexo. O ZrO_2 foi inicialmente considerado na rotina, porém após a realização de várias análises observou-se que sua concentração manteve-se sempre próximo a zero ou abaixo do limite de detecção, sendo assim retirado do elenco.

Para a estimativa das proporções de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ a partir do $\text{FeO}_{\text{total}}$ aplicou-se o procedimento de Schumacher (*in* Laeke *et al.* 1997), seguindo as recomendações de Gualda & Vlach (2005). Com isto, o critério mais utilizado foi o 13eCNK (somatória de todos os cátions exceto Ca, Na e K normalizados para 13), 21 das 27 análises, assumindo a estimativa máxima de Fe^{3+} . Nos outros casos aplicou-se a média das estimativas máximas e mínimas, de acordo com cada critério.

O cálculo da fórmula estrutural, com base em 23 oxigênios, classificação química e determinação dos componentes moleculares seguiu-se os procedimentos recomendados Laeke *et al.* (1997). A divisão entre os cinco grupos definidos por Laeke *et al.* (2004) se dá de acordo com a ocupação do sítio M_4 , e estão representadas na Tabela 2.5. A composição dos membros finais do grupo sódio, no qual se acham quase todos os anfibólios analisados, encontra-se na Tabela 2.6.

Todas as análises apresentam pelo menos algum elemento discrepante dos elementos das fórmulas ideais, especialmente Mn e F, sendo assim necessário o uso de prefixos e/ou modificadores, como sugerido por Hawthorne & Oberti (2007). Na Tabela 2.7 estão representados os limites dos teores dos elementos (em apfu) que se enquadram em tal.

Apesar de ser um mineral com importante ocorrência na suíte, não foi possível realizar um grande número de análises, ou nem mesmo conseguir qualquer uma nas fácies Fpf I e II, devido seu hábito e tamanho. Em muitos casos o crescimento poiquilítico, intersticial ou de cristais subidiomórficos a idiomórficos muito finos, impossibilitaram a análise devido a suas dimensões inferiores ao diâmetro do feixe estabelecido (5 μm), o que geraria distorções e/ou contaminações nas análises.

Tabela 2.5. Grupos dos anfibólios (Leake *et al.*, 2004).

Grupo	Parâmetro
Mg-Fe-Mn-Li	$^B(\text{Mg,Fe,Mn,Li}) \geq 1,5$ apfu
Cálcico	$^B(\text{Mg,Fe,Mn,Li}) \leq 0,5$, $^B(\text{Ca,Na}) \geq 1,5$ e $^B\text{Na} < 0,5$ apfu
Sódico-cálcico	$^B(\text{Mg,Fe,Mn,Li}) \leq 0,5$, $^B(\text{Ca,Na}) \geq 1,5$ e $0,50 < ^B\text{Na} < 1,5$ apfu
Sódico	$^B(\text{Mg,Fe,Mn,Li}) \leq 0,5$ e $^B\text{Na} \geq 1,5$ apfu
Na-Ca-Mg-Fe-Mn-Li	$0,5 < ^B(\text{Mg,Fe,Mn,Li}) < 1,5$ e $0,5 \leq ^B(\text{Ca,Na}) < 1,5$ apfu

Tabela 2.6. Composição dos membros finais dos anfibólios sódicos segundo Esquema 1 (Hawthorne & Oberti, 2007).

Membro final	Fórmula
Glaucofânio	$\square\text{Na}_2(\text{Mg}_3\text{Al}_2)\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Eckermannita	$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Nyböita	$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Leakeita	$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-glaucofânio	$\square\text{Na}_2(\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2)\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-eckermannita	$\text{NaNa}_2(\text{Fe}^{2+}_4\text{Al})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-nyböita	$\text{NaNa}_2(\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-alumino-leakeita	$\text{NaNa}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Magnesio-riebeckita	$\square\text{Na}_2(\text{Mg}_3\text{Fe}^{3+}_2)\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Magnesio-arvfedsonita	$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferri-nyböita	$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_3\text{Fe}^{3+}_2)(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Leakeita	$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Riebeckita	$\square\text{Na}_2(\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2)\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Arvfedsonita	$\text{NaNa}_2(\text{Fe}^{2+}_4\text{Fe}^{3+})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-ferri-nyböita	$\text{NaNa}_2(\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2)(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-leakeita	$\text{NaNa}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Kozulita	$\text{NaNa}_2(\text{Mn}^{2+}_4\text{Fe}^{3+})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Kornita	$\text{KNa}_2(\text{Mg}_2\text{Mn}^{3+}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Tabela 2.7. Prefixos e modificadores utilizados na denominação dos anfibólios da SABR. Concentrações expressas em apfu. (Leake et al., 1997, 2004)

Prefixo	Significado	Modificador	Significado
Mangano	$1 < \text{Mn}^{2+} < 2,99$	com Mn	$0,25 < \text{Mn}^{2+} < 0,99$
Titano	$\text{Ti} > 0,5$	com Ti	$0,25 < \text{Ti} < 0,49$
Potassic	$\text{K} > 0,5$	com K	$0,25 < \text{K} < 0,49$
		com Li	$\text{Li} > 0,25$
		com F	$0,25 < \text{F} < 0,99$

Estimativa de Lítio

Após realizado o primeiro cálculo da formula estrutural pelos procedimentos acima citados, a maioria das análises apresentou sistematicamente um fechamento insatisfatório dos cátions, com teores de Si variando de 7,976 a 8,301 apfu e as somas dos cátions C e A resultando de 4,025 a 5 e 1,054 a 1,237 apfu, respectivamente. Um fator que pode fazer alguma diferença é a razão $\text{Mn}^{2+}/\text{Mn}^{3+}$, tendo em vista o teor relativamente alto de MnO nos anfibólios analisados (até 8% em peso). Porém para esta estimativa não encontrou-se nenhum método viável de cálculo.

Segundo Hawthorne *et al.* (1993), as análises químicas de anfibólios sódicos podem apresentar problemas no conteúdo de Si, que frequentemente ultrapassam 8 apfu, podendo chegar até 8,3, o que é incompatível com sua fórmula estrutural apresentar a soma dos cátions C menor que 5 apfu. Quando isso ocorre provavelmente se deve à falta da análise de algum elemento (como Li e Zn), ou à estimativa imprecisa da razão Fe^{3+}/Fe^{2+} , ou ainda, por apresentar a soma dos cátions A maior que 1 apfu. Geralmente estes problemas ocorrem juntos em uma análise, e são sistemáticos para todo o conjunto. A falta da análise do Li poderia gerar ou agravar estes problemas, comumente descritos na literatura, tendo em vista que em alguns anfibólios sódicos, como eckermannita e arfvedsonita, representa um elemento importante. A presença de uma pequena porcentagem em peso já se traduz num grande número de cátions, pois o peso atômico do Li_2O é relativamente baixo (29,881 u).

O lítio não é detectado pelos métodos mais utilizados de análise de química mineral, como por exemplo, microsonda eletrônica, mas pode ser analisado por Secondary-Ion Mass Spectrometry (SIMS) e Laser-Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry (LA-ICPMS). Com isto, Oberti *et al.* (2003) elaboraram um procedimento para a estimativa do Li que possui um erro de até 10-15% em peso de Li_2O , em relação a análises reais feitas por EMP + SIMS. Segundo estes autores, o cálculo do teor de Li_2O só é possível com a ausência de dehidrogenização parcial, e seguindo alguns critérios, como:

1. os sítios tetraédricos são completamente, ou quase, preenchidos por Si;
2. o conteúdo de H_2O pode ser calculado como $(OH + F) = 2$ apfu;
3. os cátions de carga mais alta, R^{3+} e R^{4+} , devem estar nos sítios M2. Então sua soma deve ser menor que 2 apfu, pois se houver alguma dehidrogenização parcial, algum Ti deve entrar no sítio M1, e $R^{3+} + R^{4+}$ seria maior que 2;
4. os teores de Fe^{2+} e Mg no sítios B são nulos ou negligenciáveis.

Sendo assim, o teor de Li no sítio C é calculado segundo uma estimativa mínima, pois deve-se assumir o Fe^{3+} como máximo segundo $Fe^{3+} = 2 - (Al + Ti)$, vide item 3 acima, assume-se então que ${}^C Li = 5 - Ti^{4+} - (Fe + Al + Mn)^{3+} - (Fe + Zn + Mg + Mn)^{2+}$. Além disso, o Li do sítio B é assumido como sendo ${}^B Li = Ca + Na$, já que normalmente estas análises também possuem uma deficiência neste sítio, deixando o sítio A apenas com K. Por fim, ${}^B Li$ e ${}^C Li$ é somado e recalculado para Li_2O em porcentagem de peso em óxido.

Após este procedimento, o valor de Li_2O , em peso, foi somado à composição inicial das análises para posteriormente calcular a fórmula estrutural normalmente, como descrito acima.

Aenigmatita

As análises de aenigmatita foram feitas conjuntamente com o anfibólio, sendo utilizada a mesma rotina. Os resultados das análises encontram-se na Tabela V em anexo. Os ânions F e Cl ficaram abaixo do limite de detecção, ou não foram detectados, sendo assim excluídos dos resultados sem maiores prejuízos.

Para o cálculo das proporções de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ a partir do $\text{FeO}_{\text{total}}$ aplicou-se o procedimento de Droop (1987). O cálculo da fórmula estrutural e a classificação química foi feita segundo Kunzmann (1999), todos esses utilizando como base 14 cátions e 20 oxigênios. Os membros finais do grupo da aenigmatita-rhönita encontram-se na Tabela 2.8.

Tabela 2.8. Fórmulas estruturais dos minerais conhecidos do grupo da aenigmatita-rhönita (Kunzmann, 1999). Outros membros finais sintéticos ou hipotéticos não foram incluídos aqui.

Mineral	Fórmula
Aenigmatita	$\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_5\text{Ti}^{4+}\text{Si}_6\text{O}_{20}$
Wilkinsonita	$\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_4\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}$
Krinovita	$\text{Na}_2\text{Mg}_4\text{Cr}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}$
Rhönita	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{20}$
Dorrita	$\text{Ca}_2\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}_4\text{Si}_2\text{Al}_4\text{O}_{20}$
Serendibita	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_3\text{Si}_3\text{Al}_{1,5}\text{B}_{1,5}\text{O}_{20}$
Welshita	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{5+}\text{Si}_4\text{Be}_2\text{O}_{20}$
Høgtuavita	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Mg}, \text{Sn}, \text{Mn})_5(\text{Si}, \text{Be}, \text{Al})_6\text{O}_{20}$

Foram consideradas válidas análises com um total de cátions igual a 14 apfu, mesmo apresentando um total de óxidos fora dos limites considerado ideais, entre 99 e 101% em peso. Este critério foi adotado por se entender que uma adoção mais rigorosa desses limites inviabilizaria a interpretação dos dados, mesmo assim foram descartadas 55% das análises realizadas.

As análises que possuem um teor de Na próximo a 2 apfu apresentam preferencialmente um total de óxidos ideal entre 99 e 101% em peso, com algumas exceções acima de 101%. Já aquelas com um valor de Na menor, tendem a possuir um total abaixo de 99%, exceto duas análises, o que pode sugerir a falta de algum elemento importante, como B, Be, Sb e/ou Nb, na rotina de análise.

Além disso, duas análises feitas em aenigmatita de um veio pós magmático (amostra P122), tiveram um total de óxidos muito acima de normal, 103,06 e 104,96% em peso, entretanto são mostradas aqui por apresentarem um fechamento normal dos cátions, ainda que sua confiabilidade seja questionável.

Biotita

A rotina utilizada para as análises foi a padrão do laboratório para os óxidos SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO_{total}, MgO, MnO, CaO, BaO, Na₂O, K₂O, Cl e F. Os resultados das análises encontram-se na Tabela VI em anexo. Para o cálculo do número de cátions, com base de 11 oxigênios, seguiu-se os procedimentos propostos por Deer *et al.* (1992), enquanto os membros finais (Tabela 2.9) foram retirados de Fleet (2003).

Tabela 2.9. Composições dos membros finais da biotita (Fleet, 2003)

Nome	Fórmula
Anita	KFe ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂
Flogopita	KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂
Siderofilita	KFe ²⁺ ₂ Al(Al ₂ Si ₂ O ₁₀)(OH) ₂
Eastonita	KMg ₂ Al(Al ₂ Si ₂ O ₁₀)(OH) ₂
Tetra-ferri-annita	KFe ₃ (Fe ³⁺ Si ₃ O ₁₀)(OH) ₂
Tetra-ferriflogopita	KMg ₃ (Fe ³⁺ Si ₃ O ₁₀)(OH) ₂

Óxidos de Fe e Ti

Seguiu-se as rotinas padrões para as análises dos óxidos do grupo do espinélio e da ilmenita, analisados separadamente, para os óxidos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO_{total}, MnO, MgO, CaO, NiO, ZnO e Nb₂O₅. Os resultados das análises encontram-se na Tabela VII em anexo. Para o cálculo do número de cátions, com base de 4 oxigênios nos espinélios e 3 nas ilmenitas, seguiram-se os procedimentos propostos por Carmichael (1967).

Minerais Acessórios

As análises por EDS foram brevemente tratadas em uma planilha Excel para o cálculo da fórmula estrutural com base em um número de oxigênio livre, onde pôde-se testar o número mais adequado e condizente com algum mineral previamente inferido, ou não. Os resultados foram comparados com bancos de dados disponíveis na internet, como os portais <www.mindat.org>, <www.webmineral.com> e <www.ruff.info>, além de artigos e livros mais específicos, respeitando-se as características ópticas e associações mineralógicas descritas.

Assim, a maioria dos minerais foi identificada com um bom grau de confiança, já outros nem tanto, e tiveram apenas um nome ou grupo sugerido, ou ainda nem isto.

Química de Rocha

Foram realizadas análises químicas de rocha total utilizando-se de fluorescência de Raios-X, para determinação dos elementos maiores e alguns traços, e ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometry), para a maioria dos elementos traços e terras raras,

junto aos Laboratórios de Fluorescência de Raios-X e de Química e ICP-AES/MS do Instituto de Geociências da USP. As amostras de rocha foram devidamente preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras e no Laboratório de Química do IGc-USP.

Com base nas descrições petrográficas foram selecionadas 33 amostras representativas dos litotipos definidos na SABR para a determinação dos elementos principais, contudo excluindo num primeiro momento 15 amostras que já haviam sido analisadas anteriormente, com os resultados extraídos de Rosa (2009). Desse elenco, 22 amostras foram escolhidas para determinação de elementos traços e terras raras, levando-se em consideração o grau de alteração, localização e as variações texturais e mineralógicas.

Os resultados encontram-se na Tabela VIII (em anexo), e foram utilizados para fins de cálculo de minerais normativos, classificação química das rochas e definições de índices geoquímicos.

Preparação das Amostras

Toda preparação das amostras foi realizada nos Laboratórios de Tratamento de Amostas (LTA) do GMG-IGc-USP, respeitando-se cada procedimento de trabalho e de limpeza de utensílios e equipamentos pertinentes, a fim de se evitar contaminações e alterações nos resultados.

Tomou-se o cuidado de retirar de cada amostra toda superfície de alteração que pudesse adulterar o estado natural de cristalização da rocha ou influenciar os resultados das análises, como capa de intemperismo, fraturas impregnadas de minerais secundários e veios. Cada amostra foi fragmentada em uma prensa pneumática e pulverizada em um moinho de anéis de ágata, por um tempo aproximado de 15 minutos. Seguindo as recomendações de Potts (1987), considerou-se amostras com um volume aproximado de um cubo de arestas medindo 10 vezes o tamanho da maior fase mineral. Assim sendo, devido à granulação essencialmente fina das rochas foram preparadas amostras com volumes pequenos. As únicas exceções foram as amostras contendo fenocristais e as de estruturas bandadas, que tiveram um volume maior de brita gerada e assim precisaram ser devidamente quarteadas. A fração obtida foi reduzida a pó em moinho de ágata (fração de granulação ~200 mesh).

A partir das amostras pulverizadas foram confeccionadas pastilhas fundidas para as análises dos elementos maiores, utilizando-se uma combinação de 1 g ($\pm 0,001$) de amostra de rocha e 9 g ($\pm 0,001$) de fundente (metaborato e tetraborato de lítio), fundindo-se em cadinhos de platina. As pastilhas fundidas foram enviadas ao Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Instituto de Geociências da USP para fins de análise. Concomitantemente foi realizada a análise de perda-ao-fogo, com aproximadamente 10 g de amostra.

Para análise dos elementos menores e alguns traços, parte das amostras pulverizadas foram micronizadas em um micronizador por aproximadamente 10 minutos e secas em estufa. Desse material utilizou-se por volta de 7,5 g de amostra e mais 20% do peso em parafina em pó para confecção das pastilhas prensadas. Estas pastilhas foram também enviadas ao acima citado laboratório.

Para as análises de ICP-MS, alíquotas das amostras pulverizadas foram entregues aos cuidados do Laboratório de Química e ICP-MS, onde foram atacadas com ácido em um forno de microondas.

Fluorescência de Raios-X

Na determinação química por fluorescência de Raios-X empregou-se um equipamento automático de fabricação Philips modelo PW2400 com trocador automático de amostras. Foram analisados os elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 total, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) e os elementos traços (Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, La, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, U, V, Y, Zn, Zr). Destes últimos, apenas Cl, Ga, Nb, Zn e Zr estão reportados e foram utilizados no tratamento e interpretação dos dados, ao passo que F, S, Co, Cr, Cu, Ni, Sc e V ficaram abaixo do limite de detecção. Já os demais elementos foram descartados em prol das análises de ICP-MS, que possuem maior precisão e limites de detecção menores. Os valores dos limites de detecção estão representados na Tabela 2.10. Os elementos Cl, F e S não foram analisados por Rosa (2009).

Tabela 2.10. Limites de detecção dos óxidos e elementos traços analisados por Fluorescência de Raios X. ⁽¹⁾ %em peso; ⁽²⁾ ppm; * perda ao fogo.

Óxido	Limite de Detecção ⁽¹⁾	Elemento	Limite de Detecção ⁽²⁾
SiO_2	0,03	Co	6
TiO_2	0,003	Cr	13
Al_2O_3	0,02	Cu	5
Fe_2O_3 total	0,01	Ga	9
MnO	0,002	Ni	5
MgO	0,01	Nb	9
CaO	0,01	Sc	14
Na_2O	0,02	V	9
K_2O	0,01	Zn	2
P_2O_5	0,003	Zr	2
Loi*	0,01	Cl	50
		F	500
		S	550

ICP-MS

A determinação da maioria dos elementos traço e os terras raras foi feita por espectrometria de massa com plasma induzido acoplado, ICP-MS, em um equipamento modelo ELAN 6100DRC da PerkinElmer/Sciex dotado de espectrômetro do tipo quadrupolo.

Os elementos analisados e seus respectivos limites de detecção encontram-se na Tabela 2.11. Os elementos Zr e Nb apresentaram problemas durante o processo de preparação, e, por recomendação do laboratório, tiveram seu resultado ignorado. Sendo assim, optou-se pelos resultados adquiridos por fluorescência de Raios X sem qualquer prejuízo ao trabalho, especialmente devido aos altos teores desses elementos, muito acima dos limites de detecção.

Tabela 2.11. Limites de detecção (em ppm) dos elementos traços e terras raras analisados por ICP-MS.

Elemento	Limite de Detecção	Elemento	Limite de Detecção
Ba	<0,50	Nd	<0,08
Be	<0,01	Pb	0,17
Ce	0,04	Pr	<0,01
Cs	<0,01	Rb	15,10
Dy	<0,01	Sm	<0,01
Er	<0,01	Sr	<0,01
Eu	<0,01	Tb	<0,01
Gd	<0,01	Th	<0,01
Hf	<0,01	Tm	<0,01
Ho	<0,01	U	<0,01
La	0,02	Y	0,06
Li	0,06	Yb	<0,01
Lu	<0,01		

Tratamento dos Dados

Os resultados foram tratados com o auxílio dos programas Microsoft Excel 2007 e GCDkit (Janoušek *et al.*, 2006), seguindo procedimentos e recomendações amplamente utilizados na área da petrologia de rochas alcalinas.

A classificação das rochas da SABR seguiu critérios químicos, devido à granulação fina, com base nos diagramas TAS (Le Maitre *et al.*, 2002) e R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980), além de outros diagramas de variação utilizados para visualização de tendências e comportamentos geoquímicos. Os índices R1 e R2 são calculados a partir das fórmulas catiônicas: $R1 = 1000 * [4Si - 11(Na + K) - (Fe + Ti)]$ e $R2 = 1000 * (6Ca + 2Mg + Al)$.

Alguns índices petrológicos também foram utilizados, como o número de magnésio ($mg\# = MgO / [MgO + FeO]$ mol), o Índice Agpaítico ($I.A. = [Na_2O + K_2O] / Al_2O_3$, em

proporção molecular) e o Índice de Diferenciação ($I.D. = Q + or + ab + ne + lc + ks$, em porcentagem de minerais normativos CIPW). Para o cálculo da mineralogia normativa CIPW utilizou-se a razão $FeO / (FeO + Fe_2O_3) = 0,5$ de acordo com Middlemost (1989). A utilização e significado desses índices são bem discutidos por Ulbrich (1983), Ruberti (1984) e Enrich (2005), por exemplo.

Nos diagramas multi-elementares, os elementos traços foram normalizados pelo modelo de manto pirolítico, *Primitive Mantle*, e os ETRs pelo condrito CI, ambos segundo McDonough & Sun (1995). Quando representados no texto ou tabelas, o elemento ou razão de elementos normalizados é indicado por 'N' subscrito.

A razão Eu/Eu^* é usada para medir a intensidade da anomalia de Eu, sendo os valores abaixo de 1 representantes anomalias negativas, e acima de 1 positivas. É dada pela equação $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$, segundo Taylor & McLennan (1985).

Geocronologia

As amostras foram datadas pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$ nos Laboratórios UQ-AGES da Universidade de Queensland, Austrália, em regime de colaboração científica com Dr. David S. Thiede e Dr. Paulo M. Vasconcelos.

De modo geral, as amostras possuem concentrações baixas de minerais adequados para datação, como anfibólio, biotita ou monazita, além de não possuírem outros minerais como zircão ou badeleíta. Além disso, geralmente possuem hábito desfavorável, muitas vezes poiquilíticos, e granulação fina. Sendo assim, foi possível datar apenas duas amostras (P16B e P36) por serem praticamente as únicas que apresentaram condições mais favoráveis para a separação dos minerais, sendo anfibólio na primeira e biotita na segunda.

Os minerais separados e concentrados foram enviados aos cuidados do laboratório para o prosseguimento da preparação das amostras, tratamento e interpretação preliminar dos resultados. Sendo assim, a descrição desses procedimentos foi retirada do relatório enviado pelo laboratório e de autoria de Dr. David S. Thiede e Dr. Paulo M. Vasconcelos.

Separação das Amostras

A separação dos minerais foi realizada no Laboratório de Tratamento de Amostras do IGc-USP, respeitando-se cada procedimento de trabalho e de limpeza de utensílios e equipamentos pertinentes, a fim de se evitar contaminações e alterações nos resultados.

As amostras foram quebradas com uma marreta, reduzidas num britador com dentes de ferro e moídas em um moinho de discos de tungstênio até a fração desejada. Posteriormente as amostras foram peneiradas na fração ideal, sendo escolhidos 100-150 *mesh* para o anfibólio e 32-100 para a biotita. Em seguida os minerais foram concentrados no separador magnético Frantz, onde aplicou-se os parâmetros de 20° de inclinação lateral

da canaleta e 0,4 A de corrente. A separação final foi feita manualmente imersa em álcool, com auxílio de pinças, agulhas e uma lupa binocular, a fim de se garantir a pureza final do mineral concentrado.

Preparação das Amostras e Técnicas Analíticas

Foram selecionados aproximadamente 50 grãos minerais de cada amostra (anfíbólio e biotita) para a irradiação por um período de 14 horas no Cadmium-lined B-1 CLICIT facility, num reator do tipo TRIGA, na Universidade Estadual de Oregon, Estados Unidos da América. Para o monitoramento do fluxo de nêutrons foi analisado conjuntamente o padrão Fish Canyon Sanidine (idade 28.201 ± 0.046 Ma; Kuiper *et al.*, 2008). Todas as idades são reportadas utilizando as constantes de decaimento de Steiger & Jäger (1977).

Após um período de decaimento seguido da irradiação as amostras foram separadas em duplicatas, com 20 grãos de anfíbólio e 5 de biotita cada, e aquecidas em etapas por um feixe contínuo de íons de argônio para a extração do gás contido nas respectivas estruturas desses minerais. Seguiu-se todos os procedimentos descritos em detalhe por Vasconcelos *et al.* (2002).

Os dados foram tratados com todas as correções pertinentes, usando o programa MassSpec Version 7.527, desenvolvido por Alan Deino, Centro de Geocronologia de Berkeley, Estados Unidos. Nos cálculos foram utilizados um valor da razão $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ para o argônio atmosférico de $298,56 \pm 0,31$ (Renne *et al.*, 2009).

Os resultados de todas as medições encontram-se na Tabela IX, em anexo.

Cálculo das Idades

As idades foram calculadas por quatro procedimentos diferentes, obtendo-se a idade platô, a idade integrada, a idade por ideograma e a idade por isócrona. Todas elas são calculadas com um grau de confiança de 95% e 2σ .

De acordo com Fleck (1977), um platô é determinado por uma sequência de dois ou mais *steps* que correspondem a pelo menos 50% do total de ^{39}Ar liberado, e onde a diferença de idade entre duas frações possui pelo menos 95% de grau de confiança. Um platô bem definido implica que a amostra possui frações radiogênicas e nucleogênicas de gás aprisionados na estrutura cristalina, e que não foram alteradas por eventos posteriores à cristalização.

A idade integrada é uma idade aparente obtida pela combinação de resultado de todos os *steps* determinados durante a análise por aquecimento gradativo. Se a amostra não perdeu ^{40}Ar por intemperismo, ou incorporou em excesso durante a erupção, ou perdeu ^{39}Ar *by recoil*, a idade integrada no método deve corresponder a idade K-Ar.

Segundo Deino & Potts (1992), a idade por ideograma, ou diagrama de probabilidade, assume que os erros na determinação de uma idade possuem uma distribuição gaussiana. Uma das principais vantagens de utilizar este tipo de distribuição é que não levam em consideração a quantidade de gás liberado em cada *step*. Como resultado, o *step*, ou sequência deles, que produz uma quantidade insignificante de gás, mas que a idade foi determinada precisamente, pode ser inclusa como uma estimativa de alta probabilidade para a amostra. Caso o pico de probabilidade corresponda as idades de um platô bem definido, essa representa a idade mais provável para a amostra.

As idades de isócronas são úteis para verificar a confiabilidade das idades obtidas na amostra, como *steps* que perderam ^{40}Ar por intemperismo, ou ^{39}Ar *by recoil* durante a irradiação serão pontos discrepantes no diagrama. Também são especialmente úteis para determinar se uma amostra contém excesso de Ar. Quando uma amostra retém argônio em sítios cristalográficos diferentes, com taxas variáveis de componentes atmosféricos, nucleogênicos ou radiogênicos, os resultados podem ser plotados em um diagrama de correlação $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Capítulo 3

CONTEXTO GEOLÓGICO

Síntese da Geologia da Província Mantiqueira

Os maciços alcalinos das Províncias Lineamento Magmático de Cabo Frio e Serra do Mar Setor Norte (descritas adiante) têm como encaixantes rochas dos Orógenos Brasília e Ribeira, pertencentes à Província Mantiqueira. Esta província, definida por Almeida (1977) e Almeida *et al.* (1981), representa uma faixa de direção NE-SW, paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, com mais de 3.000 km de comprimento, que se estende do sul da Bahia até o Uruguai.

Segundo Heilbron *et al.* (2004), a Província Mantiqueira é constituída pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira. Desta zona de interferência para sul, até a borda norte do maciço cratônico de Luis Alves, estende-se um conjunto de unidades cujas relações geotectônicas com o Orógeno Ribeira são ainda dúbias e que, em parte, poderiam pertencer à extremidade sul do Orógeno Brasília. Em função disto, estas unidades estão agrupadas nos terrenos Apiaí-Guaxupé e Embu.

Heilbron *et al.* (2004) faz uma síntese da compartimentação tectônica da extremidade sul do Orógeno Brasília e do Orógeno Ribeira, resumida abaixo (Figura 3.1).

A parte sul do Orógeno Brasília mostra *trend* estrutural NNW-SSE e é subdividida em *nappes* com empilhamento tectônico vergente para E-ESE, rumo ao Cráton do São Francisco ou tangente à sua borda meridional. Esta etapa colisional neoproterozóica (Colisão I) é a mais antiga da Orogênese Brasileira no Segmento Central da Província Mantiqueira, tendo atingido seu ápice em cerca de 630-625 Ma. Resultou da colisão entre a borda sul-sudoeste da paleoplaca São Francisco-Congo e outra placa, situada a W-SW, atualmente encoberta pelas seqüências deposicionais fanerozóicas da Bacia do Paraná. As *nappes* da parte sul do Orógeno Brasília podem ser agrupadas em dois conjuntos: as *nappes* inferiores e as *nappes* superiores. As *nappes* inferiores registram metamorfismo que atinge a fácies granulito de pressão relativamente alta e guardam relação paleogeográfica com o Cráton do São Francisco. As *nappes* superiores apresentam metamorfismo de pressão mais baixa e inúmeros corpos granitóides cálcio-alcalinos, em parte interpretados como remanescentes de um arco magmático cordilherano.

O Orógeno Ribeira, que apresenta *trend* estrutural NE-SW, resulta da interação entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placas e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas situado(s) a sudeste deste cráton, bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo. Esta

Figura 3.1. Mapa tectônico do Segmento Central do Segmento Orogênico Mantiqueira. (Heibron *et al.*, 2004).

segunda etapa de colisão continental (Colisão II, cerca de 580 Ma) resultou no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. Como a colisão entre estes terrenos foi oblíqua, a deformação principal exibe clara partição entre zonas com predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo destal. Assim, contrastando com a extremidade sul do Orógeno Brasília, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por empurrões com mergulhos mais íngremes ($>30^\circ$), ou por zonas de cisalhamento oblíquas.

Nappe Socorro

A região onde se insere a suíte alcalina de Bom Repouso possui uma história geológica complexa, caracterizada pela presença de uma mega-estrutura conhecida como *Nappe Socorro-Guaxupé*, relacionada aos eventos orogênicos brasileiros de formação do Supercontinente *Gondwana*. A estrutura é representada por uma espessa lasca (ca. 15 km) neoproterozóica, organizada em uma pilha alóctone de três unidades distintas de crosta continental profunda: a Unidade Granulítica Basal, a Unidade Diatexítica Intermediária e a

Unidade Migmatítica Superior. A estrutura alóctone encontra-se segmentada em dois lobos, Guaxupé a norte e Socorro a sul, separados por rampas laterais de alto ângulo (Campos Neto *et al.*, 2004).

Segundo Campos Neto *et al.* (*op cit.*) a unidade basal consiste de granulito-gnaisses bandados, enderbítico a charno-enderbíticos, com intercalações locais de gnaisses gabro-noríticos. Ortognaisses migmatíticos ocorrem em faixas descontínuas no topo da unidade granulítica. Na unidade intermediária predominam biotita e biotita-granada diatextitos graníticos rosados, que derivaram da fusão por quebra de biotita de fontes metaluminosas a peraluminosas. Encraves metassedimentares ocorrem como faixas de gnaisses kinzigíticos (espínélio-sillimanita-cordierita-granada). A unidade superior é representada por migmatitos estromáticos que possuem mesossomas com assinaturas químicas e isotópicas de metagrauvacas e de metapelitos, os primeiros oriundos da denudação de arco magmático neoproterozóico. Supersuítas magmáticas ocorrem nos diferentes níveis da estratigrafia crustal da *nappe*. Os batólitos formam uma série cálcio-alcalina expandida, com composição de hornblenda-biotita quartzo monzodiorito-granodiorito-granito porfiríticos. Granada-biotita granitos peraluminosos são freqüentes em corpos descontínuos, intrusivos e/ou in situ, no segmento superior da *nappe*.

Nesse contexto, a SABR encontra-se alojada em rochas da porção inferior da Unidade Diatexítica Intermediária de Campos Neto *et al.* (*op. cit.*), que corresponde ao Complexo Paraisópolis (Figura 3.2), este definido por Cavalcante *et al.* (1979) e revisto por

Figura 3.2. Arcabouço tectônico de parte da Folha Guaratinguetá (SF.23-Y-B), representando os principais domínios estruturais e litológicos. (Moraes *et al.*, 1999).

Morais *et al.* (1999) como sendo representado por migmatitos diversos, granitóides porfiroblásticos e granulíticos, granulitos ácidos e básicos, granitos e granodioritos gnáissicos. Essas rochas podem ocorrer como paleossomas de migmatitos e freqüentemente se encontram milonitizadas. Segundo Cavalcante *et al.* (*op. cit.*), na região de Bom Repouso afloram migmatitos granitóides róseos, raramente cinzentos, com grande variação estrutural e granulométrica.

Contexto Geológico Magmático Alcalino

De acordo com Sørensen (1974), as rochas alcalinas caracterizam-se pela presença de feldspatóides e/ou piroxênios e anfibólios alcalinos, incluindo assim rochas insaturadas a saturadas. As rochas podem ser deficientes em sílica e/ou alumina e apresentar acmita ou feldspatóide na composição normativa. Quando afaníticas são caracterizadas com base nas variações da relação entre os teores (% em peso) de sílica e dos totais de álcalis. Conjuntamente às rochas alcalinas podem ocorrer associados dunitos, peridotitos, carbonatitos, kimberlitos, lamprófiros, dentre outros.

As atividades magmáticas alcalinas identificadas no planeta Terra tiveram início nos tempos arqueanos, relacionados a processos de tectônica distensiva. No Brasil, a ocorrência mais antiga conhecida encontra-se na Bahia. Trata-se do complexo sienito-carbonatítico de Angico dos Dias, com idade U/Pb de 2011 Ma (Silva *et al.*, 1988).

No entanto, o magmatismo alcalino dominante em toda Plataforma Sul-Americana é de idade mesozóica, com a maioria das ocorrências concentrando-se na região a sul da latitude 15°S. Conhecem-se mais de cem centros intrusivos alcalinos mesozóicos, simples ou múltiplos, e alguns centros vulcânicos, além de associações de diques ou enxames de diques, na porção meridional da placa Sul-Americana. Estes se dispõem ao longo de arcos e flexuras em torno dos limites da Bacia do Paraná, onde afloram as mais numerosas ocorrências, e da região costeira marginal à Bacia de Santos, nos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro.

Segundo Gomes & Comin-Chiaramonti (2005), no geral, este magmatismo caracteriza-se por apresentar uma grande variação composicional, desde ultrabásico até ácido, sendo que, em alguns complexos extremamente diferenciados, há presença de sienitos insaturados até supersaturados.

Origem do Magmatismo

O magmatismo alcalino na Plataforma Sul-Americana é relacionado por alguns autores à presença de plumas mantélicas ou *hotspots*, sendo algumas das manifestações tectônicas presentes interpretadas como influências do impacto dessas plumas sob a

litosfera (e.g. Gibson *et al.*, 1995; Van Decar *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998; Thomaz Filho & Rodriguez, 1999).

Gibson *et al.* (1995) defende que tanto o magmatismo toleítico da Bacia do Paraná, quanto o magmatismo alcalino, teria se gerado por influência de uma pluma mantélica. Eles ainda argumentam que o modelo para a geração do magmatismo alcalino por controles tectônicos apresentaria vários problemas, como a flexura causada pelo grande volume de magma toleítico seria geologicamente instantânea, e o tempo entre este evento e o magmatismo alcalino apresenta um tempo muito longo. Neste caso, o magmatismo do final do Cretáceo teria sido o início da expressão de uma *plume head*, enquanto que a cadeia Trindade Columbia foi a manifestação do *plume tail*. Segundo os dados geocronológicos destes autores, este magmatismo teria se iniciado na faixa de 90-80 Ma com o vulcanismo alcalino das províncias Iporá, Poxoréu e Alto Paranaíba. Essas manifestações não estariam relacionadas no cronogrupo definido por Ulbrich & Gomes (1981) e, portanto, não relacionada com a quebra do Pangea e abertura do Atlântico Sul e, em consequência, com a pluma de Tristão da Cunha.

Segundo Thompson *et al.* (1998), a reconstituição do traço da Pluma de Trindade, que seria a causa de todo esse magmatismo mesozóico da plataforma, chega na região de Brasília há 85 a 80 Ma. Esses autores consideram que a idade média do magmatismo alcalino na porção central do Brasil próxima a 85 Ma, e o importante soerguimento e erosão de toda região centro-sul do Brasil e do Paraguai, corroboram com a hipótese que estas manifestações foram causadas pelo impacto da cabeça da pluma mantélica de Trindade sob a litosfera espessa. Eles propõe que, entre ~80 e 55 Ma, a ascensão do calor da cauda da pluma mantélica de Trindade foi defletida pela profunda raiz da litosfera do Cráton de São Francisco e seguiu para o sul, tendo causado a descompressão e fusão parcial abaixo de uma litosfera mais fina sob a faixa móvel adjacente (Figura 3.3).

Thomaz Filho & Rodrigues (1999) seguem o mesmo modelo, sugerindo que o alojamento destas alcalinas segundo alinhamento preferencial seria fruto da passagem da Placa Sul-Americana sobre um *hot spot*. Segundo estes mesmos autores, durante o Eoceno, o alinhamento das rochas da cadeia Vitória –Trindade representaria o deslocamento relativo do referido *hot spot* para nordeste, ou ainda, levando-se em conta a hipótese de *hot spots* serem pontos fixos na astenosfera, seria uma consequência de um deslocamento da Placa Sul-Americana para sudoeste.

Por outro lado, alguns autores (e.g. Almeida 1971, 1983, 1986; Ernesto *et al.*, 2002; Riccomini *et al.*, 2005) relacionam esse magmatismo com a evolução das principais bacias sedimentares, como Paraná, Santos e Pelotas. Neste sentido, a manifestação deste magmatismo estaria estritamente ligada a fatores tectônicos, como soerguimento de arcos,

Figura 3.3. Mapa esquemático resumindo a sequência dos eventos magmáticos desde ~90 Ma e sua interpretação. Os pequenos círculos abertos e fechados representam as ocorrências alcalinas do Cretáceo Inferior e Cretáceo Superior-Paleógeno, respectivamente. O círculo maior modelado marca a área do impacto inicial de Pluma de Trindade, há ~85 Ma (Gibson *et al.*, 1995, 1997), e o círculo menor representa a posição atual da cauda da pluma, sob as ilhas de Trindade e Martin Vaz. A linha contínua, com intervalos de 20 Ma, representa o cálculo do traço da pluma, enquanto as setas e linha tracejadas numeradas representam o desvio sofrido pela pluma. (Thompson *et al.*, 1998).

distensão de *riffts* ou zonas de falhamento. Eles consideram que o modelo de pluma esbarra em alguns indícios (isotópicos, geocronológicos e paleomagnéticos) que não corroboram com o modelo proposto, porém alguns admitem que este poderia contribuir como apenas uma fonte de calor. Já Zalán & Oliveira (2005) propõe um modelo que associa a anomalia térmica gerada pela passagem sobre a Pluma de Trindade com o desenvolvimento de um sistema de *riffts* cenozóicos no sudeste do Brasil.

Almeida (1983) atribui toda a atividade magmática mesozóica da plataforma Sul Americana como resultado de um processo diastrófico iniciado no Jurássico após longo período de calma tectônica, definido como Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967 e 1969), caracterizado pela reativação de antigos falhamentos e surgimento de blocos de falha, soerguimentos de arcos, abatimentos de bacias costeiras e acentuada subsidência da Bacia do Paraná. Como consequência houve intenso magmatismo basáltico toleítico que preencheu toda bacia do Paraná, estendendo-se até, onde é hoje, a Bacia de Santos. Nas bordas dessas bacias foram geradas, ou reativadas, arcos, flexuras e zonas de falhamentos que possibilitaram a manifestação do vulcanismo alcalino ao redor da Bacia do Paraná.

Segundo Riccomini *et al.* (2005), algumas características do magmatismo, como origem do magma, medida e distribuição das idades, não suportam as hipóteses de pluma.

Os dados disponíveis das razões isotópicas iniciais de Sr e Nd (Gibson *et al.* 1995, 1997; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1995, 1997, 1999; Thompson *et al.*, 1998; Ulbrich *et al.*, 2003) indicariam uma clara origem no manto litosférico para o magmatismo alcalino nessa região, discordando da hipótese de ação de uma pluma mantélica. Todos os dados estão concentrados próximo ou abaixo da linha *Bulk Earth* no diagrama convencional Sr-Nd de Hart (1988) mostrando uma não contribuição de componentes astenosféricos nos magmas alcalinos. Um modelo alternativo envolvendo um processo de longa duração de uma anomalia térmica no manto pode explicar a fonte do aquecimento para o magmatismo na região.

Ainda segundo esses autores, o magmatismo alcalino Meso-Cenozóico da porção centro-sudeste da Plataforma Brasileira mostra um claro controle tectônico por descontinuidades crustais, principalmente por zonas de falhas extensionais ou transcorrentes, ao longo das bordas atuais das bacias sedimentares, possuindo assim uma evolução ligada a elas. A herança de descontinuidades crustais proterozóicas desempenhou um importante papel neste magmatismo, pois a mudança nos campos de esforços e reativação de estruturas regionais, em diferentes fases desde o Permo-Triássico até o Paleógeno, produziram uma grande variedade de fraquezas estruturais por onde o magma alcalino pode alojar-se ou chegar à superfície. Este controle tectônico explica a distribuição regional do magmatismo alcalino na região centro-sudeste da Plataforma Brasileira.

Zalán & Oliveira (2005) associam a colocação dos corpos alcalinos do estado do Rio de Janeiro, litoral de São Paulo e Vale do Ribeira como resultado do desenvolvimento do Sistema de *Rifts* Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Este sistema, denominado de outras maneiras por vários autores (e.g. Almeida, 1976; Melo *et al.* 1985; Riccomini, 1991), é formado por diversos grábens divididos em quatro *rifts* principais, Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo (Figura 3.4) e coincidente com a extensão atual da Serra do Mar e parte da Mantiqueira.

Segundo esses autores, um megaplanalto de natureza epirogenética teria se desenvolvido entre 89 e 65 Ma, em resposta à passagem da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (*hot spots* de Trindade). Tal situação tornou-se isostaticamente instável, e o colapso gravitacional do megaplanalto estendeu-se entre 58 e 20 Ma com a reativação de antigos falhamentos e o abatimento de diversas áreas lineares formando corredores de grábens (*rifts*) paralelos à costa. Toda essa tectônica teria sido responsável pela colocação de diversos corpos e diques alcalinos de 82 a 52 Ma. A esta altura a Pluma de Trindade já estaria na parte marítima da Bacia de Campos.

Ernesto *et al.* (2002) baseando-se em estudos paleomagnéticos e dados geocronológicos, fizeram a reconstituição do movimento da Placa Sul-Americana após a

Figura 3.4. Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. (Zalán & Oliveira, 2005).

separação da Placa Africana, e considerando uma posição fixa dos hotspots, entenderam que durante o desenvolvimento dessas províncias esses hotspots não se encontravam numa posição favorável (Figura 3.5). Entretanto, eles mostraram que o caminho descrito pela placa foi tal que as áreas onde se desenvolveram as províncias alcalinas foram mantidas sob uma importante anomalia termal por um tempo longo suficiente para a litosfera incorporar uma quantidade de calor necessária.

Marques & Ernesto (2004), referindo-se especificamente ao magmatismo toleítico da Bacia do Paraná, mostraram que pela reconstrução paleogeográfica da Placa Sul-America há 133 Ma a região afetada pelo magmatismo estava a mais de 1000 km de distância de Tristão da Cunha e que, portanto, esta pluma não contribuiu nem mesmo com o calor para a fusão do manto litosférico subcontinental. A fonte de calor requerido para a fusão pode ter sido proveniente de uma grande anomalia térmica, situada na costa da África e ainda não totalmente dissipada, conforme indicação de anomalias do geóide, sobre a qual a região onde se desenvolveu a Província Magmática do Paraná permaneceu estacionária, ou quase, por cerca de 50 Ma (entre 180 e 133 Ma).

Figura 3.5. Superposição das várias reconstituições do continente Sul-Americano desde o Jurássico Inferior. O continente Africano, Cordilheira de Walvis e as plumas de Trindade, Santa Helena e Tristão da Cunha estão representadas em suas posições atuais, sendo as plumas consideradas como fixas no manto. (Ernesto *et al.*, 2002).

Províncias Alcalinas Meso-Cenozóicas

As ocorrências alcalinas Meso-Cenozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana foram agrupadas por diversos autores, de acordo com as características petrográficas e geocronológicas de cada corpo, bem como da tectônica.

Almeida (1971, 1972), Algarte (1972) e Herz (1977), relacionaram a distribuição das ocorrências alcalinas, conhecidas até então, a condicionantes tectônicas na região sul do Brasil e Leste do Paraguai. Posteriormente, Ulbrich & Gomes (1981) classificaram essas ocorrências em sete tipos de associações petrográficas, distribuídas por dez províncias, que em parte coincidem com os grupamentos tectono-magmático dos autores citados acima.

Almeida (1983) introduziu o conceito de *província alcalina*, levando-se em consideração a distribuição geográfica, as relações petrográficas, os intervalos de idades, e, principalmente, as relações das feições tectônicas reconhecíveis, como arcos, flexuras, zonas de falhas ou *riffs*. Com isto dividiu as ocorrências alcalinas situadas abaixo do paralelo 15°S em 12 províncias segundo três grupamentos geográficos distintos:

- Províncias ao longo das bordas da Bacia do Paraná: *Poços de Caldas, Alto Paranaíba, Rio Verde-Iporá, Ponta do Morro, Paraguai Oriental, Mariscal, Piratini, Santa Catarina, Arco de Ponta Grossa e Ipanema*;

- *Província Serra do Mar*, na região costeira a oeste da borda da Bacia de Santos;
- Províncias no interior do Cráton Amazônico e no leste Bolívia: *Velasco* e *Candelária*.

Com base em informações geológicas, estruturais e geofísicas mais recentes, Riccomini *et al.* (2005) revisaram a classificação de Almeida (1983). As mudanças foram sugeridas devido especialmente ao reconhecimento de novas feições tectônicas condicionantes dos corpos alcalinos, a individualização da Bacia de Bauru sobre os toleitos da Formação Serra Geral, e novos dados geocronológicos indicando diferentes idades para as rochas anteriormente incluídas numa mesma província (Figura 3.6). As modificações mais significativas teceram as províncias do Paraguai Ocidental, dividida em seis, e do Arco de Ponta Grossa e Serra do Mar, onde foram reagrupados alguns corpos.

A província Paraguai Ocidental foi dividida em Alto Paraguai, Misiones, Paraguai Central, Amambay, Rio Apa e Assunção, enquanto a província Mariscal, no Uruguai, foi apenas renomeada para Valle Chico. As províncias de Alto Paranaíba e de Rio Verde-Iporá foram agrupadas originalmente por Sgarbi & Gaspar (2002) em uma nova província, Minas-Goiás, e mantidas por eles.

Na província Arco de Ponta Grossa incluíram apenas as ocorrências do Cretáceo Inferior, com idades próximas ao magmatismo toleítico, associadas aos diques e sills da principal fase magmática do arco. Além disso, estenderam a província primeiramente definida para nordeste, incluindo mais quatro ocorrências do estado de São Paulo, Ipanema, Salto de Pirapora, Piedade e Itanhaém, devido à distribuição ao longo de estrutura paralela ao Lineamento de Guapiara, e para sul, incluindo a intrusão de Anitápolis.

Com a definição do Lineamento Magmático do Cabo Frio por Almeida (1991), as ocorrências da Província da Serra do Mar definida de Almeida (1983) se restringiram às ilhas litorâneas e o maciço de Ponte Nova. Com isto, os autores agruparam também nesta província outras ocorrências do Cretáceo Superior dispostas na porção continental na borda oeste da Bacia de Santos e Pelotas, consideradas anteriormente como pertencentes às províncias do Arco de Ponta Grossa (ex. Cananéia) e de Santa Catarina (ex. Lages). Em vista disso, a província Serra do Mar foi expandida e subdividida em três setores (norte, central e sul), que correspondem a áreas de importantes soerguimentos cenozóicos ao longo da região costeira do Sudeste do Brasil.

De posse dessas informações os autores dividiram o magmatismo alcalino da porção centro-sul da Plataforma Brasileira em 15 províncias separadas em seis grupos com características geográficas, tectônicas e temporais distintas:

Figura 3.6. Províncias alcalinas da região centro-sul da Plataforma Sul-Americana e suas relações com as maiores feições estruturais: 1) Bacia do Paraná, Ordoviciano Inferior a Cretáceo Superior; 2) derrames da Formação Serra Geral, Cretáceo Superior; 3) Bacia de Bauru, Cretáceo Superior; 4) limites das bacias marginais; 5) províncias alcalinas; 6) idade das ocorrências alcalinas (losangos, Permo-Triássico; quadrados, Cretáceo Inferior; triângulos, Cretáceo Superior; círculos, Paleógeno); 7) eixos dos principais arcos (AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim de Goiás; PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã); 8) Sinclinal de Torres; 9) maiores zonas de fraturas (Rifts: MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG, Moirão; SR, Santa Rosa; AR Assunção. Lineamentos: TB, Transbrasiliano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Paranapanema; PI, Piedade; GP, Guapiara; JC, São Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Pequiri; AM, Santa Lúcia-Aiguá-Merin). Modificado de Riccomini *et al.* (2005).

- As províncias de *Alto Paraguai* (de idade Permo-Triássica), *Arco de Ponta Grossa*, *Valle Chico*, *Misiones*, *Paraguai Central*, *Amambay* e *Rio Apa* (Cretáceo Inferior), que se distribuem ao longo da borda atual da Bacia do Paraná;
- As províncias da *Antéclise de Rondonópolis* e *Minas-Goiás* (Cretáceo Superior), adjacentes à Bacia de Bauru;
- As províncias da *Serra do Mar* e *Piratini*, (Cretáceo Superior), desenvolvidas na região continental na borda das Bacias de Santos e Pelotas, respectivamente;
- A província de *Assunção*, relacionada à evolução cenozóica do *Rift* de Assunção;
- A província do *Lineamento Magmático do Cabo-Frio*, com pelo menos duas fases, no Cretáceo Superior e Paleógeno;
- E por fim, as províncias de *Velasco* e *Candelária*, no cráton amazônico.

As províncias Serra do Mar e Lineamento Magmático de Cabo Frio

Segundo Ulbrich & Gomes (1981) e Almeida (1983), a Província Serra do Mar reúne as ocorrências alcalinas do Cretáceo Superior ao Paleoceno Inferior, que se situam na região litorânea dos Estados de São Paulo e do Rio de Janeiro, bem como se estendem para o interior do continente até a Serra da Mantiqueira. Foram incluídas dezenas de centros intrusivos de rochas alcalinas, incluindo desde grandes complexos, como Itatiaia (330 km²) e Passa Quatro (165 km²), até pequenas chaminés vulcânicas, além de enxames de diques, via de regra centimétricos, espalhados principalmente no Litoral Norte do Estado de São Paulo. Almeida (1983) classifica Poços de Caldas como uma província a parte, devido sua localização geograficamente isolada da província da Serra do Mar, e das características petrográficas e mineralógicas distintas, e inclui, ainda que provisoriamente, a ocorrência de Jaboticabal na província de Poços de Caldas.

Como já referido acima, as ocorrências desta região foram divididas em duas províncias (Riccomini et al., 2005), Lineamento Magmático de Cabo Frio e Serra do Mar, neste caso Setor Norte (Figura 3.7). Algumas dessas ocorrências apresentam-se deslocadas desses grupamentos, como Ponte Nova, na Serra da Mantiqueira e distante das ilhas de sua província, as ocorrências no interior de Bacias tafrogênicas, como de Volta Redonda, e Bom Repouso, desconhecida até então e isolada entre essas duas províncias.

O Setor Norte da Província Serra do Mar (SMSN) engloba as ocorrências de Ponte Nova, na Serra da Mantiqueira, as ilhas próximas ao continente, Monte de Trigo, São Sebastião, Búzios e Vitória, além de enxames de diques lamprofíricos do litoral norte do

Figura 3.7. Distribuição dos corpos alcalinos na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Província Serra do Mar de Almeida, 1983), com as principais unidades tectônicas do embasamento. Apresenta-se também a localização da área de estudo. 1: Bacias de rifte (Cenozóico); 2: Ocorrências alcalinas (Meso-Cenozóico); 3 e 4: Bacia do Paraná (Paleozóico), respectivamente, diques e lavas; 5: Orógenos Brasília e Ribeira (Pré-Cambriano); 6: Cráton do São Francisco (Pré-Cambriano); 7: Limites da Bacia de Santos; 8: Principais estruturas (falhas) do embasamento (Pré-Cambriano); 9: Nova subdivisão das províncias alcalinas da região proposta por Riccomini, et al. (2005). Modificado de Azzone *et al.* (2009).

Estado de São Paulo. Segundo Ulbrich & Gomes (1981) e Almeida (1983), este setor possui caráter predominantemente félsico, ocorrendo nefelina sienitos, sienitos, álcali sienitos, fonolitos e traquitos, embora rochas máficas ocorram localmente na forma de diques ou pequenos *stocks*, como os gabros cumuláticos da Ilha de São Sebastião e Monte de Trigo. Entretanto, o maciço de Ponte Nova apresenta um caráter máfico-ultramáfico, composto essencialmente por clinopiroxenitos e melagabros cumuláticos. Dados geocronológicos disponíveis K-Ar e Rb-Sr indicam idades entre 90 e 79 Ma para as rochas deste setor (Amaral *et al.*, 1967; Motoki, 1986; Sonoki & Garda, 1988; Alves, 1997; Azzone *et al.*, 2009; Enrich *et al.* 2009).

O Setor Central também possui caráter essencialmente félsico e sobrepõe a província do Arco de Ponta Grossa, onde há predomínio de rochas máficas a ultramáficas. É formado por ocorrências, como Cananéia, Barra do Teixeira e Mato Preto, com dados K-Ar disponíveis indicando idade de 82 (Amaral *et al.*, 1967), 73 e 67 Ma (Sonoki & Garda, 1988), respectivamente. Já o Setor Sul é composto apenas pela intrusão de Lages, uma estrutura dômica que soergue as rochas sedimentares Paleozóicas e o basalto da Formação Serra Geral, formada essencialmente por nefelina sienitos, com diques e veios de composições

variadas, incluindo carbonatitos e rochas kimberlíticas, com idades entre 78-63 Ma por K-Ar (Scheibe, 1986).

O Lineamento Magmático do Cabo Frio (LMCF), primeiramente definido por Sadowski & Dias Neto (1981) como “lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio” e posteriormente por Almeida (1991) como “alinhamento magmático de Cabo Frio”, foi estabelecido como uma província independente com pelo menos duas fases de magmatismo alcalino, do Cretáceo Superior ao Paleógeno. Segundo Almeida (1991), representa uma feição estrutural WNW-ESE desenvolvida desde Jaboticabal, no interior do Estado de São Paulo, até a região do limite entre as crostas continental e oceânica, no Banco Almirante Saldanha, no Estado do Rio de Janeiro. Consiste em uma faixa curva de 60 km de largura por 1150 km de comprimento que inclui 26 corpos intrusivos, como grandes maciços, *stocks*, *plugs*, centros efusivos e um grande número de diques. A maior parte das ocorrências situa-se entre os maciços de Passa Quatro-Itatiaia e Morro de São João.

É constituída essencialmente de nefelina sienitos, sienitos, fonolitos e traquitos, com característica presença de leucita e, especialmente, pseudoleucita. Rochas máficas ocorrem apenas como diques, *sills* e lavas. Dentre esses centros inclui-se Poços de Caldas, o maior complexo alcalino do Brasil, e um dos maiores do mundo, com 800 km², outras intrusões importantes são, de oeste para leste, Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Mendanha, Itaúna, Tanguá, Soarinho, Rio Bonito, Morro de São João e Cabo Frio.

Uma característica interessante é a aparente progressão de idades de oeste para leste variando de, aproximadamente, 84 a 52 Ma. Este fato chamou bastante atenção, e muitos trabalhos foram feitos a seu respeito tentando explicar essa progressão, associando a círculos mínimos de falhas transformantes (Marsh, 1973; Asmus, 1978), a *hotspots* (Herz, 1977; Sadowski & Dias Neto, 1981), a plumas mantélicas (Van Decar *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998; Thomaz Filho & Rodriguez, 1999) e falhas subcrustais (Almeida, 1991; Riccomini *et al.*, 2005; Zalán & Oliveira, 2005). Apesar disso, suas rochas não são tão bem conhecidas, a exceção de alguns maciços, e carecem de estudos estruturais, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos mais detalhados.

Ao se examinar com mais cuidado, observa-se que esta variação não é tão linear, por exemplo, Jaboticabal, a ocorrência mais ocidental, possui idade K-Ar de 54 Ma (Gomes & Valareli, 1970), indo progressivamente para leste, há Poços de Caldas com idades Ar-Ar entre 84 e 76 Ma (Shea, 1992; Vlach *et al.* 2003), lavas ankaramíticas de Volta Redonda e Itaboraí com 43 Ma (Riccomini & Rodrigues-Francisco, 1992), diques associados ao maciço de Mendanha de 82 a 54 Ma (Smith *et al.*, 2001; Ferrari, 2001), Morro de São João de 77 a 56 Ma (Ulbrich & Gomes, 1981; Sonoki & Garda, 1988; Sichel *et al.*, 1997; Thomaz Filho & Rodriguez, 1999), e Cabo Frio com 52 Ma (Ferrari, 2001). Além disso, poucos dados

oferecem segurança, sendo grande parte deles obtidos há bastante tempo, com técnicas e equipamentos de precisão menor, gerando em alguns casos, erros consideráveis para o intervalo de tempo existente.

Evolução do Magmatismo Alcalino Meso-Cenozóico na Plataforma Sul-Americana

Segundo (Almeida 1971, 1983, 1986), a evolução desse magmatismo alcalino estaria ligado à evolução das principais bacias sedimentares, especialmente a Bacia do Paraná, que apresenta quatro estágios principais. Os dois primeiros, compreendidos entre o Devoniano e o Permiano Superior, dizem respeito apenas aos processos de sedimentação. O magmatismo alcalino na Plataforma Sul-Americana teria começado no Permo-Triássico, durante o terceiro estágio de evolução, representado por soerguimentos que promoveram importantes processos erosionais e o desenvolvimento de arcos NW. Já o quarto estágio, final do Jurássico a Cretáceo Inferior, é caracterizado pelo derrame da enorme quantidade de basalto toleítico, e subordinadamente riolitos, da Formação Serra Geral, além da continuação de uma importante atividade magmática alcalina que perdurou até o Oligoceno.

Sendo assim, esse magmatismo abrange uma grande extensão de idade, de 250 até 40 Ma, e segundo Gomes & Comin-Chiaramonti (2005) e Riccomini *et al.* (2005), os dados geocronológicos disponíveis sugerem quatro estágios principais de evolução do magmatismo alcalino.

O primeiro de idade Permo-Triássica, estaria provavelmente ligado a Orogenia Cabo-La Ventana no interior do continente. A assembléia mais antiga conhecida, da província Alto Paraguai (250-240 Ma), compreende principalmente rochas sieníticas situadas ao longo das margens do Rio Paraguai, próximo a na fronteira do Brasil com o Paraguai (Velázquez, 1996; Gomes *et al.*, 1996).

O segundo estágio, do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, é dividida em três fases – anterior, contemporâneo e posterior ao magmatismo toleítico da Bacia do Paraná – e equivalente a fase *rift* das bacias marginais. No Paraguai ocorrem duas províncias anteriores aos derrames da Formação Serra Geral, Rio Apa, no norte, e Amambay, relacionada ao Arco de Ponta Porã no nordeste do país, com cerca 145 Ma (Gomes *et al.*, 2005; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005). As províncias de Valle Chico, no Uruguai, e Arco de Ponta Grossa, desenvolveram-se contemporaneamente aos derrames toleíticos, entre 134-133 Ma, sendo que a atividade nesta última estendeu-se até ~101 Ma, em Itaiprapuã (Sonoki & Garda, 1988). As províncias paraguaias, do Paraguai Central, associada ao *Rift* de Assunção e Misiones no sul do país, também se desenvolveram posteriormente aos derrames toleíticos, entre 126-128 Ma (Gomes *et al.*, 2003) e 120-116 Ma (Velázquez *et al.*, 2003) respectivamente. Além dessas, relaciona-se também as duas províncias localizadas

no Cráton Amazônico, no leste da Bolívia, Velasco, entre 142 e 134 Ma (Darbyshire & Fletcher, 1979), e Candelária, com 116 Ma (Litherland *et al.*, 1986).

O terceiro estágio desenvolveu-se no Cretáceo Superior e corresponde a fase oceânica da margem Atlântica e a evolução da Bacia de Bauru. Representa o conjunto mais numeroso, com idades entre 90 e 70 Ma, e consiste em um grande número de ocorrências, com ou sem carbonatitos, distribuídas sobre as regiões central e sul do Brasil. Na costa Sul-Sudeste encontram-se as Províncias da Serra do Mar e Piratini, relacionadas ao desenvolvimento das bacias de Santos e Pelotas, respectivamente (Riccomini *et al.*, 2005), enquanto que na região central do país, entre o Triângulo Mineiro e o centro do estado do Mato Grosso, estão as Províncias de Minas–Goiás e Antéclice de Rondonópolis, ligadas ao desenvolvimento da Bacia de Bauru. O Lineamento Magmático de Cabo Frio, com possível ligação ao desenvolvimento da Bacia de Santos, apresenta idades aparentemente progressivas, variando entre 90 e 43 Ma, possuindo assim, ocorrências também inseridas no quarto estágio, como Jaboticabal, 54 Ma (Gomes & Valareli, 1970), e Volta Redonda, 43 Ma (Riccomini & Rodrigues-Francisco, 1992).

O estágio mais recente, do Paleógeno, é associado com a evolução do *Rift* de Assunção, sendo que as rochas da província de Assunção representam a atividade mais recente (61-39 Ma, Comin-Chiaramonti *et al.*, 1991) na Plataforma Sul-Americana.

Capítulo 4

GEOLOGIA DA SUÍTE ALCALINA DE BOM REPOUSO

A Suíte Alcalina de Bom Repouso (SABR) é representada essencialmente por fonolitos agpaíticos, que afloram em três ocorrências compondo um corpo principal e dois *plugs* satélites separados pelo embasamento (Figuras 4.1 e 4.2).

Estes três corpos apresentam características petrográficas e geoquímicas pouco distintas entre si, e serão detalhadas a seguir. Segundo Rosa (2009), é constituída por rochas essencialmente félsicas, intermediárias e insaturadas em sílica, com invariável presença normativa de nefelina e olivina. São rochas tipicamente alcalinas, com expressivas concentrações modais de nefelina, aegirina e anfibólio sódico, e pertencentes exclusivamente à série sódica, refletida na presença normativa da *ne*, *ab* (*ab/or* $\sim 3/2$) e *ac*, e ausência de *lc*. Possui um caráter agpaítico, com valores de índice de peralcalinidade maior que a unidade (*I.A.* > 1) e considerável presença de Ti-Zr silicatos e outros minerais exóticos citados por Sørensen (1997), como aenigmatita, astrofilita, eudialita e catapleiita.

Apesar de possuir uma pequena área, pouco menos de 1 km², apresenta algumas características importantes para o entendimento da atividade magmática alcalina regional. Sua localização é um pouco discrepante das ocorrências próximas, encontrando-se posicionada entre duas associações alcalinas de caráter petrográfico e de províncias distintas, Poços de Caldas, 62 km a NNW, e Ponte Nova, 53 km a SE, não compartilhando qualquer aparente lineamento ou relações morfotectônicas, a não ser a evolução regional das encaixantes. Outro fato importante é sua condição extremamente evoluída, representada por rochas com grande enriquecimento em elementos incompatíveis e mineralogia complexa, muito diferente de qualquer outra ocorrência descrita na região e semelhante apenas às rochas fonolíticas agpaíticas de Poços de Caldas.

A mineralogia da suíte de Bom Repouso é bastante rica, sendo identificados, ou caracterizados, um total de 29 minerais (Tabela 4.1) em todo o maciço, muitos deles de rara ocorrência, e outros ainda não identificados. Há diferenças mineralógicas significativas entre as fácies caracterizadas, porém todas constituem-se principalmente de albita, feldspato potássico (sendo difícil a distinção ao microscópio), nefelina e clinopiroxênio. De modo geral possuem como acessórios importantes arfvedsonita, aenigmatita e sodalita, além de eudialita, mangano pectolita, astrofilita, zeólita e catapleiita como acessórios menos importantes. Outros minerais ocorrem com menor frequência e abundâncias variáveis para cada amostra.

Figura 4.1. Mapa geológico da suíte alcalina de Bom Repouso. Coordenadas UTM, quadrante 23K.

Tabela 4.1. Minerais identificados ou caracterizados na SABR.

Abreviação	Minerais	Abreviação	Minerais
Aen	Aenigmatita	Flu	Fluorita
Ab	Albita	Gr. lab	Gr. labuntsovita (?)
Ana	Analcima	Ilm	Ilmenita
Ap	Apatita	Löl	Löllingita (?)
Arf	Arfvedsonita	MnPec	Mangano pectolita
Ast	Astrofilita	Mon	Monazita
Bt	Biotita	Ne	Nefelina
Can	Cancrinita	Neo	Neotocita (?)
Car	Carbonatos Mn-Ca	Nep	Neptunita
Cat	Catapleiita	NbFil	Niobofilita
CaHil	Calciohilairita	Sod	Sodalita
Cpx	Clinopiroxênio	Ttn	Titanita
Cri	Criolita	Mag	Titanomagnetita
Eud	Eudialita	Zeo	Zeólita
Kfl	Feldspato potássico		

Corpo Principal

Configura uma pequena elevação sem expressão topográfica, com altitudes que variam de 1475 m na porção leste, a 1595 m na região central e noroeste. Possui uma forma de lua crescente, com a concavidade voltada para sul, e ocupa uma superfície de 0,97 km², com 2,6 km no eixo maior (E-W) e uma largura entre 500 e 150 m, sendo a porção leste mais alargada (Figura 4.1).

As relações de contato com a encaixante regional são bruscos e bem definidos, na maioria das vezes sendo possível caminhar sobre ele. Geralmente é percebido pelo surgimento repentino de blocos decimétricos a métricos, em alguns lugares isto é facilmente visível, pois algumas áreas com grande quantidade de blocos tornam a terra inviável para o cultivo, sendo limitados com cercas ou divisas de solos cultivados e pastos com bosques ou capoeiras (Figura 4.2; Foto 4.1). A mudança de solo também é facilmente notada, sendo o solo de alteração do fonolito marrom e argiloso enquanto o solo de alteração da encaixante é rosado e quartzoso (Foto 4.2). Formigueiros e cupinzeiros também destacam bem essa mudança.

Em alguns pontos o contato é visível em corte de barranco geralmente já como solo de alteração, mostrando-se subvertical (Foto 4.2). No ponto P67, apesar de alterado, é possível ver claramente o contato e delimitá-lo com exatidão, mostrando-se, mesmo que em poucos decímetros, extremamente brusco e irregular, formando desde partes retilíneas até lobos sinuosos (Foto 4.3).

Figura 4.2. Detalhe da porção sudeste, mostrando o contato sinuoso do corpo principal e os dois *plugs* encaixados no embasamento. Nota-se a diferença de textura do corpo alcalino em relação à encaixante causada pela vegetação, desníveis e quantidade de blocos aflorantes. Imagem retirada de Google Earth.

Foto 4.1. O contato é claramente visível (ao longo dos pontos indicados), sendo marcado pelo brusco afloramento de grande quantidade de blocos. Vista próxima ao afloramento P19 para a direção sudeste.

Foto 4.2. Contato subvertical e brusco entre a encaixante (granitóide), à esquerda, e o fonolito, à direita, mostrado como solo de alteração em um corte de barranco. Afloramento P08, limite oeste.

Foto 4.3. Sapolito preservando contornos irregulares do contato entre o fonolito, esbranquiçado à esquerda, e o granitóide, acinzentado à direita. Afloramento P67.

Foto 4.4. Chão de saprolito, com a cobertura de solo de alteração retirada, mostrando um dique centimétrico. Próximo ao afloramento P18, na área da mina abandonada.

Alguns diques de espessura centimétrica aparecem no chão saprolítico na área da mina abandonada, onde quase toda cobertura foi retirada, destacado pela diferença de textura, coloração e, principalmente, uma pequena erosão diferencial (Foto 4.4). Entretanto, mal chegam a 1 m de comprimento, sendo encobertos por acúmulos locais de terra causados pelo escoamento de água de chuva. Apenas dois diques foram vistos em rocha fresca, sendo um centimétrico e outro milimétrico. Estes fatos sugerem que mais diques podem existir no maciço ou mesmo ao seu redor, porém isto dificilmente pôde ser confirmado.

Neste corpo foram identificados três tipos faciológicos, Fonolito Mosqueado I e II (Fmq I e Fmq II, respectivamente), presente principalmente na parte oeste, e o Fonolito Afírico (Faf), predominante e presente em todo o corpo. O Fmq é caracterizado pela presença de milimétricas pintas pretas arredondadas e estrutura fortemente orientada, podendo ser diferenciado em dois subtipos: o Fmq I, mais localizado, cinza levemente esverdeado com pintas maiores e em menor densidade; e o Fmq II, mais abundante de cor cinza e pintas menores e mais densas. Já o Faf possui cor cinza claro a chumbo, com foliação pouco marcada, por vezes com certo bandamento, e granulação fina-média a muito fina, raramente afanítica. O contato entre qualquer uma das fácies mencionadas não foi visto, porém suas diferenças químicas, mineralógicas e/ou petrográficas são bem claras. Além disso, alguns possíveis xenólitos de um tipo incluso em outro foram encontrados, indicando uma provável diferença temporal entre elas.

Ao microscópio, as três fácies apresentam textura traquitóide, dada pela orientação de cristais tabulares-placóides a aciculares de feldspato potássico e albita, e cristais alongados de clinopiroxênio, por vezes anfibólio, reunidos em feixes.

Fonolito Mosqueado I (Fmq I)

Localiza-se na porção oeste do corpo principal em pelo menos duas faixas, separadas pela falta de afloramentos as conectando, em meio ao Fonolito mosqueado II, próximos ao seu contato norte. Aflora como matacões tabulares angulosos a arredondados, com dimensões de até 2 m, e geralmente encontrando-se alterado a muito alterado. Em uma trincheira cavada na região de mina ativa foi possível observar grandes blocos com esfoliação esferoidal, apesar de sua forte foliação (Foto 4.5).

Constitui-se de uma rocha leucocrática de granulação fina-média, inequigranular porfírica, com uma estrutura fortemente foliada e aparência “xistosa”, definida pela intensa orientação de cristais placóides de feldspato e cristais aciculares de clinopiroxênio, que chegam até a 1 mm. Encontra-se frequentemente alterada, exibe cor cinza esverdeada, mosqueada com pintas pretas arredondadas, e quando mais alterada possui a tonalidade mais esverdeada a amarronzada (Foto 4.6). Estas pintas são formadas por agregado de

cristais máficos que variam entre 1,5 e 4 mm, frequentemente circundando cristais arredondados cinza a róseo de brilho gorduroso de nefelina (Foto 4.7). Há em média 8 pintas por centímetro quadrado. Observam-se, também, cristais xenomórficos de nefelina cinza, às vezes rósea.

Ao microscópio apresenta uma estrutura orientada por fluxo magmático, refletindo em uma textura traquítica, dada pela orientação de feixes de cristais aciculares de albita e feldspato potássico ripiformes, e levemente porfírica (Fotomicrografia 4.1). Também é comum fenocristais tabulares de feldspato potássico seguindo a orientação da matriz. Clinopiroxênio e aenigmatita apresentam-se essencialmente intersticiais poiquilíticos em meio aos cristais de feldspato ou então circundando os agregados de nefelina. As pintas escuras vistas ao microscópio representam agregados glomeroporfíricos de 1 a 3 mm constituídos de fenocristais de nefelina, frequentemente corroídos, com sodalita, analcima e, mais raramente, carbonato intersticiais, além de titanomagnetita e minerais raros, circundados por clinopiroxênio e aenigmatita (Fotomicrografia 4.2).

Compõem-se essencialmente de feldspato alcalino, nefelina e clinopiroxênio. Já sodalita, aenigmatita e analcima constituem os acessórios mais importantes, enquanto titanomagnetita e catapleiita são menos importantes. Já carbonatos de Mn-Ca, calciohilairita, eudialita e cancrinita ocorrem como minerais traço. Além destes, ocorre também um zirconossilicato não identificado.

A distinção entre albita e feldspato potássico é muito difícil, pois além de apresentarem hábito semelhante, raramente apresentam alguma geminação, além das amostras encontram-se razoavelmente alteradas. Predominam cristais aciculares a ripiformes grosseiramente orientados dispostos em feixe ou, mais raramente, em leque com até 0,3 mm. Geralmente cristais maiores do que 0,3 mm destacam-se por estarem menos alterados e apresentarem geminação de Carlsbad, mais raramente polissintética (Fotomicrografia 4.1), já os cristais maiores, entre 0,6 e 3 mm, representam fenocristais. Pode conter inclusões de aenigmatita e/ou clinopiroxênio.

A nefelina apresenta-se como fenocristais idiomórficos a subidiomórficos em agregados glomeroporfíricos, variando entre 1 e 2 mm. Em geral encontram-se envoltos por analcima e/ou sodalita e associados ao clinopiroxênio, aenigmatita e carbonato intersticiais. Além disso, pode também apresentar inclusões de clinopiroxênio e agulhas de albita, além de aenigmatita. Mais raramente ocorre como cristais subidiomórficos poiquilíticos, englobando muitas ripas de feldspato. É comum os cristais apresentarem-se parcialmente substituídos por analcima e/ou sodalita.

Clinopiroxênio geralmente possui um desenvolvimento xenomórfico, intersticial e poiquilítico, englobando cristais de feldspato alcalino, com tamanhos que variam entre 0,05

Foto 4.5. Matacões com esfoliação esferoidal vistos em uma trincheira cavada na área em atividade da mineração. Afloramento P56.

Foto 4.6. Textura macroscópica de uma amostra representativa do Fmq I. Amostra P25.

Foto 4.7. Detalhe da textura das pintas. Nota-se núcleos róseos (nefelina) circundados por minerais máficos (clinopiroxênio e aenigmatita). Amostra P57.

Fotomicrografia 4.1. Textura geral representativa exibindo fenocristais de nefelina e feldspato alcalino em uma matriz formada por feldspato acicular fortemente orientado. Amostra P56, Fmq I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

e 1 mm. Geralmente circunda os bolsões de nefelina, sodalita e analcima com um preenchimento intersticial e um desenvolvimento mais poiquilítico com a matriz feldspática (Fotomicrografia 4.2). Menos frequentemente pode apresentar-se subidiomórfico a idiomórfico dentro de aglomerados e/ou incluso total ou parcialmente na nefelina (Fotomicrografia 4.3). Além do feldspato acicular, também pode conter inclusões xenomórficas de aenigmatita e titanomagnetita de até 0,1mm. Apresenta um pleocroísmo moderado, variando de verde amarelado a verde garrafa, com um zonamento bem visível, sem apresentar núcleo mais claro. Alguns cristais apresentam três fases de zonamento, sendo um núcleo subidiomórfico prismático, com ângulo de extinção de $\sim 5^\circ$, mais desbotado e quase sem inclusões, seguido de uma zona de transição com birrefringência mais baixa e ângulo de extinção de $\sim 50^\circ$, e uma borda de cor mais intensa, mesma extinção do núcleo e com desenvolvimento poiquilítico (Fotomicrografia 4.4).

Aenigmatita forma cristais com até 0,6 mm, xenomórficos arredondados e intersticiais, com desenvolvimento fortemente poiquilítico incluindo cristais de feldspato (Fotomicrografia 4.3). É comum possuir um centro mais desenvolvido e com inclusões xenomórficas de titanomagnetita. Possui um pleocroísmo forte de marrom muito escuro a marrom acastanhado, sendo geralmente o núcleo quase opaco.

Eudialita e catapleiita são minerais traço difíceis de serem vistos, principalmente devido ao estado de alteração das amostras, e ocorrem como cristais intersticiais bem finos entre o feldspato, geralmente próximos aos agregados. Os agregados glomeroporfíricos possuem uma variedade mineralógica maior que a matriz, ocorrendo além dos minerais já citados acima, outros minerais raros, geralmente imersos na sodalita e/ou analcima e associado ao clinopiroxênio, carbonato e aenigmatita. A catapleiita pode formar pequenas concentrações de cristais idiomórficos de até 0,05 mm dispersos na sodalita (Fotomicrografia 4.5). Já a calciohilairita geralmente ocorre em contato com cristais idiomórficos a subidiomórficos de clinopiroxênio, formando agregado de cristais xenomórficos a aciculares de até 0,1 mm, mas via de regra menor que 0,05 mm; mais raramente ocorre no centro de pequenos bolsões de sodalita, menores que 0,5 mm, em meio à matriz feldspática (Fotomicrografia 4.6). A cancrinita ocorre como uma fase xenomórfica intersticial na borda dos aglomerados

Um microenclave com forma aproximadamente elíptica com 1,2 por 0,6 mm foi encontrado na amostra P56 (Fotomicrografia 4.7). É formado basicamente por cristais idiomórficos de diopsídio, que variam de 0,02 a 0,3 mm, e titanomagnetita, de 0,01 a 0,2 mm, com os interstícios preenchidos por uma massa amorfa, possivelmente alguma alteração. Alguns cristais de diopsídio mais exteriores possuem uma coloração mais esverdeada, refletindo composições mais sódicas reequilibradas com a matriz. Próximo ao

Fotomicrografia 4.2. Fenocristal xenomórfico de nefelina parcialmente substituído por sodalita e circundado por clinopiroxênio e aenigmatita intersticiais. Amostra P56, Fmq I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.3. Fenocristal subidiomórfico de nefelina parcialmente substituído por sodalita, com inclusão de clinopiroxênio. Este apresenta-se subidiomórfico e circunda a nefelina, juntamente com aenigmatita poiquilítica. Nota-se inclusão de titanomagnetita no clinopiroxênio. Amostra P56, Fmq I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.4. Cristal de clinopiroxênio zonado com núcleo subidiomórfico prismático e bordas intersticiais levemente poiquilíticas. Amostra P56, Fmq I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.5. Sodalita intersticial no agregado de nefelina com cristais idiomórficos de catapleíta idiomórfica. Amostra P09, Fmq I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.6. Pequeno bolsão de sodalita com calciohilairita no centro. Amostra P56, Fmq I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.7. Microenclave formado por diopsídio e titanomagnetita idiomórficos. Nota-se cristais desprendidos de titanomagnetita em meio à matriz. Amostra P56, Fmq I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

enclave observa-se alguns cristais de titanomagnetita já subidiomórficos, provavelmente que se desprenderam e sofreram um princípio de reabsorção.

A textura geral da fácies Fmq I indica uma ascensão rápida do magma trazendo uma boa carga de fenocristais de nefelina e feldspato alcalino, seguido de um resfriamento rápido ainda sob um importante fluxo, gerando uma estrutura extremamente orientada por ripas e agulhas de feldspato. O clinopiroxênio e a aenigmatita tiveram um desenvolvimento ainda na fase principal, porém mais tardio, formando cristais intersticiais e bastante poiquilíticos. Já sodalita desenvolveu-se na fase tardia, assim como eudialita e catapleiita idiomórfica. Analcima, zeólita, carbonato, catapleiita e calciohilairita possivelmente são pós-magmáticos.

A mineralogia condiz com uma fácies relativamente mais empobrecida, máfica e anidra, não sendo significativa a presença de minerais raros, exceto a aenigmatita, e de minerais hidratados primários, tendo um total de 13 minerais caracterizados. É possível que seja a fácies mais primitiva aflorante na suíte, apesar de ocorrer no meio de outra fácies, pois os dados geoquímicos indicam como sendo a com o maior mg# e a mais empobrecida em elementos incompatíveis, corroborado pela mineralogia. Além disso, a alteração sempre presente nessas rochas, incluindo a nefelina corroída e substituída, poderia ser gerada pela colocação posterior dos pulsos subseqüentes de magma, como resultado do aumento da temperatura e, principalmente, de fluídos, causando a analcimização da nefelina, e percolação de carbonato numa fase tardia.

Fonolito Mosqueado II (Fmq II)

Está presente essencialmente na parte oeste do corpo. O contato com a encaixante foi visto apenas em um ponto em sua parte sudeste, e estendido para sul, estando principalmente cercado pelo Fonolito afírico. Localmente também ocorre na parte nordeste e sudeste do corpo, sem contatos visíveis e relações pouco claras. Aflora como grupos de matações tabulares angulosos a arredondados, com dimensões de até 10 m, especialmente na área em atividade da mina. Em geral possuem uma superfície um pouco alterada, onde se destacam as pintas, e preservando um interior relativamente mais fresco.

É representado por rochas leucocráticas de granulação fina, levemente porfiríticas, e assim como o Fmq I, possui uma estrutura fortemente foliada, porém menos evidente e sem a aparência “xistosa”. A coloração não é homogênea, predominando o cinza a cinza chumbo com brilho levemente gorduroso, mesclado com manchas esbranquiçadas amebóides alongadas segundo a foliação (Foto 4.8). Suas pintas são menores, de 0,5 a 2 mm, e mais abundantes, com uma densidade em torno de 18 pintas/cm², que às vezes se confundem com cristais de clinopiroxênio pouco maiores. Podem estar circundadas por máficos ou não, aparecendo frequentemente apenas como pontos arredondados cinza chumbo de brilho gorduroso (Foto 4.9). Também são visíveis cristais prismáticos de clinopiroxênio menores

que 1 mm orientados apenas segundo o plano da foliação, sem uma direção preferencial. Fenocristais subidiomórficos de feldspato, com até 1 cm, não são raros (Foto 4.9), já biotita, como fenocristal arredondado de até 4 mm, aparece esporadicamente.

Microscopicamente o Fmq II apresenta diferenças importantes para o Fmq I, como uma granulação mais fina, minerais hidratados primários relativamente abundantes, e algumas características dos agregados glomeroporfíricos. Sua estrutura é semelhante, sendo fortemente orientada com uma textura traquitóide, porém, é formada por feixes de cristais aciculares de albita e, subordinadamente, prismas subidiomórficos de clinopiroxênio e arfvedsonita (Fotomicrografia 4.8). Os agregados glomeroporfíricos variam de 0,5 a 2 mm, e são formados por fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de nefelina com sodalita, analcima, zeólita, $\pm$ astrofilita e $\pm$ carbonato intersticiais circundados por concentração de clinopiroxênio e, menos frequentemente, arfvedsonita e aenigmatita subidiomórficos (Fotomicrografia 4.9). A nefelina está mais íntegra que no Fmq I, porém substituições por analcima não são raras, e mais caracteristicamente contém inclusões de clinopiroxênio e, principalmente, arfvedsonita.

Compõem-se essencialmente de albita, feldspato potássico, nefelina e clinopiroxênio, enquanto sodalita, arfvedsonita e aenigmatita são acessórios importantes, já eudialita, zeólita, astrofilita e mangano pectolita são menos importantes. Ainda podem ocorrer catapleilita, titanomagnetita, neptunita, calciohilairita, neotocita, carbonato de Mn-Ca, analcima, niobofilita, monazita e fluorita como minerais traço. Biotita e ilmenita ocorrem como raros antecristais. Além destes, ainda ocorrem alguns poucos minerais não identificados ao microscópio.

A albita forma feixes, mais raramente leques, de cristais aciculares de até 0,3 mm, apenas quando há sodalita intersticial é possível individualizar os cristais. Às vezes os feixes contornam levemente cristais prévios de nefelina e especialmente clinopiroxênio, indicando um fluxo já em estado mais sólido. O feldspato potássico forma principalmente bolsões irregulares e difusos (Fotomicrografia 4.10), mais ou menos alongados segundo a direção de foliação da rocha, de agregado de cristais xenomórficos aparentemente intercrecidos, frequentemente zeolitizado. Também é comum apresentar cristais tabulares de até 1 mm com geminação de Carlsbad e contatos difusos difíceis de definir.

Nefelina geralmente ocorre nos aglomerados como fenocristais idiomórficos, por vezes poiquilíticos, na forma de prismas curtos de 0,3 a 1,3 mm, podendo ocorrer também como cristais pouco maiores isolados. Geralmente é circundada por clinopiroxênio, sodalita, $\pm$ aenigmatita e $\pm$ arfvedsonita, e possui um aspecto corroído, substituída por analcima ou, mais raramente, zeólita (Fotomicrografia 4.9). Os cristais presentes nos aglomerados exibem boa quantidade de inclusões aciculares de arfvedsonita, com variações de 0,01 a 0,07 mm, e, mais raramente, piroxênio prismático (Fotomicrografias 4.9 e 4.11).

Foto 4.8. Textura macroscópica de uma amostra representativa do Fmq II. Nota-se um fenocristal centimétrico de feldspato cor de creme. Amostra P75B.

Foto 4.9. Detalhe da textura das pintas. Nota-se as pintas mais difusas e menores que do Fmq I e os cristais prismáticos de clinopiroxênio. Amostra P75B

Fotomicrografia 4.8. Textura geral representativa mostrando cristais de nefelina circundados por minerais máficos. Nota-se também bolsões de feldspato potássico em meio aos feixes de albита bem orientados. Amostra P64B, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.9. Agregado glomeroporfirítico formado por fenocristal idiomórfico de nefelina com inclusões de arfvedsonita acicular e clinopiroxênio circundados por analcima e clinopiroxênio subidiomórfico, além de aenigmatita e mangano pectolita. Nota-se também a presença de calciohilairita. Amostra P11, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Sodalita e analcima geralmente estão nos bolsões, onde preenchem grandes espaços entre os cristais de nefelina e clinopiroxênio. A sodalita também aparece como pequenos bolsões arredondados ou ovalados de até 0,5mm, em meio às ripas de albita.

O clinopiroxênio geralmente apresenta algum zonamento, com o núcleo apresentando uma coloração mais clara, refletindo uma composição mais cálcica, e bordas mais verdes e sódicas (Fotomicrografias 4.12 e 4.13). Há possível antecristal, que apresenta três fases de crescimento, um núcleo destacadamente incolor de diopsídio, seguido de uma zona verde claro de aegirina augita e uma borda de sobrecrecimento de aegirina (Fotomicrografia 4.14). Frequentemente possui um núcleo de arfvedsonita, que apresenta uma tonalidade mais azulada, em uma relação de instabilidade pouco clara (Fotomicrografia 4.15). É predominantemente idiomórfico a subidiomórfico, variando entre 0,05 e 0,5 mm podendo chegar até 1 mm, com um núcleo mais límpido preservando uma forma prismática, e uma borda com aspecto mais sujo e desenvolvimento poiquilítico englobando cristais de albita com a mesma orientação da matriz (Fotomicrografias 4.13 e 4.15). Entretanto também ocorrem cristais subidiomórficos totalmente poiquilíticos ou mesmo xenomórficos. Próximo ou dentro dos agregados de nefelina possui um hábito prismático a acicular, variando entre 0,05 e 0,7 mm, com pontas retas, em pente ou “rabo de andorinha” (*swallowtail*), ou ainda, mais raramente, piramidal, e sem inclusões, frequentemente tendo calciohilairita associado. Mais raramente aparece como cristais xenomórficos intersticiais a prismáticos, extremamente límpidos e vítreos com pleocroísmo menos intenso e sem inclusões (Fotomicrografia 4.16).

A arfvedsonita possui hábito subidiomórfico a xenomórfico, com até 0,3 mm, podendo ser intersticial ou levemente poiquilítica. Frequentemente forma agregados associados ao clinopiroxênio e/ou aenigmatita (Fotomicrografia 4.16), e mais raramente apresenta-se prismático longo ou forma cristais esqueléticos. Em algumas lâminas apresenta relações de instabilidade com a aenigmatita, ficando preservada como inclusões xenomórficas reliquias ou formando agregado de cristais fibrosos em seu entorno (Fotomicrografia 4.17). Ainda frequente ocorre como inclusões prismáticas de até 0,08 mm, mas em geral menor que 0,05 mm na nefelina (Fotomicrografias 4.9 e 4.11).

Aenigmatita forma cristais xenomórficos, de 0,05 a 0,3 mm, com as bordas apresentando um desenvolvimento poiquilítico intersticial, geralmente com o centro muito escuro, quase opaco, e bordas marrom (Fotomicrografias 4.13 e 4.18). Mais raramente pode formar cristais idiomórficos de até 0,05 mm. Está frequentemente associada ao clinopiroxênio, arfvedsonita, monazita e, especialmente, neptunita e titanomagnetita, contida como inclusões xenomórficas no centro de cristais mais desenvolvidos (Imagem 4.1). Como já mencionado, em algumas lâminas a aenigmatita pode apresentar texturas de reação com

Fotomicrografia 4.10. Bolsões de feldspato potássico xenomórfico e feixes de albita acicular com eudialita e astrofilita intersticiais. Nota-se também a presença de cristais subidiomórficos de clinopiroxênio, um deles com o núcleo mais límpido e livre de inclusões. Amostra P22B, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.11. Fenocristal idiomórfico de nefelina com inclusões de arfvedsonita e clinopiroxênio aciculares. A nefelina também é cercada por cristais maiores idiomórficos a subidiomórficos de clinopiroxênio e arfvedsonita. Amostra P11, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.12. Fenocristal de clinopiroxênio exibindo um zonamento complexo, com um núcleo idiomórfico de aegirina-augita já apresentando um zonamento anterior, com o desenvolvimento de bordas de aegirina intersticial levemente poiquilítica. Possivelmente um antecristal. Amostra P57B, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.13. Cristal subidiomórfico de clinopiroxênio zonado com desenvolvimento poiquilítico associado à aenigmatita xenomórfica. Nota-se que as inclusões de albita seguem a mesma orientação da matriz. Amostra P57, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.14. Antecristal de clinopiroxênio com núcleo de diopsídio e aegirina-augita e sobrecrecimento de aegirina. A massa escura à sua direita constitui-se de um agregado de titanomagnetita, aenigmatita e astrofilita numa relações de instabilidade. Nota-se também um cristal idiomórfico de arfvedsonita. Amostra P11, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.15. Aglomerado de cristais subidiomórficos de clinopiroxênio, alguns cristais exibem núcleo azulado de arfvedsonita. Nota-se também, a presença de astrofilita intersticial. Amostra P26, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.16. Detalhe de um agregado glomeroporfírico mostrando cristais de aegirina prismáticos a aciculares associado arfvedsonita, calciohilairita, aenigmatita e monazita idiomórfica com analcima intersticial. Nota-se também, cristal idiomórfico de nefelina. Amostra P11, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.17. Agregado com textura complexa sugerindo instabilidade, com um núcleo xenomórfico de opaco, possivelmente titanomagnetita, sendo consumido por aenigmatita, que por sua vez é substituída por arfvedsonita. Nota-se também a presença de clinopiroxênio zonado. Amostra P57B, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.18. Cristais subidiomórficos de clinopiroxênio e aenigmatita intersticial poiquilíticos. Nota-se a presença de astrofilita e eudialita intersticiais. Amostra P26, Fmq II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Imagem 4.1. Imagem composicional BEI mostrando aenigmatita xenomórfica com inclusão de titanomagnetita parcialmente substituída associadas à neptunita, niobofilita e monazita, cercadas por albita e feldspato potássico. Amostra P11, Fmq II.

Imagem 4.2. Imagem composicional BEI mostrando agregado idiomórfico de mangano pectolita com desenvolvimento poiquilítico envolvendo albita. Nota-se também cristais aciculares de albita com interstícios vazios ou preenchidos por calciohilairita. Amostra P11, Fmq II.

a arfvedsonita, formando um agregado de cristais xenomórficos laranja mais claro, geralmente tendo titanomagnetita no centro.

Eudialita (Fotomicrografias 4.10 e 4.18), astrofilita (Fotomicrografias 4.10, 4.15 e 4.18), catapleiita, neotocita e, mais raramente, carbonato, calciohilairita (Fotomicrografias 4.10 e 4.16), monazita (Fotomicrografia 4.16; Imagem 4.1) e fluorita, estão presentes em diferentes concentrações como minerais intersticiais na matriz feldspática ou associados aos bolsões de sodalita, e não raramente estão associados entre si. Já mangano pectolita forma agregados de cristais sub a idiomórficos, variando entre 0,05 e 0,3 mm, geralmente poiquilítico englobando albita ou feldspato potássico (Imagem 4.2).

Um microenclave muito semelhante ao descrito na fácies Fmq II também foi encontrado na amostra P22B. É aproximadamente retangular com 0,5 mm e formado por cristais idiomórficos de diopsídio e titanomagnetita, que variam de 0,15 mm.

Esta fácies mostra-se relativamente mais enriquecida que a anterior, apresentando uma mineralogia mais variada, com 21 minerais identificados, e um maior teor de minerais raros. Minerais hidratados primários mais abundantes já mostram um maior teor de fluidos no sistema.

Assim como no Fmq I, sua textura indica uma ascensão rápida trazendo fenocristais, porém com uma quantidade bem menor de feldspato, seguido de um resfriamento rápido ainda sob um fluxo magmático. Os fenocristais de nefelina possuem inclusões de clinopiroxênio, aenigmatita e, especialmente, cristais aciculares de arfvedsonita, mostrando um desenvolvimento pretérito em outras condições de estabilidade. Clinopiroxênio e opaco

iniciaram a cristalização em pleno estágio principal, mantendo núcleos livres de inclusões, porém, partindo para o estágio tardio, alguma mudança no equilíbrio físico-químico do sistema cessou a formação de opaco em detrimento da aenigmatita, que a substituiu parcialmente e se manteve até o fim. Já no clinopiroxênio causou uma pequena substituição por anfibólio e, após um dado tempo, volta como fase estável até o fim. Este desequilíbrio poderia ter sido causado por uma hidratação súbita, porém insuficiente para ser permanente. Com a evolução da cristalização, arfvedsonita se torna uma fase naturalmente estável, assim como mangano pectolita e calciohilairita. Sodalita, astrofilita, eudialita, neotocita, catapleiita, carbonato e fluorita tiveram um desenvolvimento tardio, enquanto zeólita, analcima e catapleiita possivelmente são fases pós-magmáticas.

Fonolito Afírico (Faf)

Constitui o litotipo dominante e ocupa pouco mais de 70% da área total da suíte, aflorando como matacões métricos angulosos, geralmente alongados segundo sua estrutura orientada ou, mais raramente, como pequenos lajedos. É comum formar grandes concentrações de blocos métricos, especialmente nas regiões de borda. Nas áreas mineradas ocorre em meio ao solo como grandes matacões reliquias ao processo de alteração superficial, onde a bauxita já foi extraída. Os contatos com a encaixante são bem claros, em muitos lugares havendo uma exposição súbita de blocos contrastando com um solo róseo quartzoso.

Possui granulação fina a muito fina com uma estrutura foliada a aparentemente maciça e uma textura geralmente sacaróide e brilho gorduroso. Nas rochas de granulação mais fina a coloração é homogênea (Foto 4.10), apresentando-se cinza chumbo levemente esverdeado, às vezes exibindo manchas irregulares azuladas compondo ocelos ou pequenas bandas centimétricas concordante à foliação, possivelmente refletindo maiores concentrações de sodalita. São distinguíveis ainda pequenos prismas aciculares (menores que 1 mm) de clinopiroxênio. Já entre as rochas relativamente mais grossas a coloração mostra-se pouco mais diferenciada, variando entre cinza chumbo acastanhado a cinza com manchas milimétricas esbranquiçadas, ou creme, estiradas segundo a orientação ou então arredondadas e dispersas (Foto 4.11). Estas variações podem refletir diferentes concentrações de aenigmatita e/ou neotocita ou de bolsões de feldspato potássico, respectivamente. Prismas aciculares de clinopiroxênio de até 4 mm destacam-se pela cor escura, geralmente estão orientados apenas segundo o plano da foliação, sem uma direção preferencial.

Em algumas porções, especialmente próximo às bordas, pode apresentar microbandamentos pouco sinuosos a até levemente anastomosado, subparalelos ou oblíquos à foliação, formando finos traços mais máficos (Foto 4.12).

Xenólitos são raros, e foram encontrados apenas localmente na porção oeste (afloramento P59). Neste local afloram grandes blocos, de até 5 m, que apresentam estruturas de laminação finas e sinuosas, que por vezes moldam cavidades arredondadas com até 4 cm, possivelmente moldes de enclaves (Foto 4.13). Alguns deles foram observados na rocha fresca, e constituem-se de pequenos xenólitos angulosos centimétricos de rocha granitóide, formado por feldspato, quartzo e biotita bastante alterados que deformam e amoldam o fino bandamento do fonolito (Foto 4.14). Ainda neste local foram observadas bandas sinuosas mais finas e máficas, possivelmente pequenas injeções sin-magmáticas (Foto 4.15). Outras estruturas podem ocorrer mais raramente, como ocelos, amígdalas, ou fenocristais.

Compõem-se essencialmente de albita, feldspato potássico, nefelina e clinopiroxênio, tendo sodalita, aenigmatita e arfvedsonita como acessórios principais. Já mangano pectolita, eudialita, catapleiita, zeólita, astrofilita, neotocita, criolita e neptunita representam fases acessórias menos abundantes, enquanto carbonato, titanomagnetita, analcima, fluorita, apatita, mineral do grupo da labuntsovita, óxido de Mn com Ca, Zn e Pb, löllingita e Mn-galena ocorrem como traço.

Microscopicamente, os fonolitos afíricos apresentam uma granulação entre 0,03 e 0,5 mm, podendo alcançar 1 mm, e uma estrutura pouco a fortemente orientada de textura traquítica formada por feixes de cristais aciculares de albita e agregados e/ou cristais prismáticos de clinopiroxênio, arfvedsonita e mangano pectolita (Fotomicrografia 4.19). Em meio a eles há bolsões irregulares a alongados de agregados de cristais xenomórficos de feldspato potássico, além de eudialita, catapleiita, astrofilita e criolita intersticiais. As variedades microbandadas apresentam-se de dois modos pouco claros e distintos entre si, ora formando faixas lineares delgadas e pouco sinuosas subparalelas ou oblíquas à orientação geral dos cristais, ora formando bandas finas, irregulares e pouco difusas orientadas segundo à matriz (Fotomicrografia 4.20). Ambas são constituídas por concentrações de cristais aciculares de clinopiroxênio com até 0,05 mm, porém, a primeira parece se tratar de fraturas e também há quantidades significativas de arfvedsonita, aenigmatita, eudialita e astrofilita, enquanto a segunda parece se misturar à matriz e assemelha-se a pequenas injeções sin-plutônicas. Em uma das amostras (P122), foi registrado um veio de granulação mais grossa cortando obliquamente a foliação com concentração de eudialita, arfvedsonita e aenigmatita principalmente, além de carbonato, mangano pectolita, astrofilita e analcima, todos apresentando um desenvolvimento xenomórfico a intersticial (exceto mangano pectolita, que é prismática) e superdesenvolvido comparado à matriz, com dimensões entre 0,3 e 0,5 mm (Fotomicrografia 4.21).

Foto 4.10. Textura geral macroscópica de uma amostra afanítica do Faf. Amostra P02B.

Foto 4.11. Textura geral macroscópica de uma amostra de granulação mais grossa do Faf. Nota-se os prismas de clinopiroxênio. Amostra P16B.

Foto 4.12. Textura macroscópica de rocha de granulação muito fina com bandamento sinuoso do Faf. Amostra P59D.

Foto 4.13. Bloco métrico exibindo certa laminação contornando cavidades arredondadas, possivelmente moldes de xenólitos. Afloramento P59.

Foto 4.14. Xenólito centimétrico angular de granitóide em fonólito afanítico. Embora não visível na foto, o xenólito amolda o bandamento do fonólito. Amostra P59A.

Foto 4.15. Bandas máficas sinuosas, possivelmente pequenas injeções sin-magmáticas. Afloramento P59.

A albita apresenta-se essencialmente como prismas alongados a aciculares, idiomórfico a subidiomórficos, dispostos em feixes e, mais raramente, em leques, com dimensões de até 0,3 mm. Geralmente os feixes possuem uma direção subparalela, porém é comum haver alguns conjuntos de direção quase perpendicular à orientação geral, conferindo um aspecto ondulado (Fotomicrografia 4.22). Já o feldspato potássico comumente forma bolsões alongados, arredondados a amebóides, em meio à albita, nefelina ou clinopiroxênio, formados por agregado de cristais xenomórficos menores que de até 0,1 mm ligeiramente alterados. Pode apresentar alguma zeolitização. Também é comum formar cristais ripiformes de até 1 mm, em sua maioria com geminação de Carlsbad e ligeiramente alterados (Fotomicrografia 4.23). Uma relação pouco mais nítida entre os dois feldspatos é visível apenas em imagens composicionais, onde a preferência da albita por formar cristais prismáticos a aciculares e do feldspato potássico em permanecer xenomórfico a intersticial torna-se mais clara. Entretanto, esta tendência não se mostra muito homogênea, havendo cristais idiomórficos de albita inclusos em nefelina poiquilítica e feldspato potássico claramente intersticial (Imagem 4.3), ou em outros lugares cristais de feldspato potássico estão inclusos em clinopiroxênio poiquilítico ou possuem eudialita preenchendo os interstícios (Imagem 4.4).

A nefelina é tipicamente subidiomórfica a idiomórfica, com prismas de 0,05 a 0,5 mm. Comumente os cristais se reúnem em pequenos agregados associados à sodalita intersticial e clinopiroxênio, raramente possuindo inclusões, a não ser albita idiomórfica, quando possui desenvolvimento poiquilítico (Fotomicrografias 4.24 e 4.25; Imagem 4.3). Ocasionalmente apresenta um desenvolvimento mais intersticial e bordas corroídas e substituídas por sodalita, ou mais raramente zeólita.

Sodalita apresenta um desenvolvimento intersticial, ocorrendo como pequenos bolsões arredondados, às vezes pseudo-hexagonais, de até 0,2 mm (Fotomicrografias 4.21 e 4.25), ou então como filmes em torno de cristais idiomórficos de nefelina e albita.

Clinopiroxênio predominantemente apresenta cristais de coloração verde garrafa a verde cana com pleocroísmo moderado e geralmente um aspecto sujo, que o deixa mais escuro e dificulta a visualização de birrefringência ou detalhes de sua textura interna. Os cristais mais largos exibem um zonamento semelhante ao das fácies anteriores, às vezes apresentando birrefringência menor e ângulo de extinção diferente, em torno de 80°, que mais raramente pode apresentar três fases (Fotomicrografia 4.25). Comumente apresenta um núcleo de arfvedsonita com relações não muito claras, e que o deixa com um tom azulado. São subidiomórficos prismáticos a alongado de 0,05 a 0,7 mm, e geralmente apresentam um desenvolvimento bastante poiquilítico, com inclusões de albita e, mais raramente, nefelina, que confere um aspecto rendado à luz refletida ou na imagem

Fotomicrografia 4.19. Textura geral representativa da rocha afírica e bem orientada. Amostra P18, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.20. Banda máfica com concentração de aenigmatita prismática a acicular, de modo geral, com mesma orientação da matriz. Nota-se também bolsões de sodalita, clinopiroxênio subidiomórfico, aenigmatita poiquilítica e agregados de niobofilite. Observação, o quadrado no canto superior esquerdo marca a área da Imagem 4.5. Amostra P45, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.21. Veio de granulação mais grossa com eudialita, arfvedsonita, aenigmatita e feldspato potássico mais desenvolvidos. Amostra P122, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Imagem 4.3. Imagem composicional BEI mostrando a textura entre albita e feldspato potássico, com nefelina subidiomórfica com inclusões de albita e eudialita intersticial. Amostra P17, Faf.

Imagem 4.4. Imagem composicional BEI mostrando a textura entre albita e feldspato potássico, com nefelina idiomórfica, clinopiroxênio idiomórfico poiquilítico e eudialita intersticial. Amostra P24, Faf.

Fotomicrografia 4.22. Grupos de feixes de cristais aciculares de albita exibindo direções perpendiculares (visível à Nicóis cruzados). Nota-se ainda, clinopiroxênio e aenigmatita poiquilíticos e eudialita intersticial. Amostra P24, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.23. Feldspato potássico apresentando bolsão de agregado de cristais xenomórficos (na porção esquerda) e, ao lado, um cristal ripiforme com a mesma orientação dos feixes de albita. Nota-se ainda, cristais subidiomórficos de clinopiroxênio e criolita xenomórfica. Amostra P89, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

composicional (Fotomicrografia 4.26). Também podem formar agregados pseudo-prismáticos com até 1,5 mm ou possuem as extremidades em pente ou ‘rabo-de-andorinha’. Subordinadamente há cristais prismáticos a aciculares, com até 0,4 mm, de aparência límpida e sem inclusões (Fotomicrografia 4.23).

A aenigmatita ocorre como agregado arredondado, com cristais xenomórficos intersticiais a poiquilíticos, chegando a atingir 0,5 mm (Fotomicrografias 4.22 e 4.26). Em geral encontra-se dispersa pela lâmina em meio ao feldspato e associado à titanomagnetita, neptunita e monazita (Imagem 4.5), além de arfvedsonita e clinopiroxênio. Ocasionalmente exibe cristais idiomórficos de até 0,1 mm. Possui um pleocroísmo forte a moderado, variando de castanho alaranjado, marrom acastanhado a marrom muito escuro, muitas vezes praticamente opaco. Frequentemente há um centro mais desenvolvido, de aproximadamente 0,05 mm, e mais escuro, muitas vezes com titanomagnetita, com um desenvolvimento poiquilítico satélite de tonalidade mais clara (Fotomicrografias 4.24 e 4.26).

Arfvedsonita geralmente forma agregados de cristais idiomórficos a subidiomórficos (Fotomicrografias 4.27 e 4.28), às vezes poiquilíticos ou esqueléticos, de 0,03 a 0,3 mm. Pode também apresentar cristais idiomórficos isolados de até 0,2 mm, e, mais raramente, aciculares, xenomórficos ou ainda intersticiais (Fotomicrografia 4.29). Associa-se ao clinopiroxênio e aenigmatita, e pode conter algumas inclusões poiquilíticas de albita ou nefelina. Apresenta um pleocroísmo forte, de azul esverdeado a amarelo azulado.

Mangano pectolita apresenta-se como agregados de 0,2 a 0,5 mm formado por prismas longos subidiomórficos a idiomórficos (Fotomicrografia 4.28), por vezes aciculares, de até 0,3 mm, ou esqueléticos, geralmente orientados segundo a textura de fluxo da rocha. Ocasionalmente pode haver um cristal isolado mais desenvolvido chegando até 0,4 mm. Mais raramente pode ocorrer como grãos xenomórficos no centro de bolsões de sodalita. Destaca-se pelo relevo e birrefringência (até 0,027) mais altos, possuindo geralmente bordas retas e bem definidas, porém o núcleo é mais sujo, possivelmente com inclusões.

Eudialita (Fotomicrografias 4.22 e 4.27; Imagens 4.3 e 4.4), catapleiita (Fotomicrografias 4.24 e 4.30), neotocita (Fotomicrografias 4.26, 4.27, 4.29 e 4.31), carbonato e fluorita estão presentes em diferentes concentrações e possuem um desenvolvimento intersticial em meio à albita e nefelina, por vezes formando massas poiquilíticas com até 0,4 mm. A criolita ocorre como cristais xenomórficos a intersticiais geralmente formando bolsões arredondados de até 0,15 mm (Fotomicrografias 4.23 e 4.30, Imagem 4.6), e pode associar-se à pequenos cristais xenomórficos de apatita. Já a astrofilita e niobofilita formam agregados xenomórficos a intersticiais de até 0,4 mm (Fotomicrografias 4.20 e 4.32; Imagem 4.6) arranjados em feixes fibrosos ou fibrorradiados, com pleocroísmo de forte a moderado variando de laranja acastanhado a amarelo esverdeado, frequentemente associados à aenigmatita, neptunita e monazita.

Fotomicrografia 4.24. Cristal idiomórfico de nefelina com inclusões poiquilíticas de albita acicular cercada por clinopiroxênio subidiomórfico e catapleiita intersticial. Também é visível agregado xenomórfico de aenigmatita. Amostra P16B, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.25. Concentração de cristais subidiomórficos de clinopiroxênio, alguns apresentando zonamento. É visível ainda sodalita intersticial a subidiomórfico pseudo-prismática, nefelina e arfvedsonita. Amostra P113, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.26. Cristais idiomórficos e subidiomórficos de clinopiroxênio, alguns formando agregados com inclusões de albita e extremidade em pente. Nota-se também nefelina subidiomórfica e neotocita e sodalita intersticiais, além de aenigmatita intersticial. A fotomicrografia da direita foi obtida com luz refletida em seção polida, onde torna-se claro o desenvolvimento poiquilítico do clinopiroxênio, com muitas inclusões de albita tendo a mesma orientação da matriz. Nota-se também inclusão de titanomagnetita em aenigmatita. Amostra P17, Faf.

Fotomicrografia 4.27. Agregados de cristais subidiomórficos de clinopiroxênio e arfvedsonita, com eudialita e neotocita intersticiais ao feldspato. Nota-se cristal idiomórfico e sem inclusões de clinopiroxênio. O quadrado na porção direita marca a área da Imagem 4.4. Amostra P24, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.28. Agregado de cristais idiomórficos de manganopectolita. São visíveis também arfvedsonita e clinopiroxênio em meio a feixes orientados de albita. Amostra P123, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.29. Arfvedsonita esquelética, clinopiroxênio e aenigmatita xenomórficos levemente poiquilíticos, e neotocita intersticial em meio a cristais xenomórficos de feldspato alcalino. Feixes de albita bem orientado são visíveis na porção superior. Amostra P17, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.30. Criolita formando bolsão intersticial em meio a feixes bem orientados de albita. Nota-se também, catapleiita intersticial e agregado de clinopiroxênio. Amostra P115, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.31. Agregado de nefelina subidiomórfica com inclusões poiquilíticas de albita, e neotocita e sodalita intersticiais. Nota-se ainda, clinopiroxênio e aenigmatita xenomórficos. Amostra P17, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.32. Agregado de cristais fibrosos de astrofilita. Observa-se ainda feixes de albita e bolsões de feldspato potássico xenomórfico, agregados de clinopiroxênio subidiomórfico, aenigmatita xenomórfica e mangano pectolita. Amostra P23B, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Ao menos três microenclaves foram capturados ocasionalmente em lâmina, dois formados essencialmente por piroxênio e outro por biotita. Os dois primeiros foram encontrados na região central do maciço, um com 2 x 4 mm, e outro de 0,6 x 1,4 mm (amostras P54, Fotomicrografia 4.33, e P02A, respectivamente). São formados por agregado de cristais xenomórficos de clinopiroxênio verde claro acinzentado e pleocroísmo fraco. Apresentam dimensões entre 0,2 e 1,5 mm e textura granular com contatos retos a curvos. Ocorre também cristais de titanomagnetita subidiomórfica a xenomórfica intersticiais, às vezes como inclusões. Os limites apresentam contatos bruscos curvos, podendo ser serrilhados, contornados por cristais de anfibólio. O entorno apresenta textura pouco diferente, predominando feldspato potássico e com maior concentração de astrofilita, manganho pectolita, eudialita, arfvedsonita e aenigmatita.

Imagem 4.5. Imagem composicional BEI mostrando agregado de aenigmatita poiquilítica com neptunita, monazita, niobofilita e criolita. Amostra P16, Faf.

Imagem 4.6. Imagem composicional BEI mostrando agregado do astrofilita e niobofilita. Nota-se também cristais de monazita, eudialita intersticial e óxido de Mn, Ca, Zn e Pb. Amostra P45, Faf.

Fotomicrografia 4.33. Microenclave com contatos apresentando texturas de desequilíbrio, como bordas arredondadas com sobrecrecimento de aegirina e arfvedsonita. É formado essencialmente por clinopiroxênio, com titanomagnetita subordinado, além de outros minerais de substituição. Amostra P54, Faf. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Já o outro microenclave (amostra P80) possui dimensão semelhante, sendo formado por um agregado de cristais xenomórficos compondo uma massa cinza esverdeada a cinza alaranjada de individualização difícil, possivelmente piroxênio ou anfibólio, associado à titanomagnetita. Este agregado é provavelmente alteração da biotita, que ocorre em meio como cristais de até 0,4 mm com contatos sinuosos e borda serrilhada, pleocroísmo muito forte, de abóbora a creme muito claro. Isto tudo é cercado por cristais idiomórficos a subidiomórficos de clinopiroxênio verde claro acinzentado e pleocroísmo fraco, e de arfvedsonita acicular.

Em termos de número de minerais identificados, esta fácies iguala-se ao Fmq II, com 22 minerais descritos. Entretanto, o teor médio das fases raras em cada lâmina é significativamente maior, revelando assim, uma rocha mais enriquecida. A maior quantidade de minerais hidratados, com flúor e/ou cloro, com ocorrência constante de fluoretos, também indica um magma mais rico em voláteis enriquecidos em H₂O e halogênios.

A relação entre neotocita e a criolita é desconhecida, porém, a coexistência entre eles não foi observada em nenhuma lâmina, com exceção da P54. De modo geral, a criolita está presente apenas na porção mais oriental, além de outras duas amostras no centro, enquanto a neotocita ocorre dispersamente por todo maciço, inclusive sobrepondo a porção onde ocorre a criolita. As lâminas com criolita normalmente apresentam maior variedade e teor de minerais raros, especialmente mangano pectolita, eudialita, hainita, astrofilita e catapleilita, já o neotocita vem acompanhado com maiores quantidades de aenigmatita. Isto pode representar porções mais enriquecidas em elementos incompatíveis, ou ao menos, mais rica em halogênios, especialmente o flúor.

A textura geral dos fonolitos afíricos, marcada por feições como granulação fina, cristais com textura “rabo de andorinha” (*swallowtail*) e presença de feixes aciculares, típicas de cristalização por “congelamento” (*quenching*), indica um resfriamento rápido e possivelmente sob influência de fluxo magmático, com minerais bem orientados.

Os minerais mostram estágios de cristalização ligeiramente diferentes por toda a fácies, mas de modo geral apresentam certa concordância. A nefelina possivelmente foi o primeiro mineral a se cristalizar, já que comumente encontra-se idiomórfica e sem inclusões, seguida do clinopiroxênio ou anfibólio. A existência de núcleos ou zonas de anfibólio no clinopiroxênio revela uma instabilidade físico-química antecedente no magma, logo corrigida com a cristalização do clinopiroxênio até o fim. Não se sabe ainda se há alguma relação com o mesmo tipo de textura vista nas outras fácies, ou se representa apenas um estágio de evolução na cristalização do magma. Para tanto se faz necessário um estudo mais detalhado desta relação com imagens composicionais e de química mineral. A albita desenvolveu-se rapidamente pouco depois, ficando como inclusões nos primeiros minerais, enquanto o feldspato alcalino, arfvedsonita e aenigmatita também incluem-se no estágio

principal. Mangano pectolita e hainita iniciaram a cristalização no começo da fase tardia, seguido de sodalita, astrofilita e criolita. Já eudialita, catapleiita, *neotocita*, carbonato, fluorita e *alguma mangano pectolita* representam o final da cristalização do magma. Zeólita, analcima e algum carbonato são pós-magmáticos.

É possível que os microenclaves encontrados em lâmina representem autólitos de rochas cumuláticas, ou ao menos partes de concentração de máficos de rochas de granulação mais grossa, sugerindo a existência de uma câmara magmática mais profunda.

Plug Satélite I

Constitui-se num *plug* 60 m a sudoeste do corpo principal, que ocupa uma pequena área subcircular, com aproximadamente 110 m de diâmetro, encaixado em rochas do embasamento. Destaca-se levemente do seu entorno devido a um ligeiro desnível e mudança de vegetação, sendo assim, facilmente delimitado (Figura 4.2; Foto 4.16). É representado pela fácies Fonolito Porfirítico I, e possui características petrográficas e químicas bem diferentes das rochas do corpo principal.

Fonolito Porfirítico I (Fpf I)

Aflora como abundantes blocos *in situ* tão somente na área do *Plug I*. A rocha apresenta textura fortemente porfirítica (Foto 4.17), com fenocristais idiomórficos de 1 a 15 mm representados por feldspato potássico (Foto 4.18), nefelina e ocasional biotita. A matriz é afanítica, cinza escuro, com leve brilho gorduroso.

Ao microscópio, a textura porfirítica é claramente notada (Fotomicrografia 4.34), exibindo uma matriz composta predominantemente por cristais idiomórficos de nefelina, com dimensões entre 0,01 e 0,12 mm alguns destes (especialmente os cristais maiores) possuem inclusões que a deixam com aspecto zonado. Além disso, ocorrem feixes de cristais aciculares muito finos de feldspato e feixes ou leques compondo agregados de clinopiroxênio e arfvedsonita prismáticos, com dimensões raramente atingindo 0,4 mm, que podem associar-se a titanomagnetita e catapleiita quando presentes (Fotomicrografia 4.35). Disperso na matriz ainda ocorrem pequenos agregados de aenigmatita, com até 0,04 mm, astrofilita fibrosa e carbonato xenomórfico. Criolita foi também encontrada em um agregado de cristais prismáticos a possivelmente esqueléticos, com dimensões de até 0,1 mm.

Na amostra P117 também ocorrem pequenas vesículas e amígdalas preenchidas por zeólita, analcima, carbonato, aegirina e outros minerais, como do grupo da labuntsovita e astrofilita (Fotomicrografia 4.36).

Os fenocristais, com até 4 mm, compõem-se de feldspato potássico, nefelina e biotita, mais raramente titanomagnetita, apatita, titanita e ilmenita. Apresentam-se bem

Foto 4.16. Vista panorâmica para o *Plug* I, delimitado em amarelo na foto da esquerda, e com as indicações dos afloramentos visíveis e mais próximos. Na foto direita, um detalhe da estrutura do *plug*. Foto tirada próximo ao afloramento P41.

Foto 4.17. Textura macroscópica de uma amostra representativa do Fpf I, com fenocristais de feldspato e nefelina em matriz afanítica. Amostra P36.

Foto 4.18. Detalhe de um fenocristal de feldspato com o núcleo mais esbranquiçado e as bordas mais incolores. Amostra P117.

Fotomicrografia 4.34. Textura geral mostrando uma matriz muito fina com antecristais idiomórficos de nefelina e feldspato potássico, além de biotita xenomórfica. Amostra P117, Fpf I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

orientados segundo a matriz e podem formar agregados, especialmente a nefelina. Alguns cristais são arredondados, em particular os máficos, enquanto feldspato e nefelina podem apresentar algum sobrecrecimento.

Feldspato potássico é o fenocristal mais abundante, com dimensões macroscópicas de até 15 mm. Ao microscópio, aparece como cristais ripiformes de 0,6 a 5 mm, com contornos arredondados, às vezes apresentando sobrecrecimento ou bordas zeolitizadas (Fotomicrografia 4.37). Geralmente exibe geminação de Carlsbad, com alguns cristais exibindo extinção ondulante e filetes de exsolução. Pode conter inclusões de biotita idiomórfica a subidiomórfica e titanomagnetita (Fotomicrografia 4.38).

A nefelina ocorre como cristais idiomórficos, incolores a levemente bege, com dimensões de até 7 mm, sendo comum formar pequenos agregados e fenocristais. É límpida e praticamente não possui inclusões ou alterações, salvo ocasional inclusão de biotita. Muitos cristais exibem uma pequena borda de sobrecrecimento, por vezes poiquilítica, em um núcleo arredondado (Fotomicrografia 4.39).

A biotita ocorre como cristais subidiomórficos, levemente arredondados com contatos geralmente irregulares. Apresenta pleocroísmo nas cores castanho muito escuro a amarelo dourado claro, e dimensões de 0,5 a 1 mm. Em geral seus cristais possuem inclusões de titanomagnetita, apatita e titanita, e são circundados por anfibólio e/ou clinopiroxênio (Fotomicrografia 4.40). Ocasionalmente pode estar contida como cristais arredondados de até 0,1 mm em fenocristais de feldspato potássico e nefelina.

Os fenocristais encontrados são possivelmente antecristais, e estão associados à evolução da suíte como um todo. Os antecristais de titanomagnetita são menos frequentes, apresentando-se como cristais xenomórficos arredondados com contatos sinuosos e circundados por grande concentração de clinopiroxênio. Além desses, também foi registrado um cristal subidiomórfico de ilmenita, com 0,5 mm, em contato com um fenocristal tabular de feldspato potássico. Titanita e apatita são mais raras, sendo a última mais comum como inclusões na biotita ou titanomagnetita.

As feições texturais gerais indicam um congelamento muito rápido da matriz, cristalizando quase simultaneamente seus minerais, com certa carga de fenocristais. Todos esses fenocristais apresentam feições de desequilíbrio com a matriz, com os máficos sendo consumidos e os félsicos substituídos e/ou sobrecrecidos, sugerindo uma origem alheia a da matriz, porém mantendo uma relação genética com ela, podendo ser classificados assim, como antecristais. A biotita está presente em toda suíte apenas como cristais arredondados e com texturas de instabilidade, sendo primeiramente interpretada como xenocristais por sua abundância nas rochas encaixantes. Porém, seu registro como inclusão no feldspato alcalino e, especialmente, na nefelina, leva a crer na existência de um magma mais

Fotomicrografia 4.35. Matriz formada por nefelina idiomórfica, às vezes com inclusões feldspato, agregados de clinopiroxênio xenomórficos a aciculares e feldspato acicular entre estes. Nota-se sodalita intersticial. Amostra P117, Fpf I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.36. Vesícula parcialmente preenchida por analcima, aegirina, prismática e fibrosa, e catapleíta idiomórfica. Nota-se também nefelina idiomórfica e agregados clinopiroxênio na matriz. Amostra P117, Fpf I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.37. Antecristal de feldspato potássico zonado preservando um núcleo idiomórfico pouco arredondado com sobre crescimento e pontas arredondadas. Nota-se também uma borda ligeiramente alterada. Amostra P117, Fpf I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.38. Antecristal de feldspato potássico arredondado e parcialmente alterado com inclusões de biotita e titanomagnetita. Amostra P117, Fpf I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.39. Antecristal subidiomórfico de nefelina pouco arredondado e com sobrecrecimento poiquilítico englobando cristais de nefelina idiomórfica e feldspato acicular da matriz. Observa-se também, inclusão subidiomórfica arredondada de biotita. Amostra P117, Fpf I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.40. Antecristal subidiomórfico de biotita levemente zonada com apatita e titanomagnetita idiomórficas associadas. Nota-se pequena concentração de clinopiroxênio em seu entorno. Amostra P117, Fpf I. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

profundo em condições físicoquímicas favoráveis para sua cristalização, corroborando assim, com a hipótese da existência de uma câmara mais profunda com maior complexidade.

Plug Satélite II

Representa um pequeno corpo em forma de pêra de 50 x 30 m, com eixo maior segundo N-S, também encaixado no embasamento. Dista 100 m do corpo principal e 95 m a norte do *Plug Satélite I*. Destaca-se pela presença de grande quantidade de blocos, até métricos, e vegetação densa, o que dificulta a visualização do solo e da continuidade dos blocos, cercado por um solo bastante quartzoso e róseo limpo e tratado para o cultivo (Figura 4.2).

É representado pela fácies Fonolito Porfirítico II, e diferencia-se do outro *plug* pela grande quantidade de vesículas e amígdalas com até 1 cm, e presença com de xenólitos diversos, com até 4 cm. Também apresenta semelhanças microscópicas.

Fonolito Porfirítico II (Fpf II)

Constitui-se de uma rocha porfirítica com matriz afanítica cinza escuro de brilho levemente gorduroso (Foto 4.19). Clinopiroxênio ocorre como pontos minúsculos, às vezes formando bandas ou concentrações. Observam-se também fenocristais de feldspato idiomórficos branco a incolor, entre 3 e 15 mm (Foto 4.20), nefelina idiomórfica, de 1 a 4 mm, biotita subidiomórfica arredondada, de até 3 mm, e mais raramente, titanita subidiomórfica, menor que 1 mm. O mais característico desta fácies é a presença significativa de vesículas e amígdalas (Foto 4.19). Possuem forma ovalada ou estirada e mais raramente em gotas orientadas segundo uma direção preferencial (Foto 4.21). Comumente ocorrem preenchidas por material amorfo incolor ou branco e cristais aciculares escuros, possivelmente aegirina. Além disso, é comum a presença de xenólitos graníticos e anfibolíticos, que podem chegar até 5 cm, de contatos sinuosos a angulares ligeiramente alterados (Foto 4.22). Aparentemente são rochas encaixantes metamórficas, de textura equigranular média e estrutura levemente bandada, formados principalmente por anfibólio, feldspato e biotita.

Microscopicamente destacam-se fenocristais, vesículas e amígdalas em meio a uma matriz formada por pequenos feixes de feldspato acicular de até 0,08 mm, e agregados de cristais subidiomórficos prismáticos, comumente intersticial a poiquilítico, de clinopiroxênio com até 0,1 mm, que entremeiam cristais idiomórficos de nefelina com até 0,15 mm (Fotomicrografias 4.41 e 4.42). Aparentemente estes cristais possuem inclusões aciculares bem finas paralelas às faces, possivelmente feldspato, deixando-o com aspecto zonado. O

Foto 4.19. Textura macroscópica de uma amostra representativa do Fpf I, com fenocristais de feldspato e nefelina, amígdalas e várias vesículas em matriz afanítica. Amostra P119B

Foto 4.20. Detalhe da matriz afanítica com manchas bege e fenocristais de feldspato. Amostra P121

Foto 4.21. Vesícula centimétrica ovalada onde se observa cristais xenomórficos brancos (possivelmente zeólita) e feixes de clinopiroxênio acicular (agulhas verdes). Amostra P119B.

Foto 4.22. Xenólito centimétrico anguloso ligeiramente alterado. Amostra P120B.

Fotomicrografia 4.41. Textura geral mostrando uma matriz muito fina com antecristais idiomórficos de nefelina e feldspato potássico e biotita, além vesículas e amígdalas. Amostra P119B, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

clinopiroxênio também pode ocorrer de outras três maneiras distintas: formando agregados de alguns cristais prismáticos de 0,1 a 0,25 mm, geralmente associado à aenigmatita, carbonato, astrofilita e $\pm$ titanomagnetita; como cristais prismáticos aciculares, chegando até 0,3 mm, dentro de vesículas, frequentemente paralelos às bordas, formando espécies de molduras (Fotomicrografia 4.43); ou ainda, xenomórfico a subidiomórfico circundando biotita e titanomagnetita em texturas de substituição (Fotomicrografia 4.44). A amostra P121 apresenta uma textura pouco diferente, com uma matriz ainda mais fina e um bandamento de clinopiroxênio. Além disso, há o desenvolvimento de uma textura dendrítica bege, possivelmente algum mineral extremamente fino.

Aparentemente há dois tipos de amígdalas e/ou vesículas. Um deles possui forma ovalada e preenchida totalmente por zeólita e alguns cristais de clinopiroxênio acicular, podendo também conter calciohilairita associada (Fotomicrografia 4.45). Já o outro tipo, mais comum, é menor e preenchido total ou parcialmente por analcima e clinopiroxênio, podendo conter também carbonato, catapleiita, calciohilairita, mineral do grupo da labuntsovita e apatita (Fotomicrografias 4.43 e 4.46).

Assim como na fácies anterior, os fenocristais possivelmente são antecristais. Os mais abundantes são de feldspato potássico, nefelina e biotita, mais raramente titanomagnetita, apatita e titanita, com dimensões de até 3 mm, além de um cristal de ferropargasita. São mais ou menos orientados e geralmente formam agregados, especialmente a nefelina. Alguns cristais são arredondados, principalmente os máficos, enquanto feldspato e nefelina podem apresentar algum sobrecrecimento.

Feldspato alcalino é o mais comum, geralmente idiomórfico, prismático a tabular, com até 3 mm. É límpido, sem exsoluções e inclusões, às vezes geminados, porém pode apresentar extinção ondulante e até subgrãos (Fotomicrografia 4.47). Alguns cristais possuem coroas de inclusão, sendo registrado anterior corrosão em uma borda mais antiga arredondada e posterior sobrecrecimento, deixando faces retas e idiomórficas. Vários cristais apresentam manchas de alteração, que o deixa com aspecto sujo. Entretanto, em vários casos o sobrecrecimento não é afetado por essa alteração (possivelmente anterior à ele), deixando o cristal com uma espécie de moldura (Fotomicrografia 4.48). Mais raramente pode haver sodalita nesta interface. Possivelmente há dois ou três tipos diferentes de feldspato, esses descritos acima. Já na lâmina P121 há resquícios de microclínio (semelhante ao do xenólito) corroído e alterado.

Nefelina é mais rara, sendo idiomórfica com dimensões de até 1 mm. Esta pode apresentar sobrecrecimento poiquilítico incluindo feldspato acicular (Fotomicrografia 4.49), mas raramente possui outras inclusões.

Biotita está presente apenas como fenocristal subidiomórfico a xenomórficos

Fotomicrografia 4.42. Agregado de clinopiroxênio acicular a xenomórfico em meio à nefelina idiomórfica. Nota-se arfvedsonita e aenigmatita xenomórficos. Amostra P119B, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.43. Vesícula parcialmente preenchida por analcima e aegirina acicular e catapleiita. Nota-se aegirina acicular e xenomórfica emoldurando a vesícula. Amostra P119B, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.44. Antecristal subidiomórfico e pouco arredondado de biotita com inclusões de apatita e titanita idiomórficas, e concentração de clinopiroxênio em seu entorno. Nota-se também apatita idiomórfica e arredondada solta na matriz. Amostra P119B, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.45. Amígdala ovalada preenchida por zeólita, com clinopiroxênio, calciohilairita e mineral do grupo da labuntsovita associados. Amostra P119B, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.46. Vesícula com analcima e mineral do grupo da labuntsovita. Amostra P119, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.47. Antecristal de feldspato potássico com fino sobrecrecimento poiquilítico apresentando extinção ondulada a até sub-grãos. Nota-se ainda antecristais de nefelina e apatita xenomórfica. Amostra P119B, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.48. Antecristal arredondado de feldspato alcalino com alteração no interior e sobrecrescimento poiquilítico (não afetado pela alteração). Amostra P119B, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.49. Antecristal idiomórfico de nefelina com sobrecrescimento levemente poiquilítico. Amostra P119B, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

Fotomicrografia 4.50. Antecristal subidiomórfico de ferropargasita com inclusões de biotita e magnetita e manteados por aegirina. Nota-se ao lado um cristal de titanomagnetita também manteado por aegirina. Amostra P119B, Fpf II. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

arredondados, variando entre 0,3 e 2 mm. Apresenta contatos sinuoso a serrilhado, quase sempre cercado de clinopiroxênio e/ou arfvedsonita. Frequentemente tem inclusões de apatita, de 0,02 a 0,1 mm, e mais raramente titanomagnetita xenomórfica de até 0,2mm (Fotomicrografia 4.44). Titanomagnetita, titanita e apatita aparecem esporadicamente como cristais xenomórficos a subidiomórficos com até 0,3 mm, e geralmente são cercados por clinopiroxênio. Também foi encontrado um antecristal de ferropargasita subidiomórfico com 0,5 mm manteado por aegirina e com inclusões de biotita e titanomagnetita (Fotomicrografia 4.50

Sua textura geral é muito semelhante ao do Fpf I, exceto pela presença de abundantes vesículas e amígdalas, e xenólitos, sendo encontrados comumente apenas nesta unidade. Conjuntamente, estas tipologias poderiam sugerir um magma mais rico em voláteis e, talvez por isso mesmo, com maior velocidade de ascensão, sendo capaz de trazer consigo xenólitos centimétricos.

Capítulo 5

QUÍMICA MINERAL

Bom Repouso caracteriza-se por ser uma suíte tipicamente agpaítica com grande variedade de minerais de estrutura e composição complexas. Possui albita, feldspato potássico, nefelina e aegirina como minerais principais, e aenigmatita, anfibólio sódico, sodalita, eudialita, mangano pectolita, astrofilita, neptunita, catapleiita, opacos e biotita como acessórios, além de outros minerais menos abundantes.

As características composicionais dos minerais principais e de alguns acessórios das variedades faciológicas da SABR são discutidas com base em determinações químicas obtidas com auxílio de microsonda eletrônica, enquanto a maioria dos minerais complexos foram tratados à luz de informações coligidas com análises qualitativas por EDS e imagens de elétrons retroespalhados (BEI). Os resultados apresentados são ordenados segundo as fácies petrográficas, a amostra e o mineral analisado.

Feldspato Alcalino

O feldspato alcalino é o principal mineral da suíte, dividindo-se entre albita e feldspato potássico. Em geral, a albita forma feixes de cristais aciculares, frequentemente com certa orientação, enquanto o feldspato potássico forma bolsões irregulares de cristais xenomórficos. Essas feições texturais tornam-se difícil determinar a proporção entre eles.

Devido à granulação fina e textura enredada entre a albita e o feldspato alcalino (Imagens 4.1, 4.3 e 4.4), e a dificuldade da definição precisa dos limites destes minerais por meio óptico, é possível que composições intermediárias entre os membros finais albita e ortoclásio representem certo grau de contaminação entre eles, exceto para os fenocristais e cristais idiomórficos. A remoção dessas análises poderia ser um tanto arbitrária, uma vez que não se tem um controle técnico para saber quais análises representariam um erro analítico efetivo e quais realmente refletiriam a composição do mineral, tendo em vista à solução sólida contínua existente entre os feldspatos alcalinos. Sendo assim, estes dados são interpretados com alguma cautela.

As análises químicas dos elementos maiores e alguns menores são apresentadas na Tabela I, em anexo, nas quais constam também as fórmulas estruturais calculadas na base de 32 átomos de oxigênio. Os dados químicos foram tratados em diagramas representados na Figura 5.1.

Características Faciológicas

Em toda a suíte os feldspatos se caracterizam por baixíssimos teores de An, em média 0,41%, com o máximo de 3,07% (CaO, 0,66% em peso) em borda de um fenocristal,

e o mínimo, em muitos casos, pode ser 0%. Essa composição permite classificar as duas fases minerais de feldspato alcalino (Figura 5.1).

A substituição $Si \leftrightarrow [Al + Fe^{3+}]$ ocorre com alguma importância, tendo os cátions de Si sempre inferiores a 12 apfu, enquanto os de Al são superiores a 4 apfu. Já a substituição acoplada comum na série dos plagioclásios ($Si + Na \leftrightarrow Al + Ca$), não ocorre claramente, sugerindo que a molécula An não se faz presente, ainda que apresente algum teor de Ca. Além disso, o Ca apresenta uma leve correlação positiva com o Fe^{3+} nas fácies Faf e Fmq II, enquanto que com o Al não há relação aparente.

Entre os elementos traços, apenas o Fe^{3+} apresenta um teor significativo, variando entre 0,005 0,079 apfu (átomos por fórmula unitária), salvo poucas análises, com um teor ligeiramente superior ao Ca, que varia de 0 a 0,127 apfu.

Na fácies Fmq I apresenta apenas as composições mais sódicas, com teor de $Ab_{64,8}$ - $Ab_{83,6}$. Dois fenocristais medidos apresentam-se ligeiramente mais potássicos e de similar composição. Já nos cristais aciculares uma análise mostrou-se mais sódica. Essa tendência mais sódica dos feldspatos desta fácies pode representar processos de alteração pós-magmática, considerando que esta é a fácies mais primitiva, e com evidências de alteração pelos magmas subsequentes.

A fácies Fmq II apresenta uma grande variação nos teores de albita, indo desde uma composição mais sódica, com o teor máximo de $Ab_{97,9}$, passando por valores intermediários até um extremo mais potássico, com $Ab_{3,5}$. É possível que os valores intermediários representem algum tipo de reequilíbrio, ou contaminação durante análise.

A fácies Faf possui dois grupamentos composicionais que se traduzem na textura e hábito distintos. Feixes de cristais aciculares possuem teores de albita entre 73,8 e 97,9%, enquanto os bolsões xenomórficos, e alguns microfenocristais idiomórficos, entre 16 e 35,3. Duas análises de cristais aciculares apresentaram teores intermediários, e podem representar algum grau de contaminação. Entretanto, essas análises não foram retiradas. Na fácies Fpf I foram analisados apenas os fenocristais, e apesar de não evidenciarem nenhum tipo de exsolução ou geminação, possuem uma composição intermediária, com Ab entre 45,8 e 60,7%. Essa composição pode ser resultado de algum grau de reequilíbrio e/ou substituição, considerando que vários cristais apresentam zonas alteradas e corroídas.

Nefelina

Apresenta-se de diferentes modos nas fácies, e, juntamente com o feldspato, compõe grande parte da rocha, especialmente nos *plugs*, onde assumem igual importância. É tipicamente subidiomórfica a idiomórfica, frequentemente apresenta inclusões de albita. Ocorre como fenocristais nas fácies mosqueadas, geralmente em agregados e envoltos por

minerais máficos como clinopiroxênio e aenigmatita, e nos *plugs*, como cristais idiomórficos levemente arredondados e sem inclusões.

Os resultados de análise química (elementos maiores e alguns menores) realizadas em nefelinas da SABR são apresentados na Tabela II, em anexo, nas quais constam também as fórmulas estruturais calculadas na base de 32 átomos de oxigênio. Os dados químicos foram tratados em diagramas representados nas Figuras 5.2 e 5.3.

Estrutura e Substituições

A estrutura da nefelina é derivada da tridimita, com uma proporção Si:Al de 1:1. É formada por um esqueleto de tetraedros de sílica e alumina com os cátions alcalinos nos interstícios. O sítio A é geralmente ocupado por 2/3 de K e 1/3 vacante, enquanto o sítio B é completamente ocupado por Na, podendo entrar um pouco de Ca, e o sítio T por Al e Si, além de algum Fe^{3+} (Dollase & Peacor, 1971; Dollase & Thomas, 1978; Tait *et al.*, 2003)

Possui uma fórmula ideal ($\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$) representada por uma composição intermediária entre os membros finais Ne - nefelina, NaAlSiO_4 , e Ks - kalsilita, KAlSiO_4 , através da substituição $\text{Na} \leftrightarrow \text{K}$ (Buerger *et al.*, 1954; Hahn & Buerger, 1955). Contudo, as nefelinas naturais invariavelmente apresentam mais Si e menos Al do que o contido na fórmula, mas a soma desses átomos é no entanto geralmente próxima do teor ideal, 8. O desbalanço de cargas causado pela troca de Al por Si é neutralizado pela não ocupação das posições disponíveis pelo K, na substituição $\text{Si}^{4+} + \square \leftrightarrow \text{Al}^{3+} + \text{K}^+$. Este excesso de sílica é representado pelo membro final Qz - sílica, SiO_2 (e.g. Hamilton, 1961; Sahama, 1962; Dollase & Peacor, 1971; Simmons & Peacor, 1972).

Segundo Deer *et al.* (1992), em um sistema sintético $\text{NaAlSiO}_4 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, a nefelina pode conter até 35 mol % de anortita em solução sólida, porém a maior parte das nefelinas naturais contém apenas pequenas quantidades de Ca. O Ca presente é representado pelo membro 0,5An - 'meia-anortita', $\square_{0,5}\text{Ca}_{0,5}\text{AlSiO}_4$, e esta troca é balanceada através da substituição $\text{Ca}^{2+} + \square \leftrightarrow 2\text{Na}^+$ (Holvis & Roux, 1993).

Já o Fe^{3+} pode ocorrer em quantidades significativas através da substituição $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$, correspondendo ao membro final ideal FeNe - ferro-nefelina, $\text{NaFe}^{3+}\text{SiO}_4$, chegando até 25 mol % (Bailey & Schairer, 1963; Onuma *et al.*, 1972).

As nefelinas são tratadas basicamente em dois sistemas diferentes, o mais comum, $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (com ou sem CaO), com os membros finais Ne, Ks, An e Qz (e.g. Hamilton, 1961; Deer *et al.*, 1992; Holvis & Roux, 1993; Tait *et al.*, 2003; Holvis *et al.*, 2009). O outro é representado por $\text{Na}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, com os membros finais Ne, FeNe e Qz (e.g. Bailey & Schairer, 1963; Bailey & Schairer, 1966; Onuma *et al.*, 1972). Com isto há duas fórmulas gerais distintas:

o que dificulta o tratamento e interpretação dos dados como de fato ocorre naturalmente, como um sistema único com todos esses elementos.

Características Faciológicas

Na fácies Fmq I foram analisados apenas os fenocristais, que de modo geral, não apresentaram grandes dispersões nos teores dos óxidos, estando sempre nas posições intermediárias em relação ao resto da suíte, com uma composição média $Ne_{75,9-77,9}FeNe_{3,6-4,8}Ks_{10,1-11,8}Qz_{6,9-8,4}$. Como esperado, o núcleo apresentou teores maiores de Si em detrimento do Al e Fe^{3+} .

Na fácies Fmq II foram analisados tanto os fenocristais quanto os cristais da matriz, porém estes não apresentaram diferenças significativas, com uma composição média $Ne_{74,0-77,0}FeNe_{0,5-4,9}Ks_{11,8-21,6}Qz_{1,6-7,9}$. De maneira geral apresentam baixa variação no teor de Na (entre 6,06 e 6,47 apfu), enquanto que os de K mostram a maior variação de toda a suíte, e os valores mais elevados, de 0,87 a 1,60 apfu. No diagrama ternário Ne-Qz-Ks (Figura 5.2), as fácies Fmq I e II exibem certa correlação, com uma tendência de diminuir o teor de Qz enquanto aumenta o de Ks, da amostra P56 (Fmq I), passando pela P26, P22B até P11 (estas Fmq II). Já os teores de Ne permanecem aproximadamente constantes.

Possivelmente os cristais destas fácies sofreram algum reequilíbrio tardi a pós-magmático (com exceção da análise 13, P26, Fmq II), talvez influenciado pela colocação da fácies Faf, já que comumente aparecem corroídos e/ou substituídos por analcima e sodalita, como visto nas Fotomicrografias 4.2 e 4.3.

Na fácies Faf a nefelina apresenta uma dispersão dos cátions, e possui uma composição média $Ne_{68,9-81,5}FeNe_{1,1-5,8}Ks_{11,0-17,3}Qz_{4,6-13,1}$. Exibe os maiores valores médios de Si, que varia de 8,60 a 9,43 apfu, e os menores de Na, de 5,50 a 6,20 apfu. Os fenocristais são raros, e apresentam os menores valores de sílica, similar a uma análise de um cristal de uma banda.

Nas fácies Fpf I e Fpf II há diferenças importantes entre os fenocristais com suas bordas sobrecrescidas e os cristais de matriz. Os fenocristais possuem composição média $Ne_{75,0-81,2}FeNe_{0,9-1,8}Ks_{14,0-17,7}Qz_{1,0-6,5}$, com o centro ligeiramente mais enriquecido na molécula Ks do que sua borda original. Já as bordas sobrecrescidas e os cristais da matriz possuem teores significativamente mais elevados de Qz, FeNe e menores de Ks, apresentando composição geral $Ne_{74,1-78,4}FeNe_{2,2-2,6}Ks_{7,3-10,7}Qz_{8,8-13,3}$.

A temperatura de cristalização da nefelina pode ser estimada pela sílica presente. A entrada de SiO_2 em excesso na estrutura mineral é favorecida pelo aumento da temperatura

Figura 5.1. Composição dos feldspatos da SABR classificados segundo os componentes moleculares An-Or-Ab (proporção molecular). As linhas pontilhadas representam os limites da solução sólida de feldspatos ternários para as temperaturas na pressão de 1 kbar, segundo modelo termodinâmico de Elkins & Grove (1990). Cores representam fácies: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfíritico; Fpf II, fonolito porfíritico II. Formas representam texturas dos cristais analisados. B, borda; N, núcleo.

Figura 5.2. Diagrama Ne-Ks-Qz (proporção molecular) mostrando a evolução da composição de nefelinas das rochas fonolíticas da Suíte Alcalina de Bom Repouso. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). Cores representam fácies: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfíritico; Fpf II, fonolito porfíritico II. Formas representam texturas dos cristais analisados. B, borda; N, núcleo.

de equilíbrio do sistema (Hamilton & MacKenzie, 1960; Hamilton, 1961). No caso em questão, o comportamento antagônico acima registrado pode ser explicado pela textura apresentada pela rocha. De maneira geral, os fenocristais destas fácies possuem texturas de desequilíbrio, sugerindo certa instabilidade no líquido. Estes cristais de nefelina possivelmente foram capturados por um magma mais quente quando já se encontravam em um estágio mais avançado de reequilíbrio em menor temperatura. Com o congelamento do magma um reequilíbrio mais efetivo não foi possível, ficando registradas assim suas condições anteriores. No entanto, as condições ficaram registradas nos cristais da matriz e em pequenas bordas de sobrecrecimento nesses fenocristais (como visto nas Fotomicrografias 4.39 e 4.49).

No diagrama Al vs. Fe^{3+} (Figura 5.3) nota-se diferenças importantes entre as fácies, sendo o Fmq I a única a apresentar uma correlação positiva entre Al e Fe^{3+} , apesar do pequeno espalhamento dos dados, enquanto nas demais esta correlação é negativa. Os *plugs* também se diferenciam por apresentarem teores significativamente menores de Fe^{3+} , e além disso, os cristais da matriz e a borda sobrecrecida (discutido a cima) possuem teores maiores de Fe^{3+} e menores de Al em relação aos fenocristais.

Clinopiroxênio

O clinopiroxênio representa a principal fase máfica da suíte, variando de mineral principal a acessório importante em todas as amostras estudadas. Hábitos, inclusões e relações com outros minerais variam pouco entre as fácies presentes, porém em alguns casos apresentam características distintas. É característico sua cor verde garrafa, com pleocroísmo verde amarelado, e cristais de hábito prismático longo a acicular, frequentemente apresentando zonamento e inclusões de cristais aciculares de albita. Cristais maiores e poiquilíticos também ocorrem. É comum apresentarem um núcleo de arfvedsonita, em clara relação de substituição, neste caso apresenta uma cor mais escura.

Alguns antecristais foram encontrados, apresentando-se como cristais maiores, com um núcleo praticamente incolor, geralmente com inclusão de opaco, gradando para bordas mais verdes e frequentemente poiquilíticas. Podem aparecer em microencraves, formando agregados com opacos e biotita. Neste caso, os cristais são idiomórficos com coloração homogênea verde claro e pleocroísmo muito baixo.

Os clinopiroxênios da SABR variam de diopsídio a aegirina bastante puras, representando tipicamente uma variação núcleo-borda. No entanto, cristais unicamente de aegirina também são comuns.

As análises químicas dos elementos maiores e alguns menores são apresentadas na Tabela III, em anexo, nas quais constam também as fórmulas estruturais calculadas na base

de 6 átomos de oxigênio. Os dados químicos foram tratados em diagramas representados nas Figuras 5.4 a 5.9.

Estrutura, Substituições e Variações Químicas

Os piroxênios são inosilicatos de cadeia simples, ou seja, possuem uma estrutura formada por tetraedros de sílica ligados por dois vértices em uma cadeia infinita. Estas cadeias são ligadas lateralmente por sítios octaédricos contendo cátions de coordenação 6-8 (Deer *et al.*, 1992).

Possui uma fórmula geral dada por $M2M1T_2O_6$, onde M2 representa cátions coordenados em um octaedro distorcido, M1 cátions coordenados em um octaedro regular, e T o sítio tetraédrico, calculada para 6 oxigênios. O sítio tetraédrico T é predominantemente ocupado por Si^{4+} , podendo conter alguma quantidade de Al^{3+} ou mesmo Fe^{3+} . O sítio octaédrico M1 acomoda principalmente Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} e Mg^{2+} , podendo conter Ti, Zr, Mn, Zn, Cr, V e Sc. No sítio M2 pode haver algum excesso de Mg^{2+} , Fe^{2+} e Mn^{2+} , além de Ca^{2+} , Na^+ e Li^+ (Morimoto, 1988).

Nas análises obtidas, de modo geral, o sítio T é ocupado pelo Si e Al^{3+} , sendo o Fe^{3+} pouco presente. O sítio M1 acomoda vários cátions diferentes, tendo um possível excesso de Al do sítio T, a maior parte do Fe^{3+} , além de Fe^{2+} , Mg, Mn, Ti e Zr. Já o sítio M2 acomoda algum excesso de Mn, além de Ca e Na.

Partindo de uma fórmula genérica, $M2(R^{2+})M1(R^{2+})T_2(2R^{4+})O_6$, apenas quatro tipos de substituições acopladas são possíveis, assumindo mais de um átomo R^{4+} no sítio T (Tabela 5.1).

Tabela 5.1. Substituições acopladas possíveis em piroxênios, a partir da fórmula padrão $R^{2+}R^{2+}R^{4+}_2O_6$ (Morimoto, 1988).

Substituição	M2	M1	T	Exemplos
Padrão	R^{2+}	R^{2+}	$2R^{4+}$	
Tipo 1	(R^+)	(R^{3+})	$2R^{4+}$	Na-Al Na- Fe^{3+}
Tipo 2	(R^+)	$R^{2+}_{0,5}$ $(R^{4+}_{0,5})$	$2R^{4+}$	Na- $Ti^{4+}_{0,5}$
Tipo 3	R^{2+}	(R^{3+})	$(R^{3+}) R^{4+}$	Al-Al Fe^{3+} -Al
Tipo 4	R^{2+}	$R^{2+}_{0,5}$ $(R^{4+}_{0,5})$	$(R^{3+}) R^{4+}$	$Ti^{4+}_{0,5}$ -Al

No diagrama Q-J (Figura 5.4), onde $Q = Fe^{2+} + Mg + Ca$, e $J = 2Na$, as análises dos clinopiroxênios da SABR apresentam uma grande amplitude em sua distribuição, indo praticamente de um extremo ao outro. Esta distribuição reflete o zonamento químico, um tanto bimodal, presente nos cristais, tipicamente com núcleos cálcicos e bordas sódicas.

Figura 5.3. Diagrama de variação Al vs. Fe^{3+} (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para nefelinas da SABR. Legenda idem Figura 5.2.

Figura 5.4. Diagrama de classificação Q-J de Morimoto (1990) para clinopiroxênios da SABR. $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$; $J = 2\text{Na}$; em apfu. Cores representam fácies: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfirítico; Fpf II, fonolito porfirítico II. Formas representam texturas dos cristais analisados. B, borda; N, núcleo.

Este zonamento varia em cada fácies, e reflete a composição geral da rocha. No campo *Quad* do diagrama plotam-se 7 análises, sendo uma do Fmq I e as outras do Fmq II, e no campo *Ca-Na* classificam-se 41 análises, que variam desde composições de núcleo, mais cálcicas, até composições de borda, mais sódicas. Já no campo *Na*, plotam-se 40 análises, onde predomina os cristais aciculares e bordas, além de praticamente todas as análises das fácies Fpf I e II. À despeito das fácies, também é visível neste diagrama um pequeno *gap* composicional quase no centro do *trend*. Este *gap* separa dois grupos com algumas características e comportamentos químicos diferentes, o Grupo-1, onde $J < 0,93$, representa composições mais iniciais, basicamente de núcleo de cristais, e o Grupo-2, onde $J > 1,20$, composições mais tardias, de bordas e cristais aciculares. Composições de antecristais não são incluídas, apesar de em muitos casos se sobreporem. Algumas características destes grupos serão abordados mais adiante.

O *trend* das análises apresenta uma ligeira rotação em relação ao limite $Q + J = 2$, que representa o preenchimento dos sítios M1 e M2. Segundo Morimoto (1988), quando as substituições de Tipo 1 estão presentes, a relação entre Q e J é normal, entretanto se as substituições dos Tipos 2 e 3 são relevantes, os valores de J aparentemente não representam os valores reais de Na e R^{3+} nos sítios M. Substituições do Tipo 3, forçam os valores de Q e J para a origem do diagrama, enquanto que substituições de Tipo 2 fazem os valores de J se afastarem do eixo Q, como é visto na diagrama. Neste caso a presença de Ti mostra-se importante e mais abundante no Grupo-2.

Das substituições presentes, a mais óbvia é $Na^+ \leftrightarrow Ca^{2+}$ no sítio M2, ocupado praticamente só por estes elementos, entretanto o balanço de cargas necessário é menos claro. O sítio M1 é ocupado por vários cátions diferentes, sendo os principais Fe^{3+} , Mg e Fe^{2+} , chegando até 0,835, 0,680 e 0,425 apfu, respectivamente, enquanto Al, Ti, Mn e Zr atingem teores menores, porém significativos, com até 0,169, 0,126, 0,103 e 0,032 apfu, respectivamente. Sendo assim, a substituição mais importante presente é a do Tipo 1, $Ca^{2+} + (Mg^{2+}, Fe^{2+}) \leftrightarrow Na^+ + Fe^{3+}$, onde a importância do Mg ou Fe^{2+} varia em cada grupo.

No Grupo-1, a troca $Mg^{2+} \leftrightarrow Fe^{3+}$ apresenta-se mais efetiva, tanto na substituição do Tipo 1, $Ca^{2+} + Mg^{2+} \leftrightarrow Na^+ + Fe^{3+}$, quanto na do Tipo 3, $Si^{4+} + Mg^{2+} \leftrightarrow Al^{3+} + Fe^{3+}$, apresentando em ambas uma boa correlação, embora haja alguns pontos mais discrepantes. O Grupo-2 também apresenta correlação para essas trocas, porém são menos efetivas. Já a troca $Fe^{2+} \leftrightarrow Fe^{3+}$, apresenta maior correlação para as composições do Grupo-2, tanto para as do Tipo 1, $Ca^{2+} + Fe^{2+} \leftrightarrow Na^+ + Fe^{3+}$, quanto para as do Tipo 3, $Si^{4+} + Fe^{2+} \leftrightarrow Al^{3+} + Fe^{3+}$, sendo que esta última parece não estar presente no primeiro grupo (Figura 5.5).

O Si aparentemente não possui relação com os outros cátions, entretanto é visível que os membros mais magnesianos são mais deficientes neste elemento, chegando até

1,904 apfu, já as análises com os maiores teores de Si são também as que possuem mais Na. Este fato também é observado por Ulbrich (1983), a que se refere como uma característica aparentemente universal dos piroxênios sódicos. Algumas análises estouram o limite ideal de 2 apfu, atingindo até 2,035, segundo Ramløv & Dymek (1991), este excesso pode ser explicado por um erro na análise da Si ou deficiência no preenchimento dos sítios M1 e M2, seja por erro de análise em um elemento ou pela falta de análise de algum. Neste caso, os autores citam o Li como um elemento significativo, e tendo em vista a presença deste elemento na rocha e sua inferência como elemento significativo na arfvedsonita (ver a seguir), não se faz descartável esta hipótese. Entretanto, isto não será mais discutido aqui.

O Al tetraédrico não apresenta uma relação clara com os outros cátions, entretanto é perceptível que as composições com maiores teores de Fe^{2+} , Mg e, especialmente, Ca, tendem à terem maiores quantidades de $^{\text{IV}}\text{Al}$, ou seja, maior deficiência em Si. Já com o Al octaédrico, no sítio M1, o comportamento é o contrário, estando mais presente em composições mais sódicas. Este fato reflete nos teores dos componentes moleculares tschermakíticos e na jadeíta.

A partição entre Fe^{2+} e Fe^{3+} depende do estado de oxidação do magma, que por sua vez depende de uma série de outros fatores. O Fe^{3+} tetraédrico restringe-se principalmente a algumas análises da fácies Fmq II, entretanto com teores não muito elevados, no máximo 0,026 apfu. De modo geral, o Fe^{3+} octaédrico possui uma boa correlação com o Na, 0,98, expresso por importante aumento do teor de aegirina (Ae) nas composições (Tabela III, em anexo). Sendo assim, partilham praticamente o mesmo comportamento perante outros elementos, exceto para o Mg e Fe^{2+} , onde se apresenta ligeiramente mais disperso. Já o Fe^{2+} ocorre apenas no sítio M1 e possui uma correlação, a grosso modo, negativa com o Na. As relações de substituição entre Fe^{3+} , Fe^{2+} e Mg já foram descritas acima.

O Mn também é um importante cátion, apresentando teores médios que variam de 0,057 até 0,103 apfu (3,13% em peso de MnO), similar aos de Passa Quatro e Poços de Caldas, (Brotzu *et al.*, 1992; Ulbrich, 1983). Mencione-se que os teores de MnO nos clinopiroxênios de rochas alcalinas são geralmente baixos, inferiores a 1% em peso, contudo, teores de até 6,5% já foram descritos em traquitos do Lineamento de Camarões (Njonfang & Nono, 2003). Também apresenta um comportamento diferente para os dois grupos definidos acima. O Grupo-1 possui uma correlação tanto dispersa com o Na, e são mais ricas em Mn e mais empobrecidas em Na. Já o Grupo-2 apresenta uma boa correlação negativa, com um rápido decréscimo no teor de Mn com o aumento do Na (Figura 5.6). No sítio M1, apresenta uma razão positiva um pouco dispersa com o Fe^{2+} , mas ainda sim sugerindo uma substituição simples entre eles. Também ocorre no sítio M2, com até 0,039 apfu, principalmente na fácies Fmq II.

O Ti também pode ser importante nos clinopiroxênios, onde teores de até 9,5% (TiO₂, em peso) já foram descritos em rochas sieníticas peralcalinas (Ferguson, 1977). No presente trabalho, os cristais analisados possuem teores de até 4,37% (em peso) de TiO₂ (0,126 apfu de Ti), sendo em média semelhantes aos de Poços de Caldas e Morro de São João (Ulbrich, 1983; Brotzu *et al.*, 1997). No diagrama Ti vs. Na (Figura 5.6) observa-se um enriquecimento tímido nas composições do Grupo-1 e abrupto nas do Grupo-2, formando uma curva exponencial. Dentre os cátions R²⁺, o Fe²⁺ e o Mn possuem uma maior correlação comparado ao Mg. Segundo Ulbrich (1983), o Ti entra subordinadamente no clinopiroxênio, que é dependente da cristalização de outras fases ricas neste elemento, como a aenigmatita e a astrofilita. As fácies Fmq I, Fmq II e Faf possuem uma distribuição semelhante de Ti, variando desde valores baixos até intermediário alto, de acordo com o aumento do Na. Já as fácies Fpf I e II mostram-se mais ricas, com valores intermediários a altos, e uma variação independente do Na.

O Zr acha-se presente em teores consideráveis, até 1,73% (em peso) de ZrO₂, (0,032 apfu de Zr), com os valores médios consideravelmente maiores aos encontrados em Poços de Caldas (Ulbrich, 1983). No entanto, a literatura registra aegirinas com até 7% de ZrO₂ (Jones & Peckett, 1980). As composições do Grupo-1 possuem uma correlação positiva com Na e Fe³⁺ e negativa com Ca e Mg, enquanto as do Grupo-2 apresentam uma ligeira continuação na tendência seguida de uma queda abrupta. Com isto, o diagrama Na vs. Zr (Figura 5.6), por exemplo, descreve uma curva com um pico de Zr entre 0,7 e 0,9 apfu de Na, caindo a quase 0 após isto. Esta mesma tendência é descrita por outros autores (e.g. Jones & Peckett, 1980; Markl *et al.*, 2001; Coulson, 2003), que interpretam essa mudança como sendo o início da cristalização de outras fases ricas em Zr, como por exemplo a eudialita. Novamente seguindo a tendência do Ti, nas fácies Fmq I, Fmq II e Faf apresentam toda a variação descrita, enquanto que Fpf I e II não apresentam uma relação direta com o Na.

Os cátions R⁴⁺, Ti e Zr, podem ser incorporados na estrutura através das substituições do Tipo 2 e/ou 4, $Ca + (Fe^{2+}, Mg, Mn)_{0,5} \leftrightarrow Na + (Ti, Zr)_{0,5} + (Fe^{2+}, Mg, Mn)_{0,5} + Si \leftrightarrow (Ti, Zr)_{0,5} + {}^{IV}(Al, Fe^{3+})$, resultando nas moléculas FM-NAT, FM-NAZ, CaTi-Ts, CaZr-Ts, NATAL e NAZAL (Cawthorn & Collerson, 1974; Ferguson, 1977; Nielsen, 1979; Jones & Peckett, 1980; Mann *et al.* 2006).

Poucas análises possuem excesso de Ca em relação ao Mg, Fe²⁺ e Mn no sítio M1, enquanto a grande maioria possui excesso de Na em relação ao Fe³⁺ e Al octaédricos. O diagrama da Figura 5.7 confronta Na_{rest} vs. Ca_{rest}, sugerido por Mann *et al.* (2006), onde $Na_{rest} = Na - {}^{VI}(Fe^{3+} + Al)$ e $Ca_{rest} = Ca - {}^{VI}(Mg + Fe^{2+} + Mn)$, respectivamente, com os teores de Ti e Zr, representados proporcionalmente pelo tamanho dos círculos, todos em apfu.

Figura 5.5. Diagramas de variação Mg e Fe^{2+} vs. Fe^{3+} (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para clinopiroxênios da SABR. Legenda idem Figura 5.4.

Figura 5.6. Diagramas de variação Mn, Ti e Zr vs. Na (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para clinopiroxênios da SABR. Legenda idem Figura 5.4.

Figura 5.7. Diagramas de variação Na_{rest} vs. Ca_{rest} com os teores de Ti, Zr e ^{IV}Al representados proporcionalmente ao tamanho dos círculos (em apfu) para clinopiroxênios da SABR. Valores de $\text{Na}_{\text{rest}} = \text{Na} - \text{VI}(\text{Fe}^{3+} + \text{Al})$ e $\text{Ca}_{\text{rest}} = \text{Ca} - \text{VI}(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ calculados segundo Mann *et al.* (2005). A linha 1:2 representa a proporção entre Na e ^{VI}(Mg + Fe²⁺ + Mn), presente nos componentes FM-NAT e FM-NAZ. Legenda idem Figura 5.4.

Nota-se expressivo aumento nos teores de Ti com o aumento de Na_{rest} , especialmente após 0,15 apfu, enquanto que em relação ao Ca_{rest} , não apresenta uma variação significativa.

Neste caso, haveria um favorecimento das moléculas de Na com Ti. O Zr não mostra um aumento sistemático, mas grosseiramente é visível que apresenta maior relação com o Na_{rest} . Esta dispersão do aumento deve-se principalmente à queda dos valores de Zr acima descrita.

No diagrama onde os círculos representam valores de Al tetraédrico, e levando-se em conta os diagramas anteriores, são visíveis três tendências distintas: (1) composições com Ca em excesso e IVAl tenderiam a formar as moléculas CaZr-Ts e/ou CaTi-Ts primeiro. Entretanto, estas moléculas não apresentam teores elevados de Ti e Zr, pelo menos para aqueles com menor Na_{rest} . (2) composições com deficiência em Ca, excesso de Na e presença IVAl tenderiam a formar as moléculas NATAL e NAZAL. e (3) composições com deficiência em Ca, excesso de Na e ausência de IVAl tenderiam a formar as moléculas FM-NAT e FM-NAZ. Nota-se também, que este último grupo alinha-se, predominantemente, próximo e abaixo da razão 1:2, que representa a proporção entre Na e $\text{VI}(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ presente nesses componentes. É importante dizer que mais de uma dessas moléculas podem coexistir, e suas formações dependem da disponibilidade de cada elemento.

Tendências Evolutivas

Os clinopiroxênios da SABR possuem uma tendência química semelhante a de outros corpos sieníticos da Província do Lineamento Magmático de Cabo Frio, como Itatiaia, Passa Quatro e Itaúna.

Os diagramas de classificação dos piroxênios (Morimoto, 1988) mostram uma ampla variação composicional, indo desde augita/hedenbergita, aegirina-augita, até aegirina quase pura (Figura 5.8). Além disso, os três cristais das fácies Fmq I e II identificados petrograficamente como antecristais possuem composição mais magnesiana, com seus núcleos plotando no limite entre diopsídio e augita. Outras quatro análises de núcleo ficaram no limite entre hedenbergita e augita, mas ainda dispõem-se próximas ao diopsídio. A aegirina-augita representa as composições intermediárias, indo de um limite a outro do campo no diagrama. O pequeno *gap* visto no diagrama Q-J (Figura 5.4) também aparece neste, embora pouco menos claro. Já no campo da aegirina plotam-se basicamente todos os cristais aciculares e as análises das fácies Fpf I e II.

As análises apresentadas no diagrama $\text{Mg-Na-}[\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}]$ (Figura 5.9A) mostram as mesmas diferenças para os dois grupos, sendo que no Grupo-1 ocorre um empobrecimento em Mg em detrimento do enriquecimento de Na sem uma variação expressiva do Fe^{2+} , que apresenta leve enriquecimento. Já no Grupo-2, a quantidade de Mg já não é significativa,

Figura 5.8. Composição dos clinopiroxênios da SABR classificados segundo Morimoto (1988) nos diagramas En-Fs-Wo e Jd-Ae-WEF, (Jd, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_6$; Ae, $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$; WEF = Wo, $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ + En, $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ + Fs, $\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, em % de componentes moleculares). Legenda idem Figura 5.4.

Figura 5.9. A- Diagrama Mg-[Fe²⁺+Mn]-Na (em apfu) para clinopiroxênios da SABR. Legenda idem Figura 5.4. B- Tendências dos piroxênios nos maciços de: 1- Bom Repouso, 2- Poços de Caldas (a- nefelina sienitos comuns, b- khibinitos e lujavritos, c- nefelina sienitos e fonolitos com eudialita), 3- Passa Quatro, 4- Itatiaia. Compilado de Ulbrich (1983); Brotzu *et al.* (1992); Brotzu *et al.* (1997).

menor que 0,01 apfu, e o contínuo aumento do Na se dá em função da oxidação do Fe^{2+} . É óbvio que o aumento do Na é diretamente proporcional ao aumento do Fe^{3+} .

A tendência geral apresentada é semelhante à observada em alguns maciços do Lineamento Magmático de Cabo Frio, como Poços de Caldas, Passa Quatro e Itatiaia (Figura 5.9B; Ulbrich, 1983; Brotzu *et al.*, 1992; Brotzu *et al.*, 1997). Nota-se que a tendência de enriquecimento em Na das fases finais (especialmente do Grupo-2) seguem a mesma tendência de enriquecimento dos nefelina sienitos e fonolitos com eudialita de Poços de Caldas, sendo pouco diferente dos khibinitos e lujavritos.

Características Faciológicas

Vistas separadamente as fácies definidas na SABR, os respectivos clinopiroxênios apresentam diferenças importantes. As fácies Fmq I e II são as únicas onde os clinopiroxênios possuem composições mais ricas em Mg em seus núcleos dos cristais. Na facies Faf eles têm uma proporção ($\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$) : Mg maior, com os seus núcleos possuindo composições mais férricas. Já na fácies Fpf I e II possuem tão somente composição sódicas e pobres em Mg.

Na fácies Fmq I, as composições dos clinopiroxênios apresentam certa bimodalidade, que varia principalmente quanto ao hábito e relação com outros minerais, representando assim, possivelmente duas gerações distintas de cristais. Conquanto Fmq I seja a fácies mais primitiva da suíte (maior mg#), apenas uma análise representa a composição de um diopsídio, referente a um antecristal de um microencrave, formado por um agregado de cristais idiomórficos a subidiomórficos e opacos (Análise 1; Fotomicrografia 4.7). Essa frequência pequena pode ser reflexo de uma menor preservação e/ou amostragem com essas composições. Os núcleos dos cristais poiquilíticos são mais cálcicos, enquanto suas bordas caem no campo da aegirina. Os cristais que envolvem os agregados de nefelina, geralmente xenomórficos ou intersticiais a poiquilíticos, são consideravelmente mais sódicos, com núcleos de aegirina-augita sódica e bordas de aegirina.

Na fácies Fmq II, os clinopiroxênios possuem núcleos de composição mais constante, variando entre hedenbergita/augita e aegirina-augita mais cálcica (Na, entre 0,163 e 0,378 apfu e média 0,236 apfu). A transição composicional entre uma variedade e outra é contínua, e os cristais não apresentam diferenças significativas. Os antecristais presentes também são mais magnesianos, com o núcleo incolor de um de seus cristais apresentando o maior teor de Mg (0,680 apfu) e menor de Na (0,054 apfu), e borda ainda de aegirina-augita cálcica (Análises 11N e 11B; Fotomicrografia 4.14). Esse comportamento reflete um certo desequilíbrio com a composição final de cristalização do magma. Outro

antecristal analisado e pertencente a um microautólito é parecido em composição e textura com o encontrado na primeira fácies.

A composição das bordas dos cristais apresenta um notável *gap* em relação aos núcleos, com teores de Na acima de 0,598 apfu e variações de aegirina-augitas mais sódicas até aegirinas. As composições mais ricas em Na pertencem a cristais aciculares. Os dois pontos marcados como 'núcleo' no diagrama (Figura 5.8) e classificados como aegirina apresentam algumas diferenças texturais. A análise 21, P11, Fmq II (Fotomicrografia 4.11) é um cristal idiomórfico que bordeja um fenocristal de nefelina, sendo estes interpretados como de cristalização mais tardia. A outra análise, 32, P22B, Fmq II, é um cristal subidiomórfico em contato com um agregado apresentando relações de substituição. Associado, ocorre um grande cristal de ilmenita (Análise 22) substituído por aenigmatita, que por sua vez está em contato instável com o clinopiroxênio, este possuindo um núcleo de arfvedsonita.

Na fácies Faf os clinopiroxênios também possuem núcleos consideravelmente mais cálcicos, porém todos ainda classificados como aegirina-augita e sem o *gap* composicional característico. As composições das bordas variam de aegirina-augita mais sódica (Na, 0,675 apfu) até aegirinas quase puras, com tendência de enriquecimento na molécula jadeíta (Jd). Os cristais aciculares basicamente são aegirinas. Contudo, a análise de um cristal acicular, 51, P45, bastante cálcico (Ca 0,652 apfu), pertence a uma banda mais máfica, formada por concentração de clinopiroxênio (Fotomicrografia 4.20). Esta banda possivelmente representa injeções locais de magmas mais máficos.

Nas fácies Fpf I e II os clinopiroxênios possuem grandes semelhanças, havendo basicamente dois tipos texturais, os da matriz e os que preenchem vesículas, sem no entanto apresentarem diferenças químicas significativas. No Fpf II as composições são mais homogêneas e representadas por aegirina, exceto por um cristal acicular pouco discrepante de aegirina-augita.

Anfibólio

Arfvedsonita acha-se presente na suíte em quantidades variando de acessório a principal menor, sendo mais importante na fácies Fmq II e ausente na Fmq I. Apresenta uma coloração característica, com pleocroísmo forte nas cores azul esverdeado a azul amarronzado, a amarelo azulado. É tipicamente subidiomórfico a xenomórfico, podendo também ser intersticial, poiquilítico e mais raramente prismático. Em muitas amostras apresenta relações de instabilidade com a enigmatita e/ou aegirina. Frequentemente ocorre como núcleo em cristais sub a idiomórficos de aegirina, numa aparente relação de substituição. Em uma das amostras foi encontrado um fenocristal de ferropargasita com texturas de instabilidade.

Os resultados das análises químicas realizadas em anfibólios da SABR são apresentados na Tabela IV, em anexo, nas quais constam também as fórmulas estruturais calculadas na base de 23 átomos de oxigênio. Os dados químicos foram tratados em diagramas representados nas Figuras 5.11 a 5.13.

Estrutura, Substituições e Variações Químicas

Os anfibólios são inossilatos de cadeia dupla, formada por duas linhas unidas e paralelas de tetraedros de sílica polimerizados (Figura 5.10), possuindo uma proporção Si:O de 4:11.

De acordo com Hawthorne & Oberti (2007), a fórmula genérica dos anfibólios pode ser expressa por $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}W_2$, onde há um sítio A de coordenação 12, ocupado por cátions grandes Na, K, Ca e Li ou vazio ($\square$), formado no centro da cavidade da cadeia de tetraedros; dois sítios cúbicos distorcidos M_4 são ocupados por cátions do grupo B de vários tamanhos, Na, Li, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} e Mg, e formados pelo espaço entre a cadeia de tetraedros e os sítios octaédricos; cinco sítios octaédricos preenchidos por cátions do grupo C, de tamanho médio, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} e Li, e mais raramente Zn, Ni^{2+} , Co^{2+} , V^{3+} , Sc, Cr^{3+} e Zr, são divididos em três tipos diferentes de simetria dos ânions (dois sítios M_1 , dois sítios M_2 e um sítio M_3); e oito sítios tetraédricos divididos em duas partes iguais entre T_1 e T_2 , que além de Si, também é comumente preenchido por Al e mais raramente por Ti. Além disso, como ânion W ocorre (OH), e mais raramente Cl, F e O^{2-} .

Figura 5.10. Modelo da estrutura do anfibólio mostrando a cadeia de tetraedros, a tira de octaedros, e os sítios M(4) e A (Hawthorne *et al.*, 2007).

Os anfibólios têm grande flexibilidade para incorporação de elementos em seus sítios, exibindo uma enorme variedade de composição química, que se reflete pelo grande número membros finais. O grupo sódico se caracteriza por conter no sítio B menos de 0,5 apfu de Mg, Fe, Mn e Li somados, e mais de 1,5 apfu de Na, num espaço que permite até 2 apfu (Leake *et al.* 1997, 2004).

Segundo Hawthorne *et al.* (2001), os anfibólitos sódicos ocorrem em vários ambientes geológicos, sendo mais característicos de rochas ígneas peralcalinas e metamórficas equivalentes. Em rochas alcalinas a composição está fortemente relacionada ao quimismo do magma, especialmente quanto à atividade de sílica. Nas rochas insaturadas os anfibólitos são pobres em sílica ($Si < 7,0$ apfu), enquanto nas rochas supersaturadas possuem teores entre $6,8 < Si < 8,0$ apfu. No entanto, esta relação pode ser um pouco mais complexa, sendo influenciada por diversos outros fatores.

Dentre as várias substituições possíveis, as mais importantes são $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$, como por exemplo entre arfvedsonita e magnésio-arfvedsonita, e $^{VI}Al \leftrightarrow Fe^{3+}$, entre arfvedsonita e ferro-eckermanita. A incorporação de Ca na estrutura pode ocorrer através das substituições $Ca + Mg \leftrightarrow Na + Fe^{3+}$, $Ca + \square \leftrightarrow 2Na$ e $Ca + ^{IV}Al \leftrightarrow Na + Si$. Alguns anfibólitos sódicos podem conter quantidades significativas de Mn (até 0,9 apfu, ~7% em peso de MnO), Li (até 0,6 apfu, ~1% em peso de Li_2O) e Zn (até 0,1 apfu, ~0,9% em peso de ZnO).

De acordo com Oberti *et al.* (2003), desde a década de 50 sabe-se da ocorrência de Li como cátion do grupo B (no sítio M4) em anfibólitos de pegmatitos ricos nesse elemento. Nos anos 90 foi descoberta a presença de Li em anfibólitos de rochas peralcalinas e de metassedimentos ricos em Mn, situados exclusivamente com coordenação octaédrica, como cátion do grupo C (no sítio M3).

O raio iônico do Li na coordenação octaédrica (0,74 Å) é muito próximo dos raios do Mg (0,72 Å) e do Fe^{2+} (0,78 Å) na mesma coordenação, e um tanto diferente do Al (0,54 Å) e do Fe^{3+} (0,65 Å), assim tornando-se possível uma substituição com os dois primeiros elementos. Neste caso há uma redução de carga, sendo compensada pela entrada de Fe^{3+} . Hawthorne *et al.* (1994) descrevem com detalhe todo o mecanismo de incorporação do lítio nos anfibólitos sódicos, onde a principal substituição é $^{M3}Li + ^{M2}Fe^{3+} \leftrightarrow ^{M3}(Fe^{2+}, Mg) + ^{M2}(Fe^{2+}, Mg)$. Outras substituições também são possíveis para a incorporação do lítio no sítio octaédrico, como $^{A}Na + Li \leftrightarrow ^{A}\square + Fe^{2+}$, $^{M4}Ca + Li \leftrightarrow ^{M4}Na + Fe^{2+}$ e $Si + Li \leftrightarrow ^{IV}Al + Fe^{2+}$; nestes casos a troca entre $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg$ ocorre livremente também.

Características Faciológicas

Devido aos aspectos texturais dos anfibólitos estudados, em particular hábito e granulação, foi possível obter análises químicas satisfatórias tão somente em amostras das fácies Fmq II e Faf, além de um antecristal da Fpf II, ainda que em número relativamente reduzido.

Os anfibólitos da SABR mostram certa homogeneidade composicional, havendo pouca variação entre as fácies, e quando presente, as mais importantes relacionam-se às composições iniciais e tardias.

À exceção de uma análise (9, P22B, Fmq II) classificada no grupo cálcico-sódico, ferrosichterita, e outras duas de um grão de ferropargasita, todos os anfibólios estudados pertencem ao grupo sódico, com duas determinações sendo ferrolaekita (uma de cada fácies) e as 24 restantes sendo arfvedsonita (Figura 5.11). Todas as classificações são acompanhadas do prefixo 'potássico' ou modificador 'com potássio', além de 'com manganês' (exceto uma com o prefixo 'mangano'), e frequentemente 'com flúor'; já o termo 'com lítio' é aplicado preferencialmente na fácies Faf. A ferropargasita da fácies Fpf II recebe o modificador 'com titânio'. Os limites catiônicos para a utilização dessa terminologia encontram-se na Tabela 2.6.

Quimicamente foram registrados basicamente dois tipos de anfibólio com diferenças significativas, possivelmente refletindo gerações distintas. Um representado por núcleos preservados em cristais de clinopiroxênio idiomórfico a subidiomórfico, e outro por cristais subidiomórficos a idiomórficos em meio ao feldspato, geralmente em contato com clinopiroxênio, aenigmatita e/ou opaco. Outras variações menos significativas também podem ocorrer nas diferentes fácies e amostras.

Na fácies Fmq II, a principal diferença entre os dois tipos citados acima reside no teor de Mg, sendo 0,878 e 1,433 apfu nos núcleos preservados de clinopiroxênios e 0,070 e 0,690 apfu nos outros cristais. Esta diferença também é significativa nos seus respectivos teores de Ca (0,404 e 0,519 apfu e 0,032 e 0,316 apfu) e F (0,400 e 0,702 apfu e 0,064 e 0,493 apfu). Já Fe^{3+} e K possuem uma relação inversa, sendo menos abundantes no primeiro tipo, porém com uma diferença discreta.

Destaca-se um cristal subidiomórfico incluso em fenocristal idiomórfico de nefelina, análise 8, P11, Fmq II, possuindo os mais altos teores de Ti (0,209 apfu) e Fe_{total} (4,512 apfu) e baixíssimos teores de Mg (0,025 apfu) e Mn (0,346 apfu), além de Si (7,881 apfu) e ausência de Li calculado. Este quimismo poderia representar a composição inicial de cristalização da arfvedsonita em um estágio precoce, considerando que a nefelina poderia tê-la "isolado" de reequilíbrios posteriores, como comumente observado em diversos cristais em contato com aenigmatita e aegirina.

As análises 4, 5 e 6, P11, Fmq II, apresentam teores de K bem superiores, sendo maiores que 0,74 apfu, enquanto demais chegam até 0,509 apfu. Nesse caso, o anfibólio tem como característica distinta a ausência de Na no sítio A e presença de Li no sítio B.

A amostra P26 apresenta sistematicamente valores superestimados de Na, resultando no sítio A valores bem acima do ideal (entre 1,17 e 1,32 apfu), o que pode sugerir falta de um ou mais elementos significativos não analisados nesta amostra.

Na fácies Faf, a maioria dos cristais de anfibólio é subidiomórfico a poiquilítico. Entretanto, ocorrem também cristais idiomórficos ou preservados em núcleos de clinopiroxênio. As diferenças composicionais entre esses dois tipos texturais são mais sutis

do registrado no Fmq II, em muitos casos até com sobreposição de valores, mas em geral seguindo as mesmas tendências. O único elemento com diferença significativa entre esses tipos é o Ca, com variações de 0,283 a 0,337 apfu nos núcleos reliquiais de clinopiroxênio e de 0,065 a 0,148 apfu nos cristais subidiomórficos. Além disso, exceto Fe^{3+} que chega até 1,250 apfu, todos os outros elementos analisados possuem valores intermediários em relação à fácies Fmq II.

Duas análises (26 e 27, P122, Faf) foram realizadas em cristais xenomórficos intersticiais, de granulação bem mais grossa do que a matriz, pertencente a um veio, possivelmente pós magmático, contendo também cristais de aenigmatita, eudialita e astrofilita bem desenvolvidos. As maiores diferenças químicas residem no Al tetraédrico (até 0,165 apfu), Mn no sítio B (até 0,154 apfu), e ausência de Li, além de teores mais elevados de Fe^{2+} . Além disso, o total dos óxidos é relativamente alto para anfibólios, 99,34 e 99,57%, o que poderia sugerir um erro analítico ou a ausência de água. Dentre os anfibólios sódicos conhecidos na literatura há um membro final anidro, a ungarettiita ($\text{NaNa}_2[\text{Mn}^{2+}_2\text{Mn}^{3+}_2]\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{O}_2$). Contudo, a fórmula desse membro difere bastante dos cristais analisados.

Nos *plugs* foi possível apenas a análise de um antecristal de ferropargasita na amostra P119 (análises 28N e 28B). Este cristal apresenta textura de instabilidade, com manteamento de clinopiroxênio, além de inclusões de biotita e magnetita (Fotomicrografia 4.50). As análises não possuem um fechamento ideal, ultrapassando em até 0,142 apfu o limite do sítio A, o que pode sugerir a falta de algum elemento na rotina de análise. O núcleo possui teores sutilmente maiores de Al, Ti e Mg, enquanto a borda mais rica em Si, Fe^{2+} e Mn. O Ti varia entre 0,456 (núcleo) e 0,431 (borda) apfu, situando-se bem próximo do limite do campo da kaersutita, de 0,5 apfu.

Tendências Evolutivas

Ao contrário dos clinopiroxênios, a variação composicional dos anfibólios, observada no diagrama Mg-[Na+K]-[Fe^{2+} +Mn] (Figura 5.12), não segue uma linha de evolução clara, exceto por um decréscimo Mg (de 1,433 para 0,025 apfu), com os valores mais altos encontrados nos núcleos preservados de clinopiroxênio.

Poucos elementos possuem uma variação significativa e/ou uma relação clara com outros elementos. Os principais são o Mg em correlação positiva com o Ca e F, e o Al em correlação positiva com K e Zn, e negativa com Fe^{2+} , Mn e Ti.

O Mn tem participação importante na composição destes anfibólios, com teores entre 0,48 e acima de 1 apfu, exceto a análise 8, P11, Fmq II, do cristal incluso em nefelina. No diagrama Fe^{2+} vs. Mn (Figura 5.13), a composição dos anfibólios da fácies Fmq II mostra

Figura 5.11. Parte dos diagramas de classificação dos anfibólios cálcicos (onde, $Ca_B \geq 1,50$; $[Na + K]_A \geq 0,5$; e aqui $Ti < 0,5$ e $^{VI}Al > Fe^{3+}$), cálcico-sódicos (onde, $[Na + K]_A \geq 0,5$; $[Ca + Na_B] \geq 1,5$; $0,5 < Na_B < 1,5$) e sódicos (onde, $^B[Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Li] \leq 0,5$; $^BNa \geq 1,5$; e para $^cLi < 0,5$, $Mn < [^{VI}Al + Fe + Mg]$ e $[Na + K]_A \geq 0,5$) segundo Hawthorne *et al.* (2007) para as anfibólios da SABR. Teores em apfu. Cores representam fácies: Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito afírico; Fpf II, fonolito porfirítico II. Formas representam texturas dos cristais analisados. B, borda; N, núcleo.

Figura 5.12. Diagrama Mg-[Fe²⁺+Mn]-Na (em apfu) para anfibólios da SABR. Legenda idem Figura 5.11

Figura 5.13. Diagrama de variação Fe²⁺ vs. Mn (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para anfibólios cálcico-sódico e sódicos da SABR. Legenda idem Figura 5.11.

uma correlação positiva até um máximo de Fe^{2+} , quando em seguida decresce numa correlação negativa, algo incomum entre esses elementos. Essa diminuição do teor de Mn no anfibólio pode estar associada ao início da cristalização de outra fase, como a mangano pectolita, ou mesmo a aenigmatita, num comportamento similar ao do Zr nos clinopiroxênios. Já na fácies Faf o Mn apresenta grande dispersão com o Fe^{2+} .

Aenigmatita

Ao lado dos anfibólios, a aenigmatita é uma das principais fases acessórias da suíte, e ocorre em todas as amostras descritas. Possui um pleocroísmo forte a moderado nas cores castanho alaranjado, marrom acastanhado a marrom muito escuro, muitas vezes praticamente opaco. Exibe cristais xenomórficos a subidiomórficos, frequentemente com bordas poiquilíticas, e mais raramente cristais idiomórficos.

As análises químicas dos elementos maiores são apresentadas na Tabela V, em anexo, nas quais constam também as fórmulas estruturais calculadas na base de 20 átomos de oxigênio. Os dados químicos foram tratados em diagramas representados nas Figuras 5.15 e 5.16.

Estrutura, Substituições e Variações Químicas

O grupo da aenigmatita-rhönita foi definido por Kunzmann (1999), possuindo inicialmente oito minerais com uma fórmula geral expressa por $\text{X}_2\text{Y}_6\text{Z}_6\text{O}_{20}$ (Tabela 2.7), onde X é um sítio formado por um poliedro de coordenação 8 ocupado por Na^+ e Ca^{2+} ; Y um sítio de coordenação 6 ocupado por Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Al^{3+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , Ti^{3+} , Ca^{2+} , Sb^{5+} , Nb^{5+} e As^{5+} ; e Z um sítio de coordenação 4 ocupado por Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Be^{2+} e B^{3+} . Esse grupo mineral foi dividido em dois subgrupos, o da aenigmatita de caráter predominantemente sódico, e o da rhönita predominantemente cálcico.

Ainda segundo o autor, a estrutura cristalina é a mesma para todo o grupo, e consiste de faixas de octaedros ligados por cadeias simples de tetraedros que possuem um tetraedro e um octaedro extra lateralmente (Figura 5.14). As tiras possuem de três a quatro

Figura 5.14. Projeção da estrutura cristalina do grupo da aenigmatita-rhönita, detalhando (a) a faixa de octaedros e (b) a cadeia de tetraedros (Grew *et al.*, 2008).

octaedros de largura e acompanham paralelamente o eixo *c*. Existem 6 posições tetraédricas diferentes, T(1) – T(6), ocupadas pelos cátions Z, sete octaédricas, M(1) – M(7), ocupados pelos cátions Y, e dois sítios de coordenação 8, M(8) e M(9), ocupados pelos cátions X, Na e Ca.

Outros autores incluem a aenigmatita junto ao grupo da aenigmatita-safirina-surinamita (e.g. Strunz & Nickel, 2001; Grew *et al.*, 2007; Grew *et al.*, 2008), considerando que a relação entre esses minerais de Be, e outros semelhantes, e os minerais do grupo da aenigmatita-rhönita definidos por Kunzmann (1999) é suficientemente próxima, a despeito de algumas diferenças na fórmula geral e na estrutura cristalina.

Kunzmann (1999) também descreve as sete principais substituições para a formação de todos os membros finais, conforme listado abaixo:

- 1- $Si^{IV} + Na^{VIII} \leftrightarrow (Al, Fe^{3+})^{IV} + Ca^{VIII}$
- 2- $Si^{IV} + (Mg, Fe^{2+})^{VI} \leftrightarrow (Al, Fe^{3+})^{IV} + (Fe^{3+}, Al)^{VI}$
- 3- $Ti^{VI} + (Mg, Fe^{2+})^{VI} \leftrightarrow 2(Fe^{3+}, Al, Cr)^{VI}$
- 4- $Mg^{VI} \leftrightarrow (Fe^{2+}, \pm Mn)^{VI}$
- 5- $1,5Al^{IV} \leftrightarrow 1,5B$
- 6- $Si^{IV} + Be^{IV} \leftrightarrow 2Al^{IV}$
- 7- $Sb^{5+VI} + 2Mg^{VI} \leftrightarrow 3Fe^{3+VI}$

Além destas, podem também ocorrer outras substituições menores nos sítios octaédricos, envolvendo As^{5+} , Sb^{5+} , Nb^{5+} , Sn^{4+} , Zr^{4+} e Ti^{3+} .

No diagrama de Kunzmann (1999; Figura 5.15), as análises aqui obtidas distribuem-se preferencialmente dentro do campo da aenigmatita propriamente e próximo à sua composição ideal ($Na_2Fe^{2+}_5TiSi_6O_{20}$), apresentando em geral uma tendência química em direção ao membro final $Na_2M^{2+}_3M^{3+}_2TiSi_4Al_2O_{20}$, que representa um enriquecimento nos cátions trivalentes Al e Fe^{3+} , dado principalmente pela substituição 2 referida acima.

O Fe^{3+} mantêm-se como o principal cátion (até 2,344 apfu), enquanto o Al exibe teores baixos (até 0,357). O baixo teor de Al e a deficiência de Si (entre 5,416 e 5,941 apfu) desse mineral sugere que o Fe^{3+} compensa deficiências estruturais na posição tetraédrica em várias análises. Sendo assim, o principal esquema de substituição presente é a número 2 acima referida, tendo em vista que o Ca não é um elemento importante, com teores no máximo de 0,077 apfu, assim desfavorecendo a substituição 1. O Fe^{3+} pode também entrar na estrutura através da substituição 3, considerando que o Ti está algo abaixo do valor ideal, com teores entre 0,793 e 0,942 apfu.

O Mn é também um elemento importante, com teores entre 0,679 e 0,878 apfu. Há uma certa correlação positiva com o Fe^{2+} e negativa com o Fe^{3+} e Ti. Neste caso, o Mn deve substituir naturalmente o Fe^{2+} .

De acordo com as análises realizadas, as aenigmatitas podem ser subdivididas em dois grupos composicionais, tomando-se o teor de Na como parâmetro de distinção (Figura 5.16): as de alto Na, com teores entre 1,983 e 2,053 apfu, fazendo com que o sítio X exceda seu limite e ‘expulse’ o Ca para o sítio Y; e as de Na com teores entre 1,695 e 1,853 apfu, gerando uma deficiência do sítio X, compensada com o preenchimento do excesso de Fe^{2+} no sítio Y.

O primeiro grupo é predominantemente formado por cristais com inclusões reliquias de opaco. Esta é a única diferença notada entre eles, exceto pelo teor de Fe^{3+} calculado com base no próprio Na. Os dados apresentados por Kunzmann (1999) apresentam um discreto *gap* que se sobrepõe às análises aqui apresentadas, entretanto o autor não faz qualquer menção sobre este fato.

Os cátions Mg, Ca, K e Zn são secundários e não chegam a atingir 0,1 apfu. No entanto, é importante mencionar que o Ca possui forte correlação positiva com o Al, evidenciando que a substituição 1 está presente.

No geral apresenta certa homogeneidade composicional entre as fácies num comportamento similar aos anfibólios, sendo poucas as exceções.

Biotita

A biotita está presente somente nos dois *plugs* satélites, aparecendo como fenocristais subidiomórficos a xenomórficos. Os cristais apresentam cor marrom acastanhado escuro e contatos irregulares, arredondados a serrilhado, quase sempre circundados por clinopiroxênio e/ou arfvedsonita, em aparente relação de desequilíbrio. São comuns inclusões de opaco e apatita.

Na Tabela VI, em anexo, constam as análises químicas das biotitas, reunindo os elementos principais e menores, bem como os dados referentes às fórmulas estruturais calculadas na base anidra de 11 átomos de oxigênio e 8 cátions. Os dados químicos são apresentados no diagrama da Figura 5.17.

Estrutura, Substituições e Variações Químicas

De acordo com Fleet (2003), biotita é uma série de minerais ferromagnesianos do grupo das micas trioctaédricas e apresenta fórmula ideal $\text{AR}_{2-3}\text{T}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, onde, A = K; R = Mg, Fe^{2+} , Al; T = Si, Al. Possui solução de uma série isomórfica quase completa entre os membros finais flogopita e annita, e solução sólida parcial com os membros finais siderofilita, eastonita, tetra-ferri-flogopita e tetra-ferri-annita (membros finais representadas na Tabela 2.8). No sítio A, pode ocorrer Na, Ca, Ba, Rb e Cs, neste caso, o sódio raramente excede 0,5 apfu. No sítio octaédrico R também pode ser ocupado por Mn, Ti, Fe^{+3} e Li, raramente completando 6 apfu, geralmente com teores tipicamente entre 5,6 e 5,9. Já o sítio

T também pode apresentar certa deficiência de Si e Al. Neste caso, Fe^{3+} (e.g. Dunworth & Wilson, 1998; Brod *et al.*, 2001) ou Ti^{4+} (e.g. Deer *et al.*, 1992; Mann *et al.*, 2006) podem compensar essa deficiência. O ânion OH^- também pode ser parcialmente substituído por F e Cl.

Devido à complexa interação dos efeitos de pressão, temperatura e concentração de voláteis, poucas dessas substituições ocorrem independentes. Na maioria das vezes interagem dois ou mais tipos de substituições acopladas. As principais são $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ e $^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{IV}}\text{Al} \leftrightarrow (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) + \text{Si}$, que envolvem os vetores entre os membros finais. Entretanto há também outras substituições importantes, como as que permitem vacâncias nos sítios e/ou a entrada de Ti, como algumas mostradas a seguir:

- 1- $^{\text{A}}\square + \text{Si} \leftrightarrow \text{K} + ^{\text{IV}}\text{Al}$
- 2- $^{\text{A}}\square + (\text{Ca}, \text{Ba}) \leftrightarrow 2\text{K}$
- 3- $^{\text{VI}}\square + 2\text{Si} \leftrightarrow \text{Mg} + 2^{\text{IV}}\text{Al}$
- 4- $^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\square \leftrightarrow 3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$
- 5- $\text{Ti} + ^{\text{VI}}\square \leftrightarrow 2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$
- 6- $\text{Ti} + 2^{\text{IV}}\text{Al} \leftrightarrow (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) + \text{Si}$

Características Faciológicas

Os resultados mostram que os cristais analisados têm composição comparáveis às de biotitas de outras ocorrências da província (e.g. Brotzu *et al.*, 1992, 1997, 2007; Bennio *et al.*, 2002). Os teores de Si são relativamente baixos (de 2,636 a 2,729 apfu) e os de Al são altos (de 1,267 a 1,333 apfu). Entretanto, ao menos em parte das análises, Si e Al são insuficientes para preencher a posição tetraédrica, sendo compensada com pequena quantidade de Fe^{3+} , conforme sugerido por Brod *et al.*, (2001).

O sítio R está incompleto, contudo exibindo um fechamento dentro do esperado, com variações entre 2,636 a 2,768 apfu. A vacância do sítio R (complemento de 3) exibe uma correlação positiva boa com Si, e um pouco menos com o Al, e negativa, a grosso modo, com Ti e Na. O Fe^{2+} domina sobre o Mg, com uma razão $\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ entre 0,584 e 0,683, e possui uma correlação positiva com o K. O Ti possui teores significativos, de 0,310 a 0,382 apfu (TiO_2 até 6,67% em peso), entrando na estrutura principalmente através da substituição 5. Já o Mn possui teores moderados, entre 0,047 e 0,095 apfu (MnO até 1,41% em peso), e juntamente com o Fe^{2+} substitui o Mg.

O sítio A possui quantidades insignificantes de Ca e Ba, e pouco significativas de Na, este com variações entre 0,064 e 0,110 apfu (Na_2O até 0,75% em peso). Já o K varia entre 0,869 e 0,933 apfu. Neste caso, a ligeira deficiência no sítio é principalmente gerada pela substituição 1 acima.

O F possui valor aproximadamente constante, com variações de 0,043 apfu até 0,096 (F 0,37% em peso), sugerindo que a OH^- é o ânion principal. Já o Cl não é importante.

No diagrama $\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ vs. $^{\text{IV}}\text{Al}$ de classificação das biotitas (Figura 5.17) as análises plotam mais próximas do membro final annita, com uma tendência de se aproximar da flogopita, mostrando-se enriquecidas em Al.

Óxidos de Fe e Ti

Titanomagnetita e ilmenita apresentam-se como uma fase instável nas rochas da suíte, estando presentes apenas como inclusões em fenocristais de nefelina e biotita, núcleos reliquias em aenigmatita e piroxênio, ou ainda em pequenos enclaves máficos. A única exceção é um fenocristal subidiomórfico de ilmenita na amostra P119.

Os resultados químicos de titanomagnetita e ilmenita, calculadas na base de 4 átomos de oxigênio para a primeira e 6 átomos para a segunda, encontram-se na Tabela VII, em anexo. Os dados químicos foram tratados em diagramas representados nas Figuras 5.18 e 5.19.

Estrutura, Substituições e Variações Químicas

Segundo Deer *et al.* (1992), a magnetita pertence ao grupo dos espinélios, que possui uma fórmula geral $\text{R}^{2+}\text{R}^{3+}_2\text{O}_4$, onde os cátions R^{3+} dividem o grupo em três séries, do espinélio (com Al), da magnetita (com Fe^{3+}), e da cromita (com Cr) (Tabela 5.2). Já entre os cátions R^{2+} , Mg e Fe^{2+} são os principais elementos e formam membros finais nas três séries, enquanto Zn e Mn formam nas duas primeiras e Ni apenas na série da magnetita. Além destes, o ulvöespinélio ($\text{Fe}^{2+}_2\text{TiO}_4$) também partilha a mesma estrutura, através da substituição $2\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{Ti}$.

Tabela 5.2. Séries do grupo do espinélio (Deer *et al.*, 1992).

	Espinélio (Al)	Magnetita (Fe^{3+})	Cromita (Cr)
Mg	Espinélio	Magnésio-ferrita	Magnésio-Cromita
Fe^{2+}	Hercinita	Magnetita	Cromita
Zn	Ganita	Franklinita	
Mn	Galaxita	Jacobsita	
Ni		Trevorita	

Os membros finais raramente ocorrem puros na natureza, sendo as espécies designadas pelos íons dominantes. Na magnetita podem ocorrer substituições parciais de Fe^{3+} por Cr e V, e de Fe^{2+} por Mg, Mn, Ni, Co, Zn e algum Ca. O Ti pode entrar em quantidades importantes em sua estrutura, que possui uma solução sólida contínua com o ulvöespinélio.

Figura 5.15. Diagrama de classificação do subgrupo da aenigmatita segundo Kunzmann (1999), em apfu. Os quadrados de cor cinza representam as composições dos membros finais. Cores representam fácies: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito africano. Formas representam texturas dos cristais analisados.

Figura 5.16. Diagrama de variação Ti vs. Na (em apfu) mostrando a concentração dos elementos para aenigmatitas da SABR. Legenda idem Figura 5.15.

Figura 5.17. Diagrama de classificação de biotitas segundo os membros finais eastonita-siderofilita-flogopita-annita (Deer *et al.*, 1992) para rochas da SABR. Cores representam fácies: Fpf I, fonolito porfirítico; Fpf II, fonolito porfirítico II. Formas representam texturas dos cristais analisados. B, borda; N, núcleo.

Já a ilmenita (FeTiO_3) é representada de forma mais completa como $(\text{Fe,Mg,Mn})\text{TiO}_3$, onde há uma extensa solução sólida entre ilmenita e geiquilita (MgTiO_3), e entre ilmenita e pirofanita (MnTiO_3). A molécula de pirofanita pode tornar-se importante em ilmenitas de rochas ácidas diferenciadas e em carbonatitos.

Características Faciológicas

De modo geral, a titanomagnetita possui teores elevados de Ti (0,205 a 0,510 apfu; TiO_2 até 17,40% em peso), indicando a presença de quantidades significativas do componente ulvöespinélio, como mostrado no diagrama da Figura 5.18. Entretanto, as titanomagnetitas dos distintos corpos da SABR apresentam diferenças significativas quanto aos elementos menores. No corpo principal, elas possuem teores elevados de Mn (0,147 a 0,193 apfu; MnO até 5,98% em peso; Figura 5.19) e algo superiores de Zn (0,008 a 0,018 apfu). Nos *plugs* apresentam quantidades bem superiores de Al (0,070 a 0,104 apfu) e Mg (0,023 a 0,038 apfu) e baixos teores de Mn (0,074 a 0,117 apfu) e Zn (0,006 a 0,008 apfu). O Zn apresenta boa correlação positiva com Ti, Fe^{2+} e Mn, e negativa com Fe^{3+} . Já o Mg possui boa correlação positiva com Al e negativa com Mn, especialmente nas fácies dos *plugs*.

A ilmenita ocorre mais raramente e em condições mais específicas. No Fmq II ocorre somente na amostra P26 como núcleos reliquias na aenigmatita, onde possui teores relativamente baixos de Ti (0,601 a 0,642 apfu) e consequentemente mais altos de Fe^{3+} , resultando em quantidade importante do componente hematita (Figura 5.19). Além disso, possui teores consideráveis de Mn, com variações de 0,200 a 0,255 (MnO de 8,96 a 11,51%, em peso) e Zn, de 0,017 a 0,020 apfu (ZnO até 1,03%, em peso). Na amostra P22B ocorre como antecristal numa relação de substituição com aenigmatita, aegirina (análise 32) e arfvedsonita. Possui teor de Mn semelhante à anterior (0,225 apfu), no entanto com Ti mais elevado (0,886 apfu) e Zn bem inferior (0,003 apfu). Já o antecristal da amostra P117, análise 26, possui características um pouco diferente, sendo mais empobrecido em Mn (0,147 apfu) e com teores significativos de Mg (0,019 apfu) e, especialmente, Nb (0,013 apfu, 1,02% de Nb_2O_5 em peso).

Minerais Acessórios

Além dos minerais acima descritos, outros acessórios e traços foram identificados e/ou caracterizados por EDS (*Energy-Dispersive Spectroscopy*). Alguns deles são importantes, como mangano pectolita, eudialita, neotocita, astrofilita e neptunita, enquanto outros são de ocorrência mais restrita como catapleiita, criolita, niobofilita, carbonatos de Mn-Ca e monazita. A relação desses minerais caracterizados e suas fórmulas químicas ideais encontram-se na Tabela 5.3, e são descritos brevemente a seguir.

Figura 5.18. Diagrama FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (em proporção molecular) para ilmenitas e titanomagnetitas da SABR. Cores representam fácies: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfírico; Fpf II, fonolito porfírico II. Formas representam texturas dos cristais analisados.

Figura 5.19. Diagrama Ti vs. Mn (em apfu), mostrando a concentração dos elementos para titanomagnetitas da SABR. Legenda idem Figura 5.18.

Tabela 5.3. Relação dos minerais caracterizados com ajuda de análises EDS com suas fórmulas químicas ideais (www.handbookofmineralogy.org)

Mineral	Fórmula química ideal	Classe
Analcima	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Tectossilicato
Apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{Cl}, \text{F})$	Fosfato
Astrofilita	$(\text{K}, \text{Na})_3(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{O}, \text{OH})_7$	Inossilicato
Calciohilairita	$\text{CaZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Ciclossilicato
Cancrinita	$\text{Na}_6\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3)_2$	Tectossilicato
Carbonatos Mn-Ca	$(\text{Mn}, \text{Ca})\text{CO}_3$	Carbonato
Catapleiita	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ciclossilicato
Criolita	Na_3AlF_6	Halóide
Eudialita	$\text{Na}_4(\text{Ca}, \text{Ce})_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})\text{ZrSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{Cl})_2$	Ciclossilicato
Gr. Labuntsovita	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Fe}, \text{Nb}, \text{Mn}, \text{Ti}, \text{Si})$	Ciclossilicato
Löllingita?	(Fe, As)	Arsenato
Mangano pectolita	$\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mn}^{2+})_2\text{HSi}_3\text{O}_9$	Inossilicato
Monazita	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4$	Fosfato
Neotocita	$(\text{Mn}, \text{Fe})\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Filossilicato
Neptunita	$\text{KNa}_2\text{Li}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mg})_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$	Inossilicato
Niobofilita	$(\text{K}, \text{Na})_3(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_6(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$	Filossilicato
Sodalita	$\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Cl}_2$	Tectossilicato
Titanita	CaTiSiO_5	Nesossilicato
?	$(\text{Mn}, \text{Pb}, \text{S})$	Sulfeto?

A mangano pectolita é relativamente abundante no corpo principal, e representa uma das principais fases acessórias (Figura I, em anexo). A caracterização química dessa fase mineral por análise semiquantitativa apresentou totais de cátions bastante próximo ao da fórmula ideal para 9 átomos de oxigênio, com teores de Si e Na aproximadamente constantes, enquanto Ca e Mn têm valores parecidos se alternando na dominância. Uma pequena quantidade de Fe também foi detectada. Essa composição é comparável a um membro intermediário de uma série isoestrutural de membros finais $\text{NaCa}_2\text{HSi}_3\text{O}_9$ (pectolita) e $\text{NaMn}_2\text{HSi}_3\text{O}_9$ (sérandita), onde o Ca prevalece ligeiramente sobre o Mn. É formada por uma cadeia de tetraedros de Si com O e um átomo de H (HSi_3O_9), onde a quantidade de Mn determina a simetria do H, sendo considerada análoga à cadeia do grupo da wollastonita (Si_3O_9) (Takéuchi *et al.*, 1976; Arakcheeva *et al.*, 2007).

A eudialita foi inicialmente identificada através de imagens de varredura (BEI), onde se destacam revelando quantidades modais significativas (Imagens 4.3, 4.4 e 4.6). Além do Si, os principais elementos detectados foram Zr, Ca, Na, Mn, Fe, Ce, La, Cl e Nd, todos em quantidades significativas (Figura II, em anexo). Contudo, análises qualitativas obtidas com EDS impossibilita determinar o membro exato que a fase mineral representa, particularmente em minerais como os do grupo da eudialita que conta com 22 espécies

identificadas. A eudialita representa um grupo que é formado por silicatos complexos de Na, Ca e Zr, com presença significativa de muitos elementos menores, como Mn, ETR, Sr, Nb, K, Y e Ti (Schilling *et al.*, 2011).

A neotocita é um mineral muito comum na suíte, presente em quase todas as amostras descritas. Apresenta como principais elementos Si, Mn e Fe, em teores razoavelmente constantes para diferentes amostras (Figura III, em anexo). Além disso, possui quantidades menores de Ca e Al. Segundo Clark *et al.* (1978), neotocita representa um grupo de silicatos de manganês pobremente cristalino, ou até amorfo, que apresenta uma fórmula próxima a $(\text{Mn,Fe})\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, com $\text{Mn} > \text{Fe}$ e substituições limitadas de Mg, Al e CO_2 ; Mn e Fe podem ser tanto bi como trivalente.

Astrofilita possui uma distribuição dos cátions bem próxima da ideal em análise semiquantitativa, possuindo um teor significativo de Mn. Já a niobofilita possui uma proporção quase equivalente entre Nb e Ti, contudo não havendo exatidão suficiente no método para a correta determinação (Figura IV, em anexo), e teor bem mais elevado de Mn do que a astrofilita. O grupo da astrofilita pode ser expresso pela fórmula geral $\text{A}_2\text{BC}_7\text{D}_2\text{T}_8\text{O}_{26}(\text{OH})_4\text{X}_{0-1}$, onde A = Na, K, Rb, Cs, H_3O^+ , H_2O , $\square$; B = Na, Ca; C = Fe, Mn, Na, Mg, Zn; D = Ti, Nb, Zr; T = Si, Al; e X = F, OH, O, $\square$ (Piilonen *et al.*, 2003). Os membros finais de Fe e Mn, como astrofilita e kupletskita, e de Ti e Nb, como astrofilita e niobofilita, podem compor uma solução sólida quase completa, gerando um grande intervalo de variação química.

A neptunita ocorre sempre associada à aenigmatita em possível relação de substituição, sendo identificada apenas através de imagens de varredura (BEI; Imagens 4.1 e 4.5). Nas análises semiquantitativas realizadas apresentam composição bem próxima à ideal, com significativo teor de Mn. A neptunita é um mineral de ocorrência restrita a rochas insaturadas em SiO_2 ou em sedimentos metassomatisados. Possui fórmula ideal $\text{KNa}_2\text{Li}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn, Mg})_2\text{Ti}_2\text{S}_8\text{O}_{24}$, onde cadeias de tetraedros de SiO_2 são conectados por sítios octaédricos de Fe e Ti, com os cátions alcalinos nos interstícios (Kunz *et al.*, 1991). O grupo da neptunita é composto por três minerais, a neptunita propriamente (FeTi), mangano-neptunita (MnTi) e a watatsumiita, onde o V substitui o Ti. Pequenas quantidades de Al, Ca, Zr e Cr também podem ocorrer (Zadov *et al.*, 2011).

Catapleiita e calciohilairita foram identificados em diversas amostras, tanto por óptica quanto por análise química semiquantitativa por EDS. Os dados evidenciam teores dos cátions bem próximos do ideal. Entretanto, a água é um componente importante e não pôde ser analisado pela metodologia analisada. Possuem teores de Si e Zr bastante constantes, contudo os valores de Na e Ca são quase extremos e opostos (Figuras V e VI, em anexo). Além disso, podem conter pequenas quantidades de K, especialmente a catapleiita, Ti e Fe.

A catapleiita possui fórmula ideal $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, enquanto hilairita apresenta a mesma fórmula, porém com uma molécula de água a mais e algumas diferenças na estrutura. Além disso ambas possuem um equivalente cálcico com quem formam uma solução sólida (Merlino *et al.*, 2004, Zubkova *et al.* 2007). A opção por calciohilairita, ao invés de calciocatapleiita, deu-se pelo estudo das características ópticas.

A criolita analisada apresentou Na e Al em proporções compatíveis, enquanto F está presente em quantidade pouco inferior à fórmula ideal Na_3AlF_6 (Figura VII, em anexo). O mineral pode conter pequenas quantidades de Fe, Mn, e Ca e pequenas inclusões carbonáticas causando uma coloração escura (Phillips & Griffen, 1986).

Em análises de uma fase mineral realizadas em duas amostras, uma delas apresentou como elementos principais Si, Ti, K, Nb e Mn, além de Fe e Na (Figura VIII, em anexo; amostra P119, Fpf I), enquanto outra mostrou uma composição restrita a Si, Nb, Ti e Na (amostra P122, Faf). Esses dados parecem indicar uma composição comparável a minerais pertencentes ao grupo da labuntsovita. Este grupo é definido por cadeias de octaedros de Ti e Nb ligados à tetraedros de sílica, formando uma estrutura tridimensional com canais e celas, ocupados por H_2O e cátions externos à estrutura. Possui 17 membros divididos em 6 subgrupos com fórmulas ideais e estruturas distintas, o que torna quase impraticável a determinação correta do mineral, através do método utilizado.

Os carbonatos são basicamente formados por Mn e Ca, desde composições com teores aproximadamente equilibrados destes elementos até amplo predomínio de Mn, sugerindo assim a presença de fases entre mangano calcita e rodocrosita. Pequenas quantidades de Fe também ocorrem.

Dois pequenos cristais de mineral opaco na fácies Faf, encontrados em meio ao feldspato, foram caracterizados com composições distintas. Um, na amostra P109, Faf, apenas com As e Fe, possui teores parecidos com a löllingita. Já o outro é um cristal idiomórfico identificado na amostra P17, sendo detectado apenas Mn, Pb e S.

Outros minerais comuns, facilmente identificáveis na petrografia, também foram analisados por EDS. Apatita apresenta em seu espectro químico teores significativos de Nd e pequenas quantidades de Cl. Monazita possui Ce como terra-rara dominante, seguido por La e Nd, enquanto Th não foi detectado. Titanita possui pequenas quantidades de Fe, Al e Nb. Sodalita e analcima contém traços de Fe.

Capítulo 6

GEOQUÍMICA

A suíte alcalina de Bom Repouso é constituída por rochas essencialmente félsicas, intermediárias e insaturadas em sílicas, apresentando um mg# entre ~0 e 10,96, teor de SiO₂ entre 54,73 a 61,09% (em peso), e presença de nefelina modal e normativa (Tabela VIII, em anexo). O corpo principal (Fmq I, Fmq II e Faf) e os *plugs* satélites (Fpf I e Fpf II) apresentam diferenças químicas significativas, como observado também na mineralogia.

As fácies do corpo principal apresentam na composição química global uma clara tendência evolutiva, sendo o Fmq I a mais primitiva, o Fmq II intermediária e o Faf a mais evoluída. De modo geral apresentam variações contínuas de enriquecimento ou empobrecimento dos elementos e índices como mg#, I.D. e I.A. No entanto, a sua relação com os dois *plugs* não é tão clara, tendo em vista que estes últimos não seguem a mesma tendência apresentada nas fácies do corpo principal, salvo poucas exceções, que geralmente formam um grupo alheio.

As principais diferenças apresentadas entre o corpo principal e os *plugs* estão nos teores de sílica, alumina e Fe₂O_{3 total}, que se refletem diretamente na constituição mineralógica modal e normativa.

Classificação Química e Elementos Maiores

No diagrama TAS (Total de Álcalis vs. Sílica, em % peso) de classificação das rochas ígneas (Le Maitre *et al.*, 2002), a maioria das amostras distribuem-se dentro do campo do fonolito, à exceção de duas amostras da fácies Fmq I, que pertencem ao campo do traquito (Figura 6.1). No diagrama de classificação R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980), as fácies Fmq I e Fmq II encontram-se no campo traquifonolito, exceto uma amostra de Fmq II e uma amostra do Faf, todas as demais estão no campo do fonolito (Figura 6.2).

No diagrama K₂O vs. Na₂O (Figura 6.3), as rochas de toda SABR se distribuem no campo da série sódica (Middlemost, 1975; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997), mostrando uma variação muito baixa dos teores de K₂O (5,08 a 5,66% em peso), e significativa de Na₂O (7,46 a 11,51 % em peso).

As principais características geoquímicas que chamam a atenção são os baixos teores de CaO (entre 1,08 e 0,34% em peso) e particularmente de MgO, menor que 0,2%, em peso, com algumas análises abaixo do limite de detecção (< 0,01%). Estes valores são bem inferiores aos de MnO (0,25 a 0,52% em peso) e TiO₂ (0,22 a 0,37% em peso) ou até mesmo de ZrO₂ (0,18 a 0,32% em peso) e Nb₂O₅ (0,09 a 0,17% em peso).

Sendo rochas fonolíticas com presença de minerais de composição complexa (e.g. aenigmatita, astrofilita, eudialita) mencionados por Sørensen (1997) e Índice de Peralcalinidade (I.A.) elevado, que varia entre 1,03 e 1,20, salvo rara exceção (amostra P25, Fmq I, com I.A. 0,99), todas as amostras são classificadas como agpaítica (Figura 6.4). O Índice de Diferenciação (I.D.) e o mg# não mostram uma tendência clara, apresentando-se um tanto disperso para uma interpretação mais confiável. É interessante ressaltar que o I.D. mostra um comportamento inverso ao esperado, apresentando uma correlação negativa com Zr e Na₂O (Figura 6.4).

Como referência do grau de evolução dessas rochas e construção dos diagramas bivariantes, o Zr mostrou-se o mais adequado para esse fim, tendo em vista a ampla e contínua variação dos seus teores (1359 a 2366 ppm) que condiz com a interpretação petrográfica. Nesses diagramas, os elementos maiores apresentaram um comportamento distinto (Figura 6.5). No corpo principal, SiO₂ e TiO₂ possuem um leve decréscimo com o aumento de Zr, enquanto MgO, CaO, K₂O e P₂O₅ têm um declínio acentuado. O Na₂O e particularmente o MnO possuem uma correlação positiva, enquanto Al₂O₃ e Fe₂O_{3 total} mostram tendência a permanecerem estáveis.

Nos *plugs*, Fe₂O_{3 total}, e principalmente CaO, TiO₂, K₂O e P₂O₅ possuem uma certa correlação negativa com o Zr, enquanto os outros óxidos não apresentam uma relação clara. Comparados à química das rochas do corpo principal, os *plugs* apresentam teores significativamente menores de SiO₂, Fe₂O_{3 total}, MnO e maiores de Al₂O₃, o que gera um ‘aparente’ gap nestes óxidos.

Mineralogia Normativa

O cálculo da mineralogia normativa ressalta o eminente caráter de insaturação dessas rochas, com a ausência total de quartzo (Q), e presença invariável de nefelina e olivina (ol, 1,21 a 2,40%). A riqueza em álcalis em toda suíte é evidenciada por expressivos teores normativos de nefelina (7,50 a 28,81%) e um índice agpaítico geralmente elevado, além de quantidades menores de acmita (ac < 3,02%).

Nota-se também que a norma ressalta uma diferença importante entre as rochas dos dois corpos, com as do *plug* apresentando teores normativos de nefelina (ne) bem mais elevados (28,25 a 28,81% em peso) do que os do corpo principal (7,53 e 11,66% em peso). Dentre os feldspatos normativos, as rochas caracterizam-se por uma carência geral de anortita (salvo amostra P25) e predominância de albita (ab) em relação ao ortoclásio (or), aproximadamente na razão 3/2 no corpo principal; já no *plug* o ortoclásio prevalece ligeiramente.

Outro aspecto importante revelado pela mineralogia normativa é a ausência de

Figura 6.1. Distribuição das rochas da SABR no diagrama TAS (Total de Álcalis vs. Sílica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002). Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfirítico; Fpf II, fonolito porfirítico II.

Figura 6.2. Distribuição das rochas da SABR no diagrama R1-R2 ($R1 = 1000 \cdot [4Si - 11(Na + K) - (Fe + Ti)]$ e $R2 = 1000 \cdot (6Ca + 2Mg + Al)$) de classificação das rochas ígneas (De La Roche *et al.*, 1980). Legenda idem Figura 6.1.

Figura 6.3. Classificação das rochas da SABR no diagrama K_2O vs. Na_2O (% de peso) com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica (Middlemost, 1975; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997). Legenda idem Figura 6.1.

Figura 6.4. Diagramas de variação I.A. ($[Na_2O + K_2O] / Al_2O_3$, em proporção molecular) vs. Zr (em ppm) e I.D. (Q + or + ab + ne + lc + ks, porcentagem de minerais normativos CIPW) vs. Zr (em ppm), para as rochas da SABR. Legenda idem Figura 6.1.

Figura 6.5. Diagramas bivariantes dos elementos maiores (em % de peso) vs. Zr (em ppm) para rochas da SABR. Legenda idem Figura 6.1.

leucita (*lc*) em todas as rochas, que somada à presença de *ac*, *ne* e *ab* (*ab/or* ~3/2) denotam um caráter fortemente sódico, justamente contrário à maioria das ocorrências da Serra do Mar que possui uma natureza essencialmente potássica. A falta de magnetita (*mt*, salvo duas amostras) e hematita (*hm*) refletem os baixos teores de ferro, enquanto a ausência de hiperstênio deve-se ao baixo magnésio. A presença de ilmenita (*il*) reflete a presença de minerais com titânio nessas rochas, como enigmatita, aegirina e astrofilita.

Elementos Traços e Terras Raras

A (Figura 6.6) relaciona a variação dos teores de elementos traços com o Zr nas diversas rochas da SABR. Be, Th, U, Hf, Nb e Ga têm comportamento geoquímico bastante similar e apresentam correlação positiva nos vários tipos petrográficos, com tendência de enriquecimento contínuo das concentrações desde os Fmq I e II, seguindo pelos Faf e culminando com os Fpf I e II. Cl, Cs e Pb possuem um forte enriquecimento, quase vertical, sobrepondo os valores do corpo principal e dos *plugs*, contudo com os pontos separados entre si no gráfico devido aos teores distintos de Zr, seguindo uma tendência aproximadamente paralela. Sr e Ba têm comportamento bastante similar e são os únicos que apresentam uma correlação negativa com o Zr. Rb e Zn possuem variações contínuas e apresentam correlação positiva com Zr, com as linhas de tendência dos *plugs* e do corpo principal seguindo em paralelo devido ao maior enriquecimento de Zr nos *plugs*. Já o Li não apresenta qualquer correlação aparente, sendo os *plugs* mais empobrecidos.

Ressaltam-se os teores elevados de alguns elementos como Zr, com variações entre 1359 e 1805 ppm no corpo principal e 2019 e 2366 ppm nos *plugs*; Nb, entre 325 e 454 ppm no corpo principal e 519 e 594 ppm nos *plugs*; Zn, 185 a 338 ppm na suíte; e os ETRs, em particular La, de 310 a 426 ppm no corpo principal e 102 a 183 ppm nos *plugs*; e Ce, 513 a 817 ppm no corpo principal e 228 a 322 ppm nos *plugs*. Além desses, Cs, Rb, U e Th também apresentam teores significativos. Essas características são evidenciadas no diagrama multi-elementar, normalizado segundo o manto pirolítico de McDonough & Sun (1995), Figura 6.7. A razão Zr/Nb varia entre 3,9 e 4,8, mantendo-se numa tendência praticamente linear, exceto para a fácies Fmq I, que possui um comportamento disperso.

Os elementos compatíveis Ni, Cr, Co, Cu e V ficaram abaixo dos respectivos limites de detecção. Sr e Ba também apresentam teores particularmente baixos, com variações de 0,9 a 63,0 ppm e de 1,8 a 24,0 ppm, respectivamente. De modo geral apresentam uma fraca correlação negativa com os outros elementos traços e ETRs, além do I.A., e são empobrecidos na fácies Faf.

Os ETRs e Y possuem algumas variações sutis e apresentam um significativo *gap* dos respectivos teores dos elementos entre o corpo principal e os *plugs*, de forma similar ao

Figura 6.6. Diagramas bivalentes dos elementos traço vs. Zr (em ppm) para rochas da SABR. Legenda idem Figura 6.1. *Continua...*

Figura 6.6. Diagramas bivalentes dos elementos traço vs. Zr (em ppm) para rochas da SABR. Legenda idem Figura 6.1. *Continua...*

Figura 6.6. Diagramas bivalentes dos elementos traço vs. Zr (em ppm) para rochas da SABR. Legenda idem Figura 6.1. *Continuação.*

exibido pelo MnO. No corpo principal, os ETRs apresentam uma clara correlação positiva com o Zr, tendendo a uma melhor correlação nos elementos mais pesados. Nos *plugs*, os ETRs têm um comportamento particular. Há uma correlação negativa entre os ETRs leves e o Zr no Fpf I que progressivamente torna-se positiva junto aos pesados; já no Fpf II mantém-se uma correlação negativa para todos os ETRs.

Espectro dos Elementos Incompatíveis e Terras Raras

Nos diagramas multi-elementares representando as concentrações dos elementos incompatíveis normalizadas segundo o manto *pirolítico* de McDonough & Sun (1995; Figura 6.7) observa-se uma similaridade entre os espectros obtidos para as variedades petrográficas de SABR. Ressalta-se a abundância em Rb, Th, U, Nb, e ETRs, as concentrações moderadas de Zr, Hf, K e Y, e os baixos teores de Ba, Sr, Ti e P. As rochas das distintas fácies exibem fortes anomalias negativas para Ba, Sr, P e Ti e bem mais fracas para K, e anomalias positivas pouco intensas para Zr e Nb, este último bem evidente nas fácies Fpf I e II. Mencione-se que anomalias fortemente negativas são interpretadas como feições geoquímicas de estágios magmáticos mais avançados resultantes de processos de cristalização fracionada. As maiores diferenças observadas entre os tipos petrográficos da SABR estão no enriquecimento Th, U, Nb e Zr nos *plugs* em relação ao corpo principal.

No diagrama multi-elementar normalizado pelo condrito C1 de McDonough & Sun (1995), também ficam claras as diferenças entre o corpo principal e os *plugs* (Figura 6.8). Observa-se que as concentrações mais altas, como por exemplo La e Ce com acima de 1000 vezes as dos condritos, são encontradas nas fácies do corpo principal, com as rochas dos *plugs* mostrando um relativo empobrecimento em todos ETRs, com La e Ce menor que 1000 vezes as do condrito.

O padrão de distribuição dos ETRs mostra um forte enriquecimento dos ETRs leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP), com uma razão $(La/Yb)_N$ entre 31,71 e 41,51. Esse enriquecimento torna-se pouco acentuado para os elementos acima do Sm, quando o padrão da curva segue uma forma achatada, com razões $(La/Sm)_N$ entre 8,38 e 10,07, e $(Er/Lu)_N$ entre 1,12 e 1,21. Além disso, as rochas das fácies Fmq I e II e Faf apresentam uma anomalia negativa de Eu, com Eu/Eu^* variando de 0,49 a 0,55.

Nos *plugs* observa-se um maior enriquecimento de La em relação ao Ce no Fpf I do que no Fpf II, com razões $(La/Ce)_N$ entre 1,48 e 1,58 no primeiro, e entre 1,00 e 1,03 no segundo. Possuem uma curvatura comparável ao do corpo principal, com razões $(La/Yb)_N$ entre 18,86 e 29,36, e $(La/Sm)_N$ entre 7,96 e 11,81. Entretanto, diferem-se por mostrar um leve enriquecimento nos ETRP ($(Er/Lu)_N$ entre 0,88 e 0,93), e por não apresentar anomalia negativa de Eu visível (Eu/Eu^* entre 0,79 e 0,83).

Figura 6.7. Diagrama multi-elementos para os elementos incompatíveis de rochas da SABR. Elementos normalizados segundo o manto pirólítico de McDonough & Sun (1995). Legenda idem Figura 6.1. A área em cinza representa o campo de variação de toda a suíte.

Figura 6.8. Diagrama multi-elementos para os elementos terra-raras de rochas da SABR. Elementos normalizados segundo o Condrito C1 de McDonough & Sun (1995). Legenda idem Figura 6.1. A área em cinza representa o campo de variação de toda a suíte.

Capítulo 7

GEOCRONOLOGIA

O componente geocronológico deste trabalho teve como objetivo principal confrontar os resultados alcançados com os dados geocronológicos K/Ar obtidos por outros autores, e correlacionar com os dos corpos alcalinos situados na região, do Lineamento Magmático de Cabo Frio e da Província Alcalina da Serra do Mar. Para tanto, com base em dados petrográficos e geoquímicos foram selecionadas amostras de dois tipos litológicos, e datadas, pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, anfibólio de um Fonolito afírico (Faf) e biotita de um Fonolito porfirítico I (Fpf I).

As idades aqui apresentadas são as primeiras determinações geocronológicas de amostras da Suíte Alcalina de Bom Repouso (SABR), realizadas com todo protocolo e rigor metodológico. As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ corroboram com a hipótese formulada por Rosa *et al.* (2009, 2010) e Rosa (2009) propondo que a SABR estaria relacionada ao magmatismo alcalino Meso-Cenozóico da Plataforma Sul-Americana, e mais especificamente, com o Lineamento Magmático de Cabo Frio.

Os resultados também se aproximam da idade apresentada por Hasui *et al.* (1997) de 70 Ma, entretanto os autores não detalham sua determinação, assim como não exibem o erro envolvido. Além disso, os autores interpretam essa determinação como idade mínima, resultante de um sistema isotópico antigo aberto durante evento tectônico regional, relacionando Bom Repouso à ocorrência de Canaã (K/Ar 430 Ma e Rb/Sr 540Ma), e a inserindo num mesmo cronogrupo de diversas outras ocorrências com idades comprovadamente pré-cambrianas, como por exemplo, entre outras, Angico dos Dias (U/Pb 2,01 Ga) e Peixe (Rb/Sr 875 Ma e Pb/Pb 1,47 Ga).

Contudo, desde a formação das encaixantes regionais do Orógeno Brasília, ocorridas durante o neoproterozóico, com ápice em 630-625 Ma (Heilbron *et al.*, 2004), as únicas atividades térmicas e/ou tectônicas relevantes, e que seriam capazes de interferir nesses sistemas isotópicos, ocorreram durante o Meso-Cenozóico. No entanto, nenhuma outra ocorrência magmática, alcalina ou não, que poderia estar relacionada a estes eventos foi encontrada nas redondezas, descartando assim, a hipótese do corpo ter sido influenciado por algum aquecimento alheio.

As informações geológicas e petrográficas aqui obtidas em nenhum momento sugerem que estas rochas sofreram algum tipo de metamorfismo ou deformação tectônica, apresentando texturas delicadas e tipicamente ígneas, como cristais poiquilíticos, aciculares, intersticiais, esqueléticos e com 'rabo de andorinha'. Além do formato dos corpos não

mostrarem nenhum grau de deformação tectônica, sendo ainda um dos *plugs* quase perfeitamente circular.

As análises, de modo geral, apresentam platôs bem formados, contendo 100% do gás radiogênico extraído das amostras, mostrando que os cristais não perderam Ar desde a sua cristalização e seus retículos mantiveram-se fechados durante toda a história da rocha. Além disso, as idades platôs, integradas, isócronas, e de ideogramas são estatisticamente iguais, sugerindo que a amostra não sofreu perda de Ar por aquecimento após a cristalização (Tabela 7.1).

Tabela 7.1. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em milhões de anos, de concentrado de mineral da SABR. *a* e *b*, representam duplicatas das amostras. (*) idades representando as melhores estimativas indicadas pelo laboratório.

Amostra	Fácies	Mineral		Idades (Ma)			
				Platô	Integrada	Ideograma	Isócrona
P16	Faf	Anfibólio	a	76,4 ±0,8	76,0 ±0,9	76,6 ±0,5	76,5 ±0,4*
			b	77,0 ±0,9	77,2 ±0,9		
P36	Fpf I	Biotita	a	78,8 ±0,4	78,8 ±0,6	78,8 ±0,4*	78,9 ±0,4
			b	78,8 ±0,7	78,7 ±0,7		

Na fácies Faf foram analisados grãos de anfibólio da amostra P16, que forneceram idades platô de 76,4 ±0,8 Ma e 77,0 ±0,9 Ma e integrada de 76,0 ±0,9 Ma e 77,2 ±0,9 Ma (Figura 7.1a). A idade obtida pelo diagrama de probabilidade com todos os *steps* (de ambas alíquotas) apresenta um pico máximo de 77,02 Ma e define uma idade por média ponderada de 76,6 ±0,5 Ma (Figura 7.1b). Já a idade da isócrona é de 76,5 ±0,4 Ma (Figura 7.1c), esta sendo sugerida pelo laboratório como a melhor estimativa.

Na fácies Fpf I foram analisados grãos de biotita da amostra P36, que forneceram idades platô de 78,8 ±0,4 Ma e 78,8 ±0,7 Ma e integrada de 78,8 ±0,6 Ma e 78,7 ±0,9 Ma (Figura 7.2a). A idade do diagrama de probabilidade com todos os *steps* fornece um pico máximo de probabilidade de 78,85 Ma, e define uma idade de média ponderada de 78,8 ±0,4 Ma (Figura 7.2b), sendo esta a melhor estimativa sugerida pelo laboratório. A idade da isócrona é de 78,9 ±0,4 Ma, entretanto não apresenta um agrupamento ideal dos dados (Figura 7.2c).

A datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em mineral registra a idade de resfriamento da rocha, até uma determinada temperatura quando o mineral passa a ter uma estrutura suficientemente fechada para reter os átomos de argônio radiogênicos (McDougall & Harrison, 1999). Contudo, Krumrei *et al.* (2006) observa que a temperatura de *solidus* de magmas agpaíticos, que pode chegar a 450°C (Sørensen, 1997), é razoavelmente inferior à temperatura de fechamento dos anfibólios; enquanto a hornblenda possui uma temperatura de fechamento

Figura 7.1. Diagramas de extração de argônio por aquecimento em etapas de anfibólios sódicos da amostra P16 da SABR. (A) Idade platô para as duplicatas; (B) Ideograma. (C) Isócrona.

Figura 7.2. Diagramas de extração de argônio por aquecimento em etapas de biotitas da amostra P36 da SABR. (A) Idade platô para as duplicatas; (B) Ideograma. (*continua...*)

Figura 7.2. Diagramas de extração de argônio por aquecimento em etapas de biotitas da amostra P36 da SABR. (C) Isócrona. (continuação).

da ordem de 600°C, os anfibólios alcalinos fecham o sistema aproximadamente entre 500 e 550°C. Sendo assim, o relógio geocronológico começa a contar enquanto o mineral ainda está cercado por algum líquido, podendo ainda registrar processos magmáticos.

De acordo com McDougall & Harrison (1999), para biotitas com Ann_{60} , $^{\text{VI}}\text{Al}$ igual a 1 apfu e um total de halogênio de 0,2%, em peso, a temperatura de fechamento é próximo a 350°C. Exceto pela concentração de $^{\text{VI}}\text{Al}$, tais características são bem próximas às biotitas aqui analisadas, sendo esta a temperatura de fechamento assumida. Entretanto, com o aumento da razão $\text{F}/(\text{F}+\text{OH})$ acompanhado da diminuição da razão Fe/Mg , essa temperatura pode chegar até próximo a 450°C.

Em decorrência disso, em condições normais e para um mesmo evento geológico espera-se que idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita sejam mais recentes do que em anfibólio. Contudo, o *plug* apresenta uma idade de $78,8 \pm 0,4$ Ma em biotita, enquanto que o corpo principal de $76,5 \pm 0,4$ Ma em anfibólio.

Este fato, aparentemente controverso, pode ser justificado pelo modo de ocorrência desses corpos, uma vez que estão separados pelo embasamento e não possuem contato direto, pelo menos em superfície. Além disso, apesar da proximidade, a temperatura do corpo principal deve não ter sido suficiente para abrir o sistema da biotita no *plug*, levando-se em conta que a temperatura de *solidus* de magmas agpáiticos pode ser inferior a 450 °C, registrando assim, as idades originais de fechamento dos sistemas.

Capítulo 8

PETROLOGIA

As rochas peralcalinas estão entre as mais incomuns do planeta, sendo extremamente enriquecidas em Na, Cl e F, além de HFSE, como o Zr em particular, Hf, Nb, Ta, U, Th, e terras raras, e empobrecidas em Mg, Ca, Cr, Sc, Co e Ni. Os nefelina sienitos e fonolitos peralcalinos dividem-se em dois grupos de caráter geoquímico distintos e com marcante diferença mineralógica, os miaskíticos e os agpaíticos. Os primeiros possuem uma paragênese mineral com zircão, titanita, ilmenita e/ou magnetita como minerais acessórios, enquanto nos segundos esses minerais dão lugar à Na-K-Ca-(Fe)-silicatos complexos de Ti e Zr, como eudialita, astrofilita e aenigmatita. Um estado petrográfico de composição transicional mesclando minerais dos dois tipos também pode ocorrer. Entretanto as razões para essa diferença e os detalhes de como e por que ocorre essa mudança ainda são pouco conhecidos (Sørensen, 1997; Marks *et al.*, 2011).

De acordo com Sørensen (1997), dados isotópicos de complexos clássicos (e.g. Khibina, Lovozero, Ilímaussaq e Mont Saint-Hilaire) indicam que líquidos agpaíticos podem ser formados por fracionamento de magmas nefeliníticos profundos no manto, como sugerido aos dois grandes maciços alcalinos de Kola, ou por fracionamento de feldspato e minerais máficos de magmas álcali basálticos em câmaras magmáticas crustais, como proposto para Ilímaussaq. Sendo assim, muitos maciços alcalinos registram uma associação de rochas máficas e ultramáficas com rochas sieníticas e até carbonatíticas, tendo rochas agpaíticas geralmente restritas a diques, pequenos pulsos mais tardios e fases pegmatíticas. Volumes de rochas agpaíticas mais significativos ocorrem raramente, como em Khibina, Ilímaussaq e Poços de Caldas, sendo ainda mais raros maciços onde ocorrem como rochas predominantes.

Neste sentido, a suíte alcalina de Bom Repouso destaca-se por reunir uma associação de rochas aflorantes de caráter exclusivamente agpaítico. Há uma carência total de rochas mais primitivas, tanto no próprio corpo como também, até o presente, na região circunvizinha. No entanto, a existência delas é sugerida por alguns indícios, e são discutidas a seguir.

Aspectos Petrogenéticos

A ausência de rochas mais primitivas na SABR dificulta estabelecer ou detalhar um modelo de evolução ideal. O grau bastante diferenciado de suas rochas são marcados pelos baixos teores de Ca e Mg, em alguns casos até inferior ao limite de detecção, e elevados de

Na e de HFSE, como Zr, Nb, Hf, Th, U e ETRs, que se refletem apresentando uma mineralogia de composição complexa e exótica.

Indícios mais contundentes de rochas primitivas são encontrados no corpo principal, como microenclaves máficos formados principalmente por cristais subidiomórficos a idiomórficos de diopsídio/augita, além de titanomagnetita e, às vezes, biotita e ilmenita. Texturalmente essa estrutura poderia representar fragmentos cumuláticos da base da câmara ou apenas uma concentração de máficos formada em alguma parte mais profunda. De qualquer modo, ela possui alguma ligação genética com os fonolitos agpaíticos do corpo principal. Antecristais de diopsídio com borda de aegirina também ocorrem no corpo principal, assim como titanomagnetita substituída por aenigmatita. Um dos antecristais (Fotomicrografia 4.14) possui três fases de crescimento, um núcleo destacadamente incolor de diopsídio, seguido de uma zona verde claro de aegirina-augita e uma borda de sobrecrecimento de aegirina. O núcleo diopsídico apresenta texturas de corrosão e sobrecrecimento pela aegirina-augita, sugerindo uma fase mais pretérita ainda que os diopsídios e aegirina-augitas verdes comuns nos microenclaves ou nos núcleos dos cristais.

Nos *plugs* os maiores indícios são os antecristais, que invariavelmente apresentam texturas de disequilíbrio. Mesmo a nefelina e o feldspato alcalino, que são fases estáveis na matriz, geralmente apresentam núcleo arredondado com sobrecrecimento, por vezes levemente porfirítico. Os antecristais de nefelina possuem um zonamento inverso nos teores de sílica, sendo mais empobrecidas no núcleo do que nas bordas sobrecrecidas. Os cristais da matriz também possuem teores de sílica mais elevados, o que permite supor que os núcleos desses antecristais, já reequilibrados em temperaturas mais baixas, foram capturados por um pulso mais quente que os transportaram. Já os antecristais máficos, biotita, titanita, titanomagnetita, apatita e ferropargasita, ocorrem sempre arredondados, corroídos e/ou manteados por aegirina e, menos frequentemente, arfvedsonita. Esses minerais que compõem os antecristais não ocorrem tipicamente em rochas agpaíticas, mas são frequentes em rochas sieníticas e alcalinas máficas.

Além disso, algumas características químicas são importantes para explicar a origem desses pulsos. O diagrama petrogenético residual Qz-Ne-Ks de Hamilton & MacKenzie (1965) ressalta algumas diferenças que existem na SABR, onde o corpo principal mostra-se mais enriquecido em sílica e com uma composição no campo da albita, aproximadamente nas isotermas de 840-850°C para pressão de H₂O de 1 Kb (Figura 8.1). Já os *plugs* plotam no campo da nefelina e muito próximos da composição de mínimo. Entretanto, o corpo principal mostra-se mais enriquecido em ETRs e apresenta uma significativa anomalia de Eu, que é ausente nos *plugs*, o que corrobora com a sugestão de origens por diferentes magmas parentais e com pouca relação entre si.

Figura 8.1. Diagrama petrogenético residual para o sistema quartzo-nefelina-calsilita mostrando a superfície *liquidus*, segundo Hamilton & MacKenzie (1965), para as rochas da SABR, plotadas segundo as composições normativas. Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito afríco; Fpf I, fonolito porfirítico; Fpf II, fonolito porfirítico II.

Como citado acima, a existência de líquidos apatíticos sem anomalia de Eu sugere uma origem a partir de magmas nefeliníticos profundos no manto, assim como a presença desta anomalia sugere um fracionamento de feldspato e minerais máficos de magmas alcali basálticos em câmaras magmáticas crustais. Com isto pode-se supor a existência de mais de um líquido parental para a suíte, levando-se em conta uma possível existência de uma câmara magmática maior em subsuperfície.

As idades obtidas também suportam essa conjectura, já que o *plug* I apresenta uma idade de $78,8 \pm 0,4 \text{ Ma}$ em biotita, e o corpo principal de $76,5 \pm 0,4 \text{ Ma}$ em anfibólio. Considerando os erros, há uma diferença de 1,5 Ma e, caso estejam corretas, representam um tempo suficiente para que diversos fatores ocorram na dinâmica da câmara e em sua alimentação para a geração de diferentes estágios magmáticos.

Evolução

A suíte alcalina de Bom Repouso pode corresponder a uma pequena câmara magmática superior ou apenas uma seção de um conduto, interligados a uma câmara principal mais profunda. Algumas relações de contato observadas, como nas Fotos 4.2 e 4.3, mostrando que a parte superior do corpo ainda está recoberto pela encaixante da intrusão, sugerindo que esta ainda abria espaço para ascender. A textura traquítica fina, tipicamente refletindo condições físico-químicas de congelamento sob importante fluxo,

pode ter sido gerada face à pequena espessura que o corpo apresenta (corpo principal, entre 100 e 500 m), assim facilitando a rápida perda de calor para a encaixante. Sua profundidade pode ter sido inferior a 3 Km, no entanto faltam informações para determiná-la corretamente.

A SABR compõe-se de rochas resultantes de, pelo menos, cinco pulsos magmáticos de caráter tipicamente agpaíticos, gerando-se num primeiro estágio os dois *plugs* e no estágio final as diferentes fácies que compõe o corpo principal. A ligação destas com os *plugs* é pouco conhecida, mantendo-se apenas nas conjecturas já discutidas acima.

As características mineralógicas e o comportamento químico das rochas, e seus minerais, do corpo principal evidencia uma clara evolução seqüencial originando em transição contínua rochas da fácies Fmq I, seguido pela fácies Fmq II e, finalmente a fácies Faf. É pouco provável que essa evolução tenha ocorrido no próprio local onde se encontram, tendo em vista que as fácies mais evoluídas, como a Faf, representam mais de 70% da área aflorante e, pelo menos na porção oeste, envolvem quase completamente as outras fácies.

Portanto, é de se esperar que esses líquidos diferenciados evoluíram dentro de uma possível câmara posicionada em níveis crustais mais profundos, sendo injetados em momentos diferentes nas porções mais rasas da crosta. Em consequência desse processo evolutivo teriam sido gerados os microenclaves e antecristais transportados pelos magmas, e o fracionamento de plagioclásio e outros minerais máficos.

A fácies Fmq I representaria um primeiro pulso diferenciado, advindo dessa câmara mais profunda com alguma carga de fenocristais e/ou antecristais e microenclaves. Este pulso representaria relativamente uma fase pouco enriquecida e com teores baixos de água, resultando numa mineralogia menos diversificada, com ausência de anfibólio e minerais hidratados (eudialita, catapleiita e calciohilairita) restritos ao estágio tardi- a pós-magmáticos. Dentre os minerais raros registrados, aenigmatita é o único presente em quantidades significativas, ainda que substituindo a titanomagnetita durante o final do estágio principal de cristalização.

A fácies Fmq II é marcada por uma assembléia mineral distinta da fácies Fmq I, que contém arfvedsonita principalmente como inclusão acicular na nefelina e como um componente importante na matriz. A ocorrência dessas inclusões em fenocristais de nefelina sugere uma cristalização sob condições de pressão de água mais intensa. Além de mais hidratado, esse pulso magmático que originou Fmq II seria mais enriquecido em elementos incompatíveis, que se traduz pela abundância de minerais raros, em sua maioria formados nos estágios magmáticos de cristalização, como mangano pectolita, eudialita, astrofilita, neptunita e niobofilita.

Nessas fácies são comuns os cristais de nefelina estarem parcialmente substituídos por analcima e/ou sodalita (Fotomicrografia 4.3). Porém a origem desta alteração não é clara e pode representar um processo pós-magmático como resultado da colocação dos magmas subsequentes.

Já a fácies Faf representa o pulso de maior volume, mais diferenciado e final da suíte, à exceção dos pequenos diques encontrados esporadicamente. Distingue-se das outras fácies pela ausência dos fenocristais de nefelina circundados por minerais máficos e por apresentar maior abundância modal de minerais raros, ainda que sejam em sua maioria praticamente as mesmas espécies minerais do Fmq II.

Algumas feições comuns, como resquícios de titanomagnetita em aenigmatita, núcleos de aegirina-augita nos piroxênios e eudialita intersticial indicam mudanças nas condições de estabilidade do magma durante o processo evolutivo. Essas mudanças poderiam estar associadas à transição do caráter miaskítico, com a cristalização de aegirina-augita e titanomagnetita, para uma composição agpaítica, possibilitando a precipitação de eudialita, aenigmatita, neptunita e astrofilita.

Fatores Críticos Para Magmas Agpaíticos

Segundo Tait et al. (2003), na maioria das ocorrências alcalinas agpaíticas (e.g., Lovozero, Ilímaussaq, Monte Saint-Hilaire), a cristalização desses magmas é caracterizada pelo consumo de K pelo feldspato potássico principalmente, e nefelina, enquanto o Na se acumula progressivamente no líquido residual, produzindo minerais ricos neste elemento nos estágios tardios e pós magmáticos.

Andersen *et al.* (2010) sugerem que podem ocorrer três tipos de processos em magmas nefelina sieníticos para a transição de um caráter miaskítico (com zircão) para agpaítico, com minerais complexos de Zr: (1) um aumento na peralcalinidade, levando à cristalização de eudialita; (2) aumento na atividade de H₂O (eventualmente saturação com um fase fluída aquosa), levando à estabilização de uma assembleia com catapleiita; (3) aumento na atividade de F (ou HF), estabilizando assembleias com wöhlerita, hiortdahlita, lãvenita ± fluorita.

Já outros autores (e.g. Markl *et al.*, 2001; Mann *et al.*, 2006; Markl *et al.*, 2010; Marks *et al.*, 2011) sugerem que a geração, evolução e cristalização de um líquido peralcalino estão intimamente ligadas à fugacidade de oxigênio que, por sua vez, depende fortemente das razões Na/K e (Na+K)/Al do líquido. Segundo Marks *et al.* (2011), as rochas agpaíticas são interpretadas como sendo formadas por uma extensa diferenciação de magmas parentais máficos, tendo como requisito principal para a sua formação a baixa fugacidade de oxigênio. De acordo com eles, muitos complexos agpaíticos, como Ilímaussaq e Khibina, tipicamente possuem CH₄ como fase fluída dominante, ao invés de CO₂ e H₂O. Este fato

resultaria em um grande enriquecimento de Na, Cl, F e outros voláteis durante o fracionamento, já que não seriam solubilizados e retirados do magma por uma fase rica em H₂O. Consequentemente, líquidos ricos em Na, Cl e F são bastante solúveis para os HFSE como Ti e Zr, resultando na cristalização de minerais apfíticos como eudialita, lãvenita e aenigmatita. No caso do líquido não concentrar suficientemente Na, Cl e F, minerais como titanita e zircão irão se cristalizar, formando uma assembleia miaskítica.

Esses autores (op. cit.) demonstraram ainda como a cristalização de aegirina e algo menos da arfvedsonita atuam na redução do líquido, forçando a entrada de Fe³⁺ nas substituições acopladas com o Na e consumindo O₂. Segundo Markl *et al.* (2010), os sienitos tipicamente evoluem para condições nas quais nem ilmenita ou magnetita são estáveis (*no oxide field*), com as condições de oxidação passando a ser controladas pelo equilíbrio entre aegirina, arfvedsonita e aenigmatita. Esta ausência de óxidos de Fe-Ti em rochas peralcalinas pode ocorrer devido ao consumo da magnetita pela aegirina, através da reação:

reduzindo significativamente o líquido e aumentando sua razão Fe²⁺/Fe³⁺. Contudo, com a cristalização progressiva desses minerais, a entrada de Fe³⁺ na estrutura passa a ser forçada pela substituição acoplada com o Na, através das reações:

assim, retirando oxigênio das fases voláteis, como H₂O, CO₂ e SO₂, e reduzindo ainda mais o magma.

À vista dessas evidências experimentais, buscando as condições físico-químicas de cristalização na SABR, presume-se que as fácies do corpo principal originaram-se em sistemas levemente oxidantes passando rapidamente para ambientes reduzidos. Essas mudanças de condições poderiam ser explicadas pela formação de significativa quantidade de arfvedsonita e, especialmente, aegirina, causando a instabilidade de titanomagnetita, esta substituída por aenigmatita e/ou aegirina ainda na fase principal de cristalização.

Além disso, outros fatores influenciaram o equilíbrio do magma e a precipitação dos minerais raros, como as atividades de Na₂O, K₂O, CaO, NaCl e H₂O.

A presença significativa de minerais hidratados tardios, como neotocita, astrofilita e niobofilita, sugere o aumento da atividade de H₂O no fim da cristalização. Segundo Marks *et al.* (2011), a estabilidade relativa entre eudialita e catapleiita depende das atividades de H₂O e NaCl, e sua associação com sodalita indica uma alta atividade de NaCl, o que condiz com

os altos teores de Cl da suíte, até 2400 ppm. Neste caso a catapleiita pode ocorrer apenas como fase secundária substituindo eudialita.

Uma característica mineralógica importante registrada nas rochas da SABR é a ausência na paragênese de minerais dos grupos da rosenbuschita e wöhlerita, comuns em rochas agpaíticas. Esses minerais ocorrem em maciços da região, como em Poços de Caldas, Passa Quatro e Monte de Trigo (Brotzu *et al.*, 1992; Ulbrich, 1993; Enrich, 2005), e representam fases importantes contendo F. No entanto, na SABR a fase de F é representada por significativa quantidade de criolita (Na_3AlF_6).

Temperatura

Magmas agpaíticos possuem um grande intervalo de cristalização, com temperatura de *solidus* de até 500 ou 400°C (Sørensen, 1997). Entretanto, a falta de geotermômetros mais apropriados à sua paragênese dificulta a determinação mais precisa das condições de cristalização dessas rochas.

De acordo com Curtis & Currie (1981), a coexistência de clinopiroxênio alcalino e arfvedsonita ocorre em temperaturas da ordem de 625-675°C, com pressão de água maior que a metade da pressão total e fugacidade de oxigênio bem abaixo do *buffer* FMQ. Na suíte alcalina de Bom Repouso, a relação entre aegirina e arfvedsonita é um tanto incerta, havendo locais onde apresentam relações de substituição, e locais vizinhos onde são perfeitamente estáveis. Mesmo assim, as principais feições texturais sugerem que esses dois minerais precipitaram no decorrer de importante fase de cristalização sob temperaturas em que eles coexistem e sob fluxo, este traduzido pela orientação preferencial de seus cristais.

O geotermômetro da nefelina (Hamilton & MacKenzie, 1960; Hamilton, 1961) indica temperaturas de até 700°C (sob 1Kb) para o equilíbrio dos primeiros cristais formados, principalmente na fácies Faf (Figura 5.2). Nesta fácies, interpretada como a mais jovem e com as composições minerais de equilíbrio mantidas, essa temperatura estimada pode representar o *liquidus* do sistema, considerando que a nefelina é uma fase inicial de cristalização, tendo no entanto a sua fase principal de equilíbrio nas condições entre 500 e 600°C. Nas fácies Fmq I e II, o equilíbrio da nefelina se em torno dos 400°C, que coincide com as temperaturas mínimas da fácies Faf, possivelmente sendo resultado do resfriamento desta última e reequilíbrio final do corpo. Já nos *plugs*, como discutido anteriormente, os fenocristais apresentam temperaturas de equilíbrio entre borda e núcleo inversas. No Fpf I, os núcleos dos antecristais equilibraram em temperaturas até bem abaixo de 500°C, com as bordas anteriores ao sobrecrecimento ligeiramente mais frias, enquanto um cristal da matriz e uma borda sobrecrecida indicam temperaturas da ordem de 550-600°C. O Fpf II segue a mesma tendência, no entanto com temperaturas pouco menores.

A coexistência de albita e feldspato potássico de composições mais extremas indicam temperaturas de cristalização abaixo do *solvus* do sistema Ab - Or. As temperaturas da fácies Faf foram calculadas segundo o geotermômetro de Elkins & Grove (1990), sob condições de 1Kb, considerando os pares albita/feldspato potássico texturalmente próximos e em equilíbrio, e as temperaturas mínima e máxima da fácies, levando-se em conta todas as amostras (Tabela 8.1). Foram determinadas temperaturas de 501,0°C na amostra P122, e 513,4 e 606,3°C na amostra P24, que se situam no mesmo intervalo principal de equilíbrio da nefelina. O par combinado para determinação da temperatura máxima, com as composições limitantes do *gap*, deu valor da ordem de 662,3°C. Esse resultado pode indicar a temperatura do início da cristalização dos feldspatos, condizente com as relações texturais apresentadas com a nefelina. Já o par combinado para o cálculo da temperatura mínima de equilíbrio dos feldspatos é de 400,7°C, com os extremos mais ricos nos respectivos componentes finais.

Tabela 8.1. Temperaturas de equilíbrio calculadas segundo modelo de Elkins & Grove (1990) para pressões de 0,5 e 1 Kb. ⁽¹⁾ temperatura mínima calculada com os extremos mais ricos nos respectivos componentes finais; ⁽²⁾ temperatura máxima calculada com as composições limitantes do *gap*.

Amostra	Análises	Temperaturas	
		0,5 Kb	1 Kb
P122	32 / 34	458,4	501,0
P24	16 / 19	499,7	513,4
P24	18 / 21	598,4	606,3
P122 / P16	32 / 15 ¹	395,1	400,7
P45 / P109	26 / 29 ²	656,4	662,3

A presença de albita quase pura ($>Ab_{95}$) geralmente é interpretada como sendo de reequilíbrio pós magmático, já que sua temperatura de equilíbrio é inferior a 500°C. Entretanto, a textura da albita nas rochas da suíte, essencialmente como feixes de cristais aciculares orientados, sugere uma cristalização sob fluxo, neste caso ainda em estágio magmático. Conforme mencionado acima, magmas agpaíticos possuem uma temperatura de *solidus* de até 500 ou 400°C, o que poderia se esperar também para as rochas da Suíte Alcalina de Bom Repouso, tendo em vista o altos teores de Na e Cl registrados.

Relação Regional

Do ponto de vista geológico, a SABR situa-se entre as províncias alcalinas da Serra do Mar Setor Norte (SMSN) e do Lineamento Magmático de Cabo Frio (LMCF), que apresentam características petrológicas distintas. A primeira possui significativa quantidade de rochas máficas e ultramáficas, controle estrutural relacionado à evolução da Bacia de Santos e do Oceano Atlântico, e idades entre 90-79 Ma. Na segunda há predomínio rochas

félsicas (ex. nefelina sienitos, fonolitos, traquitos), admirável lineamento dos corpos alcalinos sem aparentes feições tectônicas na superfície, e idades de 83-51 Ma (Amaral *et al.*, 1967; Ulbrich & Gomes, 1981; Almeida, 1983; Sonoki & Garda, 1988; Thompson *et al.*, 1998; Riccomini *et al.*, 2005; Enrich *et al.* 2009).

Essas diferenças são também perceptíveis na geoquímica das rochas sieníticas. No LMCF essas rochas possuem teores consideravelmente maiores de Al_2O_3 e K_2O , enquanto TiO_2 , MnO , CaO e Na_2O são ligeiramente mais enriquecidos. Já na SMSN, elas mostram-se mais enriquecida em SiO_2 e FeO_t , e pouco menos em MgO . Por outro lado, no LMCF as rochas sieníticas são mais enriquecidas em elementos traços (exceto Ba), especialmente em V e Sr, e um pouco menos em Rb, Nb, La e Ce (Figura 8.2). Essas características indicam que tais rochas seriam mais evoluídas em relação às rochas da SMSN. Contudo, o comportamento dos elementos maiores não mostra uma indicação clara sobre isto, além dos Índices de Diferenciação e Apgaítico das rochas sieníticas dessas duas províncias serem similares, e o mg# ser um tanto maior no LMCF (Valença, 1980; Motoki, 1986; Brotzu *et al.*, 1989; Bellieni *et al.*, 1990; Brotzu *et al.*, 1992; Alves, 1997; Brotzu *et al.*, 1997; Ulbrich *et al.*, 2005; Enrich, 2005; Brotzu *et al.*, 2007; Motoki *et al.*, 2010).

Figura 8.2. Diagramas multi-elementos comparando a média dos elementos incompatíveis da SABR com as médias das rochas sieníticas do Lineamento Magmático de Cabo Frio (LMCF) e da Província Serra do Mar Setor Norte (SMSN). O *box-percentile plot* representa a dispersão do conjunto de dados de cada elemento, onde a forma indica a distribuição e as linhas horizontais representam a mediana e os percentis 25 e 75. Elementos normalizados segundo o manto pirolítico de McDonough & Sun (1995). Compilado de Valença (1980); Motoki (1986); Brotzu *et al.* (1989); Bellieni *et al.* (1990); Brotzu *et al.* (1992); Alves (1996); Brotzu *et al.* (1997); Ulbrich *et al.* (2005); Enrich (2005); Brotzu *et al.* (2007); Motoki *et al.* (2010).

Muitas dessas características geoquímicas indicam uma grande contribuição do manto litosférico matossomatizado em diferentes graus durante o Proterozóico. A geração desses magmas estariam condicionados à regimes descompressionais devido à diferentes velocidades angulares de sub-blocos da região (Enrich *et al.*, 2005; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005).

Em comparação com essas rochas do LMCF e SMSN, a suíte alcalina de Bom Repouso ressalta-se como a associação mais diferenciada dentre as ocorrências dessas duas províncias, possuindo os menores teores médios de TiO_2 , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 , Sr, Ba e mg#, e os maiores de MnO , Na_2O , Zn, Rb, Y, Zr, Nb, Ce, Nd, além do maior I.A. (Figura 8.2).

As características geoquímicas e a determinação de sua idade sugerem uma afinidade maior com o magmatismo da província alcalina do LMCF, em detrimento ao da SMSN. Esses resultados mostram uma grande semelhança da SABR com as rochas agpaíticas de Poços de Caldas, e de outras ocorrências localizadas na província sugerindo assim, a relação de SABR com o Lineamento Magmático de Cabo Frio.

Capítulo 9

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A suíte alcalina de Bom Repouso ($\sim 1\text{km}^2$) constitui-se de um corpo principal, que configura uma elevação em forma de lua crescente, e mais dois *plugs* satélites, que apresentam características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas pouco distintas entre si. As rochas do corpo principal exibem uma foliação de fluxo magmático bem marcada e textura diversificada compondo três tipos faciológicos, Fonolito Mosqueado I e II (Fmq I e Fmq II), presente principalmente na parte oeste, e Fonolito Afríco (Faf), predominante e presente em todo o corpo. O Fmq distingue-se pela presença de pintas pretas milimétricas e estrutura fortemente orientada, sendo subdividido em dois subtipos: o Fmq I, cinza levemente esverdeado com pintas maiores e em menor densidade; e o Fmq II, apresentando cor cinza e pintas menores e mais densas. Já o Faf possui cor cinza claro a chumbo, com foliação pouco marcada, por vezes com certo bandamento, e granulação fina-média a muito fina, raramente afanítica. A presença de possíveis xenólitos de um tipo incluso em outro sugere uma provável diferença temporal entre elas. Já os *plugs* são porfíricos e maciços e compõem-se de dois tipos faciológicos, Fonolito Porfírico I e II (Fpf I e Fpf II). As duas fácies consistem de uma rocha fortemente porfírica com matriz afanítica cinza escuro de brilho levemente gorduroso, entretanto, diferem-se na carga de fenocristais e na presença de vesículas. O Fpf I, possui maior quantidade de fenocristais, sendo eles representados por feldspato potássico, nefelina e ocasional biotita. Já o Fpf II é marcado pela presença significativa de vesículas e amígdalas em forma ovalada ou estirada e mais raramente em gotas, orientadas segundo uma direção preferencial. É notável também a presença de xenólitos centimétricos da encaixante.

Apresentam uma mineralogia bem diversificada, sendo formada principalmente por albita, feldspato potássico, nefelina e aegirina/aegirina-augita, tendo como acessórios importantes arfvedsonita, aenigmatita e sodalita, além de eudialita, mangano pectolita, neotocita, astrofilita, niobofilita, neptunita, criolita, zeólita e catapleita como acessórios menos importantes, além de alguns outros minerais de ocorrência mais restrita.

O feldspato alcalino é o principal mineral da suíte, no entanto a distinção entre albita e feldspato potássico é dificultada pela granulação fina e hábito. De modo geral, a albita forma feixes de cristais aciculares, frequentemente com certa orientação, enquanto o feldspato potássico forma bolsões irregulares de cristais xenomórficos. No corpo principal o feldspato alcalino possui uma grande variação nos teores de Ab e Or, sem grandes diferenças entre as fácies, chegando aos extremos de até 97,93 e 96,22% (em peso), respectivamente, e um baixo teor de An, no máximo 2,51%. Além disso, albita e feldspato

potássico apresentam hábitos distintos, sendo o primeiro tipicamente acicular e o segundo xenomórfico. Já nos *plugs* o feldspato alcalino ocorre como fenocristais com uma composição mais intermediária $Ab_{46,38-60,70}An_{0,37-3,07}Or_{38,71-53,35}$.

A nefelina apresenta-se de diferentes modos na suíte, e, juntamente com o feldspato, compõe grande parte da rocha, especialmente nos *plugs* onde assume igual importância. É tipicamente subidiomórfica a idiomórfica e frequentemente apresenta inclusões de albita. Ocorre como fenocristais nas fácies mosqueadas, geralmente em agregados e envoltos por minerais máficos, como clinopiroxênio e aenigmatita, e nos *plugs*, como cristais idiomórficos levemente arredondados e sem inclusões. No corpo principal possui uma composição geral $Ne_{68,9-77,9}FeNe_{0,5-5,8}Ks_{10,1-21,6}Qz_{1,6-13,7}$, sendo que em média, na Faf apresenta teores da molécula Ne menores, enquanto os da molécula Qz são mais elevados, sugerindo menor interferência de reequilíbrios posteriores, como ocorridos nas outras fácies. Nos *plugs* há diferenças importantes entre o núcleo dos fenocristais com a borda e os cristais de matriz, especialmente quanto as moléculas Qz, Ks e FeNe. O primeiro possui uma composição média $Ne_{75,0-81,2}FeNe_{0,9-1,8}Ks_{14,0-17,7}Qz_{1,0-6,5}$, enquanto que as bordas e cristais da matriz têm a composição $Ne_{74,1-78,4}FeNe_{2,2-2,6}Ks_{7,3-10,7}Qz_{8,8-13,3}$.

O clinopiroxênio representa a principal fase máfica da suíte, variando de mineral principal a acessório importante. Tipicamente ocorre como cristais prismáticos longos a aciculares, frequentemente apresentando zonamento e inclusões de cristais aciculares de albita. Cristais maiores e poiquilíticos também ocorrem. É comum apresentarem um núcleo de arfvedsonita, em clara relação de substituição. Apresenta ampla variação composicional, desde diopsídio até aegirina quase pura. Divide-se em dois grupamentos químicos: o Grupo-1, que representa basicamente a composição de núcleos e de antecristais, com Na variando entre 0,054 a 0,467 apfu; e o Grupo-2, que reúne a composição de bordas e cristais aciculares, com Na acima de 0,598 apfu. De modo geral possuem teores elevados de Ti (0,126 apfu), Mn (0,103 apfu) e Zr (0,032 apfu).

O anfibólio acha-se presente em concentrações variáveis de acessório a um componente principal menor na suíte, sendo mais importante na fácies Fmq II e ausente na fácies Fmq I. Apresenta pleocroísmo forte variando nas cores azul esverdeado a azul amarronzado a amarelo azulado. É tipicamente subidiomórfico a xenomórfico, podendo também ser intersticial, poiquilítico e mais raramente prismático. De modo geral possui teores elevados de F, K e Mn (até 0,702, 0,805 e 1,089 apfu, respectivamente) e Li apresentando um teor estimado de até 0,685 apfu. É representado principalmente por arfvedsonita com F, K e Mn, além de duas análises de ferrolaekita e outra de ferrichterita. Na fácies Fpf II foi também analisado um antecristal de ferropargasita com 0,456 apfu de Ti.

Juntamente com o anfibólio, a aenigmatita é uma das principais fases acessórias da suíte. Apresenta textura xenomórfica a subidiomórfica, frequentemente com bordas

poiquilíticas, e mais raramente na forma de cristais idiomórficos. Possui cor variável de castanho alaranjado, marrom acastanhado a marrom muito escuro, muitas vezes praticamente opaco. Possui uma diferença $Si - Na$ que varia entre 3,408 a 4,125 apfu, com os teores de Na reunindo-se em dois grupos, um variando entre 1,983 e 2,053 apfu e outro entre 1,695 e 1,853 apfu. Os teores de Ti variam entre 0,793 e 0,942 apfu, enquanto os de Mn, entre 0,679 e 0,878 apfu.

A biotita aparece apenas nos dois *plugs* satélites, como fenocristal subidiomórficos a xenomórficos. Apresenta cor marrom acastanhado escuro e contatos irregulares, de arredondados a serrilhado, quase sempre circundados por clinopiroxênio e/ou arfvedsonita. São comuns inclusões de opaco e apatita. A sua composição aproxima-se do membro final annita, com teores relativamente baixos de Si (2,636 a 2,729 apfu) e altos de Al (1,267 a 1,333 apfu) e razão $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ entre 0,584 e 0,683. Possui teores significativos de Ti (0,310 a 0,382 apfu) e moderados de Mn (até 0,095 apfu). Cl não é importante, com o F de até 0,096 apfu.

Titanomagnetita e ilmenita representam fases instáveis nas rochas da suíte, aparecendo como inclusões em fenocristais de nefelina e biotita, núcleos reliquias em aenigmatita e piroxênio, ou ainda em pequenos enclaves máficos. A titanomagnetita possui teores de Ti variáveis entre 0,205 a 0,510 apfu, enquanto os de Mn variam de 0,147 a 0,193 apfu no corpo principal, e de 0,074 a 0,117 apfu nos *plugs*. Os dois antecristais de ilmenita possuem uma composição ternária similar e representada por $Ti_{0,586}Fe^{2+}_{0,585}Fe^{3+}_{0,064}$ (média de % mol). Já os núcleos de aenigmatita possuem em média composição $Ti_{0,398}Fe^{2+}_{0,390}Fe^{3+}_{0,232}$. No entanto, essa fase mineral possui teores elevados de Mn (0,200 a 0,255 apfu) no corpo principal, e mais baixos (0,147 apfu) no *plug*.

A SABR compõe-se de rochas leucocráticas a hololeucocráticas mg# de ~0 a 10,96), intermediárias quanto à sílica (SiO_2 , 54,73 – 61,09%, em peso) e peralcalinas (I.A., 0,99 a 1,20), pertencentes à série sódica (Na_2O , 7,46 – 11,51%; K_2O , 5,08 – 5,56%, em peso). No diagrama TAS classificam-se essencialmente como fonolito, à exceção de duas análises do Fmq I representando traquito. Estas características químicas se traduzem na presença normativa de nefelina, olivina e acmita, e ausência de leucita. Por outro lado, a norma ressalta diferenças importantes entre as rochas dos dois corpos, com o *plug* satélite apresentando teores normativos (% em peso) mais altos de *ne* (27,88 a 28,81%) e mais baixos de *ab* (26,49 a 28,94%) comparado ao corpo principal. Este último possui concentração de nefelina variável de 7,53 a 11,66% e de albita de 43,73 a 49,21%, numa proporção *ab/or* cerca de 3/2. O elevado I.A. e considerável presença de Ti-Zr silicatos e outros minerais exóticos, como aenigmatita, sérandita, eudialita, astrofilita, catapleiita, criolita e niobofilita, denotam um caráter tipicamente agpaítico. Destacam-se os teores elevados de elementos incompatíveis, como Cs, Rb, Th, U, Nb, Pb, Hf, Zr e ETR, e

extremamente baixos de Sr, Ba, Ni, Cr, Co, Cu e V, além de MgO. Os *plug*s são marcados por teores mais elevados de Al_2O_3 , Na_2O , Zr, Nb, Th e U e mais baixos de SiO_2 , Y, Rb e La.

A SABR foi gerada a partir de cinco pulsos magmáticos de caráter agpaítico, originando num primeiro estágio os dois *plugs*, e num estágio posterior o corpo principal, entretanto seus relações são pouco conhecidas. Este último, caracterizado por diferentes fácies petrográficas que representam os três últimos pulsos magmáticos na área. Possivelmente o corpo principal representa uma pequena câmara superior ou então apenas uma seção de conduto, de qualquer modo, alojados em níveis crustais raso vindos de uma câmara principal mais profunda. As características químicas e mineralógicas do o corpo principal mostram uma clara evolução da fácies Fmq I, para Fmq II e, finalmente, Faf. É pouco provável que o desenvolvimento desta evolução tenha ocorrido no local do próprio corpo, tendo em vista que a fácies mais evoluída (Faf), representa mais de 70% da área aflorante e, pelo menos na porção oeste, envolve quase completamente as outras fácies.

Os geotermômetros da nefelina e do feldspato alcalino indicam uma fase principal de equilíbrio entre 500 e 600°C. No entanto, nefelinas da fácies Faf registraram temperaturas de até 700°C, enquanto as das demais fácies marcam temperaturas de equilíbrio próximos aos 400°C.

A determinação geocronológica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ forneceu idades de $78,8 \pm 0,4$ Ma em biotita do *plug* I e de $76,5 \pm 0,4$ Ma em anfibólio do corpo principal. Esses resultados confirmam a relação da SABR com o magmatismo alcalino Meso-Cenozóico da Plataforma Sul-Americana, mais especificamente com a Província do Lineamento Magmático de Cabo Frio.

As características petrográficas, geoquímicas e a idade radiométrica obtida sugerem uma afinidade maior com o magmatismo da província alcalina do Lineamento Magmático do Cabo Frio, em detrimento ao da Província Serra do Mar Setor Norte. Esses resultados mostram uma grande semelhança da SABR com as rochas agpaíticas de Poços de Caldas, e de outras ocorrências localizadas na província sugerindo assim, a relação de SABR com o Lineamento Magmático de Cabo Frio.

REFERÊNCIAS

- Algarite J.P., 1972. A Influência dos Arqueamentos Cratônicos no Condicionamento das Alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. In: SBG. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 26, Belém, Anais, 1, 65-69.
- Almeida, F.F.M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim*, 241, 1-36.
- Almeida, F.F.M., 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, Salvador, 1969. *Anais...* Salvador SBG. p. 29-46.
- Almeida F.F.M., 1971. Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do Sul do Brasil e do Paraguai ocidental. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43, 835-836.
- Almeida, F.F.M., 1972. Tectono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralizations. In: *International Geological Congress*, 24. Montreal. Proceedings. Montreal, IUGS. Sect.3, p. 339-346.
- Almeida, F.F.M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 48(1), 15-26.
- Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.
- Almeida, F.F.M., 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Revista Brasileira de Geologia*, 13, 139-158.
- Almeida, F.F.M., 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 325-349.
- Almeida, F.F.M., 1991. O Alinhamento Magmático de Cabo Frio. In: 2º Simpósio de Geologia do Sudeste - *Atas*. São Paulo: SBG/SP-RJ. p. 423-428.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Ponçano, W.L., Dantas, A.S.L., Carneiro, C.D.R., Melo, M.S., Bistrichi, C.A., 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo (escala 1:500.000). São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 126 p.
- Alves, F.R., 1997. *Contribuição ao conhecimento geológico e petrológico das rochas alcalinas da Ilha dos Búzios, SP*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 274 p.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 117-142.
- Andersen, T., Erambert, M., Larsen, A.O., Selbekk, R.S., 2010. Petrology of nepheline syenite pegmatites in the Oslo rift, Norway: Zirconium silicate mineral assemblages as indicators of alkalinity and volatile fugacity in mildly agpaitic magma. *Journal of Petrology* 51, 2303-2325.
- Arakcheeva, A., Pattison, P., Meisser, N., Chapuis, G., Pekov, I., Thélín, P., 2007. New insight into the pectolite-serandite series: a single crystal diffraction study of Na(Ca_{1.73}Mn_{0.27})[HSi₃O₉] at 293 and 100 K. *Zeitschrift für Kristallographie*, 222, 696-704.
- Asmus, H.E., 1978. Hipótese sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: *Aspectos estruturais da margem continental Leste e Sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES. (Série Projeto Remac 4).

- Azzone, R.G., Ruberti, E., Enrich, G.E.R., Gomes, C.B., 2009. Geologia e geocronologia do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG). *Geologia USP, Série Científica*, 9, 23-46.
- Bailey, D.K. & Schairer, J.F., 1963. Crystal silicates in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atmosphere. *Carnegie Institute of Washington. Year Book*, 62, 124-131.
- Bailey, D.K. & Schairer, J.F., 1966. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atmosphere, and the potrogenesis of alkaline rocks. *Journal of Petrology* 7, 114-170.
- Bellieni G., Montes Lauar C.R., De Min A., Piccirillo E. M., Cavazzini G., Melf A.J., Pacca I.G., 1990. Early and late cretaceous magmatism from São Sebastião Island (SE - Brazil): Geochemistry and petrology. *Geochimica Brasiliensis*, 4, 59-83.
- Brod, A., Gaspar, J.C., Araújo, D.P.; Gibson, S., Thompson, R., Junqueira-Brod, T.C., 2001. Phlogopite and Tetra-Ferriphlogopite from Carbonatite Complexes: Origin and Fe-rich Mica, Petrogenetic Constraints and Implications for Mineral-Chemistry Systematics". *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(3), 265-296.
- Brotzu, P., Barbieri, M., Beccaluva, L., Garbarino, C., Gomes, C.B., Macciotta, G., Melluso, L., Morbidelli, L., Ruberti, E., Sígolo, J.B., Traversa, G., 1992. Petrology and geochemistry of the Passa Quatro alkaline complex (MG-SP-RJ), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(6), 237-252.
- Brotzu, P., Beccaluva, L., Conte, A., Fonseca, M., Garbarino, C., Gomes, C.B., Leong, L., Macciotta, G., Mansur, R.L., Melluso, L., Morbidelli, L., Ruberti, E., Sigolo, J.B., Traversa, G., Valença, J., 1989. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 8. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochimica Brasiliensis* 3, 63–80.
- Brotzu, P., Gomes, C.B., Melluso, L., Morbidelli, L., Morra, V., Ruberti, E., 1997. Petrogenesis of coexisting SiO_2 -undersaturated to SiO_2 -oversaturated felsic igneous rocks: the alkaline complex of Itatiaia, southeastern Brazil. *Lithos*, 40, 133-156.
- Brotzu, P., Melluso, L., Bennio, L., Gomes, C.B., Lustrino, M., Morbidelli, L., Morra, V., Ruberti, E., Tassinari, C., D'antonio, M., 2007. Petrogenesis of the Early Cenozoic potassic alkaline complex of Morro de São João, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 93-115.
- Buerger, M.J., Klein, G.E., Donnay, G., 1954. Determination of the crystal structure of nepheline. *American Mineralogist*, 39, 805-818.
- Cameron, M. & Papike, J.J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist*, 66, 1-50.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, G.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da Colagem Brasileira no sul do Cráton São Fransisco, SE – Brasil. *Geologia USP, Série Científica*, 4, 13-40.
- Carmichael, I.S.E., 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14, 36-64.
- Cavalcante, J., Cunha, H.C., Chieregati, L.A., Kaefer, L.Q., Rocha, J.M., Daitx, E.C., 1979. *Projeto Sapucaí. Relatório final de geologia. Série Geologia n° 5*. Brasília: DNPM.
- Cawthorn, R.G., Collerson, K.D., 1974. Recalculation of Pyroxene End-Member Parameters and the Estimation of Ferrous and Ferric Iron Content from Electron Microprobe Analyses. *American Mineralogist*, 59, 1203-1208.
- Clark, A.M., Eaton, A.J., Jones, G.C., Mount, M., 1978. A study of the neotocite group. *Mineralogical Magazine*, 42, 279-280.

- Comin-Chiaramonti, P., Civetta, L., Petrini, R., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Censi, P., Bitschene, P., Demarchi, G., De Min, A., Gomes, C.B., Castillo, A.M.C., Velazquez, J.C., 1991. Tertiary nephelinitic magmatism in Eastern Paraguay: petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with associated spinel-peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy*, 3, 507-525.
- Comin-Chiaramonti, P., Castorina, F., Cundari, A., Petrini, R. and Gomes C.B., 1995. Dykes and sills from Eastern Paraguay: Sr and Nd isotope systematics. In: Baer, G. & Heimann, A. (eds.) *Physics and chemistry of dykes*. Balkema, Rotterdam, p. 267-278.
- Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Piccirillo, E.M., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., De Min, A., Marzoli, A., Speziale, S., Velázquez, V.F., 1997. Potassic and Sodic Igneous Rocks from Eastern Paraguay: their Origin from the Lithospheric Mantle and Genetic Relationships with the Associated Paraná Flood Tholeiites. *Journal of Petrology*, 38(4), 495-528.
- Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., DeGraff, J.M., Gomes, C.B. and Piccirillo, E.M., 1999. Early Cretaceous-Paleogene magmatism in Eastern Paraguay (western Paraná basin): geological, geophysical and geochemical relationships. *Journal of Geodynamics*, 28, 375-391.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., Censi, P., Gasparon, M., Velázquez, V.F., 2005. Alkaline complexes from the Alto Paraguay Province at the border of Brazil (Mato Grosso do Sul state) and Paraguay. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP. p. 71-148.
- Coulson, I.M., 2003. Evolution of the North Qôroq centre nepheline syenites, South Greenland: alkali-mafic silicates and the role of metasomatism. *Mineralogical Magazine*, 67, 873-892.
- Curtis, L.W. & Currie, K.L., 1981. Geology and petrology of the Red Wine alkaline complex, central Labrador. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 294, 1-61.
- Darbyshire, D.P.F. & Fletcher, C.J.N., 1979. A Mesozoic alkaline province in eastern Bolivia. *Geology*, 7, 545-548.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Second Edition. Longman Scientific & Tecnical, 696 p.
- Deino, A. & Potts, R., 1992. Age-probability spectra for examination of single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results: examples from Olorgesailie, southern Kenya Rift. *Quaternary International*, 13/14, 47-53.
- DER-MG – Departamento de Estradas de Rodagem de Minas Gerais. Disponível em: <<http://www.der.mg.gov.br>>. Acesso em 5 de março de 2009.
- Dollase, W.A. & Peacor, D.R., 1971. Si-Al Ordering in Nephelines. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 30, 129-134.
- Dollase, W.A. & Thomas, W.M., 1978. The Crystal Chemistry of Silica-Rich, Alkali-Deficient Nepheline. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 311-318.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Dunworth E.A. & Wilson M., 1998. Olivine Melilitites of the SW German Tertiary Volcanic Province: Mineralogy and Petrogenesis. *Journal of Petrology*, 39(10), 1805-1836.

- Elkins, L.T. & Grove, T.L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist*, 75, 544-559.
- Enrich, G.A.R., 2005. *Petrogênese da suíte alcalina da Ilha Monte de Trigo, SP*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 229 p.
- Enrich, G.E.R., Azzone, R.G., Ruberti, E., Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P., 2005. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complexes from Serra do Mar region. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C.B. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Plateform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP. p. 419-442.
- Enrich, G.E.R., Ruberti, E., Gomes, C.B., 2009. Geology and geochronology of Monte de Trigo Island Alkaline Suite, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(1), 67-80.
- Ernesto M., Marques L.S., Piccirillo E.M., Molina E.C., Ussami N., Comin-Chiaramonti P., Bellieni G., 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 15-36.
- Ferguson, A.K., 1977. The Natural Occurrence of Aegirine-Neptunite Solid Solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 60, 247-253
- Ferrari, A.L. 2001. *Evolução Tectônica do Graben da Guanabara*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 412 p.
- Fleck, R.J., Sutter J.F., Elliot D.H., 1977, Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41:15-32.
- Fleet, M.E. (Deer, Howie and Zussman), 2003. *Rock-Forming Minerals. Volume 3A Sheet Silicates: Micas*. Second edition. London, Bath: Geological Society of London, 780 p.
- Flower, M.F.J., 1974. Phase relations of titan-acmite in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ at 1000 bars total water pressure. *American Mineralogist*, 59, 536-548.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G., 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36, 189–229.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Weska R.N., Dickin A.P., Leonardos O.H., 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 303-314.
- Gomes, C.B. & Valarelli, J.V., 1970. Nova ocorrência de rochas alcalinas no Estado de São Paulo. *XXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, Brasília, Resumos, 336-337.
- Gomes, C.B., Laurenzi, M.A., Censi, P., De Min, A., Velázquez, V.F., Comin-Chiaramonti, P., 1996. Alkaline magmatism from northern Paraguay (Alto Paraguay): a Permo-Triassic province. In: *Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay- Relationships with coeval magmatism in Brazil* (Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C.B., eds.). Edusp/Fapesp, São Paulo, p. 223-230.
- Gomes, C.B., Milan, A., Velázquez, V.F., Riccomini, C., Comin-Chiaramonti, P., Vasconcelos, P.M., Tassinari, C.C.G., 2003. Magmatismo alcalino na porção centro-oriental do Paraguai: novos dados geocronológicos para as rochas das Províncias Central e Assunção. *7º Congresso Geoquímica PLOP*, Maputo, Moçambique, Resumos, p. 39.
- Gomes, C.B. & Comin-Chiaramonti, P., 2005. An introduction to the alkaline and alkaline-carbonatitic magmatism in and around the Paraná-Basin. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP. p. 21-30.

- Grew, E.S., Barbier, J., Britten, J., Hålenius, U., Shearer, C.K., 2007. The crystal chemistry of welshite, a non-centrosymmetric (P1) aenigmatite–sapphirine–surinamite group mineral. *American Mineralogist*, 92, 80-90.
- Grew, E.S., Hålenius, U., Pasero, M., 2008. The crystal-chemistry of aenigmatite revisited: electron microprobe data, structure refinement and Mössbauer spectroscopy of aenigmatite from Vesterøya (Norway). *European Journal of Mineralogy*, 20, 983-991.
- Gualda, G.A.R., Vlach, S.R.F., 2005. Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles: a comparison of various methods. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Brasil, 77(3), 521-534.
- Hahn, T. & Buerger, M.J., 1955. The detailed structure of nepheline, $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$. *Zeitschrift für Kristallographie*, 106, 308-338.
- Hamilton, D.L., & MacKenzie, W.S., 1960. Nepheline Solid Solution in the System NaAlSiO_4 – KAlSiO_4 – SiO_2 . *Journal of Petrology*, 1, 56-72.
- Hamilton, D.L., 1961. Nephelines as cristallizations temperatures indicators. *Journal of Geology*, 69, 321-329.
- Hamilton, D.L. & MacKenzie, W.S., 1965. Phase equilibrium studies in the system NaAlSiO_4 (nepheline)– KAlSiO_4 (kalsilite)– SiO_2 – H_2O . *Mineralogical Magazine* 34, 214-231.
- Handbook of mineralogy: Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W., Nichols, M. C. Eds., Handbook of Mineralogy, Mineralogical Society of America. Disponível em: <www.handbookofmineralogy.org>. Acesso em 26 de março de 2012.
- Hart, S.R., 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 273–296
- Hasui, Y., Costa, J.B.S., Haraly, N.L.E., Rodrigues, E.P., Coutinho, J.M.V., 1997. Importância geotectônica dos gnaisses nefelina-sieníticos Pré-Cambrianos no Brasil. *Geociências*. São Paulo, 16(1), 279-249.
- Hawthorne, F.C., Ungaretti, L., Oberti, R., Bottazzi, P., Czamanske, G.K., 1993. Li: An important component in igneous alkali amphiboles. *American Mineralogist*, 78, 733-745.
- Hawthorne, F.C., Ungaretti, L., Oberti, R., Cannillo, E., 1994. The mechanism of ^{6}Li incorporation in amphiboles. *American Mineralogist*, 79, 443-451.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Cannillo, E., Ottolini, L., Roelofsen, J., Martin, R.F., 2001. Li-bearing arfvedsonitic amphiboles from the Strange Lake peralkaline granite, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 39, 1161-1170.
- Hawthorne, F.C., and Oberti, R., 2007, Classification of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67:55-88.
- J.A., 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D. R., Brito-Neves, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda. p. 203-234.
- Heineck, C.A., Leite, C.A.L., Silva, M.A., Vieira, V.S., 2003. *Mapa Geológico de Minas Gerais. Escala 1:1.000.000*. Belo Horizonte. CPRM – Serviço Geológico do Brasil/COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais.
- Herz, N., 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 101-112.
- Hovis, G.L., & Roux J., 1993. Thermodynamic mixing properties of nepheline–kalsilite crystalline solutions. *American Journal of Science*, 293, 1108-1127.

- Hovis, G.L., Mott, A., Roux, J., 2009. Thermodynamic, phase equilibrium, and crystal chemical behavior in the Nepheline–Kalsilite System. *American Journal of Science*, 309, 397-419.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1972. *Folha Cambuí, SF-23-Y-B-IV-2*, Carta topográfica, Escala 1:50.000.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47, 1255-1259.
- Jones, A.P. & Peckett, A., 1980. Zirconium-bearing aegirines from Motzfeldt, South Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 251-255.
- Krumrei, T.V., Villa, I.M., Marks, M., Markl, G., 2006. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U/Pb isotopic study of the Ilímaussaq complex, South Greenland: Implications for the ^{40}K decay constant and for the duration of magmatic activity in a peralkaline complex. *Chemical Geology*, 227, 258-273.
- Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R., Wijbrans, J.B., 2008. Synchronizing Rock Clocks of Earth History. *Science*, 320, 500-504.
- Kunz, M., Armbruster, T., Lager, G.A., Schultz, A.J., Goyette, R.J., Lottermoser W., Amthauer, G., 1991. Fe, Ti Ordering and Octahedral Distortions in Acentric Neptunite: Temperature-Dependent X-ray and Neutron Structure Refinements and Mössbauer Spectroscopy, *Physics and Chemistry of Minerals*, 18, 199-213.
- Kunzmann, T., 1999. The aenigmatite-rhönite mineral group. *European Journal of Mineralogy*, 11, 743-756.
- Kushiro, I., 1962. Clinopyroxene solid solution. Part 1. The $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ component. *Japan Journal of Geology and Geography* 33, 213-320.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., (Eds.) 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms : Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, 252 p.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W., 2004. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the international Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *European Journal of Mineralogy*, 16, 191-196.
- Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68, 477-493.
- Litherland, M., Annels, R.N., Appleton, J.D., Berrangé, J.P., Bloomfield, K., Burton, C.C.J., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Llanos, A., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C., 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield: Overseas Memoirs. *British Geological Survey*, 9, 153 p.

- Mann, U., Marks, M.A.W., Markl, G., 2006. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: the Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. *Lithos*, 91, 262-285.
- Markl, G., Marks, M., Schwinn, G., Sommer, H., 2001. Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilímaussaq Complex, South Greenland. *Journal of Petrology*, 42, 2231-2258
- Markl, G., Marks, M.A.W., Frost, B.R., 2010. On the controls of oxygen fugacity in the generation and crystallization of peralkaline rocks. *Journal of Petrology*, 51, 1831-1847.
- Marks, M.A.W., Hettmann, K., Schilling, J., Frost, B.R., Markl, G., 2011. The mineralogical diversity of alkaline igneous rocks: Critical factors for the transition from miaskitic to agpaitic phase assemblages. *Journal of Petrology*, 52, 439-455.
- Marques, L.S. & Ernesto, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda. p. 245-263.
- Marsh, I.S., 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 18, 317-323.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- McDougall I. & Harrison T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford Univ. Press. London, 287 p.
- Melo, M.S., Riccomini, C., Hasui, Y., Almeida, F.F.M. de, Coimbra, A.A.M., 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 15, 193-201.
- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11, 337-364.
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77, 19-26.
- MinDat. Disponível em: <www.mindat.org>. Acesso em 26 de março de 2012.
- Morais, S.M., Dehler, N.M., Rodrigues, J.B., Sachis, L.L., 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Integração Geológica da Folha Guaratingutá 1:250.000 - SF.23-Y-B. Estados de Minas Gerais e São Paulo. [Nota Explicativa]*. São Paulo: CPRM.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Motoki, A., 1986. *Geologia e petrologia do complexo alcalino da Ilha de Vitória, SP*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 245 p.
- Motoki, A., Sichel, S.E., Vargas, T., Aires, J.R., Iwanuch, W., Mello, S.L.M., Motoki, K.F., Silva, S., Balmant, A., Gonçalves, J., 2010. Geochemical Evolution Of The Felsic Alkaline Rocks Of Tanguá And Rio Bonito Intrusive Bodies, State Of Rio De Janeiro, Brazil. *Geociências*, 29(3), 291-310.
- Nielsen, T.F.D., 1979. The occurrence and formation of Ti-aegirines in peralkaline syenites, an example from the Tertiary ultramafic alkaline Gardiner complex, East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 235-244.
- Njonfang, E. & Nono, A., 2003. Clinopyroxene from some felsic alkaline rocks of the Cameroon Line, Central Africa: Petrological implications. *European Journal of Mineralogy*, 15, 527-542.

- Oberti R., Cámara F., Ottolini L., Caballero J.M., 2003. Lithium in amphiboles: detection, quantification, and incorporation mechanisms in the compositional space bridging sodic and ^6Li amphiboles. *European Journal of Mineralogy*, 15, 309-319.
- Onuma, K., Iwai, T., Yagi, K. Nepheline-"iron nepheline" solid solutions. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, 15, 179-190.
- Pedrosa-Soares, A.C., Dardenne, M.A., Hasuy, Y., Castro, F.D., Carvalho, M.V., 1994. *Nota explicativa dos mapas geológicos, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais. Escala 1:1.000.000*. Belo Horizonte: COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais.
- Phillips, W.R. & Griffen, D.T., 1986. *Optical Mineralogy. The nonopaque mineral*. CBS Publishers & Distributors, 677 p.
- Piilonen, P., Lalonde, A., McDonald, A., Gault, R., Larsen, A., 2003, Insights into Astrophyllite-group minerals. I. Nomenclature, composition and development of standardized general formula. *The Canadian Mineralogist*, 41, 1-26.
- Potts, P.J., 1987. *A handbook of Silicate Rock Analysis*. Blackie Academic & Professional, 622 p.
- Ranløv, J. and Dymek, R.F., 1991. Compositional zoning in hydrothermal aegirine from fenites in the Proterozoic Gardar Province, South Greenland. *European Journal of Mineralogy*, 3, 837-853.
- Renne, P.R., Cassata, W.S., Morgan, L.E., 2009. The isotope composition of atmospheric argon $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: Time for a change?. *Quaternary Geology*, 4, 288-298.
- Riccomini, C., 1991. *O rift continental do Sudeste do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 256 p.
- Riccomini C. & Rodrigues-Francisco B.H., 1992. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: SBG, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, 2, 469-470.
- Riccomini, C., Melo, M.S., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Mito, J.A., Hasui, Y., 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: IV Simpósio Regional de Geologia, São Paulo. Resumos, p. 23-24.
- Riccomini, C., Velázquez, V.F., & Gomes, C.B., 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti, P. & C.B. Gomes, *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP. p. 31-56.
- Rosa, P.A.S., 2009. *Geologia e Petrografia da Suíte Alcalina de Bom Repouso, MG*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Monografia de Trabalho de Formatura, 48 p.
- Rosa, P.A.S., Ruberti, E. e Enrich, G.E.R., 2009. Uma nova ocorrência alcalina mesozóica: a suíte alcalina de Bom Repouso, MG. In: XI Simpósio de Geologia do Sudeste - Atas. São Pedro.
- Rosa, P.A.S., Ruberti, E., Enrich, G.E.R., 2010. Aspectos geoquímicos da Suíte Alcalina de Bom Repouso, MG. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém. Anais. CD-ROM.
- Ruberti, E., 1984. *Petrologia do maciço alcalino do Banhadão, PR*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 248 p.
- RRUFF™ Project. Disponível em: <www.rruff.info>. Acesso em 26 de março de 2012.

- Sadowski, G.R. & Dias Neto, C.M., 1981. O lineamento sismotectônico do Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(4), 209-212.
- Sahama, T.G., 1962. Order-disorder in natural nepheline solid solutions. *Journal of Petrology*, 3, 65-81.
- Scheibe, L.F., 1986. *Geologia e petrologia do distrito alcalino de Lages, SC*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 224 p.
- Schilling, J., Wu, F.-Y., McCammon, C., Wenzel, T., Marks, M.A.W., Pfaff, K., Jacob, D.E., Markl, G., 2011. The compositional variability of eudialyte-group minerals. *Mineralogical Magazine*, 75(1), 87-115.
- Schumacher, J.C., 1997. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. In: Leake, B.E. (Chairman), 1997. Nomenclature of amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Minerals Names, Appendix 2. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
- Sgarbi P.B.A. & Gaspar J.C., 2002. Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 889-901.
- Shea M.E., 1992. Isotopic geochemical characteristics of selected nepheline syenites and phonolites from the Poços de Caldas alkaline complex, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 54, 173-214.
- Sichel, S.E., Carlson, R.W., Esperança, S., Araújo, A.L.N., Valença, J.G., 1997. Preliminary isotopic study of the alkalic intrusive complexes along the Cabo Frio Lineament, RJ, Brazil. In: *South-American Symposium on Isotope Geology-Brazil*.
- Silva, A.B., Liberal, G.S., Grossi Sad, A., Issa Filho, A., Rodrigues, C.S., Riffel, B.F., 1988. Geologia e petrologia do complexo Angico dos Dias (Bahia, Brasil), uma associação carbonatítica precambriana. *Geochimical Brasiliensis*, 2, 81-108.
- Simmons, W.B., & Peacor, D.R., 1972. Refinement of the crystal structure of a volcanic nepheline. *American Mineralogist*, 57, 1711-1719.
- Smith, P.E., Everson, N.M., York, D., Szatmari, P., Custodio, O., 2001. Single-Crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of pyrite: No fool's clock. *Geology*, 29(5), 403-406.
- Sonoki, I.K. & Garda, G.M., 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim IG-USP*, 19, 63-85.
- Sørensen, H., 1974. *The Alkaline Rocks*. John Wiley & Sons. London. 622 p.
- Sørensen, H., 1997. The agpaitic rocks - an ove view. *Mineralogical Magazine*, 61, 485-498.
- Steiger, R.H. & Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Strunz, H. & Nickel, E.H., 2001. *Strunz Mineralogical Tables. Chemical-Structural Mineral Classification System (9th edition)*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 870 p.
- Tait T.K., Sokolova E., Hawthorne F.C., Khomyakov A.P., 2003. The crystal chemistry of nepheline. *The Canadian Mineralogist*, 41, 61-70.
- Takéuchi, Y., Kudoh, Y. and Yamanaka, T., 1976. Crystal chemistry of serandite-pectolite series and related minerals. *American Mineralogist*, 61, 229-237.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.H., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.

- Thomaz Filho, A. & Rodrigues, L., 1999. O Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 189-194.
- Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A., Greenwood, J.C., 1998. Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brasil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology* 39(8), 1493-1526.
- Ulbrich, M.N.C., 1983. *Aspectos Mineralógicos e Petrológicos de Nefelina Sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 369 p.
- Ulbrich M.N.C., 1993. Mineralogy of nepheline syenites from the Poços de Caldas alkaline massif, SE Brazil: chemistry, X-ray data and microtextures of feldspars. *Revista Brasileira de Geociências*, 23, 388-399.
- Ulbrich, H.H.G.J. & Gomes, C.B., 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, 17, 135-154.
- Ulbrich, H.H.G.J., Demaiffe, D., Vlach, S.R.F., Ulbrich, M.N.C., 2003. Geochemical and Sr, Nd and Pb isotope signatures of phonolites and nepheline syenites from the Poços de Caldas alkaline massif, southeastern Brazil. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, 698-701.
- Ulbrich, H.H.G.J., Vlach, S.R.F., Demaiffe, D., Ulbrich, M.N.C., 2005. Structure and origin of the Poços de Caldas alkaline massif, Brazil. In: P. Comin-Chiaramonti, & C. B. Gomes, *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP. p. 367-418.
- Valença, J.G., 1980. *Geology, petrography and petrogenesis of some alkaline igneous complexes of Rio de Janeiro State, Brazil*. West Ontario University, London, Canada Ph. Thesis, 247 p.
- Van Decar, J.C., James, D., Assumpção, M., 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for driving forces. *Nature*, 378, 25-31.
- Vasconcelos P.M., Onoe A.T., Kawashita K., Soares A.J., Teixeira W., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 74, 297-342.
- Velázquez, V.F., 1996. *Província Alcalina Alto Paraguai: características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 101 p.
- Velázquez, V.F., Gomes, C.B., Riccomini, C., Comin-Chiaramonti, P., Brumatti, M., Vasconcelos, P., Tassinari, C.C.G., 2003. Características isotópicas e idades Ar/Ar para as rochas alcalinas da Província Misiones, Paraguai Sul-Oriental. 7º Congresso de Geoquímica PLOP, Maputo, Moçambique, Resumos, p. 34.
- Vlach S.R.F., Vilalva F.C.J., Ulbrich M.N.C., Ulbrich H.H.G.J., Vasconcelos P.M., 2003. Phlogopite from carbonatitic veins associated with the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE Brazil: Mineralogy and Ar/Ar dating by the laser step heating method. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, Extended Abstracts, 702-705.
- WebMineral. Disponível em: <www.webmineral.com>. Acesso em 26 de março de 2012.

- Zadov, A.E., Gazeev, V.M., Karimova, O.V., Pertsev, K.N., Pekov, I.V., Galuskin, E.V., Galuskina, I.O., Gurbanov, A.G., Belakovsky, D.I., Borisovsky, S.E., Kartashev, P.M., Ivanova, A.G., Yakubovich, O.V., 2011. Magnesioneptunite $\text{KNa}_2\text{Li}(\text{Mg,Fe})_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$ - a new mineral of the neptunite group. *Zapiski Rossiiskogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 140, 57-66.
- Zalán P.V. & Oliveira J.A.B., 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2), 269-300.
- Zubkova, N.V., Pekov, I.V., Turchkova, A.G., Pushcharovskii, Yu., D., Merlino, S., Pasero, M., Chukanov, N.V., 2007. Crystal Structures of Potassium-Exchanged Forms of Catapleiite and Hilairite. *Crystallography Reports*, 52,(1), 65–70.

ANEXOS

Tabelas I a IX

Figuras I a VIII

Tabela I. Composição química de feldspatos de rochas fonolíticas da SABR. (continuação)

Amostra	P45	P45	P109	P109	P109	P122	P122	P122	P36	P36	P36	P117	P117	P117
Fácies ⁽¹⁾	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Fpf I	Fpf I	Fpf I	FpF II	FpF II	FpF II
Cristal	27	28	29	30	31	32	33	34	35B	36	37N	37B	38N	38B
Textura ⁽²⁾	Aci	Aci	Aci	Aci	Sub	Xen	Xen	Aci	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen
SiO ₂	67,50	68,41	67,02	67,99	68,75	65,14	64,88	68,36	66,63	65,95	66,08	66,40	65,13	66,01
Al ₂ O ₃	19,65	19,98	19,62	19,73	19,99	18,75	18,99	19,76	18,96	19,05	18,94	19,38	20,20	19,57
TiO ₂	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,03	0,06
Fe ₂ O ₃	0,08	0,06	0,11	0,18	0,10	0,16	0,13	0,07	0,13	0,14	0,05	0,25	0,18	0,16
MnO	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
MgO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,09	0,10	0,13	0,27	0,66	0,13
Na ₂ O	9,93	9,97	8,91	9,47	12,05	1,77	1,88	10,07	6,27	6,05	6,66	5,46	6,21	7,37
K ₂ O	2,28	2,07	4,78	3,94	0,58	14,16	14,55	2,06	8,01	8,06	7,59	9,36	8,11	7,14
SrO	0,06	0,06	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,09	0,01	0,03	0,02	0,30	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,13	0,00
Total	99,55	100,57	100,51	101,46	101,49	100,02	100,46	100,40	100,21	99,38	99,52	101,15	100,97	100,65
Número de cations calculado na base de 32 oxigênios														
Si	11,934	11,947	11,874	11,899	11,891	11,954	11,890	11,962	11,958	11,931	11,933	11,876	11,684	11,833
Al	4,095	4,112	4,097	4,068	4,074	4,055	4,102	4,074	4,011	4,061	4,030	4,085	4,272	4,135
Ti	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,005	0,000	0,004	0,008
Fe ³⁺	0,011	0,008	0,015	0,024	0,014	0,022	0,018	0,009	0,017	0,019	0,007	0,033	0,025	0,021
Mn	0,004	0,003	0,002	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001
Mg	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Ca	0,004	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000	0,000	0,007	0,016	0,019	0,026	0,052	0,127	0,015
Na	3,404	3,377	3,060	3,214	4,040	0,630	0,667	3,418	2,180	2,122	2,331	1,892	2,159	2,218
K	0,514	0,461	1,080	0,879	0,127	3,314	3,402	0,460	1,834	1,859	1,748	2,136	1,857	1,910
Sr	0,006	0,006	0,000	0,004	0,000	0,003	0,000	0,000	0,010	0,001	0,003	0,002	0,032	0,004
Ba	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,009	0,000
Total	19,972	19,912	20,137	20,098	20,149	19,979	20,085	19,936	20,031	20,017	20,083	20,078	20,171	20,145
Membros finais														
An	0,10	0,00	0,11	0,00	0,09	0,00	0,00	0,18	0,41	0,48	0,62	1,26	3,07	0,37
Ab	86,80	88,00	73,84	78,52	96,87	15,97	16,39	87,96	54,10	53,04	56,80	46,38	52,11	53,54
Or	13,10	12,00	26,05	21,48	3,04	84,03	83,61	11,85	45,50	46,47	42,58	52,35	44,82	46,10

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfirítico I; Fpf II, fonolito porfirítico II.

⁽²⁾ Abreviações: Aci, cristal acicular; Idio, cristal idiomórfico; Sub, cristal subidiomórfico; Xen, cristal xenomórfico; Fen, fenocristal.

Tabela II. Composição química de nefelinas de rochas fonolíticas da SABR. (continua...)

Amostra	P26	P16B	P16B	P17	P17	P24	P24	P24	P24	P45	P45	P45	P45	P45	P109	P109	P122	P122	P122	P-36	P-36	P-36	P-36	P-36	
Fácies ⁽¹⁾	Fmq II	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	
Cristal ⁽²⁾	17	18N	18B	19N	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36N	37N	38N	38B	
Textura ⁽²⁾	Mtz	Fen	Fen	Fen	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Mtz	Fen	Fen	Fen	Fen	Fen	
SiO ₂	45,53	44,93	45,45	44,68	44,24	50,71	47,51	46,57	46,22	46,63	49,71	49,16	46,58	46,83	46,15	49,00	45,47	47,23	47,39	46,59	44,98	44,63	43,27	43,19	
Al ₂ O ₃	31,75	31,74	31,84	31,34	31,50	29,00	30,49	31,25	31,11	31,33	29,64	30,01	31,52	31,96	31,72	29,06	32,60	30,21	30,41	30,92	32,00	34,19	33,68	34,07	
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	0,03	0,00	0,05	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	
Fe ₂ O ₃	1,23	1,56	1,60	1,51	1,55	1,59	1,37	1,65	1,26	1,86	1,73	1,68	1,38	0,91	0,93	2,09	0,85	1,83	1,82	1,80	0,63	0,39	0,44	0,47	
MnO	0,05	0,04	0,01	0,03	0,03	0,02	0,07	0,02	0,04	0,02	0,05	0,05	0,03	0,04	0,08	0,14	0,11	0,07	0,02	0,10	0,00	0,00	0,01	0,02	
MgO	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	
CaO	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,15	0,16	0,16	
Na ₂ O	16,33	16,53	16,45	16,54	16,50	15,61	15,26	15,82	16,13	16,32	16,34	15,96	15,69	16,25	15,62	14,96	16,78	15,95	16,07	16,02	16,29	17,10	17,45	16,42	
K ₂ O	4,36	5,08	5,15	4,92	5,03	3,76	5,18	4,42	4,40	4,38	3,39	3,50	5,01	4,79	5,08	3,44	5,28	4,39	4,19	4,53	4,94	4,70	5,17	5,19	
SrO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,02	0,12	0,00	0,11	0,10	
BaO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
Total	99,42	99,88	100,53	99,06	98,85	100,74	99,90	99,82	99,20	100,58	100,95	100,45	100,27	100,82	99,65	98,90	101,11	99,70	100,02	100,04	98,99	101,18	100,30	99,39	99,63
Número de cations calculado na base de 32 oxigênios																									
Si	8,707	8,607	8,643	8,627	8,572	9,430	9,015	8,843	8,836	8,808	9,252	9,195	8,823	8,811	8,795	9,292	8,595	8,981	8,973	8,850	8,655	8,405	8,288	8,295	
Al	7,155	7,165	7,137	7,132	7,193	6,356	6,819	6,994	7,009	6,973	6,501	6,614	7,035	7,087	7,123	6,494	7,262	6,770	6,787	6,921	7,257	7,591	7,604	7,711	
Ti	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,007	0,004	0,000	0,004	0,001	0,007	0,001	0,000	0,007	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	
Fe ³⁺	0,177	0,224	0,229	0,219	0,226	0,222	0,195	0,235	0,182	0,264	0,242	0,236	0,197	0,129	0,134	0,298	0,120	0,262	0,259	0,257	0,092	0,055	0,064	0,068	
Mn	0,007	0,006	0,002	0,005	0,005	0,003	0,011	0,003	0,006	0,004	0,009	0,007	0,004	0,006	0,013	0,022	0,017	0,011	0,004	0,015	0,000	0,000	0,002	0,003	
Mg	0,000	0,003	0,002	0,007	0,000	0,004	0,003	0,010	0,006	0,009	0,007	0,004	0,007	0,002	0,005	0,010	0,003	0,006	0,004	0,005	0,004	0,000	0,003	0,001	
Ca	0,006	0,002	0,005	0,001	0,000	0,005	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,007	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,031	0,033	0,032	
Na	6,055	6,139	6,067	6,191	6,200	5,628	5,615	5,825	5,976	5,976	5,897	5,786	5,762	5,929	5,769	5,500	6,151	5,879	5,902	5,901	6,079	6,246	6,479	6,114	
K	1,064	1,240	1,249	1,212	1,243	0,892	1,254	1,069	1,072	1,054	0,804	0,835	1,211	1,149	1,236	0,833	1,273	1,064	1,012	1,098	1,213	1,129	1,263	1,271	
Sr	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,006	0,002	0,013	0,000	0,012	0,011	
Ba	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	
Total	23,185	23,388	23,332	23,396	23,440	22,541	22,913	22,987	23,091	23,088	22,720	22,688	23,047	23,117	23,078	22,471	23,424	22,974	22,954	23,055	23,317	23,458	23,749	23,508	
Membros finais																									
Ne	74,79	74,26	73,50	74,77	74,79	69,65	69,18	72,12	73,67	73,18	72,67	71,92	71,15	73,46	71,79	68,86	75,15	71,78	72,32	72,26	75,03	77,80	78,85	76,24	
FeNe	3,40	4,21	4,30	4,10	4,23	4,25	3,72	4,52	3,47	5,01	4,62	4,54	3,77	2,48	2,58	5,78	2,28	4,96	4,93	4,89	1,75	1,06	1,20	1,32	
Ks	14,63	16,71	16,85	16,30	16,70	12,29	17,21	14,74	14,72	14,37	11,03	11,56	16,65	15,86	17,12	11,61	17,31	14,47	13,80	14,97	16,68	15,65	17,12	17,65	
An	0,14	0,04	0,12	0,02	0,00	0,13	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07	0,17	0,00	0,00	0,21	0,01	0,00	0,00	0,02	0,07	0,75	0,79	0,79	
Oz	7,04	4,78	5,24	4,81	4,27	13,68	9,86	8,62	8,07	7,44	11,67	11,90	8,27	8,21	8,52	13,55	5,25	8,78	8,95	7,86	6,47	4,74	2,05	5,18	3,99

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfírico I; Fpf II, fonolito porfírico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Mtz, cristal da matriz; Fen, fenocristal.

Tabela II. Composição química de nefelinas de rochas fonolíticas da SABR. (continuação)

Amostra	P117	P117	P117	P117	P117	P119	P119	P119	P119	P119
Fácies ⁽¹⁾	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II
Cristal ⁽²⁾	39N	39B	40	41	42	43	44N	45B		
Textura ⁽²⁾	Fen	Fen	Mtz	Fen	Mtz	Mtz	Fen	Fen	Fen	Fen
SiO ₂	44,06	50,58	50,83	43,45	48,77	48,44	44,44	44,44	44,21	
Al ₂ O ₃	33,62	29,60	30,11	34,22	29,80	31,09	33,84	33,84	33,95	
TiO ₂	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	
Fe ₂ O ₃	0,47	0,96	0,81	0,35	0,96	0,94	0,46	0,46	0,44	
MnO	0,02	0,03	0,00	0,02	0,05	0,05	0,01	0,01	0,02	
MgO	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	
CaO	0,18	0,03	0,03	0,49	0,29	0,02	0,15	0,15	0,19	
Na ₂ O	18,11	16,72	17,26	18,00	16,99	17,71	18,35	18,35	17,97	
K ₂ O	4,26	3,28	2,23	4,85	3,24	3,17	4,46	4,46	4,86	
SrO	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,02	
Total	100,73	101,23	101,34	101,43	100,16	101,47	101,73	101,73	101,71	
Número de cations calculado na base de 32 oxigênios										
Si	8,363	9,357	9,343	8,232	9,166	9,001	8,363	8,363	8,333	
Al	7,522	6,455	6,522	7,640	6,599	6,809	7,507	7,507	7,542	
Ti	0,001	0,000	0,006	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,007	
Fe ³⁺	0,067	0,134	0,112	0,050	0,136	0,132	0,065	0,065	0,063	
Mn	0,003	0,005	0,001	0,002	0,007	0,008	0,001	0,001	0,002	
Mg	0,000	0,006	0,007	0,000	0,005	0,009	0,000	0,000	0,002	
Ca	0,036	0,006	0,006	0,099	0,057	0,003	0,029	0,029	0,039	
Na	6,664	5,998	6,152	6,610	6,191	6,382	6,697	6,697	6,568	
K	1,031	0,774	0,523	1,172	0,777	0,751	1,070	1,070	1,169	
Sr	0,001	0,000	0,000	0,006	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	
Total	23,689	22,735	22,672	23,813	22,945	23,095	23,734	23,727		
Membros finais										
Ne	81,24	74,09	77,07	79,97	75,62	78,36	81,29	81,29	79,83	
FeNe	1,27	2,56	2,18	0,94	2,58	2,50	1,23	1,23	1,18	
Ks	13,99	10,65	7,30	15,79	10,57	10,27	14,46	14,46	15,82	
An	0,87	0,15	0,14	2,35	1,37	0,07	0,70	0,70	0,92	
Qz	2,63	12,54	13,31	0,96	9,86	8,79	2,33	2,33	2,25	

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfírico I; Fpf II, fonolito porfírico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Mtz, cristal da matriz; Fen, fenocristal.

Tabela III. Composição química de clinopiroxênios de rochas fonolíticas da SABR. (continua...)

Amostra	P56	P56	P56	P56	P56	P56	P56	P56	P56	P56	P56	P56	P11	P11	P11	P11
Fácies ⁽¹⁾	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II
Cristal ⁽²⁾	1	2N	2B	3	4	5	6	7	8N	8B	9	10	11N	11B	12	13N
Textura ⁽²⁾	Ant idio	Sub poiq	Sub poiq	Xen inc	Xen poiq	Xen poiq	Xen	Sub	Sub	Sub	Idio incl	Xen poiq	Ant sub	Ant sub	Sub poiq	
SiO ₂	51,30	50,85	51,65	51,04	49,93	50,38	50,81	51,65	51,23	52,19	52,42	51,69	51,60	50,34	50,39	50,53
TiO ₂	0,89	0,67	0,65	0,47	0,77	0,57	0,66	2,07	1,33	1,48	0,81	2,78	0,21	0,30	0,35	0,47
Al ₂ O ₃	1,53	1,56	0,95	1,32	1,39	1,22	0,79	0,83	0,71	0,79	0,83	1,42	1,82	1,53	0,89	1,49
ZrO ₂	0,10	0,31	0,48	0,27	0,44	0,30	0,84	0,99	1,15	1,35	0,24	0,96	0,00	0,04	0,11	
FeO _T	11,25	14,04	20,56	14,15	17,27	15,89	25,13	25,13	26,06	27,18	28,46	25,15	11,82	16,64	14,37	14,04
MnO	2,04	2,59	2,47	2,38	3,09	2,52	1,94	1,53	1,84	1,09	0,80	1,13	0,40	2,52	2,88	2,48
MgO	9,59	7,65	3,96	7,13	4,90	6,01	1,23	0,59	0,80	0,24	0,19	0,26	12,18	7,31	8,29	8,35
CaO	20,45	19,20	13,35	19,43	17,15	17,96	8,30	5,01	6,35	2,65	2,15	2,18	21,46	18,47	19,74	19,93
Na ₂ O	2,33	2,68	5,97	2,69	3,65	3,54	8,82	10,78	10,09	12,04	12,12	12,43	0,74	2,99	2,19	2,40
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,07	0,00	0,03	0,01
Total	99,46	99,55	100,04	98,87	98,59	98,40	98,53	98,58	99,55	99,02	98,03	97,99	100,30	100,15	99,24	99,71
Fe ₂ O ₃	5,70	6,30	13,23	5,52	8,05	8,33	20,04	21,00	22,17	24,44	25,96	23,35	3,52	10,06	7,62	7,95
FeO	6,12	8,38	8,65	9,18	10,03	8,40	7,10	6,24	6,10	5,19	5,10	4,14	8,66	7,59	7,52	6,89
Total novo	99,93	99,87	100,89	99,16	98,95	98,93	99,70	99,70	100,62	100,12	100,39	99,37	100,66	101,12	99,89	100,51
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																
Si	1,942	1,947	1,976	1,971	1,955	1,959	1,971	1,984	1,960	1,986	2,003	1,974	1,933	1,919	1,938	1,926
Al	0,058	0,053	0,024	0,029	0,045	0,041	0,029	0,016	0,032	0,014	0,000	0,026	0,067	0,069	0,041	0,067
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,022	0,008
Soma T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,003	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al	0,010	0,018	0,019	0,031	0,019	0,015	0,006	0,022	0,000	0,022	0,037	0,038	0,013	0,000	0,000	0,000
Ti	0,026	0,019	0,019	0,014	0,022	0,016	0,019	0,060	0,038	0,043	0,023	0,080	0,006	0,009	0,010	0,014
Fe ³⁺	0,162	0,181	0,381	0,160	0,237	0,244	0,585	0,607	0,631	0,700	0,746	0,671	0,099	0,276	0,199	0,221
Zr	0,002	0,006	0,009	0,005	0,008	0,006	0,016	0,018	0,022	0,025	0,004	0,018	0,000	0,001	0,002	0,000
Mg	0,541	0,437	0,226	0,411	0,286	0,348	0,071	0,034	0,046	0,013	0,011	0,015	0,680	0,415	0,475	0,474
Fe ²⁺	0,194	0,268	0,277	0,296	0,328	0,273	0,230	0,200	0,195	0,165	0,163	0,132	0,202	0,242	0,242	0,220
Mn	0,065	0,071	0,071	0,078	0,100	0,083	0,064	0,050	0,060	0,032	0,015	0,036	0,000	0,057	0,072	0,072
Soma M1	1,000	1,000	1,000	0,995	1,000	0,985	0,991	0,990	0,991	1,000	1,000	0,990	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,069	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,013	0,009	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,011	0,000	0,013	0,024	0,022	0,008
Ca	0,829	0,788	0,547	0,804	0,719	0,748	0,345	0,206	0,260	0,108	0,088	0,089	0,861	0,754	0,813	0,814
Na	0,171	0,199	0,443	0,201	0,277	0,267	0,663	0,803	0,748	0,888	0,898	0,920	0,054	0,221	0,163	0,177
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001	0,001
Soma M2	1,000	1,000	1,000	1,005	0,999	1,015	1,008	1,010	1,009	1,000	0,997	1,010	1,000	1,000	1,000	1,000
Total cátions	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Componentes moleculares																
Jd	1,01	1,77	1,87	3,10	1,89	1,47	0,65	2,24	0,00	2,26	3,88	3,95	1,30	0,00	0,00	0,00
Ae	10,73	13,28	37,31	13,45	20,00	20,98	59,14	62,86	64,15	72,43	77,95	69,90	3,23	20,36	14,17	15,17
Es	5,71	5,04	1,15	2,70	3,98	3,59	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	6,71	7,41	5,81	7,03
CaTiTs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,39	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	39,15	37,25	27,04	39,12	34,39	35,93	17,43	10,67	13,19	5,58	4,60	3,94	39,83	34,17	37,97	37,46
En	27,40	22,05	11,39	20,67	14,46	17,57	3,60	1,74	2,33	0,69	0,57	0,76	34,10	20,85	23,88	23,88
Fs	8,43	12,27	12,57	13,99	15,07	12,65	9,88	6,34	6,92	5,05	7,06	2,49	13,31	11,68	11,56	10,37
MnFs	2,01	3,27	3,11	3,24	4,06	3,36	2,26	0,00	1,10	0,00	0,12	0,00	0,34	3,66	4,22	3,35
Fe ²⁺ -NaT	5,19	3,91	3,75	2,73	4,46	3,29	3,83	12,33	7,77	8,80	4,89	13,84	1,19	1,73	1,99	2,74
Fe ²⁺ -NaZ	0,38	1,17	1,81	1,01	1,70	1,16	3,22	3,83	4,39	5,19	0,93	3,72	0,00	0,15	0,40	0,00
Q	1,56	1,49	1,05	1,51	1,33	1,37	0,65	0,44	0,50	0,29	0,26	0,24	1,81	1,41	1,53	1,51
J	0,34	0,40	0,89	0,40	0,55	0,53	1,33	1,61	1,50	1,78	1,80	1,84	0,11	0,44	0,33	0,35
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	diopsídio com Fe ³⁺ e Na	aegirina-augita	aegirina-augita	aegirina-augita	aegirina-augita com Mn	aegirina-augita com Mn	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	augita com Fe ³⁺	aegirina-augita	augita com Fe ³⁺ e Na	hedembergita com Fe ³⁺ e Na
Divisão	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfirítico I; Fpf II, fonolito porfirítico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Ant, antecristal; Aci, acicular; Idio, idiomórfico; Poiq, poquilítico; Sub, subidiomórfico; Xen, xenomórfico; Inc, cristal incluso; Ves, cristal em vesícula.

Tabela III. Composição química de clinopiroxênios de rochas fonolíticas da SABR. (continua...)

Amostra	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P22B	P22B
Fácies ⁽¹⁾	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II
Cristal ⁽²⁾	13B	14	15N	15B	16	17	18	19	20N	20B	21	22	23	24	25	26
Textura ⁽²⁾			Idio poiq	Idio poiq							Sub	Sub poiq	Aci	Xen	Sub	Ant idio
SiO ₂	50,86	51,05	50,00	51,38	50,40	49,50	49,89	50,61	50,36	52,72	51,17	51,18	52,05	51,92	50,98	50,80
TiO ₂	0,75	0,32	0,48	2,50	0,60	0,61	0,87	0,56	0,86	3,17	2,69	2,29	3,06	1,44	0,42	0,82
Al ₂ O ₃	1,26	0,82	1,47	0,78	1,42	1,38	1,69	1,25	1,16	1,16	0,80	0,97	0,95	1,56	0,99	1,48
ZrO ₂			0,14	0,85							0,71	0,88	0,05	0,23	0,16	0,25
FeO _T	17,17	15,35	14,28	25,26	14,52	14,90	15,82	15,12	19,22	25,67	25,67	25,29	26,19	26,51	14,32	12,10
MnO	2,79	3,13	2,70	1,43	2,65	2,55	2,57	2,76	2,97	0,71	1,36	1,19	1,03	0,79	2,68	2,28
MgO	5,62	7,05	8,57	0,47	7,98	7,60	7,51	7,06	4,25	0,09	0,47	0,36	0,06	0,24	8,05	8,77
CaO	16,89	19,56	19,35	2,91	19,10	18,73	18,83	18,51	14,84	0,25	2,91	2,19	0,44	1,11	19,52	19,47
Na ₂ O	3,78	2,46	2,53	12,60	2,61	2,74	2,82	2,91	5,01	13,34	12,11	12,80	13,73	13,84	2,06	2,33
K ₂ O	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,14	99,76	99,52	98,19	99,27	98,00	100,04	98,81	98,67	97,15	97,89	97,15	97,55	97,64	99,17	98,31
Fe ₂ O ₃	8,45	6,82	9,26	26,50	7,85	8,68	9,44	7,38	11,93	23,99	24,78	26,45	27,43	29,46	4,94	4,60
FeO	9,57	9,22	5,94	1,41	7,46	7,09	7,32	8,48	8,49	4,09	3,37	1,49	1,51	0,00	9,87	7,96
Total novo	99,98	100,44	100,31	100,00	100,06	98,87	100,98	99,55	99,87	99,56	99,67	98,92	100,26	100,36	99,50	98,52
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																
Si	1,966	1,964	1,908	1,954	1,932	1,924	1,904	1,956	1,957	2,011	1,960	1,962	1,974	1,956	1,967	1,957
Al	0,034	0,036	0,066	0,035	0,064	0,063	0,076	0,044	0,043	0,000	0,036	0,038	0,026	0,044	0,033	0,043
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,026	0,011	0,004	0,013	0,020	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,011	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al	0,024	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,010	0,052	0,000	0,006	0,017	0,025	0,012	0,025
Ti	0,022	0,009	0,014	0,072	0,017	0,017	0,025	0,016	0,025	0,091	0,077	0,066	0,088	0,041	0,012	0,024
Fe ³⁺	0,246	0,197	0,240	0,747	0,223	0,241	0,251	0,215	0,349	0,688	0,711	0,763	0,783	0,835	0,143	0,133
Zr	0,000	0,000	0,003	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,016	0,001	0,004	0,003	0,005
Mg	0,324	0,404	0,488	0,026	0,456	0,441	0,427	0,407	0,246	0,005	0,027	0,021	0,003	0,013	0,463	0,504
Fe ²⁺	0,309	0,296	0,190	0,045	0,239	0,230	0,234	0,274	0,276	0,131	0,108	0,048	0,048	0,000	0,319	0,257
Mn	0,076	0,092	0,066	0,046	0,065	0,070	0,064	0,076	0,094	0,023	0,044	0,039	0,033	0,025	0,049	0,053
Soma M1	1,000	1,000	1,000	0,952	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,990	0,980	0,958	0,973	0,945	1,000	1,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,016	0,010	0,021	0,000	0,021	0,013	0,020	0,014	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,039	0,021
Ca	0,700	0,806	0,791	0,118	0,784	0,780	0,770	0,766	0,618	0,010	0,119	0,090	0,018	0,045	0,807	0,804
Na	0,284	0,183	0,187	0,929	0,194	0,206	0,209	0,218	0,378	0,987	0,900	0,952	1,010	1,011	0,154	0,174
K	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma M2	1,000	1,000	1,000	1,049	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,020	1,042	1,028	1,056	1,000	1,000
Total cátions	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,001	4,001	4,000	4,000
Componentes moleculares																
Jd	2,38	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,27	1,05	5,58	0,00	0,61	1,80	2,69	1,18	2,52
Ae	22,01	16,51	15,60	79,49	16,10	17,28	16,27	17,60	32,20	73,40	74,11	81,32	83,79	88,87	11,28	9,39
Es	2,84	3,32	8,61	0,00	6,38	7,04	9,11	4,04	3,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,14	4,11
CaTiTs	0,00	0,00	0,00	4,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,52	1,51	4,17	5,18	3,52	0,00	0,00
Wo	33,96	38,83	35,54	4,07	36,37	35,83	34,42	36,61	29,72	0,00	5,46	2,71	0,00	0,63	39,02	38,63
En	16,37	20,31	24,55	1,41	23,00	22,23	21,62	20,50	12,46	0,28	1,41	1,11	0,17	0,72	23,28	25,49
Fs	14,55	14,42	8,73	0,00	11,19	10,74	10,56	13,01	12,72	2,87	1,66	0,25	0,39	0,00	15,27	11,55
MnFs	3,53	4,66	3,70	0,87	3,46	3,36	2,94	3,74	3,70	0,00	0,00	0,63	0,00	0,90	3,80	2,56
Fe ²⁺ -NaT	4,36	1,87	2,77	6,33	3,50	3,51	5,08	3,23	5,01	16,36	13,09	5,69	8,49	1,79	2,42	4,79
Fe ²⁺ -NaZ	0,00	0,00	0,51	3,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,77	3,51	0,18	0,90	0,62	0,96
Q	1,33	1,51	1,47	0,19	1,48	1,45	1,43	1,45	1,14	0,15	0,25	0,16	0,07	0,06	1,59	1,56
J	0,57	0,37	0,37	1,86	0,39	0,41	0,42	0,44	0,76	1,97	1,80	1,90	2,02	2,02	0,31	0,35
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	aegirina-augita	aegirina-augita com Fe ³⁺ e Na	aegirina-augita	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita	aegirina-augita	aegirina-augita	aegirina-augita	aegirina-augita	aegirina-augita	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita	aegirina-augita com Fe ³⁺ e Na	augita com Fe ³⁺ e Na	diopsídio com Fe ³⁺ e Na
Divisão	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-2	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-1	Grupo-1

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfirítico I; Fpf II, fonolito porfirítico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Ant, antecristal; Aci, acicular; Idio, idiomórfico; Poiq, poquilítico; Sub, subidiomórfico; Xen, xenomórfico; Inc, cristal incluso; Ves, cristal em vesícula.

Tabela III. Composição química de clinopiroxênios de rochas fonolíticas da SABR. (continua...)

Amostra	P22B	P22B	P22B	P22B	P22B	P22B	P22B	P22B	P26	P26	P26	P26	P26	P16B	P17	P17
Fácies ⁽¹⁾	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Faf	Faf	Faf
Cristal ⁽²⁾	27N	27B	28	29	30N	30B	31B	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Textura ⁽²⁾	Sub poiq	Sub poiq	Sub incl	Idio	Idio poiq	Idio poiq	Sub poiq	Sub	Sub poiq	Sub poiq	Sub poiq	Sub poiq	Idio poiq			
SiO ₂	51,16	52,01	51,23	51,92	50,55	51,65	51,12	51,35	50,84	51,69	50,61	51,08	51,44	52,81	50,35	50,80
TiO ₂	0,47	1,97	0,50	0,94	1,46	1,68	2,05	1,68	0,58	0,85	0,61	1,29	0,87	1,77	0,78	0,57
Al ₂ O ₃	1,33	0,77	1,15	0,63	0,82	0,92	0,86	0,84	1,00	1,10	0,72	0,87	0,90	1,20	1,25	1,06
ZrO ₂	0,31	1,30	0,61	1,29	1,34	1,42	1,09	1,45	0,37	0,59	0,80	1,41	0,83			
FeO _T	13,61	24,63	15,18	25,31	23,71	27,31	26,11	25,39	17,96	17,33	24,21	25,85	26,68	25,20	19,29	18,67
MnO	2,58	1,59	2,64	2,02	2,11	1,12	1,45	1,51	2,72	2,53	2,22	1,98	1,14	1,10	2,90	2,56
MgO	7,74	0,78	7,86	1,16	1,33	0,35	0,58	0,68	4,81	5,36	1,71	0,75	0,57	0,39	4,21	4,70
CaO	19,65	5,09	18,05	6,91	7,81	2,71	4,19	4,83	16,00	14,42	9,89	5,35	4,76	2,02	14,84	15,01
Na ₂ O	2,56	11,02	3,49	9,66	9,36	12,66	11,27	11,43	4,35	5,32	7,95	10,19	10,75	12,48	4,87	4,91
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02	0,02	0,07	0,01
Total	99,41	99,18	100,70	99,86	98,51	99,85	98,72	99,20	98,64	99,19	98,75	98,76	97,96	96,99	98,56	98,29
Fe ₂ O ₃	5,82	21,62	9,90	20,52	20,20	28,08	23,65	24,68	9,21	10,50	18,66	21,29	23,08	23,78	11,49	11,23
FeO	8,37	5,17	6,27	6,85	5,54	2,05	4,84	3,18	9,67	7,89	7,42	6,69	5,91	3,81	8,95	8,57
Total novo	99,68	100,05	101,08	100,63	99,20	101,25	100,00	100,22	99,20	99,65	99,83	99,48	99,45	99,37	99,71	99,41
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																
Si	1,961	1,981	1,933	1,982	1,955	1,940	1,957	1,952	1,980	1,982	1,965	1,971	1,985	2,021	1,961	1,975
Al	0,039	0,019	0,051	0,018	0,037	0,041	0,039	0,038	0,020	0,018	0,033	0,029	0,015	0,000	0,039	0,025
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,016	0,000	0,007	0,019	0,004	0,010	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,021	2,000	2,000
Al	0,021	0,016	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,032	0,000	0,010	0,026	0,054	0,018	0,024
Ti	0,013	0,057	0,014	0,027	0,042	0,048	0,059	0,048	0,017	0,024	0,017	0,037	0,025	0,051	0,022	0,016
Fe ³⁺	0,168	0,620	0,265	0,590	0,580	0,775	0,677	0,696	0,270	0,303	0,543	0,618	0,670	0,685	0,337	0,329
Zr	0,006	0,024	0,011	0,024	0,025	0,026	0,020	0,027	0,007	0,011	0,015	0,026	0,016	0,000	0,000	0,000
Mg	0,442	0,044	0,442	0,066	0,077	0,020	0,033	0,038	0,279	0,306	0,099	0,043	0,033	0,022	0,245	0,273
Fe ²⁺	0,268	0,165	0,198	0,219	0,179	0,064	0,155	0,101	0,315	0,253	0,241	0,216	0,191	0,122	0,292	0,279
Mn	0,082	0,051	0,070	0,064	0,069	0,036	0,047	0,049	0,087	0,071	0,073	0,049	0,037	0,035	0,086	0,080
Soma M1	1,000	0,978	1,000	1,000	0,973	0,969	0,991	0,959	1,000	1,000	0,988	1,000	0,998	0,969	1,000	1,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,002	0,000	0,015	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,012	0,000	0,016	0,000	0,000	0,009	0,004
Ca	0,807	0,208	0,730	0,283	0,324	0,109	0,172	0,197	0,668	0,593	0,411	0,221	0,197	0,083	0,619	0,625
Na	0,190	0,814	0,256	0,715	0,702	0,922	0,836	0,843	0,329	0,396	0,598	0,763	0,804	0,926	0,368	0,370
K	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000
Soma M2	1,000	1,023	1,000	1,000	1,027	1,032	1,009	1,041	1,000	1,000	1,012	1,000	1,002	1,010	1,000	1,000
Total cátions	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,001	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Componentes moleculares																
Jd	2,11	1,66	0,00	1,07	0,00	0,00	0,00	0,00	2,56	3,22	0,00	1,07	2,65	5,84	1,83	2,40
Ae	13,23	64,18	20,63	60,20	58,11	80,33	69,36	71,17	25,89	29,68	54,01	63,23	68,84	73,74	31,18	31,64
Es	3,68	0,00	6,09	0,00	1,19	0,00	0,00	0,09	1,34	0,99	0,75	0,00	0,00	0,00	2,89	1,48
CaTiTs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,51	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	38,77	10,76	33,70	14,43	15,94	4,41	8,80	10,03	33,00	29,50	20,38	11,31	10,12	4,47	29,87	30,79
En	22,25	2,30	22,25	3,38	3,92	1,03	1,70	1,97	14,08	15,51	4,98	2,19	1,70	1,18	12,37	13,75
Fs	12,53	4,34	8,68	8,56	5,73	0,74	3,86	1,34	14,68	11,02	10,52	7,79	7,72	3,83	13,62	13,22
MnFs	3,55	0,00	3,53	1,96	1,39	0,61	0,00	0,04	3,68	2,93	2,81	1,41	0,63	0,00	3,70	3,43
Fe ²⁺ -NaT	2,70	11,75	2,88	5,49	8,58	4,98	12,09	9,83	3,38	4,92	3,51	7,58	5,14	10,93	4,54	3,29
Fe ²⁺ -NaZ	1,18	5,00	2,25	4,92	5,15	5,40	4,18	5,51	1,40	2,24	3,04	5,42	3,20	0,00	0,00	0,00
Q	1,52	0,42	1,37	0,57	0,58	0,19	0,36	0,34	1,26	1,15	0,75	0,48	0,42	0,23	1,16	1,18
J	0,38	1,63	0,51	1,43	1,40	1,84	1,67	1,69	0,66	0,79	1,20	1,53	1,61	1,85	0,74	0,74
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	aegirina-augita	aegirina-augita	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina com Zr	aegirina com Zr	aegirina com Zr	aegirina-augita	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina	aegirina-augita	aegirina-augita
Divisão	Grupo-1	Grupo-2	Grupo-1	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-1	Grupo-1

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfirítico I; Fpf II, fonolito porfirítico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Ant, antecristal; Aci, acicular; Idio, idiomórfico; Poiq, poquilítico; Sub, subidiomórfico; Xen, xenomórfico; Inc, cristal incluso; Ves, cristal em vesícula.

Tabela III. Composição química de clinopiroxênios de rochas fonolíticas da SABR. (continua...)

Amostra	P17	P17	P17	P17	P17	P17	P17	p24	P24	P24	P24	P24	P45	P45	P45	P45
Fácies ⁽¹⁾	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf
Cristal ⁽²⁾	41N	41B	42	43	44	45	46	47N	47B	48	49	50	51	52N	52B	53
Textura ⁽²⁾					Idio poiq			Sub poiq	Sub poiq	Sub poiq		Sub poiq	Idio ban	Idio poiq	Idio poiq	Sub
SiO ₂	50,96	51,52	52,49	52,83	51,90	52,40	52,23	52,15	51,74	52,07	51,82	52,52	50,23	51,20	52,06	51,68
TiO ₂	0,76	2,87	1,86	2,36	1,58	2,45	2,39	0,62	2,53	1,22	1,57	1,70	0,72	0,90	1,08	1,29
Al ₂ O ₃	1,12	0,84	1,20	1,05	0,90	1,18	1,07	0,97	0,94	0,99	0,84	0,95	1,03	1,26	0,97	0,78
ZrO ₂					0,67			0,52	1,06	1,21	1,08	1,27	0,67	0,51	1,01	1,20
FeO _T	18,73	24,55	26,28	25,58	26,77	25,44	25,58	22,72	24,34	26,27	26,93	26,03	20,24	18,56	25,37	25,58
MnO	2,97	1,90	0,91	1,03	1,22	0,90	1,15	2,12	1,73	1,16	1,14	0,87	2,76	2,59	1,53	1,65
MgO	4,63	0,63	0,40	0,43	0,43	0,30	0,28	1,54	0,51	0,25	0,31	0,28	2,89	3,50	0,58	0,70
CaO	15,00	5,04	2,08	2,10	3,13	1,76	1,68	9,16	5,61	3,54	3,58	2,22	15,46	15,30	6,15	7,40
Na ₂ O	5,28	10,47	12,15	12,32	12,34	12,40	12,42	8,20	10,13	11,00	11,45	11,99	4,69	4,53	10,03	9,00
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,05	0,06	0,02	0,00	0,01	0,00	0,11	0,00
Total	99,44	97,84	97,36	97,73	98,94	96,86	96,80	97,99	98,63	97,75	98,74	97,83	98,70	98,36	98,90	99,28
Fe ₂ O ₃	12,99	19,49	23,48	23,01	27,06	22,87	23,43	15,14	17,57	20,56	23,39	21,81	9,44	6,26	19,92	17,07
FeO	7,04	7,02	5,15	4,88	2,43	4,86	4,49	9,10	8,53	7,77	5,89	6,40	11,74	12,93	7,44	10,22
Total novo	100,75	99,79	99,72	100,04	100,98	99,15	99,15	98,99	99,33	98,60	100,00	98,74	98,98	98,48	99,88	99,79
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																
Si	1,956	1,992	2,011	2,014	1,962	2,014	2,009	2,029	1,999	2,017	1,983	2,018	1,978	2,013	2,001	2,000
Al	0,044	0,008	0,000	0,000	0,038	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,017	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	2,000	2,000	2,011	2,014	2,000	2,014	2,009	2,029	2,000	2,017	2,000	2,018	2,000	2,013	2,001	2,000
Al	0,006	0,030	0,054	0,047	0,002	0,054	0,048	0,044	0,041	0,045	0,021	0,043	0,026	0,058	0,044	0,035
Ti	0,022	0,083	0,053	0,068	0,045	0,070	0,069	0,018	0,073	0,035	0,045	0,049	0,021	0,026	0,031	0,037
Fe ³⁺	0,375	0,567	0,677	0,660	0,770	0,661	0,678	0,443	0,511	0,599	0,673	0,631	0,280	0,185	0,576	0,497
Zr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,010	0,020	0,023	0,020	0,024	0,013	0,010	0,019	0,023
Mg	0,265	0,036	0,023	0,025	0,024	0,017	0,016	0,090	0,029	0,014	0,018	0,016	0,170	0,205	0,033	0,040
Fe ²⁺	0,226	0,227	0,165	0,156	0,077	0,156	0,145	0,296	0,276	0,252	0,188	0,206	0,387	0,425	0,239	0,331
Mn	0,096	0,057	0,028	0,033	0,039	0,029	0,037	0,070	0,051	0,032	0,034	0,028	0,092	0,086	0,050	0,036
Soma M1	0,990	1,000	1,000	0,989	0,969	0,988	0,994	0,970	1,000	1,000	1,000	0,996	0,988	0,996	0,993	1,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,006	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018
Ca	0,617	0,209	0,085	0,086	0,127	0,072	0,069	0,382	0,232	0,147	0,147	0,092	0,652	0,645	0,253	0,307
Na	0,393	0,785	0,902	0,911	0,904	0,924	0,926	0,619	0,759	0,826	0,850	0,893	0,358	0,346	0,748	0,675
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,005	0,000
Soma M2	1,010	0,999	0,989	0,998	1,031	0,998	0,997	1,000	0,999	0,982	1,000	0,985	1,011	0,990	1,006	1,000
Total cátions	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	3,999	3,999	4,000	4,000
Componentes moleculares																
Jd	0,64	3,13	5,70	5,03	0,19	5,68	5,11	4,72	4,30	4,80	2,13	4,57	2,64	6,06	4,53	3,66
Ae	34,72	59,25	71,42	70,05	79,19	70,12	71,82	47,23	53,23	63,82	69,52	67,15	26,89	19,19	59,56	51,26
Es	3,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,38	0,00	0,00	0,00
CaTiTs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	29,57	10,92	4,51	4,55	6,52	3,84	3,66	20,33	12,10	7,82	7,58	4,87	32,27	33,41	13,09	15,82
En	13,38	1,90	1,20	1,31	1,24	0,90	0,86	4,77	1,53	0,76	0,92	0,85	8,58	10,63	1,72	2,09
Fs	10,33	7,54	5,89	4,66	0,98	4,54	4,03	14,30	9,54	10,33	6,35	7,08	17,86	20,19	9,78	13,98
MnFs	3,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,78	0,00	0,16	0,00	0,00	3,61	3,12	0,97	0,88
Fe ²⁺ -NaT	4,39	17,25	11,29	14,40	9,34	14,93	14,52	3,78	15,13	7,47	9,33	10,40	4,18	5,37	6,42	7,63
Fe ²⁺ -NaZ	0,00	0,00	0,00	0,00	2,54	0,00	0,00	2,09	4,16	4,86	4,18	5,08	2,59	2,03	3,92	4,68
Q	1,11	0,47	0,27	0,27	0,23	0,25	0,23	0,77	0,54	0,41	0,35	0,31	1,21	1,28	0,53	0,68
J	0,79	1,57	1,80	1,82	1,81	1,85	1,85	1,24	1,52	1,65	1,70	1,79	0,72	0,69	1,50	1,35
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	aegirina-augita	aegirina-augita	aegirina	aegirina	aegirina com Zr	aegirina	aegirina	aegirina-augita	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina com Zr	aegirina com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr
Divisão	Grupo-1	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-1	Grupo-1	Grupo-2	Grupo-2

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfirítico I; Fpf II, fonolito porfirítico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Ant, antecristal; Aci, acicular; Idio, idiomórfico; Poiq, poquilítico; Sub, subidiomórfico; Xen, xenomórfico; Inc, cristal incluso; Ves, cristal em vesícula.

Tabela III. Composição química de clinopiroxênios de rochas fonolíticas da SABR. (continua...)

Amostra	P109	P109	P109	P109	P109	P109	P109	P122	P122	P122	P117	P117	P117	P117	P117	P117
Fácies ⁽¹⁾	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I
Cristal ⁽²⁾	54N	54B	55	56B*	57	58	59	60	61	62B*	63	64	65	66	67	68
Textura ⁽²⁾	Xen	Xen	Xen	Idio	Xen	Aci	Aci	Aci	Aci	Sub	Ves idio	Ves xen	Ves aci	Ves aci	Idio	Aci
SiO ₂	49,22	52,19	50,66	50,17	49,81	51,03	52,28	52,24	52,56	52,67	51,37	51,32	52,12	51,33	51,32	51,42
TiO ₂	1,12	1,56	1,53	2,50	3,01	3,00	1,51	3,29	1,17	2,55	3,04	3,92	3,18	4,37	3,69	3,80
Al ₂ O ₃	1,24	1,34	1,05	0,81	0,89	0,85	1,44	1,03	1,33	1,20	1,31	0,81	1,39	1,21	1,01	1,40
ZrO ₂	0,81	0,31	0,68	1,57	1,00	1,12	0,04	0,62	0,42	0,11	0,63	0,25	0,08	0,15	0,88	0,06
FeO _T	22,30	26,68	23,55	23,77	23,31	24,25	26,45	24,72	25,88	24,35	24,72	23,38	25,09	22,80	24,59	23,98
MnO	3,08	1,04	2,30	2,10	2,06	1,73	0,65	1,16	0,99	0,95	0,96	1,13	1,01	1,01	1,02	0,94
MgO	2,07	0,30	1,42	0,89	0,85	0,55	0,16	0,35	0,17	0,35	0,67	0,75	0,45	0,78	0,79	0,54
CaO	12,07	1,07	8,22	6,48	5,96	4,51	0,68	3,10	2,94	1,73	2,70	2,96	2,10	2,93	2,75	1,96
Na ₂ O	6,08	13,13	8,72	9,87	10,49	11,14	13,50	11,73	11,79	12,30	12,01	12,29	12,75	12,77	12,91	13,14
K ₂ O	0,06	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,02	0,05	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01
Total	98,04	97,66	98,15	98,20	97,39	98,19	96,72	98,29	97,28	96,26	97,40	96,83	98,21	97,35	98,96	97,25
Fe ₂ O ₃	13,53	27,57	18,15	19,55	21,39	21,13	27,88	20,28	22,56	21,03	22,53	22,67	24,58	23,80	26,20	25,43
FeO	10,12	1,87	7,23	6,18	4,06	5,23	1,37	6,47	5,58	5,43	4,45	2,99	2,97	1,38	1,01	1,10
Total novo	98,59	100,11	99,29	98,59	98,54	99,20	99,48	99,70	99,11	98,26	99,03	98,85	100,59	99,58	100,70	99,74
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																
Si	1,948	1,981	1,970	1,951	1,937	1,966	1,992	1,999	2,022	2,035	1,973	1,974	1,972	1,953	1,931	1,955
Al	0,052	0,019	0,030	0,037	0,041	0,034	0,008	0,001	0,000	0,000	0,027	0,026	0,028	0,047	0,045	0,045
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,012	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000
Soma T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,022	2,035	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al	0,006	0,040	0,017	0,000	0,000	0,004	0,057	0,045	0,060	0,055	0,032	0,011	0,034	0,008	0,000	0,017
Ti	0,032	0,045	0,044	0,072	0,087	0,086	0,044	0,095	0,034	0,073	0,087	0,113	0,091	0,126	0,106	0,109
Fe ³⁺	0,403	0,788	0,531	0,560	0,604	0,613	0,799	0,584	0,653	0,612	0,651	0,656	0,700	0,682	0,718	0,727
Zr	0,016	0,006	0,013	0,030	0,019	0,021	0,001	0,012	0,008	0,002	0,012	0,005	0,002	0,003	0,016	0,001
Mg	0,122	0,017	0,082	0,051	0,049	0,032	0,009	0,020	0,010	0,020	0,038	0,043	0,026	0,044	0,044	0,031
Fe ²⁺	0,335	0,059	0,235	0,201	0,132	0,168	0,044	0,207	0,180	0,175	0,143	0,096	0,094	0,044	0,032	0,035
Mn	0,086	0,033	0,076	0,069	0,068	0,056	0,021	0,038	0,032	0,031	0,031	0,037	0,032	0,032	0,033	0,030
Soma M1	1,000	0,988	0,998	0,983	0,958	0,980	0,974	1,000	0,977	0,968	0,994	0,960	0,979	0,939	0,948	0,951
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,512	0,044	0,342	0,270	0,248	0,186	0,028	0,127	0,121	0,072	0,111	0,122	0,085	0,119	0,111	0,080
Na	0,467	0,966	0,657	0,744	0,791	0,832	0,998	0,870	0,879	0,922	0,894	0,916	0,935	0,942	0,942	0,969
K	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Soma M2	0,999	1,012	1,001	1,016	1,040	1,019	1,026	1,000	1,002	0,996	1,005	1,039	1,022	1,062	1,053	1,049
Total cátions	3,999	4,000	3,999	3,999	3,998	3,999	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	3,999	4,001	4,000	4,002	4,001
Componentes moleculares																
Jd	0,61	4,21	1,79	0,00	0,00	0,44	5,97	4,69	6,50	5,98	3,28	1,15	3,62	0,87	0,00	1,93
Ae	37,46	82,08	53,99	56,27	61,28	63,11	84,08	60,47	70,15	66,99	67,45	71,13	73,98	76,10	78,63	80,34
Es	3,54	0,00	0,32	1,72	1,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaTiTs	0,00	0,43	0,00	0,00	0,58	0,00	1,25	0,00	0,00	0,00	1,26	5,51	3,14	10,07	9,85	8,57
Wo	24,25	2,06	17,35	13,12	11,95	9,58	0,83	6,58	6,50	3,93	5,12	3,86	2,94	1,63	1,14	0,12
En	6,22	0,88	4,20	2,67	2,55	1,63	0,49	1,03	0,51	1,10	1,97	2,33	1,35	2,47	2,41	1,70
Fs	14,62	0,68	9,11	5,15	1,67	3,16	0,60	5,23	7,41	5,48	2,89	1,60	1,62	0,32	0,00	0,13
MnFs	3,62	0,00	1,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,91	0,00
Fe ²⁺ -NaT	6,53	8,48	8,98	14,90	16,79	17,76	6,66	19,61	7,23	16,08	15,61	13,40	13,04	7,90	3,51	6,96
Fe ²⁺ -NaZ	3,16	1,19	2,64	6,17	3,92	4,32	0,14	2,40	1,71	0,43	2,42	1,03	0,32	0,63	3,55	0,25
Q	0,97	0,12	0,66	0,52	0,43	0,39	0,08	0,35	0,31	0,27	0,29	0,26	0,20	0,21	0,19	0,15
J	0,93	1,93	1,31	1,49	1,58	1,66	2,00	1,74	1,76	1,84	1,79	1,83	1,87	1,88	1,88	1,94
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	aegirina-augita com Mn e Zr	aegirina	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina-augita com Zr	aegirina	aegirina com Zr	aegirina	aegirina	aegirina com Zr	aegirina com Ti	aegirina	aegirina com Ti	aegirina com Zr e Ti	aegirina com Ti
Divisão	Grupo-1	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito africano; Fpf I, fonolito porfirítico I; Fpf II, fonolito porfirítico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Ant, antecristal; Aci, acicular; Idio, idiomórfico; Poiq, poiquilítico; Sub, subidiomórfico; Xen, xenomórfico; Inc, cristal inclusivo; Ves, cristal em vesícula.

* O cristal 56 de clinopiroxênio é substituído pelo cristal 21 de anfibólio

* O cristal 62 de clinopiroxênio é substituído pelo cristal 24 de anfibólio

Tabela III. Composição química de clinopiroxênios de rochas fonolíticas da SABR. (continuação)

Amostra	P119	P119	P119	P119	P119	P119	P119	P119
Fácies ⁽¹⁾	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II
Cristal ⁽²⁾	69	70	71	72	73	74	75	76
Textura ⁽²⁾	Ves aci	Aci	Xen	Xen	Ves idio	Xen	Xen	Ves aci
SiO ₂	50,63	51,55	50,44	51,06	51,09	51,07	51,84	51,23
TiO ₂	3,12	1,95	4,26	3,21	2,31	3,65	2,59	3,01
Al ₂ O ₃	0,91	0,75	1,38	1,01	1,24	1,29	0,84	1,29
ZrO ₂	0,54	0,11	0,41	1,73	1,30	0,07	0,03	0,07
FeO _T	24,00	26,86	24,26	24,68	25,33	24,71	26,21	24,96
MnO	1,30	0,83	1,00	1,22	1,01	0,71	0,51	0,83
MgO	1,24	0,49	0,46	0,57	0,53	0,54	1,12	0,45
CaO	5,36	2,52	2,74	2,42	2,33	2,06	1,78	1,77
Na ₂ O	10,69	11,90	12,10	12,36	12,43	12,49	12,50	12,70
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Total	97,79	96,95	97,05	98,25	97,57	96,59	97,42	96,30
Fe ₂ O ₃	21,35	24,50	22,33	23,39	25,00	23,55	25,61	24,71
FeO	4,79	4,81	4,18	3,63	2,83	3,52	3,17	2,73
Total novo	99,39	99,30	98,88	98,87	98,77	98,88	99,96	98,71
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios								
Si	1,951	1,990	1,946	1,953	1,958	1,967	1,976	1,974
Al	0,041	0,010	0,054	0,046	0,042	0,033	0,024	0,026
Fe ³⁺	0,008	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al	0,000	0,024	0,009	0,000	0,014	0,025	0,013	0,033
Ti	0,090	0,056	0,122	0,092	0,066	0,105	0,074	0,086
Fe ³⁺	0,611	0,712	0,648	0,672	0,721	0,682	0,734	0,716
Zr	0,010	0,002	0,008	0,032	0,024	0,001	0,000	0,001
Mg	0,071	0,028	0,026	0,033	0,030	0,031	0,064	0,026
Fe ²⁺	0,154	0,155	0,135	0,116	0,091	0,113	0,101	0,088
Mn	0,042	0,023	0,033	0,039	0,033	0,023	0,013	0,027
Soma M1	0,979	1,000	0,981	0,984	0,979	0,982	1,000	0,977
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Ca	0,221	0,104	0,113	0,099	0,096	0,085	0,073	0,073
Na	0,798	0,891	0,905	0,916	0,924	0,932	0,923	0,949
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Soma M2	1,020	0,999	1,018	1,016	1,020	1,017	1,000	1,022
Total cátions	3,999	3,999	3,999	4,000	4,000	3,999	4,000	3,999
Componentes moleculares								
Jd	0,00	2,49	0,93	0,00	1,49	2,69	1,38	3,47
Ae	61,53	73,64	68,74	71,78	75,85	72,29	76,29	75,91
Es	0,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaTiTs	0,13	0,00	4,92	5,01	3,03	4,01	1,68	3,22
Wo	10,78	5,39	3,55	2,80	3,53	2,50	2,94	2,26
En	3,64	1,45	1,40	1,75	1,58	1,65	3,30	1,36
Fs	2,86	5,05	2,71	2,05	1,53	2,39	2,20	1,61
MnFs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺ -NaT	18,06	11,57	16,11	9,71	7,89	14,18	12,10	11,90
Fe ²⁺ -NaZ	2,06	0,41	1,63	6,90	5,10	0,29	0,10	0,26
Q	0,45	0,29	0,27	0,25	0,22	0,23	0,24	0,19
J	1,60	1,78	1,81	1,83	1,85	1,86	1,85	1,90
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	aegirina-augita com Zr	aegirina	aegirina com Ti	aegirina com Zr	aegirina com Zr	aegirina com Ti	aegirina	aegirina
Divisão	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2	Grupo-2

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfirítico I; Fpf II, fonolito porfirítico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Ant, antecristal; Aci, acicular; Idio, idiomórfico; Poiq, poquilítico; Sub, subidiomórfico; Xen, xenomórfico; Inc, cristal inclusivo; Ves, cristal em vesícula.

Tabela IV. Composição química de anfibólios de rochas fonolíticas da SABR. (continua...)

Amostra	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P11	P22B	P22B	P26	P26	P26	P17
Fácies ⁽¹⁾	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Faf
Cristal ⁽²⁾	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Textura ⁽²⁾	Idio	Sub	Idio	Sub	Idio	Idio	Idio	Incl ne	Nucl cpx	Nucl cpx	Nucl cpx	Ints	Xen	Sub poiq
SiO ₂	49,53	49,70	49,90	49,58	49,71	49,22	48,63	47,26	50,94	50,47	48,89	50,45	47,95	49,52
Al ₂ O ₃	0,85	0,93	0,55	1,37	2,05	1,72	1,10	0,90	0,60	0,52	0,69	0,55	0,59	1,16
TiO ₂	1,13	0,88	1,25	0,69	0,51	0,62	1,13	1,66	1,31	1,65	1,56	0,47	0,96	0,99
FeO _T	25,34	25,57	25,07	27,58	25,93	26,37	27,36	32,35	20,96	21,48	25,07	25,27	26,21	25,76
MnO	6,49	7,17	8,02	4,27	3,64	4,27	5,19	2,45	3,77	3,88	3,78	4,35	5,85	5,32
MgO	1,51	1,24	0,60	0,46	0,45	0,45	0,29	0,10	6,12	5,20	3,65	2,92	1,16	2,06
ZnO	0,19	0,26	0,39	0,40	0,57	0,51	0,27	0,26	0,19	0,12	0,09	0,16	0,29	0,24
CaO	0,60	0,58	0,70	0,27	0,20	0,18	0,44	0,21	3,08	2,71	2,33	1,86	1,35	0,65
Li ₂ O	0,01	0,00	0,16	0,37	0,79	0,52	0,09	0,00	0,04	0,15	0,00	0,31	0,00	0,00
Na ₂ O	6,76	6,88	6,36	6,10	5,91	5,96	6,43	6,63	6,38	6,18	8,03	8,13	7,94	6,56
K ₂ O	2,23	2,45	2,49	3,63	3,92	3,78	2,21	2,18	1,52	1,78	1,58	1,76	2,46	2,04
Cl	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
F	0,41	0,77	0,37	0,24	0,20	0,12	0,55	0,26	1,41	1,25	0,78	0,98	0,48	1,16
Total	94,88	96,11	95,72	94,86	93,79	93,70	93,45	94,15	95,73	94,85	96,13	96,80	95,03	94,98
-O=Cl,F	0,18	0,33	0,16	0,10	0,08	0,06	0,23	0,11	0,60	0,53	0,33	0,42	0,20	0,49
Fe ₂ O ₃	6,41	6,68	7,97	7,86	8,41	7,68	7,18	4,74	2,78	3,64	0,55	4,18	1,12	7,90
FeO	19,38	19,56	17,58	20,07	17,89	18,99	20,70	27,86	18,95	18,59	24,97	21,78	25,41	18,79
Total novo	95,32	96,77	96,19	95,21	94,16	94,00	93,98	94,40	96,51	95,60	96,59	97,50	95,35	95,90
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios														
Si	8,000	7,981	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,881	8,000	8,000	7,889	8,000	7,973	7,953
Al	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,119	0,000	0,000	0,111	0,000	0,027	0,047
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al	0,162	0,157	0,104	0,260	0,389	0,329	0,212	0,058	0,111	0,098	0,021	0,103	0,088	0,174
Ti	0,138	0,106	0,151	0,084	0,061	0,075	0,139	0,209	0,154	0,196	0,190	0,057	0,120	0,120
Fe ³⁺	0,785	0,807	0,974	0,970	1,038	0,957	0,896	0,599	0,321	0,427	0,066	0,494	0,139	0,950
Mg	0,362	0,296	0,144	0,111	0,107	0,108	0,070	0,025	1,433	1,228	0,878	0,690	0,288	0,494
Zn	0,022	0,031	0,047	0,047	0,067	0,062	0,033	0,032	0,022	0,015	0,011	0,018	0,035	0,028
Fe ²⁺	2,638	2,628	2,388	2,752	2,452	2,628	2,868	3,913	2,432	2,420	3,317	2,857	3,506	2,511
Mn	0,888	0,975	1,089	0,584	0,495	0,588	0,723	0,165	0,502	0,521	0,517	0,584	0,823	0,724
Li	0,005	0,000	0,104	0,192	0,389	0,252	0,058	0,000	0,025	0,095	0,000	0,196	0,000	0,000
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Li	0,000	0,000	0,000	0,046	0,122	0,089	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,181	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,103	0,099	0,120	0,046	0,034	0,032	0,078	0,037	0,519	0,459	0,404	0,316	0,240	0,111
Na	1,897	1,901	1,880	1,908	1,844	1,880	1,922	1,782	1,481	1,541	1,596	1,684	1,760	1,889
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,220	0,241	0,096	0,000	0,000	0,000	0,129	0,362	0,461	0,358	0,917	0,815	0,800	0,155
K	0,460	0,502	0,509	0,748	0,805	0,784	0,465	0,464	0,305	0,360	0,324	0,355	0,521	0,418
Soma A	0,680	0,743	0,605	0,748	0,805	0,784	0,593	0,827	0,766	0,718	1,241	1,170	1,321	0,573
Cl	0,003	0,003	0,005	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001
F	0,210	0,393	0,189	0,123	0,101	0,064	0,285	0,137	0,702	0,627	0,400	0,493	0,251	0,589
Soma Ânions	0,213	0,396	0,194	0,123	0,101	0,070	0,285	0,137	0,705	0,627	0,400	0,496	0,251	0,591
Total cátions	15,680	15,743	15,605	15,748	15,805	15,784	15,593	15,827	15,766	15,718	16,241	16,170	16,321	15,573
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,121	0,101	0,057	0,039	0,042	0,039	0,024	0,006	0,371	0,337	0,209	0,195	0,076	0,164
FC (Max)	13eCNK	13eCNK	13eCNK	15eK	15eK	15eK	13eCNK	8SiAl	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK
Grupo (Leake et al. 1997, 2004)	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico-cálcico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico
Nomenclatura (Leake et al. 1997, 2004)	arfvedsonita com K e Mn	potássio-arfvedsonita com Mn e F	potássio-mangano-arfvedsonita	potássio-arfvedsonita com Mn	potássio-ferrolaekita com Mn	potássio-arfvedsonita com Li e Mn	arfvedsonita com K, Mn e F	arfvedsonita com K e Mn	ferrorichterit a com K, Mn e F	arfvedsonita com K, Mn e F	arfvedsonita com K, Mn e F	arfvedsonita com K, Mn e F	potássio-arfvedsonita com Mn e F	arfvedsonita com K, Mn e F

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfirítico I.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Ant, antecristal; Idio, idiomórfico; Ints, intersticial; Poiq, poiquilitico;Sub, subidiomorfo; Xen, xenomórfico; Incl ne , incluso em nefelina; Nuc cpx, cristal como núcleo de clinopiroxênio; Veio, cristal em veio.

Tabela IV. Composição química de anfibólios de rochas fonolíticas da SABR. (continuação)

Amostra	P17	P24	P24	P24	P24	P109	P109	P109	P109	P122	P122	P122	P122	P119	P119
Fácies	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Fpf I	Fpf I
Cristal	15	16	17	18	19	20	21*	22	23	24*	25	26	27	28N*	28B*
Textura ⁽²⁾	Sub poiq	Sub poiq	Ints	Sub poiq	Sub	Sub	Nuc cpx	Sub	Idio	Nucl cpx	Nucl cpx	Ints veio	Sub veio	Ant	Ant
SiO ₂	51,15	51,88	51,50	50,76	51,40	50,75	50,85	51,02	49,95	51,03	50,05	50,24	49,37	37,83	38,00
Al ₂ O ₃	1,30	1,07	0,74	0,99	0,89	1,77	0,65	1,32	0,55	1,43	1,29	0,63	0,93	13,12	12,87
TiO ₂	1,26	1,04	0,80	0,93	0,98	0,81	1,07	0,88	1,05	0,93	0,75	0,88	0,80	3,78	3,56
FeO _τ	25,28	24,79	25,78	24,65	25,77	25,10	23,96	25,88	28,11	22,49	24,17	30,92	31,47	18,18	18,59
MnO	4,29	4,90	5,16	4,79	4,92	3,87	3,66	4,01	4,87	3,80	4,11	4,27	4,94	0,86	0,98
MgO	1,50	2,09	1,94	1,78	1,78	1,85	1,65	1,51	1,03	3,26	2,83	1,10	0,78	5,94	5,70
ZnO	0,41	0,22	0,25	0,23	0,26	0,34	0,35	0,33	0,19	0,23	0,31	0,20	0,22	0,07	0,08
CaO	0,39	0,86	0,78	0,88	0,80	0,44	1,68	0,38	0,43	2,01	1,66	0,48	0,85	9,94	9,49
Li ₂ O	0,54	0,55	0,43	0,59	0,44	0,44	1,08	0,53	0,12	0,61	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	7,23	6,73	6,74	6,73	6,63	7,62	7,62	7,41	8,58	6,79	6,06	8,05	7,04	3,33	3,34
K ₂ O	2,69	1,94	2,04	2,02	1,97	2,58	2,81	2,50	1,66	2,17	2,44	1,84	2,17	1,94	1,98
Cl	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
F	0,32	0,91	0,87	0,59	0,82	0,55	0,25	0,48	0,31	0,81	0,87	0,48	0,71	0,05	0,00
Total	96,22	96,61	96,65	94,69	96,32	95,88	95,54	96,07	96,72	95,20	94,44	98,89	98,97	95,02	94,57
-O=Cl,F	0,14	0,38	0,37	0,25	0,35	0,23	0,11	0,21	0,13	0,34	0,37	0,20	0,30	0,03	0,00
Fe ₂ O ₃	7,93	10,49	10,60	10,09	10,38	6,37	7,17	8,39	4,67	6,20	6,66	6,55	6,37	0,00	0,00
FeO	17,80	15,17	16,02	15,24	16,20	19,25	17,20	18,04	23,75	16,94	18,22	24,82	25,71	18,36	18,69
Total novo	96,67	97,48	97,49	95,38	97,12	96,40	95,95	96,62	97,04	95,86	95,15	99,34	99,57	95,20	94,68
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios															
Si	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,906	7,835	6,073	6,117
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,094	0,165	1,927	1,883
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al	0,240	0,194	0,136	0,183	0,163	0,328	0,120	0,243	0,105	0,264	0,243	0,023	0,009	0,557	0,558
Ti	0,148	0,121	0,093	0,110	0,115	0,096	0,127	0,104	0,127	0,110	0,090	0,104	0,095	0,456	0,431
Fe ³⁺	0,946	1,226	1,250	1,213	1,226	0,759	0,859	1,002	0,566	0,731	0,799	0,781	0,762	0,000	0,000
Mg	0,350	0,481	0,449	0,417	0,412	0,434	0,388	0,352	0,245	0,763	0,675	0,257	0,184	1,421	1,367
Zn	0,047	0,025	0,028	0,026	0,030	0,040	0,041	0,038	0,022	0,026	0,036	0,023	0,025	0,008	0,010
Fe ²⁺	2,361	1,971	2,099	2,036	2,128	2,550	2,293	2,393	3,198	2,218	2,431	3,288	3,416	2,441	2,502
Mn	0,568	0,641	0,679	0,639	0,649	0,516	0,487	0,533	0,661	0,504	0,557	0,523	0,509	0,117	0,133
Li	0,341	0,341	0,266	0,375	0,277	0,276	0,685	0,336	0,076	0,385	0,168	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Li	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,045	0,154	0,000	0,000
Ca	0,065	0,142	0,130	0,148	0,133	0,075	0,283	0,065	0,074	0,337	0,285	0,081	0,144	1,710	1,636
Na	1,935	1,858	1,870	1,852	1,867	1,925	1,717	1,935	1,926	1,663	1,715	1,873	1,702	0,290	0,364
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,258	0,154	0,159	0,204	0,134	0,402	0,606	0,319	0,738	0,400	0,163	0,584	0,465	0,745	0,678
K	0,537	0,382	0,405	0,406	0,391	0,519	0,563	0,500	0,339	0,433	0,497	0,370	0,440	0,397	0,407
Soma A	0,794	0,536	0,564	0,610	0,525	0,922	1,169	0,818	1,077	0,834	0,660	0,954	0,906	1,141	1,085
Cl	0,000	0,000	0,003	0,006	0,000	0,000	0,007	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,007	0,001
F	0,159	0,444	0,425	0,296	0,406	0,275	0,123	0,237	0,157	0,402	0,440	0,236	0,356	0,024	0,000
Soma Ânions	0,159	0,444	0,428	0,301	0,406	0,275	0,130	0,244	0,157	0,402	0,440	0,237	0,356	0,031	0,001
Total cátions	15,794	15,536	15,564	15,610	15,525	15,922	16,169	15,818	16,077	15,834	15,660	15,954	15,906	16,141	16,085
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,129	0,196	0,176	0,170	0,162	0,145	0,145	0,128	0,071	0,256	0,217	0,073	0,051	0,368	0,353
FC (Max)	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	8SiAl	8SiAl	13eCNK	13eCNK
Grupo (Leake et al. 1997, 2004)	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	sódico	cálcico	cálcico
Nomenclatura (Leake et al. 1997, 2004)	potássio-arfvedsonita com Li e Mn	arfvedsonita com K, Li, Mn e F	arfvedsonita com K, Li, Mn e F	arfvedsonita com K, Li, Mn e F	arfvedsonita com K, Li, Mn e F	potássio-arfvedsonita com Li, Mn e F	potássio-ferrolaekita com Mn	arfvedsonita com K, Li e Mn	arfvedsonita com K e Mn	arfvedsonita com K, Li, Mn e F	arfvedsonita com K, Mn F	arfvedsonita com K e Mn	arfvedsonita com K, Mn e F	ferropargasit a com K e Ti	ferropargasit a com K e Ti

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Fpf I, fonolito porfíritico I.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Ant, antecristal; Idio, idiomórfico; Ints, intersticial; Poiq, poiquilítico;Sub, subidiomórfico; Xen, xenomórfico; Nuc cpx, cristal como núcleo de clinopiroxênio; Veio, cristal em veio.

* O cristal de anfibólio 21 substitui o cristal 56 de clinopiroxênio

* O cristal de anfibólio 24 substitui o cristal 62 de clinopiroxênio

* O cristal de anfibólio 28 inclui o cristal 8 de biotita

Tabela V. Composição química de anigmatitas de rochas fonolíticas da SABR.

Amostra	P56	P56	P11	P22B	P22B	P26	P26	P26	P26	P26	P17	P45	P109	P109	P109	P122	P122	P122
Fácies ⁽¹⁾	Fmq I	Fmq I	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Textura ⁽²⁾	Xen poiq	Xen poiq	Xen	Xen	Xen poiq	Sub	Xen poiq	Xen poiq	Xen poiq	Xen poiq	Xen poiq	Xen	Xen	Xen	Xen	Sub	Xen veio	Xen veio
SiO ₂	37,48	37,94	38,56	39,33	39,29	39,58	37,91	38,46	39,28	38,35	38,23	39,25	40,78	38,79	40,75	38,70	40,33	41,02
TiO ₂	8,37	7,62	7,33	7,46	7,76	7,99	8,35	8,23	8,27	7,67	7,92	7,81	7,32	7,29	7,86	8,37	7,55	8,18
Al ₂ O ₃	1,91	1,92	1,56	1,07	1,33	1,15	2,03	1,72	1,33	1,73	2,07	1,97	0,77	1,26	0,90	1,44	1,17	0,83
FeO _T	36,91	37,56	34,49	36,68	35,83	35,61	35,42	36,23	36,76	36,86	36,45	35,70	35,51	37,04	35,49	35,22	39,63	38,63
MnO	6,36	6,53	6,88	6,58	6,76	6,16	6,09	6,20	6,41	5,52	6,43	5,69	6,90	6,30	6,74	5,86	6,41	6,49
MgO	0,35	0,31	0,43	0,28	0,37	0,27	0,28	0,29	0,40	0,24	0,39	0,36	0,33	0,31	0,31	0,33	0,36	0,41
CaO	0,33	0,43	0,29	0,14	0,19	0,24	0,45	0,35	0,24	0,24	0,49	0,45	0,09	0,30	0,15	0,27	0,22	0,14
Na ₂ O	7,08	7,27	5,80	5,92	6,08	7,17	7,18	7,25	7,30	7,31	6,23	5,96	6,56	7,14	7,26	6,01	6,37	7,58
K ₂ O	0,01	0,02	0,05	0,02	0,01	0,01	0,05	0,05	0,03	0,02	0,05	0,07	0,04	0,01	0,07	0,00	0,00	0,02
Total	98,79	99,60	95,37	97,47	97,64	98,17	97,75	98,78	100,02	97,94	98,25	97,26	98,31	98,44	99,52	96,21	102,04	103,30
Fe ₂ O ₃	18,08	21,79	2,40	3,65	3,67	10,73	14,91	15,80	15,28	17,14	9,04	0,84	4,39	17,45	9,68	0,47	10,18	16,56
FeO	20,64	17,96	32,32	33,40	32,53	25,96	22,00	22,02	23,02	21,44	28,32	34,94	31,56	21,34	26,78	34,79	30,47	23,73
Total novo	100,61	101,78	95,61	97,84	98,00	99,24	99,24	100,36	101,55	99,65	99,16	97,35	98,75	100,19	100,49	96,25	103,06	104,96

Fórmula estrutural calculada na base de 20 oxigênios																		
Si	5,416	5,424	5,815	5,826	5,792	5,742	5,514	5,543	5,595	5,566	5,587	5,797	5,941	5,615	5,828	5,790	5,698	5,660
Al	0,325	0,323	0,185	0,174	0,208	0,196	0,347	0,291	0,223	0,295	0,357	0,203	0,059	0,215	0,152	0,210	0,196	0,135
Fe ³⁺	0,259	0,252	0,000	0,000	0,000	0,062	0,138	0,166	0,182	0,139	0,057	0,000	0,000	0,170	0,020	0,000	0,106	0,205
Soma Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,000	0,000	0,092	0,012	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,140	0,074	0,000	0,000	0,045	0,000	0,000
Ti	0,910	0,820	0,831	0,831	0,861	0,871	0,913	0,892	0,886	0,838	0,871	0,868	0,802	0,793	0,845	0,942	0,803	0,849
Fe ³⁺	1,707	2,092	0,273	0,407	0,407	1,109	1,494	1,548	1,456	1,732	0,937	0,093	0,481	1,731	1,021	0,053	0,976	1,515
Mg	0,074	0,065	0,097	0,061	0,082	0,058	0,060	0,062	0,084	0,051	0,085	0,079	0,071	0,066	0,065	0,075	0,075	0,085
Fe ²⁺	2,494	2,148	4,077	4,137	4,011	3,150	2,676	2,653	2,742	2,603	3,461	4,316	3,845	2,584	3,203	4,354	3,601	2,739
Mn	0,779	0,790	0,878	0,826	0,845	0,757	0,751	0,757	0,774	0,679	0,796	0,712	0,852	0,773	0,817	0,743	0,767	0,758
Soma Y	5,964	5,915	6,248	6,274	6,229	5,945	5,895	5,911	5,942	5,903	6,149	6,209	6,125	5,947	5,952	6,212	6,221	5,947
Ca	0,051	0,066	0,046	0,022	0,030	0,037	0,070	0,053	0,036	0,037	0,077	0,071	0,014	0,047	0,022	0,043	0,033	0,020
Na	1,983	2,016	1,695	1,701	1,739	2,016	2,026	2,026	2,016	2,056	1,765	1,707	1,853	2,005	2,012	1,745	1,746	2,029
K	0,002	0,004	0,010	0,004	0,003	0,001	0,010	0,010	0,006	0,004	0,009	0,013	0,008	0,002	0,014	0,001	0,000	0,004
Soma X	2,036	2,085	1,752	1,726	1,771	2,055	2,105	2,089	2,058	2,097	1,851	1,791	1,875	2,053	2,048	1,788	1,779	2,053
Total cátions	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000
Si-Na	3,433	3,408	4,119	4,125	4,053	3,726	3,488	3,517	3,579	3,509	3,821	4,090	4,088	3,611	3,816	4,045	3,952	3,631

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico.

⁽²⁾ Abreviações: Poiq, poquilítico; Sub, subidiomórfico; Xen, xenomórfico; Veio, cristal em veio.

Tabela VI. Composição química de biotitas de rochas fonolíticas da SABR.

Amostra	P36	P36	P36	P36	P117	P117	P117	P119	P119	P119	P119	P119
Fácies ⁽¹⁾	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II
Cristal ⁽²⁾	1	2	3N	3B	4	5N	5B	6N	6B	7N	7B	8*
SiO ₂	33,62	33,46	34,80	34,61	34,77	35,23	34,34	34,13	34,21	33,80	34,25	34,56
Al ₂ O ₃	13,52	14,15	14,36	14,67	14,62	15,07	14,72	14,52	14,37	14,23	14,41	15,09
TiO ₂	5,19	5,43	6,56	6,67	6,41	5,93	6,06	5,20	5,57	6,17	6,00	5,78
FeO _T	26,38	23,94	22,65	23,05	21,60	21,86	23,04	20,95	22,16	22,66	23,35	20,93
MnO	1,41	1,20	0,93	0,93	0,94	0,79	0,77	1,00	0,93	1,04	0,96	0,70
MgO	6,62	7,48	8,73	8,47	6,53	7,32	7,41	6,33	6,11	5,96	6,42	7,83
CaO	0,01	0,10	0,04	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,00	0,00	0,02
BaO	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,11	0,00	0,10	0,16	0,09	0,00	0,14
Na ₂ O	0,65	0,67	0,58	0,75	0,49	0,45	0,51	0,40	0,45	0,52	0,51	0,55
K ₂ O	8,89	8,60	9,14	9,10	9,03	8,93	9,03	8,79	8,84	9,12	8,91	8,70
Cl	0,01	0,05	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,00	0,04
F	0,17	0,08	0,12	0,34	0,17	0,00	0,16	0,37	0,17	0,12	0,16	0,21
Total	96,41	95,11	97,85	98,51	94,51	95,70	95,99	91,71	92,94	93,67	94,92	94,46
Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios												
Si	2,672	2,657	2,658	2,636	2,734	2,728	2,678	2,768	2,751	2,712	2,708	2,707
Al	1,267	1,325	1,292	1,317	1,266	1,272	1,322	1,232	1,249	1,288	1,292	1,293
Fe ³⁺	0,061	0,019	0,050	0,047	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,090	0,103	0,031	0,156	0,113	0,057	0,051	0,100
Fe ²⁺	1,692	1,571	1,397	1,421	1,421	1,416	1,502	1,421	1,490	1,520	1,544	1,371
Ti	0,310	0,325	0,377	0,382	0,379	0,345	0,356	0,317	0,337	0,372	0,357	0,341
Mn	0,095	0,081	0,060	0,060	0,063	0,052	0,051	0,069	0,063	0,070	0,064	0,047
Mg	0,784	0,885	0,994	0,961	0,765	0,845	0,861	0,765	0,732	0,713	0,757	0,915
Soma R	2,882	2,861	2,828	2,825	2,718	2,761	2,801	2,727	2,735	2,734	2,774	2,773
Ca	0,001	0,009	0,003	0,000	0,001	0,001	0,001	0,004	0,003	0,000	0,000	0,002
Ba	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,003	0,005	0,003	0,000	0,004
Na	0,101	0,102	0,086	0,110	0,074	0,067	0,077	0,064	0,070	0,080	0,078	0,084
K	0,901	0,871	0,890	0,885	0,906	0,882	0,898	0,910	0,906	0,933	0,899	0,869
Soma A	1,003	0,982	0,979	0,996	0,981	0,953	0,976	0,980	0,985	1,016	0,977	0,959
Total cátions	7,885	7,843	7,807	7,821	7,698	7,714	7,777	7,708	7,720	7,750	7,752	7,732
Cl	0,001	0,007	0,001	0,004	0,004	0,002	0,002	0,005	0,004	0,004	0,000	0,006
F	0,042	0,020	0,029	0,083	0,042	0,000	0,039	0,096	0,043	0,031	0,040	0,051
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,683	0,640	0,584	0,596	0,650	0,626	0,636	0,650	0,671	0,681	0,671	0,600

⁽¹⁾ Abreviações: Fpf I, fonolito porfirítico I; Fpf II, fonolito porfirítico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda.

* O cristal 8 de biotita está incluso no cristal 28 de anfibólio

Tabela VII. Composição química de titanomagnetitas e ilmenitas de rochas fonolíticas da SABR. *(continua...)*

Amostra	P56	P56	P56	P11	P11	P11	P11	P22B	P22B	P22B	P22B	P22B	P22B	P22B	P17	P17	P117
Fácies	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Faf	Faf	Fpf I
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Textura ⁽²⁾	Incl Ne	Incl Ne	Incl Cpx	Incl Cpx	Nuc Aen	Nuc Aen	Incl Ne	Nuc Aen	Incl Cpx	Incl Ne	Incl Ne	Incl Ne	Incl Ne	Ant	Incl Cpx	Nuc Aen	Ant
SiO ₂	0,03	0,05	0,09	0,07	0,83	0,08	0,06	0,05	0,09	0,09	0,03	0,04	0,46	0,01	0,12	0,04	0,04
TiO ₂	9,81	11,47	12,90	7,10	7,95	8,03	9,53	7,83	9,13	9,70	9,97	10,06	10,45	11,69	13,15	17,40	9,18
Al ₂ O ₃	0,18	0,09	0,13	0,47	0,53	0,39	0,27	0,99	0,17	0,17	0,22	0,23	0,31	0,33	0,08	0,06	2,38
Fe ₂ O ₃	48,86	44,84	43,53	54,06	49,47	51,00	49,36	52,04	48,96	48,72	48,17	49,61	46,85	46,71	41,26	33,20	49,40
FeO	33,76	35,13	36,48	32,00	33,01	32,53	34,07	33,27	33,00	33,47	34,48	34,43	35,27	36,16	36,79	40,35	36,62
MnO	5,48	5,36	5,98	5,09	5,22	4,70	5,18	4,53	5,26	5,56	4,93	5,57	5,35	5,44	5,00	5,36	2,34
MgO	0,07	0,03	0,04	0,09	0,12	0,06	0,05	0,07	0,04	0,10	0,03	0,16	0,06	0,08	0,04	0,02	0,69
CaO	0,02	0,00	0,09	0,03	0,07	0,18	0,00	0,01	0,06	0,04	0,00	0,02	0,01	0,06	0,18	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00
ZnO	0,44	0,43	0,42	0,27	0,36	0,28	0,31	0,36	0,40	0,43	0,35	0,32	0,47	0,46	0,47	0,63	0,30
NiO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01
Nb ₂ O ₅	0,07	0,01	0,06	0,01	0,11	0,05	0,10	0,10	0,06	0,05	0,09	0,12	0,06	0,05	0,12	0,14	0,01
Total	98,72	97,43	99,75	99,23	97,67	97,29	98,97	99,27	97,17	98,35	98,29	100,60	99,33	100,99	97,23	97,19	100,98
FeO _T	77,73	75,48	75,65	80,65	77,52	78,41	78,49	80,09	77,06	77,31	77,83	79,08	77,43	78,19	73,91	70,22	81,07
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios*																	
Si	0,001	0,002	0,003	0,003	0,032	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003	0,001	0,002	0,018	0,000	0,005	0,001	0,001
Ti	0,285	0,337	0,369	0,205	0,232	0,236	0,276	0,225	0,269	0,282	0,291	0,286	0,301	0,331	0,386	0,510	0,256
Al	0,008	0,004	0,006	0,021	0,024	0,018	0,012	0,045	0,008	0,008	0,010	0,010	0,014	0,014	0,003	0,003	0,104
Fe ³⁺	1,419	1,318	1,247	1,562	1,445	1,502	1,429	1,499	1,445	1,419	1,405	1,412	1,348	1,322	1,212	0,973	1,380
Fe ²⁺	1,089	1,147	1,161	1,028	1,072	1,065	1,097	1,065	1,082	1,083	1,117	1,089	1,127	1,138	1,201	1,314	1,137
Mn	0,179	0,177	0,193	0,166	0,171	0,156	0,169	0,147	0,175	0,182	0,162	0,179	0,173	0,173	0,165	0,177	0,074
Mg	0,004	0,002	0,002	0,005	0,007	0,003	0,003	0,004	0,002	0,006	0,002	0,009	0,003	0,004	0,002	0,001	0,038
Ca	0,001	0,000	0,004	0,001	0,003	0,007	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,008	0,000	0,001
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Zn	0,012	0,012	0,012	0,008	0,010	0,008	0,009	0,010	0,012	0,012	0,010	0,009	0,013	0,013	0,014	0,018	0,008
Ni	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Nb	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,000
Total cátions	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti _{%mol}	0,123	0,144	0,161	0,089	0,100	0,101	0,119	0,098	0,114	0,121	0,125	0,126	0,131	0,146	0,165	0,218	0,115
Fe ²⁺ _{%mol}	0,549	0,565	0,593	0,519	0,536	0,520	0,549	0,529	0,534	0,547	0,550	0,562	0,568	0,582	0,583	0,638	0,560
Fe ³⁺ _{%mol}	0,306	0,281	0,273	0,339	0,310	0,319	0,309	0,326	0,307	0,305	0,302	0,311	0,293	0,293	0,258	0,208	0,309

Tabela VII. Composição química de titanomagnetitas e ilmenitas de rochas fonolíticas da SABR. *(continuação)*

Amostra	P117	P119	P119	P119	P119	P22B	P26	P26	P26	P117
Fácies ⁽¹⁾	Fpf I	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fpf II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fpf I
Cristal ⁽²⁾	18	19	20	21B	21N	22	23	24	25	26
Hábito ⁽²⁾	Incl ne	Incl cpx	Ant	Ant	Ant	Ant	Nuc aen	Nuc aen	Nuc aen	Ant
SiO ₂	0,02	0,05	0,06	0,07	0,01	0,06	0,06	0,10	0,52	0,03
TiO ₂	9,31	9,02	9,29	9,92	10,39	45,97	30,33	32,48	32,66	47,58
Al ₂ O ₃	1,79	2,03	1,86	1,60	1,66	0,01	0,05	0,05	0,09	0,06
Fe ₂ O ₃	48,90	48,46	50,37	48,78	46,90	11,51	39,98	36,44	34,94	9,03
FeO	36,27	34,72	36,64	36,37	37,10	30,63	17,45	17,68	17,46	34,86
MnO	2,69	3,47	2,87	3,71	2,87	10,38	8,96	10,44	11,51	6,86
MgO	0,47	0,59	0,57	0,41	0,44	0,08	0,01	0,05	0,00	0,51
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,06	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
ZnO	0,28	0,30	0,30	0,26	0,22	0,16	0,86	1,03	0,91	0,15
NiO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Nb ₂ O ₅	0,03	0,05	0,00	0,03	0,02	0,12	0,09	0,00	0,00	1,02
Total	99,78	98,71	101,97	101,14	99,61	98,94	97,83	98,36	98,16	100,09
FeO _T	80,27	78,32	81,96	80,26	79,30	40,99	53,43	50,47	48,90	42,98
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios*						Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios*				
Si	0,001	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,003	0,014	0,001
Ti	0,264	0,258	0,258	0,278	0,295	0,886	0,601	0,638	0,642	0,906
Al	0,080	0,091	0,081	0,070	0,074	0,000	0,001	0,002	0,003	0,002
Fe ³⁺	1,389	1,388	1,399	1,368	1,334	0,222	0,792	0,716	0,687	0,172
Fe ²⁺	1,145	1,105	1,131	1,134	1,173	0,656	0,384	0,386	0,381	0,738
Mn	0,086	0,112	0,090	0,117	0,092	0,225	0,200	0,231	0,255	0,147
Mg	0,026	0,033	0,031	0,023	0,025	0,003	0,001	0,002	0,000	0,019
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,008	0,008	0,008	0,007	0,006	0,003	0,017	0,020	0,018	0,003
Ni	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nb	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,013
Total cátions	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Ti _{%mol}	0,117	0,113	0,116	0,124	0,130	0,576	0,380	0,407	0,409	0,596
Fe ²⁺ _{%mol}	0,554	0,547	0,565	0,569	0,568	0,575	0,370	0,395	0,405	0,594
Fe ³⁺ _{%mol}	0,306	0,303	0,315	0,305	0,294	0,072	0,250	0,228	0,219	0,057

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq II, fonolito mosqueado I; Fpf I, fonolito porfirítico I; Fpf II, fonolito porfirítico II.

⁽²⁾ Abreviações: N, núcleo; B, borda; Ant, antecristal; Inc, cristal incluso, em nefelina, ne, em clinopiroxênio, cpx; Nuc aen, em núcleo de aenigmatita.

* Titonomagnetita calculada na base de 4 oxigênios e ilmenita na base de 6.

Tabela VIII. Composição química de rochas fonolíticas da SABR (elementos maiores, % em peso; elementos traços, em ppm). (continua...)

Amostra	P09	P25	P56	P60	P11	P22B	P26	P64B	P75B	P91A1	P02A	P03	P16B	P17	P24	P30	P31
Fácies ⁽¹⁾	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq I	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Fmq II	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf
SiO ₂	60,26	60,10	61,09	60,80	60,32	60,22	60,72	60,14	60,93	60,25	59,79	60,02	60,14	60,60	59,85	59,94	59,86
TiO ₂	0,26	0,26	0,25	0,26	0,25	0,27	0,24	0,24	0,26	0,25	0,23	0,23	0,24	0,24	0,23	0,23	0,24
Al ₂ O ₃	18,24	18,27	18,64	18,59	18,37	18,28	18,51	18,47	18,52	18,27	18,35	18,38	18,29	18,53	18,43	18,43	18,26
Fe ₂ O ₃ T	3,22	3,22	3,18	3,27	3,29	3,28	3,16	3,18	3,24	3,24	3,21	3,21	3,20	3,20	3,20	3,15	3,27
MnO	0,42	0,44	0,41	0,44	0,44	0,43	0,44	0,44	0,42	0,44	0,50	0,48	0,47	0,47	0,48	0,47	0,50
MgO	0,18	0,20	0,09	0,09	0,15	0,18	0,05	0,06	0,12	0,03	0,10	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,09
CaO	0,88	1,08	0,85	0,84	0,89	0,85	0,94	0,86	0,87	0,96	0,68	0,65	0,64	0,83	0,80	0,67	0,64
Na ₂ O	7,88	7,46	8,22	8,59	8,70	8,64	8,49	8,70	8,89	8,49	9,33	9,44	9,47	8,93	9,03	9,27	9,63
K ₂ O	5,40	5,36	5,32	5,29	5,30	5,33	5,20	5,23	5,32	5,30	5,10	5,12	5,24	5,20	5,16	5,19	5,10
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
P.F. ⁽²⁾	2,30	2,81	1,64	1,22	1,25	1,47	1,54	1,85	1,12	1,36	1,51	1,24	0,98	1,07	1,49	1,37	1,21
Total	99,09	99,25	99,74	99,42	99,00	99,00	99,32	99,21	99,75	98,64	98,84	98,91	98,81	99,19	98,81	98,85	98,84
#mg ⁽³⁾	9,97	10,96	5,31	5,17	8,28	9,81	3,04	3,60	6,84	1,80	5,81	5,81	6,38	5,28	5,83	5,92	5,17
I.A. ⁽⁴⁾	1,03	0,99	1,03	1,07	1,09	1,09	1,06	1,08	1,10	1,08	1,14	1,15	1,16	1,10	1,11	1,13	1,17
I.D. ⁽⁵⁾	90,33	88,42	92,01	91,32	90,09	89,92	90,97	90,22	91,03	89,97	89,26	89,51	89,37	90,59	89,57	89,62	88,94
R1 ⁽⁶⁾	134	14	180	326	399	392	271	392	430	328	609	637	668	436	512	597	712
R2 ⁽⁷⁾	461	484	461	459	463	459	466	457	462	463	438	435	433	457	452	438	431
Mineralogia Normativa CIPW ⁽⁸⁾																	
or	31,91	31,67	31,44	31,26	31,32	31,50	30,73	30,90	31,44	31,32	30,14	30,25	30,96	30,73	30,49	30,67	30,14
ab	46,51	49,21	47,62	46,43	44,99	44,99	46,95	45,32	46,09	45,44	44,71	44,95	44,45	45,92	44,55	44,56	44,44
an		0,54															
ne	9,34	7,53	10,09	10,69	10,83	10,49	10,46	11,14	10,59	10,31	11,53	11,42	11,08	11,07	11,66	11,56	11,42
ac	2,57		2,86	2,94	2,95	2,94	2,84	2,86	2,91	2,91	2,88	2,88	2,87	2,87	2,87	2,83	2,94
di	3,53	3,92	3,45	3,48	3,63	3,37	3,97	3,61	3,49	3,96	2,80	2,64	2,62	3,47	3,33	2,76	2,60
ol	1,94	1,30	1,83	1,93	2,00	2,13	1,58	1,76	1,91	1,60	2,29	2,32	2,31	1,94	2,04	2,21	2,40
mt	0,16	1,45															
il	0,49	0,48	0,47	0,49	0,48	0,50	0,46	0,46	0,50	0,48	0,44	0,44	0,45	0,45	0,44	0,43	0,45
ap	0,12	0,12	0,11	0,09	0,11	0,14	0,07	0,07	0,13	0,11	0,08	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,09
aq	2,30	2,81	1,64	1,22	1,25	1,47	1,54	1,85	1,12	1,36	1,51	1,24	0,98	1,07	1,49	1,37	1,21
Elementos traços ⁽⁹⁾																	
Zn	258	267	254	185	274	264	276	281	262	279	319	303	293	291	306	296	320
Ga	40,0	41,3	36,4	26,1	41,3	40,2	37,6	37,7	36,9	37,7	44,3	43,3	42,4	42,4	43,1	43,6	43,5
Zr	1654	1359	1445	1485	1537	1477	1550	1558	1443	1528	1768	1689	1645	1641	1716	1637	1787
Nb	343	345	325	362	359	346	365	368	339	360	431	406	390	388	415	393	437
Cl			n.d.	602,8			278,2	302,7	1343,7	55,0							
Li			59,49	52,60	78,10	64,96	57,57	59,91	53,56	58,43			72,64				
Be			9,13	9,99	12,34	9,71	10,11	10,18	9,45	10,02			11,75				
Ba			8,95	9,24	10,47	14,77	2,20	9,47	13,40	6,66			2,69				
Cs			6,77	7,52	7,12	6,44	7,51	7,37	7,16	7,30			8,13				
Rb			276,25	293,73	371,46	333,89	298,26	297,55	297,76	309,50			382,02				
Sr			21,00	9,88	15,01	21,49	30,03	45,73	17,31	25,45			1,56				
Y			75,49	79,52	89,59	78,04	84,05	82,78	78,06	82,05			91,55				
La			361,33	387,27	326,69	309,80	395,80	402,52	340,97	373,95			346,08				
Ce			595,80	632,57	544,65	513,34	656,75	658,29	642,88	687,28			571,46				
Pr			48,42	50,48	50,58	47,16	52,32	52,57	49,27	51,53			52,55				
Nd			157,56	163,72	165,50	154,26	169,71	170,33	159,37	167,14			170,87				
Sm			23,55	24,52	24,52	22,94	25,24	25,53	24,09	25,09			25,27				
Eu			3,25	3,38	3,66	3,47	3,38	3,43	3,41	3,42			3,65				
Gd			15,47	15,78	17,36	16,32	16,49	16,18	16,49	16,23			18,12				
Tb			2,44	2,57	2,65	2,45	2,66	2,68	2,56	2,64			2,78				
Dy			13,97	14,60	15,05	13,84	15,32	15,32	14,45	14,92			15,75				
Ho			2,65	2,77	2,85	2,62	2,90	2,94	2,77	2,87			3,01				
Er			6,97	7,28	7,51	6,85	7,65	7,76	7,36	7,61			7,95				
Tm			1,02	1,08	1,10	1,01	1,12	1,15	1,08	1,12			1,17				
Yb			6,54	6,85	6,95	6,28	7,16	7,24	6,88	7,08			7,32				
Lu			0,91	0,97	1,03	0,93	1,01	1,03	0,97	1,00			1,08				
Hf			32,43	35,28	33,75	30,93	36,43	35,78	34,31	35,59			35,58				
Pb			25,51	28,25	27,95	26,31	28,45	28,74	26,23	27,58			27,02				
Th			39,08	42,42	41,77	38,65	43,15	43,19	39,62	42,55			44,79				
U			8,94	9,90	9,65	8,84	10,14	9,75	9,15	9,77			10,22				
Zr/Nb	4,83	3,94	4,44	4,10	4,28	4,27	4,25	4,23	4,26	4,25	4,10	4,16	4,22	4,23	4,13	4,16	4,09
Eu/Eu* ⁽¹⁰⁾			0,52	0,52	0,54	0,55	0,50	0,51	0,52	0,52			0,52				
(La/Yb) _N			37,56	38,40	31,95	33,52	37,57	37,78	33,68	35,87			32,12				
(La/Sm) _N			9,58	9,86	8,32	8,44	9,79	9,85	8,84	9,31			8,55				
(Er/Lu) _N			1,17	1,15	1,12	1,13	1,17	1,16	1,17	1,17			1,13				

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado I; Faf, fonolito afírico; Diq, dique; Ppf I, fonolito porfíritico I; Ppf II, fonolito porfíritico II.

⁽²⁾ Perda ao Fogo.

⁽³⁾ MgO/(MgO+FeOT), em proporção molecular.

⁽⁴⁾ (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, em proporção molecular.

⁽⁵⁾ Qz+Or+Ab+Ne+Lc+Ks, segundo a norma CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

⁽⁶⁾ e ⁽⁷⁾ R1=1000*[4Si11(Na+K)(Fe+Ti)] e R2=1000*(6Ca+2Mg+Al).

⁽⁸⁾ Calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

⁽⁹⁾ Os elementos Cl, Zn, Ga, Zr e Nb foram analisados por FRX, além de F, S, Co, Cr, Cu, Ni, Sc e V que ficaram abaixo de limite de detecção, os demais foram analisados por ICPMS.

⁽¹⁰⁾ Eu_N/√(Sm_N*Gd_N); N subscrito, normalizado pelo condrito CI de McDonough & Sun (1995).

Tabela VIII. Composição química de rochas fonolíticas da SABR (elementos maiores, % em peso; elementos traços, em ppm). *(continuação)*

Amostra	P32	P35	P45	P58	P80	P96	P105	P109	P122	P124	P18	P36	P37	P117	P119	P121
Fácies ⁽¹⁾	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Faf	Diq	Fpf I	Fpf I	Fpf I	Fpf II	Fpf II
SiO ₂	60,28	60,12	60,16	59,90	60,14	60,31	59,44	59,67	59,97	60,25	60,63	55,23	55,65	55,23	55,06	54,73
TiO ₂	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,25	0,24	0,23	0,25	0,24	0,22	0,31	0,31	0,37	0,33	0,28
Al ₂ O ₃	18,46	18,30	18,35	18,45	18,47	18,36	18,10	18,29	18,22	18,33	18,57	21,58	21,61	21,28	21,51	21,35
Fe ₂ O _{3T}	3,21	3,21	3,16	3,21	3,27	3,26	3,35	3,23	3,36	3,15	3,14	2,36	2,36	2,54	2,38	2,32
MnO	0,46	0,47	0,45	0,48	0,51	0,45	0,52	0,50	0,50	0,45	0,46	0,25	0,26	0,25	0,25	0,25
MgO	0,11	0,11	0,04	0,02	0,04	0,02	<i>n.d.</i>	0,01	0,04	0,04	0,02	0,06	0,05	<i>n.d.</i>	<i>n.d.</i>	<i>n.d.</i>
CaO	0,75	0,99	0,67	0,68	0,82	0,66	0,62	0,78	0,65	0,63	0,62	0,45	0,57	0,55	0,50	0,34
Na ₂ O	9,00	8,56	9,41	9,49	9,01	8,99	9,85	9,42	9,60	9,30	9,50	10,85	10,47	10,69	10,80	11,51
K ₂ O	5,19	5,14	5,12	5,10	5,08	5,30	5,11	5,18	5,08	5,20	5,17	5,32	5,40	5,66	5,44	5,20
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,06	0,04	0,03
P.F. ⁽²⁾	1,12	2,00	1,54	1,40	1,62	1,09	1,24	1,16	1,20	1,24	1,15	2,24	2,29	2,04	3,22	2,67
Total	98,85	99,17	99,16	98,98	99,21	98,73	98,51	98,50	98,90	98,86	99,51	98,69	99,02	98,67	99,53	98,69
#mg ⁽³⁾	6,36	6,36	2,45	1,22	2,37	1,20		0,61	2,30	2,45	1,25	4,79	4,03			
I.A. ⁽⁴⁾	1,11	1,07	1,15	1,15	1,10	1,12	1,20	1,15	1,17	1,14	1,14	1,09	1,07	1,11	1,10	1,15
I.D. ⁽⁵⁾	90,17	89,71	89,74	89,68	90,15	90,31	88,27	89,00	89,23	89,94	90,72	90,57	91,22	90,09	90,34	89,31
R1 ⁽⁶⁾	480	323	616	658	469	502	823	668	692	590	628	1484	1340	1513	1507	1722
R2 ⁽⁷⁾	448	470	434	436	452	432	421	443	429	429	432	475	487	476	476	455
Mineralogia Normativa CIPW ⁽⁸⁾																
or	30,67	30,37	30,25	30,14	30,02	31,32	30,20	30,61	30,02	30,73	30,55	31,44	31,91	33,45	32,15	30,73
ab	45,48	45,74	45,73	45,02	45,93	45,59	43,73	43,96	45,28	45,82	46,27	28,20	28,94	26,49	27,33	27,71
an																
ne	11,15	10,71	10,91	11,64	11,26	10,47	11,33	11,53	10,92	10,57	11,08	28,81	28,25	27,88	28,72	28,80
ac	2,88	2,88	2,84	2,88	2,94	2,93	3,01	2,90	3,02	2,83	2,82	2,12	2,12	2,28	2,14	2,08
di	3,11	4,19	2,80	2,86	3,48	2,70	2,53	3,24	2,67	2,56	2,57	1,73	2,23	2,10	1,98	1,32
ol	2,12	1,70	2,06	2,09	1,96	2,13	2,36	1,95	2,34	2,13	2,12	1,45	1,24	1,27	1,21	1,50
mt																
il	0,45	0,45	0,44	0,43	0,44	0,47	0,46	0,43	0,47	0,45	0,42	0,59	0,58	0,70	0,63	0,54
ap	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,07	0,10	0,11	0,14	0,09	0,08
aq	1,12	2,00	1,54	1,40	1,62	1,09	1,24	1,16	1,20	1,24	1,15	2,24	2,29	2,04	3,22	2,67
Elementos traços ⁽⁹⁾																
Zn	291	298	285	301	322	286	338	318	312	272	301	216	228	211	211	225
Ga	42,3	41,4	38,0	39,2	40,8	38,1	41,0	41,5	40,9	37,3	39,3	59,7	60,6	50,9	51,2	56,3
Zr	1642	1662	1582	1674	1755	1566	1805	1721	1766	1569	1565	2288	2366	2109	2178	2324
Nb	390	394	375	406	432	373	454	426	426	372	384	568	594	519	525	593
Cl			1649,4	2305,4	1732,8	1221,2	2396,9	2176,4	2226,9	1530,8	2226			1644,3	1249,7	2121,2
Li			67,70	61,28	56,30	52,06	68,00	63,62	61,19	55,55	67,52	34,74		36,87	45,98	40,09
Be			10,61	11,28	11,90	10,13	12,02	11,47	10,72	9,18	11,45	12,87		12,65	12,71	14,03
Ba			2,20	1,77	3,24	3,78	2,60	2,75	5,04	2,37	2,83	3,54		23,96	17,24	2,51
Cs			7,87	9,61	8,37	7,47	9,50	8,63	9,44	8,00	7,61	6,38		6,35	6,64	7,48
Rb			315,27	303,39	330,61	288,89	348,27	337,60	332,65	314,62	326,16	254,66		231,68	230,40	250,60
Sr			1,04	1,11	14,79	3,92	0,91	9,73	1,63	1,31	1,26	14,86		63,01	48,29	6,35
Y			86,83	80,51	94,57	72,94	101,30	94,35	93,10	85,65	88,55	40,60		39,00	36,99	33,33
La			409,84	412,76	414,59	378,96	462,26	451,13	437,18	407,61	416,24	137,94		182,97	120,69	101,98
Ce			675,26	674,75	775,92	675,28	816,84	779,18	752,16	705,08	691,10	228,04		321,67	304,29	264,98
Pr			53,75	53,64	57,80	50,74	60,83	58,75	56,59	53,46	54,88	19,67		22,89	21,72	18,91
Nd			174,00	173,37	187,05	164,72	197,46	189,77	181,47	172,01	177,62	57,70		67,71	63,90	54,35
Sm			25,96	25,96	28,25	24,72	29,90	28,68	27,31	25,83	26,48	8,42		9,75	9,07	8,06
Eu			3,45	3,37	3,76	3,31	3,94	3,78	3,61	3,44	3,53	2,02		2,20	2,04	1,75
Gd			16,93	16,76	18,95	15,94	19,43	19,08	18,67	17,79	17,34	6,52		6,75	6,50	5,64
Tb			2,73	2,67	3,06	2,53	3,23	3,05	2,97	2,78	2,76	1,07		1,12	1,07	0,97
Dy			15,74	15,08	17,42	14,07	18,54	17,32	16,79	15,65	15,80	6,52		6,54	6,30	5,76
Ho			3,00	2,83	3,34	2,64	3,56	3,32	3,21	2,96	2,99	1,36		1,33	1,28	1,17
Er			7,96	7,36	8,84	6,93	9,52	8,75	8,54	7,84	7,93	3,94		3,88	3,67	3,30
Tm			1,16	1,06	1,31	1,00	1,41	1,27	1,24	1,15	1,15	0,65		0,62	0,60	0,53
Yb			7,43	6,71	8,22	6,15	8,86	7,98	7,86	7,26	7,36	4,43		4,20	4,03	3,65
Lu			1,05	0,94	1,15	0,88	1,24	1,13	1,12	1,05	1,04	0,68		0,64	0,62	0,55
Hf			37,07	39,22	41,63	37,67	44,16	40,82	41,33	37,06	37,03	41,86		45,44	46,32	50,23
Pb			28,94	30,36	32,50	30,04	36,35	32,64	32,47	28,84	31,27	28,18		29,15	31,08	32,76
Th			44,07	46,83	49,20	43,05	53,41	49,34	48,31	44,02	48,43	61,41		61,99	62,92	67,43
U			10,39	10,93	11,47	10,14	12,62	11,51	11,54	10,34	10,60	16,84		17,23	17,45	19,06
Zr/Nb	4,21	4,22	4,22	4,12	4,06	4,20	3,97	4,04	4,14	4,22	4,08	4,03	3,99	4,06	4,15	3,92
Eu/Eu* ⁽¹⁰⁾			0,50	0,49	0,50	0,51	0,50	0,49	0,49	0,49	0,50	0,83		0,83	0,81	0,79
(La/Yb) _N			37,50	41,77	34,27	41,83	35,45	38,42	37,77	38,12	38,40	21,14		29,58	20,35	19,00
(La/Sm) _N			9,86	9,93	9,16	9,57	9,65	9,82	9,99	9,85	9,81	10,23		11,72	8,31	7,90
(Er/Lu) _N			1,17	1,21	1,18	1,22	1,18	1,19	1,17	1,15	1,17	0,88		0,94	0,91	0,93

⁽¹⁾ Abreviações: Fmq I, fonolito mosqueado I; Fmq II, fonolito mosqueado II; Faf, fonolito afírico; Diq, dique; Fpf I, fonolito porfíritico I; Fpf II, fonolito porfíritico II.

⁽²⁾ Perda ao Fogo.

⁽³⁾ MgO/(MgO+FeO_T), em proporção molecular.

⁽⁴⁾ (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, em proporção molecular.

⁽⁵⁾ Qz+Or+Ab+Ne+Lc+Ks, segundo a norma CIPW calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

⁽⁶⁾ e ⁽⁷⁾ R1=1000*[4Si11(Na+K)(Fe+Ti)] e R2=1000*(6Ca+2Mg+Al).

⁽⁸⁾ Calculada na razão FeO/(FeO+Fe₂O₃)=0,5.

⁽⁹⁾ Os elementos Cl, Zn, Ga, Zr e Nb foram analisados por FRX, além de F, S, Co, Cr, Cu, Ni, Sc e V que ficaram abaixo de limite de detecção, os demais foram analisados por ICPMS.

⁽¹⁰⁾ Eu_N/√[(Sm_N*Gd_N); N subscrito, normalizado pelo condrito CI de McDonough & Sun (1995).

Tabela IX. Resultados das medições Ar/Ar em anfíbólio (P16B) e biotita (P36) de fonólitos da SABR.

Amostra	Análise	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	Age (Ma)	³⁸ Ar (mol)	⁴⁰ Ar (mol)
P16B	01A	0,02216 ± 0,00032	0,0335 ± 0,0091	0,01663 ± 0,00041	18,404 ± 0,080	11,790 ± 0,120	77,45 ± 0,80	4,27E-15	7,87E-14
P16B	01B	0,00342 ± 0,00028	0,0610 ± 0,0180	0,01380 ± 0,00055	12,669 ± 0,071	11,650 ± 0,110	76,57 ± 0,70	2,15E-15	2,73E-14
P16B	01C	0,00315 ± 0,00087	0,0180 ± 0,0350	0,01143 ± 0,00077	12,320 ± 0,110	11,370 ± 0,280	74,80 ± 1,80	1,02E-15	1,26E-14
P16B	01D	0,00235 ± 0,00056	0,1020 ± 0,0490	0,01280 ± 0,00130	12,340 ± 0,170	11,650 ± 0,230	76,60 ± 1,50	7,79E-16	9,61E-15
P16B	01E	0,00257 ± 0,00046	0,0340 ± 0,0350	0,01182 ± 0,00087	12,340 ± 0,110	11,570 ± 0,170	76,10 ± 1,10	1,06E-15	1,30E-14
P16B	01F	0,00328 ± 0,00031	0,0440 ± 0,0220	0,01344 ± 0,00059	12,564 ± 0,091	11,590 ± 0,130	76,16 ± 0,81	1,87E-15	2,35E-14
P16B	01G	0,00507 ± 0,00049	0,0360 ± 0,0320	0,01402 ± 0,00079	12,890 ± 0,120	11,380 ± 0,180	74,80 ± 1,20	1,18E-15	1,52E-14
P16B	01H	0,00850 ± 0,00120	0,0700 ± 0,0880	0,01180 ± 0,00190	12,790 ± 0,190	10,260 ± 0,400	67,60 ± 2,60	4,20E-16	5,37E-15
P16B	01I	0,00562 ± 0,00045	0,0400 ± 0,0490	0,01596 ± 0,00090	13,390 ± 0,110	11,710 ± 0,170	77,00 ± 1,10	1,19E-15	1,60E-14
P16B	01J	0,00747 ± 0,00024	0,0160 ± 0,0110	0,01373 ± 0,00047	13,649 ± 0,069	11,421 ± 0,098	75,08 ± 0,63	3,17E-15	4,33E-14
P16B	02A	0,02540 ± 0,00029	0,0295 ± 0,0085	0,01899 ± 0,00026	19,300 ± 0,081	11,720 ± 0,120	76,99 ± 0,78	5,54E-15	1,07E-13
P16B	02B	0,00308 ± 0,00024	0,0370 ± 0,0170	0,01443 ± 0,00049	12,689 ± 0,072	11,771 ± 0,099	77,34 ± 0,64	2,44E-15	3,10E-14
P16B	02C	0,00244 ± 0,00046	0,0280 ± 0,0360	0,01313 ± 0,00087	12,420 ± 0,110	11,690 ± 0,170	76,80 ± 1,10	1,13E-15	1,40E-14
P16B	02D	0,00087 ± 0,00057	0,0300 ± 0,0490	0,01310 ± 0,00120	12,650 ± 0,130	12,390 ± 0,210	81,30 ± 1,40	8,49E-16	1,07E-14
P16B	02E	0,00140 ± 0,00047	0,0540 ± 0,0340	0,01396 ± 0,00094	12,280 ± 0,120	11,860 ± 0,180	77,90 ± 1,20	1,13E-15	1,39E-14
P16B	02F	0,00281 ± 0,00028	0,0380 ± 0,0220	0,01533 ± 0,00065	12,576 ± 0,084	11,740 ± 0,120	77,13 ± 0,75	1,92E-15	2,42E-14
P16B	02G	0,00419 ± 0,00027	0,0340 ± 0,0160	0,01420 ± 0,00058	12,736 ± 0,092	11,490 ± 0,120	75,52 ± 0,76	2,47E-15	3,15E-14
P16B	02H	0,00434 ± 0,00039	0,0410 ± 0,0220	0,01512 ± 0,00075	13,180 ± 0,100	11,890 ± 0,150	78,09 ± 0,97	1,60E-15	2,10E-14
P16B	02I	0,00654 ± 0,00023	0,0207 ± 0,0096	0,01459 ± 0,00043	13,702 ± 0,062	11,752 ± 0,091	77,21 ± 0,58	3,54E-15	4,85E-14
P36	01A	0,00924 ± 0,00025	0,0400 ± 0,0110	0,01661 ± 0,00040	14,639 ± 0,068	11,884 ± 0,100	78,06 ± 0,64	3,53E-15	5,17E-14
P36	01B	0,00165 ± 0,00013	0,0001 ± 0,0075	0,01182 ± 0,00030	12,610 ± 0,060	12,115 ± 0,070	79,55 ± 0,45	4,85E-15	6,12E-14
P36	01C	0,00152 ± 0,00017	0,0287 ± 0,0087	0,01219 ± 0,00041	12,369 ± 0,062	11,917 ± 0,079	78,27 ± 0,51	3,98E-15	4,92E-14
P36	01D	0,00095 ± 0,00014	0,0350 ± 0,0110	0,01278 ± 0,00040	12,331 ± 0,064	12,050 ± 0,075	79,13 ± 0,48	3,77E-15	4,64E-14
P36	01E	0,00101 ± 0,00021	0,0350 ± 0,0130	0,01230 ± 0,00047	12,209 ± 0,074	11,908 ± 0,097	78,22 ± 0,62	2,92E-15	3,56E-14
P36	01F	0,00174 ± 0,00022	0,0260 ± 0,0150	0,01231 ± 0,00047	12,368 ± 0,066	11,851 ± 0,092	77,85 ± 0,59	2,83E-15	3,50E-14
P36	01G	0,00121 ± 0,00016	0,0440 ± 0,0110	0,01175 ± 0,00037	12,371 ± 0,063	12,012 ± 0,078	78,89 ± 0,50	3,39E-15	4,19E-14
P36	01H	0,00089 ± 0,00009	0,0577 ± 0,0065	0,01244 ± 0,00024	12,279 ± 0,046	12,016 ± 0,053	78,91 ± 0,34	6,49E-15	7,97E-14
P36	01I	0,00085 ± 0,00019	0,3240 ± 0,0160	0,01234 ± 0,00046	12,269 ± 0,068	12,043 ± 0,088	79,08 ± 0,56	2,73E-15	3,35E-14
P36	01J	0,00010 ± 0,00110	0,0700 ± 0,1100	0,01220 ± 0,00150	12,240 ± 0,200	12,230 ± 0,380	80,30 ± 2,50	4,75E-16	5,81E-15
P36	02A	0,00847 ± 0,00034	0,0610 ± 0,0150	0,01389 ± 0,00045	14,594 ± 0,086	12,070 ± 0,130	79,26 ± 0,83	2,53E-15	3,69E-14
P36	02B	0,00141 ± 0,00025	0,0260 ± 0,0180	0,01212 ± 0,00055	12,447 ± 0,082	12,030 ± 0,110	78,98 ± 0,70	2,15E-15	2,67E-14
P36	02C	0,00080 ± 0,00083	-0,0100 ± 0,0380	0,01387 ± 0,00097	11,910 ± 0,130	11,670 ± 0,280	76,70 ± 1,80	1,02E-15	1,22E-14
P36	02D	0,00120 ± 0,00033	0,0130 ± 0,0270	0,01235 ± 0,00075	12,283 ± 0,093	11,920 ± 0,130	78,32 ± 0,86	1,49E-15	1,83E-14
P36	02E	0,00368 ± 0,00020	0,0020 ± 0,0110	0,01201 ± 0,00045	13,036 ± 0,059	11,936 ± 0,083	78,40 ± 0,53	3,10E-15	4,04E-14
P36	02F	0,00161 ± 0,00051	0,0100 ± 0,0330	0,01216 ± 0,00095	12,690 ± 0,120	12,210 ± 0,190	80,10 ± 1,20	1,03E-15	1,31E-14
P36	02G	0,00137 ± 0,00089	-0,0400 ± 0,0610	0,01080 ± 0,00110	12,670 ± 0,200	12,260 ± 0,330	80,50 ± 2,10	5,26E-16	6,66E-15
P36	02H	0,00060 ± 0,00400	0,1100 ± 0,3200	0,00070 ± 0,00570	11,440 ± 0,550	11,300 ± 1,300	74,20 ± 8,40	1,08E-16	1,23E-15
P36	02I	0,00300 ± 0,01600	0,2000 ± 1,2000	0,01500 ± 0,01900	9,100 ± 1,500	8,400 ± 4,900	55,00 ± 32,00	2,78E-17	2,54E-16
P36	02J	-0,03200 ± 0,04400	0,7000 ± 3,2000	0,00700 ± 0,05200	9,700 ± 4,200	19,000 ± 15,000	125,00 ± 93,00	1,01E-17	9,81E-17

Figura I. Espectro representativo de análise EDS de mangano pectolita da SABR. Amostra P11, Fmq II. Tempo de contagem: 20 segundos.

Figura II. Espectro representativo de análise EDS de eudialita da SABR. Amostra P17, Faf. Tempo de contagem: 100 segundos.

Figura III. Espectro representativo de análise EDS de neotocita da SABR. Amostra P17, Faf. Tempo de contagem: 21 segundos.

Figura IV. Espectro representativo de análise EDS de niobofilita da SABR. Amostra P16, Faf. Tempo de contagem: 41 segundos.

Figura V. Espectro representativo de análise EDS de catapleiita da SABR. Amostra P11, Fmq II. Tempo de contagem: 100 segundos.

Figura VI. Espectro representativo de análise EDS de calciohilairita da SABR. Amostra P11, Fmq II. Tempo de contagem: 100 segundos.

Figura VII. Espectro representativo de análise EDS de criolita da SABR. Amostra P16, Faf. Tempo de contagem: 3 segundos.

Figura VIII. Espectro representativo de análise EDS de mineral do grupo da labuntsovita da SABR. Amostra P119, Fpf I. Tempo de contagem: 100 segundos.