



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM PETROLOGIA, METALOGÊNESE E
EXPLORAÇÃO MINERAL

TESE DE DOUTORADO

**MACIÇO DE CARA SUJA:
EXPRESSÃO DO MAGMATISMO ALCALINO
POTÁSSICO PÓS-COLISIONAL
NO SUDOESTE DA BAHIA**

MÁRCIO MATTOS PAIM

SALVADOR-BAHIA

-Setembro, 2014-

MARCIO MATTOS PAIM

**MACIÇO DE CARA SUJA:
EXPRESSÃO DO MAGMATISMO ALCALINO
POTÁSSICO PÓS-COLISIONAL NO SUDOESTE
DA BAHIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para obtenção do Grau de Doutor em Geologia na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

Data da defesa pública: 19/09/2014

Orientador: Prof. Dr. Herbet Conceição

Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria de Lourdes S. Rosa

Salvador - BA
2014

Ficha catalográfica elaborada pela
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFBA

P143M Paim, Marcio Mattos
Maciço de Cara Suja: Expressão do Magmatismo Alcalino
Potássico Pós-colisional no Sudoeste da Bahia / Márcio Mattos
Paim.- Salvador, 2014.
188 f. : il. Color.
Orientador: Prof. Dr. Herbet Conceição
Co-orientador: Profa. Dra. Maria de Lourdes S. Rosa
Tese (Doutorado) – Universidade Federal da Bahia. Instituto
de Geociências, 2014.
1. Petrologia. 2. Geoquímica. 3. Sienito. I. Conceição, Herbet.
II. Rosa, Maria de Lourdes da Silva. III. Universidade Federal da
Bahia. IV. Título.

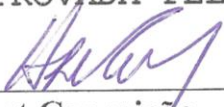
CDU: 552.3(813.8)

MÁRCIO MATOS PAIM


**“Maciço de Cara Suja: Expressão do Magmatismo
Alcalino Potássico Pós-Colisional no Sudoeste da Bahia”**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Doutor em Geologia na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral em 19/09/2014.

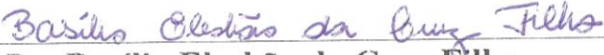
TESE APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:



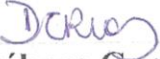
Dr. Herbert Conceição
Orientador – UFS



Dr. Alcides Nóbrega Sial
Examinador Externo – UFPE



Dr. Basílio Elesbão da Cruz Filho
Examinador Externo- CPRM



Dr^a. Débora Correia Rios
Examinador Interno – UFBA



Dr. Moacyr Moura Marinho
Examinador Interno – UFBA

Salvador – BA
2014

Para Rafinha

AGRADECIMENTOS

Esta tese é produto de atividades de pesquisa que foram iniciadas no ano de 1998, interrompidas por alguns anos e recentemente retomadas. Meus agradecimentos envolvem, portanto, aquelas pessoas e instituições que contribuíram para a realização da pesquisa em duas fases bem distintas.

Ao Conselho Nacional de desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão das bolsas de doutorado (Processo 141613/98-0) e doutorado Sanduiche (Processo 200783/00-9).

À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), em especial aos senhores Dr. Moacyr M. Marinho, Dr. Umberto Costa e MSc. Juracy de F. Mascarenhas, pela viabilização das etapas de campo e realização de parte das análises químicas (Projeto Oportunidades Minerais - DTE 187/98). Em nossa última missão de campo, foi também importante a colaboração do geólogo Walter Peixoto e do técnico em geologia Afonsinho.

À PETROBRAS (E&P-BA), em especial ao geólogo Antônio Jorge Magalhães e à técnica em geologia Sônia Reis que viabilizaram a confecção de parte das lâminas delgadas usadas nos estudos petrográficos.

À Dra. Maria de Lourdes S. Rosa, co-orientadora, pelo acompanhamento desde o início da pesquisa, incentivos, discussões, sugestões, informações e frequente auxílio.

Aos colegas do GPA, em especial a rica convivência e discussões com Emerson Santos (hoje Petrobras), Basílio Cruz (hoje CPRM), Débora Correia, Olga Otero e Ivana Araújo (hoje CPRM).

Ao Dr. Jorge Plá Cid (hoje DNPM), pelas importantes discussões e trabalhos sobre a mineralogia dos lamprófiros e enclaves.

A alguns professores da UFBA que me ajudaram com breves, mas importantes, discussões em suas especialidades, dentre eles: o Dr. Luiz Rogério Bastos Leal, com as primeiras datações das rochas subvulcânicas do “Complexo” Riacho de Santana”; o Dr. Luis César Correa Gomes, nas interpretações sobre as estruturas observadas; e Dra. Amalvina Barbosa, nas observações sobre a mineralogia dos *hornfels*.

Ao Centro de Pesquisa em Geologia e Geofísica (CPGG), ao Joaquim B. Lago e ao Gustavo Rocha (hoje Petrobras), pela frequente ajuda na utilização dos equipamentos e *softwares*.

Aos Professores Bernard Bonin e Bernard Platevoet pela gentil acolhida e suporte no *Laboratoire de Petrologie et Volcanologie-Université Paris-Sud*, França. Aos também

professores Jean Marie Bardinzeff e J. Bébien, e às funcionárias Valérie Godard e Georgette Raboux pela convivência e suporte administrativo em Orsay. Aos “colegas estudantes” da época, Pierre Wandji e Momchil Dyulgerov, pelas diversas discussões científicas e cordial convivência durante o “*sejour*” em Paris.

Após a retomada da pesquisa, meus sinceros agradecimentos seguem.

Ao Professor Manoel Jerônimo Cruz, ex-coordenador do Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFBA, pelo constante incentivo para a conclusão da tese e auxílio em muitos momentos;

Ao Sr. Craig McCloskey, gerente América do Sul da Coffey International Ltd, pela compreensão e flexibilização de alguns dias, mesmo em momentos de grande demanda, para me dedicar a assuntos relacionados à tese e ao Curso de Pós-Graduação;

Ao secretário Nilton Silva e à Professora Dra. Iracema Silva, que me ajudaram em diversos momentos com os assuntos administrativos relacionados ao Curso, principalmente quando bem distante de Salvador;

À geóloga Ana Fábria Miranda, pelas dicas com o *ArcMap*, ajuda em algumas figuras e companheirismo após o retorno a Salvador;

Ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Sergipe (UFS), pela acolhida no “retiro” da salinha da difratometria de raios-X, importante na fase final da confecção da tese.

Independente da fase, um agradecimento especial ao Professor Herbet Conceição, orientador, pelo acompanhamento acadêmico desde os primeiros meses de graduação na UFBA, incentivos à continuidade da pesquisa científica e a algumas “rotinas” que incorporei, com sucesso, para a minha vida profissional (ele pensa que não ...!). Obrigado por ter compreendido o contexto durante os anos longe da universidade e por aceitar a retomada da tese mesmo quando tudo indicava que seria muito mais fácil “desistir”.

O Maciço de Cara Suja é uma manifestação tardia do enorme magmatismo alcalino-potássico do sudoeste da Bahia. Ele foi colocado na interface tectônica entre as rochas de médio a alto grau metamórfico do Complexo Santa Isabel e as rochas vulcanossedimentares do *Greenstone Belt* de Riacho de Santana. Os contatos do maciço com o *greenstone* são bruscos, marcados pelo desenvolvimento de rochas hornféisicas, abundância de xenólitos e pela deformação das lineações presentes.

Esta intrusão, com aproximadamente 150 km², tem forma elíptica e distribuição faciológica reconhecida por: biotita-hornblenda-quartzosienitos leucocráticos na porção central; biotita-granitos hololeucocráticos a sudeste e; biotita-actinolita álcali feldspato sienitos na borda leste, cuja disposição geométrica assemelha-se a um arco. Além destas rochas, ocorrem diques lamprofíricos (minettes), autólitos máficos porfíricos (enclaves máficos microgranulares e mica-clinopiroxênio sienitos) e diques monzoníticos que estão distribuídos aleatoriamente no maciço. As idades obtidas através de diferentes métodos (Rb-Sr em rocha total, U-Pb e Pb-Pb em monocristal de zircão) posicionam o Maciço de Cara Suja no paleoproterozoico. A idade U-Pb de 2053 ± 3 é interpretada como a idade de cristalização.

Os dados de química mineral e as feições texturais observadas nos minerais das diferentes fácies mostram se tratar de fases primárias que foram reequilibradas as condições crustais durante a cristalização magmática.

Os dados geoquímicos mostram tratar-se de uma intrusão de natureza alcalina potássica, enriquecida em elementos incompatíveis usuais (Ba, Sr, Rb e Th), ETRL, com baixos conteúdos em Ti, Y e Nb, assinatura típica de magmas litosféricos correlacionados a ambiente orogênico. As composições e evoluções químicas observadas nas rochas e minerais mostram que as diferentes fácies são cogenéticas e sua variação pode ser explicada principalmente pela cristalização fracionada da paragênese observada petrograficamente. As determinações isotópicas de Sr e Nd em rocha são caracterizadas por baixos valores da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704 a 0,707) e valores negativos de ϵNd (-7 a -9), indicando uma fonte mantélica enriquecida.

O modelo de um manto litosférico metassomatizado na geração do magma progenitor do Maciço de Cara Suja foi adotado para explicar as assinaturas geoquímica e isotópica observadas.

ABSTRACT

The Cara Suja Massif is a late member of the enormous alkaline-potassic magmatism which occurs in the Southwest of Bahia State. It was emplaced in the tectonic interface between the medium-to high-grade metamorphic terrains Santa Isabel Complex and the Riacho de Santana Greenstone Belt volcanosedimentary sequence. Hornfels rocks abundant xenoliths and deformed lineations mark the boundaries between the Cara Suja massif and the Riacho de Santana greenstone.

This massif, about 150 km², has an oval shape and faciologic distribution represented by: (a) leucocratic biotite hornblende quartz syenites in its central part; (b) hololeucocratic biotite granites in its southeastern portion; and (c) mesocratic biotite actinolite alkali feldspar syenites in the eastern portion, whose geometry is similar to an arch. Besides them, minette dykes, porphyritic mafic auloliths (microgranular mafic enclaves and mica-clinopyroxene syenites) and mozonitic fine-grained dykes are randomly distributed throughout the massif. The ages obtained by different methods (Rb-Sr whole rock; U-Pb and Pb-Pb in zircon single crystal) sets the Cara Suja Massif in the paleoproterozoic era. The U-Pb age (2053 ± 3 Ma) has been interpreted as the crystallization age.

Mineral chemistry and textural features of minerals from different facies show that those are primary phases re-equilibrated under crustal conditions during magma ascent.

Geochemical data show that the Cara Suja Massif is an intrusion of alkaline potassic nature, enriched of common incompatible elements (Ba, Sr, Rb), LREE, with low contents in Ti, Y and Nb. They are typical signature of lithospheric magmas correlated to orogenic environment. Rock and mineral compositions and evolutions show that the observed facies are co-magmatic and its variation can be explained mainly by fractionated crystallization. Isotopic whole rock Sr and Nd determinations show low initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios (0,704 to 0,707) and negative εNd values (-7 to -9) indicating an enriched mantle source.

A metassomatized lithospheric mantle has been assumed to be the source to explain the observed geochemical and isotopic signatures.

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
ÍNDICE	v
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
ÍNDICE DE TABELAS	xi
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS	xii
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS	xiv
LISTA DE ANEXOS	xvi
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	1
I.1 – ASPECTOS GERAIS SOBRE SIENITOS E ROCHAS ÍGNEAS POTÁSSICAS-ULTRAPOTÁSSICAS	1
I.2 – MOTIVAÇÕES PARA O ESTUDO DO MACIÇO DE CARA SUJA	3
I.3 – OBJETIVOS	5
I.4 – METODOLOGIA	5
I.5 – LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO	7
I.6 – TRABALHOS ANTERIORES	7
CAPÍTULO II – GEOLOGIA REGIONAL	10
II.1 – CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA DO ESTADO DA BAHIA	10
<i>II.1.1 - Compartimentação Geotectônica</i>	12
II.2 – CONTEXTO GEOLÓGICO DOS TERRENOS ARQUEANOS-PALEOPROTEROZOICOS DA REGIÃO ESTUDADA E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS	14
<i>II.2.1 - Terrenos Gnáissicos e Migmatíticos Arqueanos</i>	14
<i>II.2.2 - Sequências Metavulcanossedimentares</i>	18
<i>II.2.3 - Batólito de Guanambi</i>	21
II.3 – CONSIDERAÇÕES FINAIS SOBRE OS TERRENOS ARQUEANOS E PALEOPROTEROZOICOS	23
CAPÍTULO III – GEOLOGIA E IDADE DO MACIÇO DE CARA SUJA	26
III.1 – FEIÇÕES DE CAMPO E ESTRUTURAIS	26
III.2 – FACIOLOGIA	29
<i>III.2.1 - Quartzo-Sienitos</i>	29
<i>III.2.2 - Granitos</i>	31
<i>III.2.3 - Álcali-Feldspato Sienitos</i>	34
<i>III.2.4 - Enclaves</i>	35
<i>III.2.5 - Lamprófiros e Rochas Subvulcânicas</i>	39
<i>III.2.6 - Diques Monzoníticos e Graníticos</i>	41

III.3 – AS ROCHAS ENCAIXANTES DO MACIÇO DE CARA SUJA	42
III.3.1 - <i>Greenstone Belt de Riacho de Santana</i>	42
III.3.2 - <i>Complexo Santa Isabel</i>	43
III.4 – IDADES DO MACIÇO DE CARA SUJA	45
III.4.1 - <i>Idades K-Ar e Rb-Sr</i>	45
III.4.2 - <i>Idade Pb-Pb</i>	47
III.4.3 - <i>Idade U-Pb</i>	47
III.4.4 - <i>Idade Modelo Sm-Nd</i>	48
III.5 – CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A ESTRUTURAÇÃO DO MACIÇO DE CARA SUJA	49
CAPÍTULO IV – PETROGRAFIA	51
IV.1 – QUARTZO-SIENITOS	51
IV.2 – GRANITOS	60
IV.3 – ÁLCALI-FELDSPATO-SIENITOS	62
IV.4 – ENCLAVES	65
IV.5 – LAMPRÓFIROS E ROCHAS SUBVULCÂNICAS	68
IV.6 – DIQUES MONZONÍTICOS E GRANÍTICOS	71
IV.7 – ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS ENCAIXANTES	72
IV.8 – CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS	75
CAPÍTULO V – MINERALOQUÍMICA	79
V.1 – MINERALOGIA PRINCIPAL E VARIETAL	79
V.1.1 - <i>Clinopiroxênio</i>	79
V.1.2 - <i>Anfibólios</i>	88
V.1.3 - <i>Micas</i>	100
V.1.4 - <i>Feldspatos</i>	111
V.2 – MINERALOGIA ACESSÓRIA	118
V.2.1 - <i>Apatita</i>	118
V.2.2 - <i>Titanita</i>	119
V.2.3 - <i>Minerais Óxidos de Fe-Ti</i>	122
V.2.4 - <i>Allanita e Torita</i>	125
V.3 – MINERAIS SECUNDÁRIOS E OUTRAS FASES	130
V.3.1 - <i>Pistacita</i>	130
V.3.2 - <i>Sulfetos, Carbonatos e Sulfatos</i>	132
CAPÍTULO VI – LITOGEOQUÍMICA	135
VI.1 – ELEMENTOS MAIORES	135
VI.1.1 - <i>Caracterização e Classificação Química</i>	141
VI.1.2 - <i>Composição e Evolução Normativa</i>	146
VI.1.3 - <i>Evolução Química</i>	147
VI.2 – ELEMENTOS TRAÇOS	150
VI.2.1 - <i>Comportamento e Evolução Química</i>	150
VI.3 – COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE SR E ND	162

CAPÍTULO VII – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	164
VII.1 – ORIGEM MAGMÁTICA E AMBIENTE GEOTECTÔNICO.....	164
VII.2 – CONCLUSÕES	169
CAPÍTULO VIII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	170

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1:	Mapas de localização e acessos à área de estudo.....	8
Figura 2:	Esboço geológico do Cráton do São Francisco	11
Figura 3:	Mapa da Bahia com os domínios tectônicos-geocronológicos arqueanos e paleoproterozoicos	13
Figura 4:	Mapa geológico do sudoeste da Bahia	15
Figura 5:	Imagem de satélite (Landsat 7) ressaltando a topografia do MCS	27
Figura 6:	Mapa mostrando a distribuição das principais fácies do MCS.....	30
Figura 7:	Mapa da porção leste do MCS com a disposição das rochas hornféisicas	44
Figura 8:	Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e as determinações Rb/Sr em rochas do MCS...	46
Figura 9:	Diagrama idade média dos zircões da rocha subvulcânica no GBRS	47
Figura 10:	Diagrama concórdia U-Pb para zircões de um álcali-feldspato-sienito do MCS .	48
Figura 11:	Mapa geológico simplificado do MCS com a distribuição das amostras com análises petrográficas	52
Figura 12:	Diagramas QAP e Q-AP- M com a nomenclatura das diferentes fácies do MCS	53
Figura 13:	Diagrama modal QAP com a distribuição das amostras do MCS e as tendências evolucionais das principais séries magmáticas	76
Figura 14:	Disposição dos clinopiroxênios do MCS nos diagramas Wo-En-Fs e Ac-Di-Hd.....	82
Figura 15:	Diagramas de correlação entre Mg e Fe^{+2} [A] e Ca+Mg e Na+ Fe^{+2} [B] para os clinopiroxênios do MCS.....	83
Figura 16:	Diagrama Al_2O_3 versus TiO_2 aplicado aos clinopiroxênios do MCS	87
Figura 17:	Diagrama de Lindsley (1983) para a estimativa de temperatura de cristalização aplicado aos clinopiroxênios do MCS.....	87
Figura 18:	Classificação dos anfibólios do MCS segundo Leake <i>et al.</i> (1997)	91
Figura 19:	Composição dos anfibólios das rochas do MCS no diagrama Ca+Al (IV) versus Si+Na+K	91
Figura 20:	Diagramas de correlação entre: [A] Mg- Fe^{+2} ; [B] Al^{IV} - Sítio A; [C] $2\text{Al}^{\text{IV}} + 2\text{Al}^{\text{VI}} - 2\text{Si} + \text{Mg}$ e; [D] Na (A) + Al^{IV} - Sítio vago A + Si	93
Figura 21:	Disposição dos anfibólios das rochas do MCS no diagrama Ca+Na+K vs. Si	95
Figura 22:	Diagrama Ca-Mg- Fe_t +Mn aplicado aos anfibólios do MCS.....	97

Figura 23:	Diagrama SiO ₂ versus TiO ₂ aplicado aos anfibólios dos lamprófiros, diques híbridos e enclaves máficos do MCS	97
Figura 24:	Disposição das micas das diferentes fácies do MCS no diagrama de classificação de Deer <i>et al.</i> (1992)	104
Figura 25:	Disposição das micas do MCS nos diagramas de correlação Al ^{IV} - #Fe e Ti - #Fe.....	104
Figura 26:	Diagrama de correlação Fe-Mg para as micas do MCS	106
Figura 27:	Diagrama de correlação entre F e Fe+Fe-Mg aplicado às micas do MCS.....	106
Figura 28:	Disposição das micas do MCS no diagrama triangular MgO-FeO-Al ₂ O ₃	109
Figura 29:	Disposição das micas dos lamprófiros, diques híbridos e enclaves máficos do MCS no diagrama Al-Mg-Fe.....	109
Figura 30:	Composições dos feldspatos das diferentes fácies do MCS no diagrama triangular Or-Ab-An	115
Figura 31:	Diagrama TiO ₂ -FeO-Fe ₂ O ₃ aplicado as magnetitas e ilmenitas do MCS.....	124
Figura 32:	Imagens em microscopia e pelo MEV (imagem <i>backscatering</i>) de cristal de torita na amostra 969.....	129
Figura 33:	Distribuição das amostras do MCS com análises químicas.	136
Figura 34:	Disposição das amostras do MCS no diagrama TAS (álcalis versus sílica).	143
Figura 35:	Disposição das amostras do MCS no diagrama Na ₂ O +K ₂ O-CaO versus SiO ₂ de Frost <i>et al.</i> (2001).	143
Figura 36:	Disposição das amostras do MCS no diagrama K ₂ O versus Na ₂ O.....	145
Figura 37:	Diagrama Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O) versus Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) aplicado às rochas do MCS.	145
Figura 38:	Evolução das composições das amostras do MCS no diagrama ternário normativo Quartzo (Qz) - Albita (Ab) - Ortoclásio (Or)	148
Figura 39:	Disposição das amostras do MCS no diagrama ternário normativo Anortita (An) - Albita (Ab) - Ortoclásio (Or).	148
Figura 40:	Diagramas de correlação SiO ₂ -elementos maiores para as rochas do MCS	149
Figura 41:	Diagramas de correlação SiO ₂ -elementos traço para as rochas do MCS.....	154
Figura 42:	Diagramas multielementares (<i>Spiderdiagrams</i>) para os enclaves, lamprófiros, diques híbridos e diques monzoníticos do MCS.....	156
Figura 43:	Diagramas multielementares (<i>Spiderdiagrams</i>) para as fácies álcali-feldspato sienítica, quartzo-sienítica e granítica do MCS.	157

Figura 44:	Espectro dos ETR para os enclaves, lamprófiros, diques híbridos e diques monzoníticos do MCS.....	159
Figura 45:	Espectro dos ETR para as fácies álcali-feldspato sienítica, quartzo-sienítica e granítica do MCS.	160
Figura 46:	Disposição das amostras do MCS no gráfico razão inicial Sri <i>versus</i> ϵ Nd(T)	163
Figura 47:	Disposição das amostras do MCS no diagrama K ₂ O <i>versus</i> SiO ₂	165
Figura 48:	Diagrama Nb/Zr com os campos discriminantes das suítes potássicas-ultrapotássicas correlacionadas ou não a ambientes orogênicos.....	165
Figura 49:	Disposição das amostras do MCS no diagrama Rb <i>versus</i> Y+Nb.....	168

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1:	Síntese das idades radiométricas K-Ar e Rb-Sr do MCS	45
Tabela 2:	Síntese dos dados isotópicos Sm-Nd para as rochas do MCS e subvulcânica correlata.....	49
Tabela 3:	Análises químicas de clinopiroxênios do MCS	81
Tabela 4:	Análises representativas dos anfibólios das diferentes fácies do MCS	90
Tabela 5:	Variação dos resultados de pressão das hornblendas do MCS utilizando as calibrações de Hammarstron & Zen (1986) e Schmidt (1992)	99
Tabela 6:	Variação dos resultados de Temperatura utilizando os geotermômetros Blundy & Holland (1990) e de Otten (1984) para às hornblendas do MCS.....	99
Tabela 7:	Análises químicas representativas das micas das diversas fácies do MCS	102
Tabela 8:	Resultados da termometria biotita-apatita (após Sallet, 2000) aplicada às micas e apatitas do MCS.....	111
Tabela 9:	Análises representativas dos feldspatos alcalinos das diversas fácies do MCS ...	113
Tabela 10:	Análises representativas dos plagioclásios das diversas fácies do MCS	114
Tabela 11:	Análises representativas de apatitas das diversas fácies do MCS	120
Tabela 12:	Análises representativas de titanitas das diversas fácies do MCS	121
Tabela 13:	Análises representativas dos óxidos de Fe-Ti das diversas fácies do MCS	123
Tabela 14:	Análises químicas de allanitas e toritas do MCS.....	127
Tabela 15:	Análises químicas de epídotos de algumas fácies do MCS.....	131
Tabela 16:	Análises (MEV) de galenas associadas a hornblenda na amostra 969	133
Tabela 17:	Análises de carbonatos de algumas amostras do MCS	134
Tabela 18:	Análises químicas dos elementos maiores e minerais normativos para rochas das diferentes fácies do MCS.....	137
Tabela 19:	Análises químicas dos elementos traços e ETR para as rochas das diferentes fácies do MCS.....	151
Tabela 20:	Composições de Sr e Nd em rocha para as rochas do MCS.....	162

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Foto 1:	Textura fanerítica grossa e inequigranular dos quartzo-sienitos (Ponto CS-340).	32
Foto 2:	Aumento em fenocristais de feldspato potássico, feição típica dos quartzo-sienitos que ocorrem na região de transição com a fácies álcali-feldspato-sienítica (Ponto CS-341)	32
Foto 3:	Enclaves do granito grosso em meio ao granito de granulação fina (Ponto CS-451).	32
Foto 4:	Diques do granito de granulação fina exibindo estruturas de acamadamento rítmico, cortando o granito de granulação grossa (Ponto CS-23).....	32
Foto 5:	Textura cumulática típica da fácies álcali-feldspato sienítica (Ponto CS-220).	32
Foto 6:	Detalhe da foto anterior com destaque para os cristais de feldspato alcalino zonados.....	32
Foto 7:	Segregações máficas formando estruturas que sugerem fluxos magmáticos convectivos (<i>ladder dyke?</i>) (Ponto CS-394).....	36
Foto 8:	Aparência típica do sienito que ocorre na borda oeste do MCS, mostrando grande quantidade de feldspato alcalino (Ponto CS-18).	36
Foto 9:	Xenólito de rocha metassedimentar do GBRS em meio ao álcali-feldspato sienito (Ponto CS-394).....	36
Foto 10:	Grande xenólito de rocha metassedimentar do GBRS na fácies álcali-feldspato sienítica (Ponto CS-342).	36
Foto 11:	Xenólito de um gnaiss do Complexo Santa Isabel no granito de granulação fina próximo a zona de contato (Ponto CS-414)	36
Foto 12:	Aspecto de um enclave micáceo elíptico (rico em biotita) no granito (Ponto CS-325).	36
Foto 13:	Grande enclave máfico e leitos máficos associados (Ponto CS-07).....	38
Foto 14:	Detalhe do enclave anterior mostrando pórfiros de feldspato alcalino incorporados	38
Foto 15:	Enclave máfico com cristais de feldspato alcalino incorporados e enclaves do sienito hospedeiro (Ponto CS-341)	38
Foto 16:	Enclaves máficos em zona de mistura de magmas (Ponto CS-07)	38

Foto 17:	Afloramento de um dique lamprofírico cortando os quartzo-sienitos (Ponto CS- 391)	38
Foto 18:	Detalhe do dique lamprofírico na foto anterior.	38
Foto 19:	Blocos de lamprófiros que ocorrem no GBRS (Ponto CS-390).....	40
Foto 20:	Detalhe da rocha anterior com destaque ao fenocristal euédrico de biotita	40
Foto 21:	Textura porfirítica dos diques de rochas subvulcânicas encaixados no GBRS (Ponto CS-382).....	40
Foto 22:	Aspecto do dique monzonítico fino (Ponto CS-451).....	40
Foto 23:	Aspecto de um dique granítico cortando álcali-feldspato sienito (Ponto CS-394)	40
Foto 24:	Aspecto do gnaisse migmatítico do Complexo Santa Isabel (Ponto 321).....	40

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1:	Arranjo dos grãos típico da fácies quartzo-sienítica (amostra 979; Ponto CS-15).	55
Fotomicrografia 2:	Cristal zonado de feldspato alcalino e inclusões de plagioclásio ao longo das zonas (amostra 1767; Ponto CS- 467).	55
Fotomicrografia 3:	Detalhe de um cristal de hornblenda com biotita intercrescida e a mineralogia acessória associada (amostra 1490; Ponto CS-350).	55
Fotomicrografia 4:	Minerais acessórios desenvolvidos entre aglomerados de cristais de hornblenda (amostra 969, Ponto CS-01).	55
Fotomicrografia 5:	Arranjo e mineralogia representativos dos granitos grossos (amostra 983; Ponto CS-23).	55
Fotomicrografia 6:	Arranjo do granito deformado da região de bordo do MCS (amostra 982; Ponto 21).	55
Fotomicrografia 7:	Arranjo típico dos grãos dos álcali-feldspato-sienitos (amostra 1212; Ponto 220).	63
Fotomicrografia 8:	Cristais de feldspato alcalino exibindo geminação complexa (amostra 1212).	63
Fotomicrografia 9:	Fragmento de cristal de feldspato alcalino exibindo zoneamento oscilatório (amostra 1212).	63
Fotomicrografia 10:	Cristal de feldspato alcalino zonado exibindo indivíduo crescido epitaxicamente (amostra 1212).	63
Fotomicrografia 11:	Cristais de clinopiroxênio envoltos por um halo de actinolita (amostra 1212).	63
Fotomicrografia 12:	Detalhe de um cristal de biotita rico em inclusões de apatita e minerais opacos (amostra 1212).	63
Fotomicrografia 13:	Arranjo dos grãos no enclave micáceo (amostra 972, Ponto CS-02).	66
Fotomicrografia 14:	Textura representativa de um enclave máfico (MME) (amostra 968; Ponto CS-01).	66
Fotomicrografia 15:	Textura equigranular isotrópica dos autólitos cumuláticos (amostra 1477; Ponto CS-339).	66

Fotomicrografia 16: Textura porfirítica de um lamprófiro evidenciando fenocristais de minerais máficos alinhados (amostra 1685; Ponto CS-391).....	66
Fotomicrografia 17: Detalhe de um fenocristal de biotita no lamprófiro (amostra 1685).	66
Fotomicrografia 18: Textura glomeroporfirítica no lamprófiro e a formação de allanita no contato biotita/anfibólio (amostra 1685).....	66
Fotomicrografia 19: Textura de lamprófiro que ocorre no GBRS (amostra 1683; Ponto CS-390).....	70
Fotomicrografia 20: Detalhe de fenocristal de biotita com inclusões secundárias de minerais opacos (amostra 1683).	70
Fotomicrografia 21: Detalhe de fenocristal arredondado de feldspato alcalino com bordos de reação (amostra 1683).	70
Fotomicrografia 22: Textura representativa das rochas subvulcânicas (amostra 1671; Ponto CS-382).....	70
Fotomicrografia 23: Detalhe de fenocristal zonado de feldspato alcalino e sua relação com a matriz fina (amostra 1671).....	70
Fotomicrografia 24: Textura de um hornfels (amostra 1699; Ponto 406).....	70

ANEXO I: MAPA GEOLÓGICO E AMOSTRAS TRABALHADAS

ANEXO I.1 – Mapa Geológico Simplificado e Amostras Sobre Imagem Landsat

ANEXO I.2 – Lista de Pontos e Amostras Trabalhadas

ANEXO II: ANÁLISES QUÍMICAS MINERAIS

ANEXO II.1 – Anfibólios

ANEXO II.2 – Micas

ANEXO II.3 – Feldspatos

ANEXO II.4 – Apatitas

ANEXO II.5 – Titanitas

ANEXO II.6 – Minerais de Óxidos de Fe-Ti

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1 Aspectos Gerais sobre Sienitos e Rochas Ígneas Potássicas - Ultrapotássicas

As rochas ígneas alcalinas são definidas como aquelas que apresentam elevadas concentrações em $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (cf. Fitton & Upton, 1987). Apesar de serem volumetricamente insignificantes quando comparadas a rochas subalcalinas, elas ocorrem em uma grande diversidade de ambientes (cf. Blichert-Toft *et al.*, 1996). Com a evolução do conhecimento, o termo alcalino, que normalmente era sinônimo das suítes sódicas relacionadas a ambientes intra-placa, tornou-se mais abrangente e houve a necessidade de discriminar aquelas suítes alcalinas que possuíam teores de K_2O maiores ou muito maiores que os de Na_2O , as ditas convencionalmente potássicas. O termo “potássica”, por sua vez, produzia uma grande confusão na literatura porque incluía uma grande variedade de composições que abrangia desde os shoshonitos associados com rochas vulcânicas cálcico-alcalinas a leucititos ultrapotássicos. Uma grande contribuição para a classificação destas rochas foi dada por Foley *et al.* (1987). Estes autores definiram como ultrapotássicas aquelas rochas que apresentavam as seguintes características geoquímicas: conteúdos de $\text{K}_2\text{O} > 3\%$; conteúdos de $\text{MgO} > 3\%$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$. Baseados em diagramas óxido-óxido (% em peso), estes mesmos autores reuniram estas rochas em três subgrupos que correspondem a diferentes ambientes geodinâmicos (grupo I - lamproitos anorogênicos, produtos de magmatismo intra-placa continental; grupo II - kamafugitos, associados a *rifts* continentais como ocorre em Uganda; e grupo III - ultrapotássicas orogênicas, como aquelas da Província Romana). Esta classificação voltava-se para as rochas consideradas primitivas, as quais apresentavam baixos conteúdos em SiO_2 e elevados conteúdos de Cr, Ni e #mg. Neste sentido, sienitos saturados em sílica e outras rochas evoluídas, embora muito enriquecidas em K_2O , não se enquadravam perfeitamente nesta classificação e, por conseqüência, eram usualmente interpretadas como associadas às rochas da série shoshonítica. Atualmente alguns estudos baseados na mineraloquímica e química dos elementos maiores (Conceição, 1999; Plá Cid, *et al.*, 1999a) têm estabelecido alguns critérios para se distinguir os sienitos da série shoshonítica daqueles relacionados a magmatismo ultrapotássico.

A assinatura peculiar das rochas potássicas/ultrapotássicas, caracterizada pelo extremo enriquecimento em LILE (*large ion lithophile elements*, ex: K, Ba, Sr) e deficiência em HFSE (*high field strenght elements*; ex: Nb, Ta, Ti, Hf), e as diversas evidências de associações com

importantes mineralizações (p.ex: Cu-Au \pm Mo porfirítico – Sillito, 1972; Müller & Groves, 1993, 1995; Au e EGP - Lewis, 1987), começou a despertar o interesse dos pesquisadores para um estudo mais minucioso deste magmatismo. Foi assim que a petrogênese destas rochas teve um grande impulso com o surgimento do *mantle metassomatism concept* (Menzies & Hawkesworth, 1987). Este conceito praticamente derrubou a grande diversidade de antigos modelos, como por exemplo o tradicional *assimilation model* de Daly (1910) que atribuía a origem das rochas potássicas e ultrapotássicas à assimilação de sedimentos carbonáticos pela ascensão de magmas basálticos.

As evidências petrográficas (incluindo a presença de xenólitos mantélicos com presença de fases ricas em K₂O e LILE tais como flogopita e apatita), geoquímicas e isotópicas levaram os estudos a vincular a origem de magmas potássicos a pequenas taxas de fusão (0,1 a 5%) de um manto astenosférico metassomaticamente modificado por fluídos oriundos da desidratação da placa oceânica subductada. Este modelo tem sido refinado (p. ex: Mitchel & Bergman, 1991; Foley & Peccerilo, 1992) e as condições de fusão mantélica melhor compreendidas (Foley, 1992 a, 1992b, 1993).

Sienitos saturados em sílica e/ou seus correspondentes vulcânicos estão intimamente associados a rochas máficas ultrapotássicas. No Brasil, importantes contribuições à petrogênese de sienitos vêm sendo dada por estudos de sienitos neoproterozóicos do Nordeste (sienitos ultrapotássicos da Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal - Plá Cid *et al.*, 1999b; sienitos ultrapotássicos da Faixa de Dobramentos Cachoeirinha - Salgueiro – Ferreira *et al.*, 1992, Ferreira & Silva, 1993, Ferreira *et al.*, 1995, Da Silva Filho *et al.*, 1993, 1996, Ferreira *et al.*, 2002; e os sienitos de natureza shoshonítica da província da Borborema - Guimarães & da Silva Filho, 1998; Holanda *et al.*, 2009), do Sudeste (Janasi, 1992, 1993; Wiedemann, 1993; Carvalho & Janasi, 2012) e do Sul (Sienito Piquiri, de natureza shoshonítica - Nardi *et al.*, 2007, 2008; Plá Cid *et al.*, 2003, 2005). No Estado da Bahia, diversos corpos sieníticos alcalino-potássicos paleoproterozóicos são descritos. Eles ocorrem como uma expressão tardia em núcleos cratônicos (Rios *et al.*, 2007, Plá Cid *et al.*, 2006) ou estruturados ao longo de cinturões móveis transamazônicos (Conceição, 1990, 1993; Conceição *et al.*, 2003; Rosa *et al.*, 1996; Rosa, 1999). Estes últimos correspondem à maioria e um volume expressivo (~ 6000 km²) ocorre na porção sudoeste do estado.

Blichert-Toft *et al.* (1996) chamaram a atenção para a escassez de magmatismo alcalino nos períodos Arqueano e Paleoproterozóico. Para os sienitos, esta situação se restringe ainda mais. É fato que a maior parte dos modelos e estudos petrológicos e litogeoquímicos envolve sienitos de idades fanerozóicas. Constituem alguns raros exemplos sienitos mais antigos descritos: no

Canadá, os sienitos arqueanos no *greenstone belt* do Abitibi (Lafleche *et al.*, 1991) e sienitos paleoproterozóicos associados a lamprófiros ultrapotássicos do oeste da Província Churchill (LeCheminant, 1987; Cousens *et al.*, 2001; Peterson *et al.*, 2002); na China, os sienitos paleoproterozóicos da Província Liaoning (Ren *et al.*, 2005); em Camarões, os sienitos anorogênicos paleoproterozóicos do norte do Craton do Congo (Tchameni, *et al.*, 2001); na Finlândia, os sienitos anorogênicos paleoproterozóicos do Escudo Fennoscandian (Lauri, 2004) e; na Rússia, os sienitos arqueanos anorogênicos da Península de Kola (Petrovsky *et al.*, 2009; Vetrin & Rodionov, 2009). Neste sentido, o Estado da Bahia apresenta um panorama de certa forma não usual. Ele tem grande parte de seu magmatismo alcalino, que não é insignificante (cf. Conceição & Otero, 1996), limitado ao intervalo 2,05 e 2,1 Ga, ou seja, ao Paleoproterozóico. Esta atividade alcalina é representada essencialmente por corpos sieníticos. Os sienitos paleoproterozóicos do sul do Cráton do São do Francisco (Jordt-Evangelista, 2000) constituem as únicas ocorrências, no Brasil, de magmatismo alcalino paleoproterozóico fora do território baiano.

I.2 Motivações para o Estudo do Maciço de Cara Suja

Rochas ígneas potássicas como os sienitos têm grande importância geotectônica por causa do seu potencial para a reconstituição de paleoambientes. Ao contrário das províncias alcalinas sódicas, que são tradicionalmente interpretadas como anorogênicas, a maior parte das rochas potássicas tem sido reconhecida como um importante e integral componente de margens destrutivas. Em geral, são mais jovens e situam-se em posições estratigráficas mais elevadas que as rochas menos potássicas.

O Maciço de Cara Suja (MCS) é um dos corpos tardios que constitui o imenso magmatismo alcalino-potássico do sudoeste da Bahia.

O MCS se destaca topograficamente em meio a uma região plana e que até hoje é muito pouco conhecida geologicamente. Neste contexto, a presença de um corpo paleoproterozoico claramente intrusivo, bem preservado, encaixado entre terrenos arqueanos de médio a baixo grau metamórfico, de imediato, chamava a atenção no contexto geológico do sudoeste da Bahia. Este foi possivelmente o motivo pelo qual o MCS era usualmente citado nos projetos de cunho regional ou em trabalhos de sínteses sobre o conhecimento geocronológico do estado da Bahia. Por outro lado, pouco se conhecia do MCS em detalhe, notadamente nos aspectos petrográfico, geoquímico e isotópico.

O MCS foi objeto de dissertação de mestrado (Paim, 1998a). Esta dissertação foi baseada nas observações de duas visitas de campo (5 dias cada), no tratamento dos resultados das análises

petrográficas e químicas de 20 amostras de rocha e nos dados isotópicos Rb-Sr obtidos em cinco amostras de rocha. Nesta etapa, foi possível caracterizar o MCS como um corpo de natureza alcalino potássica saturado em sílica, relacionado a ambiente orogênico e de afinidade com as suítes potássicas-ultrapotássicas. As distribuições faciológica e composicional observadas refletiam bem suas etapas de evolução e apontavam para a existência de uma câmara superficial que evoluiria principalmente por processos de cristalização fracionada.

Apesar da contribuição desta dissertação, enxergou-se a necessidade de melhorar a distribuição das amostras e análises (petrográficas e químicas) ao longo do maciço para melhor fundamentar as interpretações. Associados a isto, faltavam alguns dados isotópicos e mineraloquímicos.

Com a oportunidade de realizar uma campanha de campo mais duradoura (18 dias) e específica para o MCS (as anteriores foram associadas a trabalhos no batólito de Guanambi) iniciou-se as atividades do doutoramento. Em paralelo, novas determinações isotópicas eram obtidas nas diferentes rochas do Batólito de Guanambi (Rosa, 1999; Rosa *et al.*, 2000) e a CBPM publicava os primeiros resultados obtidos com os trabalhos prospectivos na sequencia vulcanossedimentar encaixante do MCS (o denominado Greenstone Belt de Riacho de Santana - GBRS), no âmbito do Projeto Riacho de Santana (Silveira & Garrido, 1998, 2000).

Durante os novos trabalhos de campo, dentre outros resultados, foi possível identificar novas rochas (por exemplo, lamprófiros) cuja associação com os sienitos reforçava a afinidade do MCS com suítes potássicas-ultrapotássicas e que chamava ainda mais a atenção para a potencialidade metalogenética daquele setor. A associação entre magmatismo alcalino, lamprófiros e terrenos *greenstones* é reconhecida em todo o mundo como potencialmente favorável para hospedar importantes depósitos de ouro, sulfetos e EGP (cf. Rock & Groves, 1988; Wyman & Kerrich, 1988; Conceição *et al.*, 1995; Muller & Groves, 1995; dentre outros). Vale lembrar que além da mineralização sulfetada de cobre hospedada no GBRS, foco do Projeto Riacho de Santana da CBPM, anomalias geoquímicas de ouro em concentrado de bateia (até 3 ppm) têm sido apresentadas por este projeto.

Enfim, o MCS constitui um *pluton* com distribuição faciológica e comportamento geoquímico bastante interessante para a investigação científica em detalhe, além de apresentar uma associação que torna a localidade atraente do ponto de vista metalogenético.

A porção sudoeste do Estado da Bahia tem recebido uma atenção maior nos últimos 5 anos devido principalmente à implantação de um grande projeto de minério de Ferro (Projeto Pedra de Ferro, Bahia Mineração) e à descoberta de pequenas jazida de ferro cujas explorações poderão ser viabilizadas com a construção da Ferrovia de Integração Oeste-Leste (FIOL) em andamento (cf.

http://www.valec.gov.br/acoes_programas/FerrovialntegracaoOesteLeste.php). Neste contexto, projetos de mapeamento em maior escala (1/100.000), foram recentemente executados pela CPRM e convênio CPRM-UFBA (ex. cartas geológicas Caetitê, Riacho de Santana, Guanambi, Espinosa, entre 2009 e 2014). A área que inclui o MCS não tem sido incluída por estes projetos de mapeamento.

I.3 Objetivos

Esta pesquisa pretende prestar sua contribuição à geologia do setor sudoeste do estado e ao estudo da petrogênese dos sienitos saturados em sílica. Ela se propõe a abordar as rochas constituintes do MCS sob os pontos de vista geológico, petrográfico, mineraloquímico, litogeoquímico e isotópico. A partir destes diferentes aspectos, ao final deste estudo pretende-se: (i) realizar a cartografia faciológica do MCS, integrado com as informações das rochas encaixantes; (ii) caracterizar os diferentes tipos de rocha do ponto de vista petrográfico e geoquímico; (iii) situar o MCS no contexto das principais séries magmáticas bem como reconhecer as suas afinidades magmáticas; (iv) compreender os processos petrogenéticos responsáveis pela geração e evolução do(s) magma(s); (v) estimar as condições termodinâmicas envolvidas durante a história de resfriamento e cristalização do(s) magma(s); (vi) compreender o significado do MCS no contexto geodinâmico do paleoproterozóico da região sudoeste da Bahia.

I.4 Metodologia

As etapas principais, discriminadas abaixo, foram efetuadas visando alcançar os objetivos propostos:

- (1) Estudos Preliminares: referem-se ao levantamento e compilação dos dados disponíveis na literatura e aqueles de domínio público (ex: mapas geológicos regionais, imagens de satélite, ocorrências minerais, bases topográficas, etc.). Foi criado um banco de dados reunindo estes dados, e as informações espaciais foram integradas em ambiente GIS. As folhas topográficas Rio das Rãs (SD-23-X-IV, IBGE, 1980) e Bom Jesus da Lapa (SD-23-X-I, IBGE, 1980) foram utilizadas como base para os trabalhos de campo.
- (2) Trabalhos de Campo: consistiram do mapeamento geológico clássico e um criterioso trabalho de coleta de amostras. Para este fim, realizou-se três missões de campo à área de estudo. Duas delas (9/1993) e (7/1994), compreendendo 10 dias, consistiram basicamente

em reconhecer e amostrar as principais fácies do maciço. Estes trabalhos deram origem a uma dissertação de mestrado (Paim, 1998). A terceira missão teve a duração de 18 dias. Estes trabalhos permitiram reconhecer novas rochas e realizar observações e amostragens mais detalhadas.

(3) Estudos Laboratoriais: nestes estudos as amostras de rochas coletadas em campo foram preparadas para serem tratadas do ponto de vista petrográfico e químico.

- Estudos Petrográficos

Para estes estudos foi empregado além do microscópio clássico, o estudo de imagens por microscópio eletrônico de varredura (MEV). Ao fim deste estudo, as fácies petrográficas foram caracterizadas, sendo possível selecionar as amostras para estudos mineraloquímicos e litogeoquímicos.

- Estudos Geoquímicos: envolveram três tipos: (a) química mineral (b) geoquímica de rocha e (c) geoquímica isotópica de rochas e minerais.

(a) Química Mineral

As análises para os estudos mineraloquímicos foram obtidas por microsonda eletrônica no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UFBA e na CAMPARIS (*Université Paris V*, França), durante o desenvolvimento do programa de doutorado *Sandwich*.

(b) Geoquímica de Rocha

Os estudos geoquímicos de rocha tiveram como base os resultados das análises químicas dos elementos maiores, menores e traços para as diferentes fácies do maciço e uma da rocha encaixante.

(c) Geoquímica de Isótopos Radiogênicos

Os estudos isotópicos envolveram a análise de dados de isótopos radiogênicos em amostras de rocha e concentrados minerais. As amostras e concentrados minerais foram previamente preparados nos laboratórios do Departamento de Geoquímica do IGEO/UFBA e os dados isotópicos obtidos (sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb) foram tratados sob os pontos de vista geocronológico e petrogenético.

Maiores detalhes sobre os métodos empregados nos estudos laboratoriais serão apresentados no decorrer dos capítulos seguintes.

I.5 Localização e Acessos à Área de Estudo

A área estudada está localizada na região sudoeste do Estado da Bahia, aproximadamente entre os limites políticos dos municípios de Riacho de Santana e Bom Jesus da Lapa, este último às margens do Rio São Francisco (Fig.1).

O acesso rodoviário até a área de estudo pode ser feito exclusivamente por rodovias federais e estaduais pavimentadas, partindo-se de Salvador. O menor percurso até a cidade de Riacho de Santana, representado na figura 1, é de aproximadamente 710 km. Cerca de 20 km após a cidade de Riacho de Santana, acessa-se a área de estudo que é cortada pela rodovia BR-430.

De forma alternativa, pode-se reduzir o percurso rodoviário utilizando-se voos comerciais até a cidade de Vitória da Conquista. A partir desta cidade, percorre-se aproximadamente 315 km de rodovias pavimentadas até a cidade de Riacho de Santana.

I.6 Trabalhos Anteriores

A primeira referência ao MCS está no trabalho de Távora *et al.* (1967), no qual obtiveram uma idade K-Ar em biotita de 1,95 Ga para o “sienito próximo a Bom Jesus da Lapa”. Posteriormente, o projeto LETOS (Barbosa & Moutinho da Costa, 1973; Moutinho da Costa *et al.*, 1976), num trabalho de grande amplitude regional, forneceu o primeiro mapa geológico para a região (escala 1:250.000). Este projeto denominou de “sienito Cara Suja” a ocorrência de sienito no morro homônimo próximo a Bom Jesus da Lapa.

Jardim de Sá *et al.* (1976), realizando um trabalho de geocronologia no Cráton do São Francisco, obtiveram a primeira isócrona Rb/Sr para o MCS. Estes mesmos autores foram os primeiros a reconhecer uma faciologia variada para o “maciço granítico-sienítico” do Morro da Cara Suja, distinguindo-se: “sienitos mesocráticos porfiríticos a leste e sienitos normais com biotita + hornblenda e quartzo sienitos no restante do corpo”.

O Projeto Santo Onofre (Moutinho da Costa & Silva, 1980) forneceu descrições de campo e petrográficas detalhadas da unidade “Plutonitos Félsicos” à qual o sienito do Morro da Cara Suja foi agrupado.

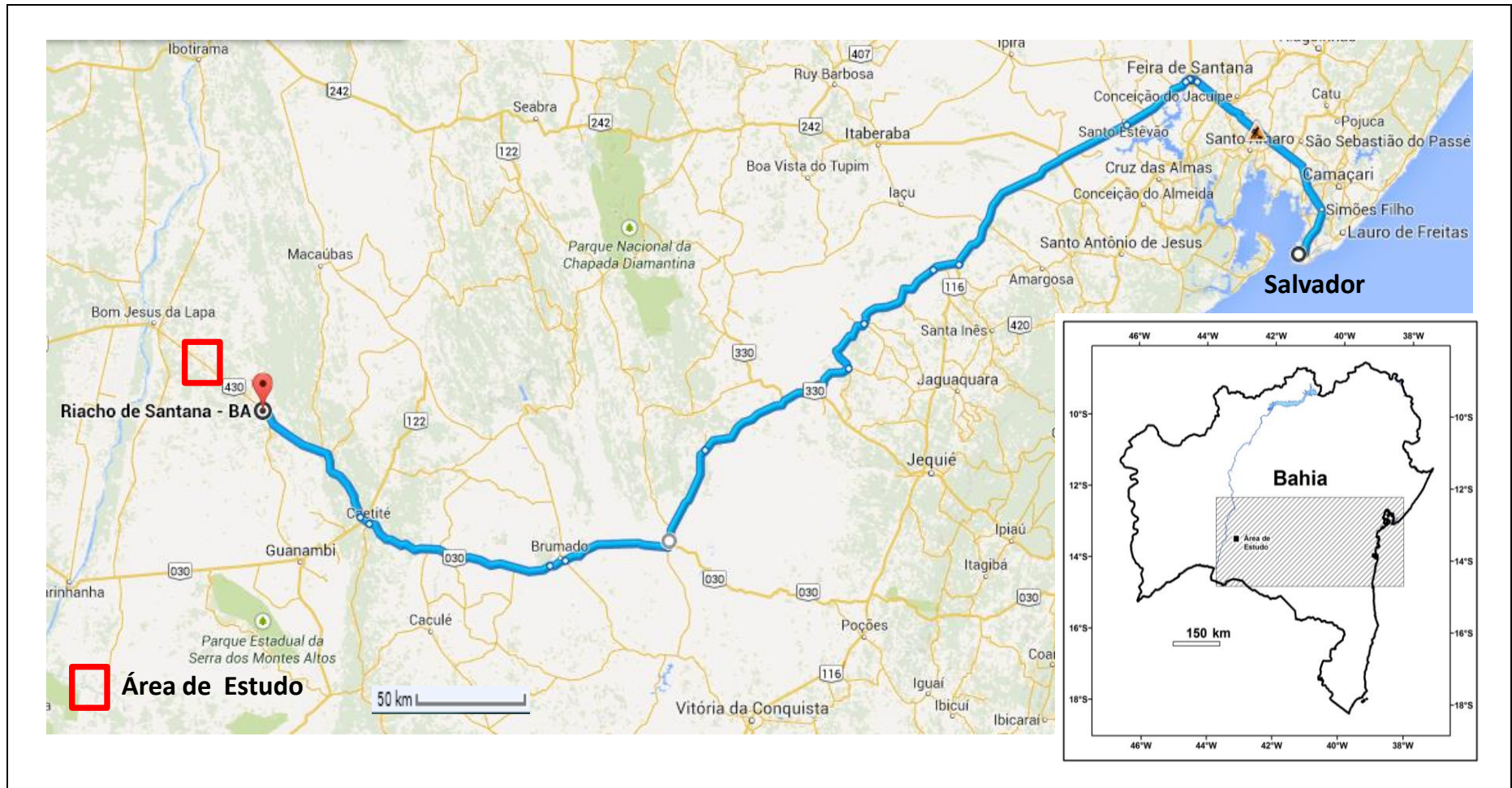


Figura 1. Mapas de localização e acessos à área de estudo. A linha azul representa o menor percurso até cidade de Riacho de Santana (mapa maior extraído e modificado do serviço gratuito de visualização de mapas *Google Maps*).

Neste mesmo projeto, reconheceram-se dois litotipos para a área compreendida pelo MCS: granitos (sob a terminologia “ γ gr”) e álcali-sienitos (“ δ ”), estes últimos bordejando o morro da Cara Suja a leste. Embora este projeto tivesse o objetivo principal de estabelecer e mapear a estratigrafia da porção norte do Supergrupo Espinhaço, ele constituiu a principal fonte de informações sobre a região onde se localiza o MCS.

O Projeto RADAMBRASIL (Folha Brasília; Fernandes *et al.*, 1982), ao caracterizar as rochas do Complexo Guanambi, considera o “Sienito Cara Suja” como uma manifestação tardia do magmatismo responsável pela geração deste Complexo, sendo os primeiros a admitir relações genéticas entre estas duas entidades. Naquele trabalho foram apresentadas as primeiras análises químicas (total de 7 amostras) para as “rochas sieníticas do Complexo Guanambi” sem, entretanto, haver maior tratamento destes dados.

Saindo da “linhagem” dos trabalhos regionais de mapeamento, o MCS só mereceu alguma atenção nos trabalhos síntese de geocronologia do estado da Bahia, nos quais se incluem Brito Neves *et al.* (1980), Mascarenhas & Garcia (1989) e Teixeira *et al.* (1993).

Cerca de 10 anos após os últimos trabalhos de mapeamento na região oeste do Estado da Bahia, o denominado Grupo de Petrologia Aplicada da UFBA retomou os estudos sobre o plutonismo da região, o que inclui o MCS. A evolução do conhecimento sobre o MCS, a partir destes trabalhos, pode ser acompanhada nas seguintes comunicações e publicações: Paim *et al.* (1994); Rosa *et al.* (1994); Paim *et al.* (1995); Rosa *et al.* (1995a, b); Paim *et al.* (1996); Rosa *et al.* (1996a, b); Paim *et al.* (1997a, b); Rosa *et al.* (1997); Paim (1998 a, b); Paim *et al.* (1998); Paim *et al.* (1999 a, b); Rosa (1999); Paim *et al.* (2000 a, b); Rosa *et al.* (2000) e Paim *et al.* (2002 a, b, c).

O Projeto Riacho de Santana (Silveira & Garrido, 1998, 2000) descreveu sucintamente os sienitos e granitos do MCS e do Batólito de Guanambi e chamou a atenção para a ocorrência de *sills* e diques félsicos cortando as rochas do Greenstone Belt de Riacho de Santana (GBRS) que foram interpretados como correspondentes subvulcânicos do MCS. Uma idade Pb-Pb (monozircão) e uma idade modelo Sm-Nd foram apresentadas, de forma sucinta, para estas rochas subvulcânicas (vide capítulo 3).

Barbosa *et al.* (2013), em seu estudo sobre a evolução crustal do setor ocidental do Bloco Gavião, fez uma compilação e reavaliação das idades radiométricas do Batólito de Guanambi e apresentou novos dados isotópicos do GBRS. Os dados isotópicos de Pb-Pb e Sm-Nd das subvulcânicas félsicas correspondentes do MCS, apresentados inicialmente por Silveira & Garrido (2000), foram novamente apresentados e discutidos com maior detalhe. Neste estudo, os valores referentes ao MCS não sofreram alterações.

CAPÍTULO II

GEOLOGIA REGIONAL

II.1 Considerações Sobre a Geologia do Estado da Bahia

É de conhecimento que o estado da Bahia tem quase a totalidade de seu território inserida no denominado Cráton do São Francisco (CSF; Almeida, 1967,1977), grande segmento crustal da porção oriental da plataforma Sul-Americana que se consolidou no final da Orogenia Transamazônica e que não foi deformada durante o final da Orogenia Brasileira. Os limites atuais do CSF são representados por faixas de dobramentos polimetamorfizadas desenvolvidas durante o brasileiro, denominadas de: Araçuaí, a sul-sudeste; Brasília, a oeste; Formosa do Rio Preto, a noroeste; Riacho do Pontal, a norte; e Sergipana, a nordeste (Fig. 2).

De forma resumida, o CSF pode ser dividido em quatro grandes conjuntos litológicos: (i) embasamento do Arqueano-Paleoproterozoico; (ii) coberturas do Mesoproterozoico; (iii) coberturas do Neoproterozoico e (iv) coberturas do Fanerozoico (Fig.2).

O embasamento do Arqueano-Paleoproterozóico ocupa cerca de 50% do território da Bahia e tem sua maior área de exposição na porção leste do estado (Fig. 2), onde, de fato, existe um maior conhecimento geológico sobre estes terrenos (cf. Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa & Sabaté, 2002, 2004). Ele é constituído predominantemente por terrenos metamórficos de alto a médio grau (ortognaisses de suítes TTGs, ortognaisses graníticos) e, em menor proporção, terrenos de baixo grau *greenstone belts* e associações metavulcanossedimentares similares a *greenstone belts*. Todos estes terrenos foram intrudidos por corpos de natureza granítica e sienítica de idades paleoproterozóica, com raros termos máficos-ultramáficos.

As coberturas do Mesoproterozoico na Bahia ocorrem essencialmente na porção central do estado (Fig. 2), nos domínios fisiográficos da Chapada Diamantina e da Serra do Espinhaço Setentrional. Compreende uma sequência de rochas vulcânicas félsicas e metassedimentares siliciclásticas continentais e marinhas correlacionadas ao Supergrupo Espinhaço, depositadas ao longo de vários ciclos de sedimentação e associadas a sucessivos e distintos episódios geodinâmicos entre 1,7 e 1,0 Ga. (Danderfer *et al.*, 2009; Guimarães *et al.*, 2012).

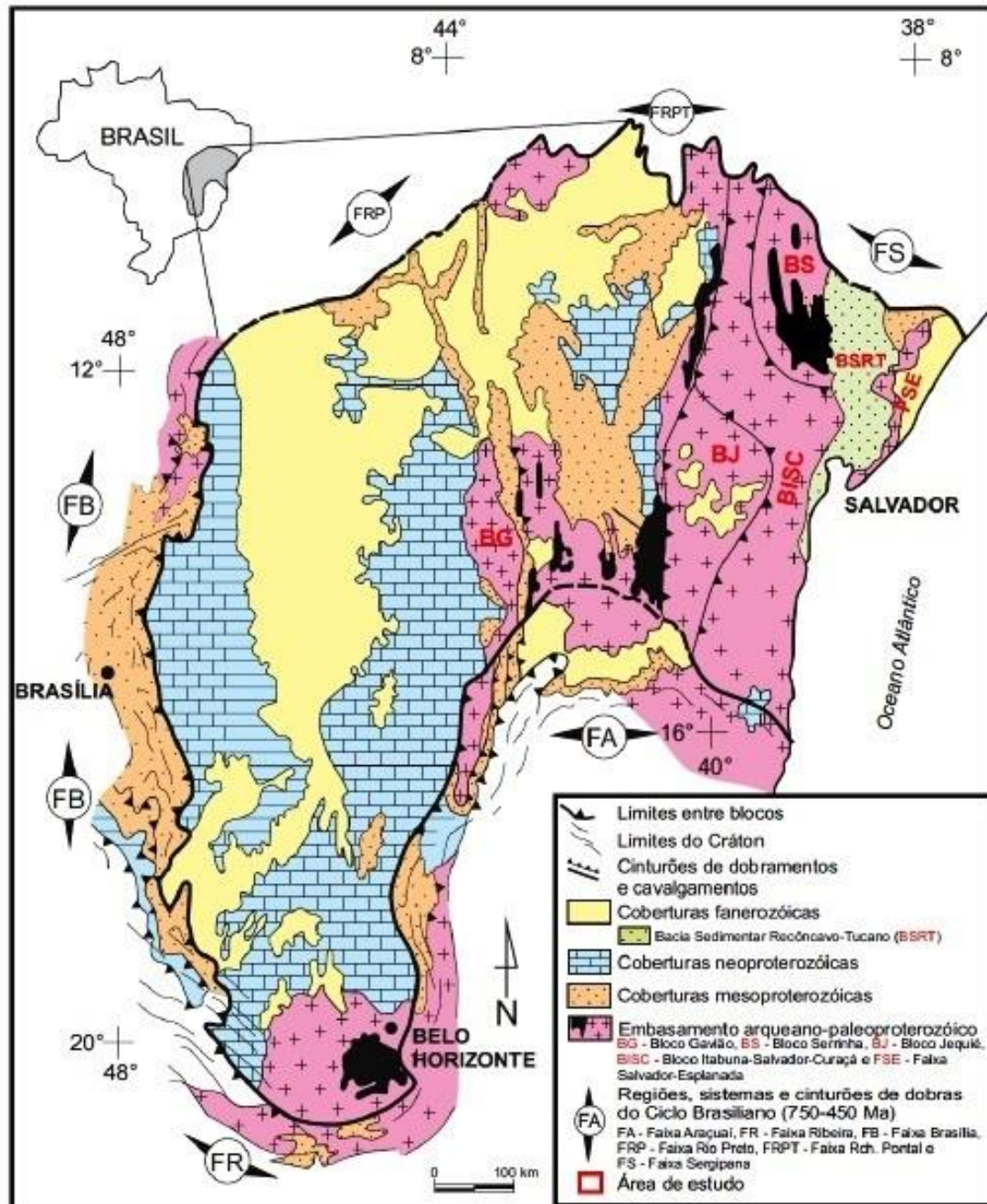


Figura 2. Esboço geológico do Cráton do São Francisco, suas faixas marginais e principais unidades estruturais (adaptado de Alkmim *et al.*, 1993).

As coberturas cratônicas do Neoproterozóico (Fig.2) englobam uma sequência de rochas associadas a um importante evento glaciogênico e extensa sedimentação marinha carbonático-pelítica, ocorrendo nas porções central (bacias de Irecê, Una-Utinga e Campinas) e ocidental (Bacia São Francisco) do estado. Estas rochas foram depositadas entre 850 e 630 Ma (Guimarães *et al.*, 2012) e são correlacionadas ao Supergrupo São Francisco.

As coberturas do Fanerozóico (Fig. 2) correspondem à associação de sedimentos marinhos e continentais das bacias do Recôncavo-Jatobá e Urucuaia (Juro-Cretáceo) e aos sedimentos predominantemente fluviais do Terciário-Quaternário, estes últimos espalhados por todo o Estado da Bahia.

II.1.1 Compartimentação Geotectônica

Importantes trabalhos de síntese sobre a geologia da Bahia foram realizados desde o início da década de 90 e, desde então, alguns esboços geotectônicos, ou de domínios tectono-geocronológicos, têm sido utilizados para subdividir os conjuntos de rochas que ocorrem dentro do território baiano (cf. Mascarenhas, 1990; Dominguez & Misi, 1993, Barbosa & Dominguez, 1996; Barbosa, 2012).

Para o embasamento do CSF, a conformação geral é de núcleos arqueanos envolvidos por cinturões móveis paleoproterozoicos, os quais são delimitados por grandes falhas. Os núcleos arqueanos seriam essencialmente constituídos pelos terrenos granito-greenstone, de baixo a médio graus metamórficos, e os cinturões móveis correspondendo aos terrenos metamórficos de alto grau, com rochas equilibradas ou reequilibradas às condições na fácies granulito.

A subdivisão mais recente para os terrenos metamórficos do embasamento do CSF na Bahia é apresentada por Barbosa *et al.* (2012). Com base em novos estudos de cunho petrológico e isotópico, estes autores revisaram os domínios definidos por Barbosa & Domingues (1996) e discriminaram seis grandes segmentos crustais principais: os blocos Gavião, Serrinha, Jequié e Uauá e os cinturões Itabuna-Salvador-Curacá e Salvador-Esplanada (Fig. 3). Por esta representação, o Maciço de Cara Suja estaria inserido no contexto da porção ocidental do Bloco Gavião.

De forma contrária ao postulado por Barbosa *et al.* (2012), alguns estudos mais antigos associaram a porção do estado equivalente ao setor ocidental do Bloco Gavião (ou Bloco Guanambi- Correntina de Barbosa & Dominguez, 1996) a um cinturão móvel evoluído no Paleoproterozóico.

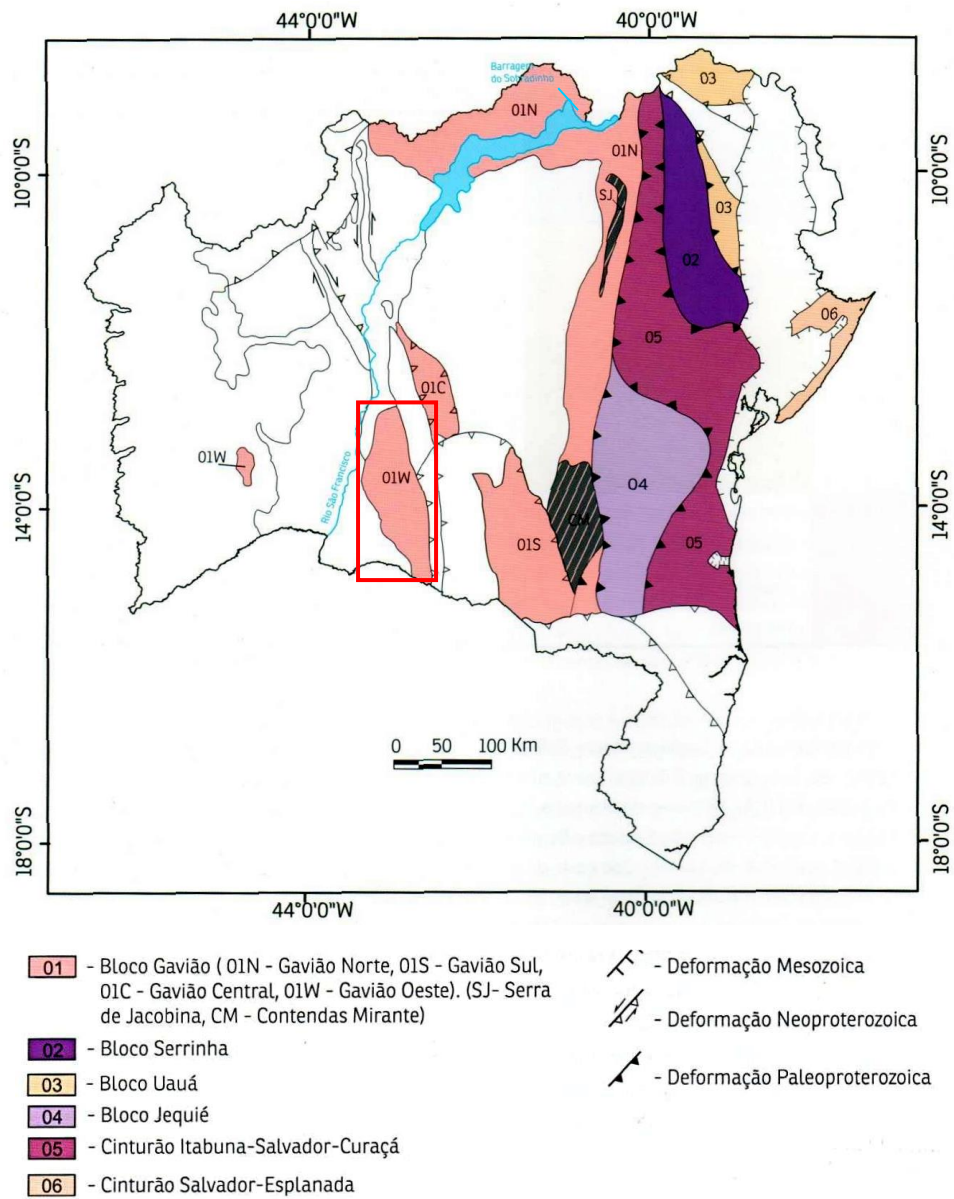


Figura 3. Mapa da Bahia com os domínios tectônicos-geocronológicos arqueanos e paleoproterozoicos (extraído de Barbosa *et al.*,2012). Em preto com listras, representa-se os terrenos vulcanossedimentares de Contendas Mirante (CM) e Serra de Jacobina (SJ). O retângulo vermelho indica a área aproximada da Figura 4.

Entre estes, Mascarenhas (1979) chamou a atenção para que as rochas granulíticas do denominado Complexo Santa Isabel (Barbosa & Moutinho da Costa, 1973), fossem interpretadas como um *mobile belt*.

Assim, para estes terrenos, e com as limitações cartográficas da época, Mascarenhas (1979) denominou de Faixa Móvel Santa Isabel, um cinturão móvel estruturado no ciclo Transamazônico e que representaria a junção entre dois núcleos antigos, os denominados Núcleo Guanambi, a oeste, e Núcleo Remanso, a leste.

Rosa *et al.* (1996a) reavaliaram o modelo de Mascarenhas (1979) e, apoiados em novos dados cartográficos, petroquímicos e geocronológicos, passaram a denominar a área correspondente ao bloco oeste do Gavião, de Cinturão Móvel Urandi-Paratinga (CMUP), em alusão à sua extensão, desde Urandi, a sul, até as proximidades da cidade de Paratinga, a norte. Santos *et al.*, (2000) ratificaram as ideias de Rosa *et al.*, (1996a) e ampliaram os limites do CMUP por mais de 100 km ao longo do estado de Minas Gerais.

Os recentes dados geocronológicos e estruturais disponibilizados na literatura, alguns destes apresentados de forma sumariada a seguir, tem reforçado a existência de um cinturão de deformação no Paleoproterozoico do setor oeste do denominado Bloco Gavião.

II.2 Contexto Geológico dos Terrenos Arqueanos-Paleoproterozoicos da Região Estudada e Mineralizações Associadas

Na região limitada pela Serra do Espinhaço, a leste e a Serra de Palmas de Monte Alto e os sedimentos carbonáticos da Bacia do São Francisco (Grupo Bambuí), a oeste, são distinguidos três domínios principais: (i) terrenos gnáissicos e migmatíticos arqueanos; (ii) sequencias metavulcanossedimentares e; (iii) Batólito de Guanambi.

II.2.1 - Terrenos Gnáissicos e Migmatíticos Arqueanos

Estes terrenos ocorrem em sua maior parte ao longo de uma faixa de cerca de 200 km, acompanhando o flanco oeste da Serra do Espinhaço (Fig. 4). Eles têm uma estruturação que se assemelha, grosso modo, a um “S”, reconhecido por um alinhamento N-S em sua porção sul, próximo a Urandi, flexionando e orientando-se NW-SE em sua porção central, entre as cidades de Guanambi e Riacho de Santana, e mais a norte, entre Riacho de Santana e Paratinga, volta a se conformar N-S.

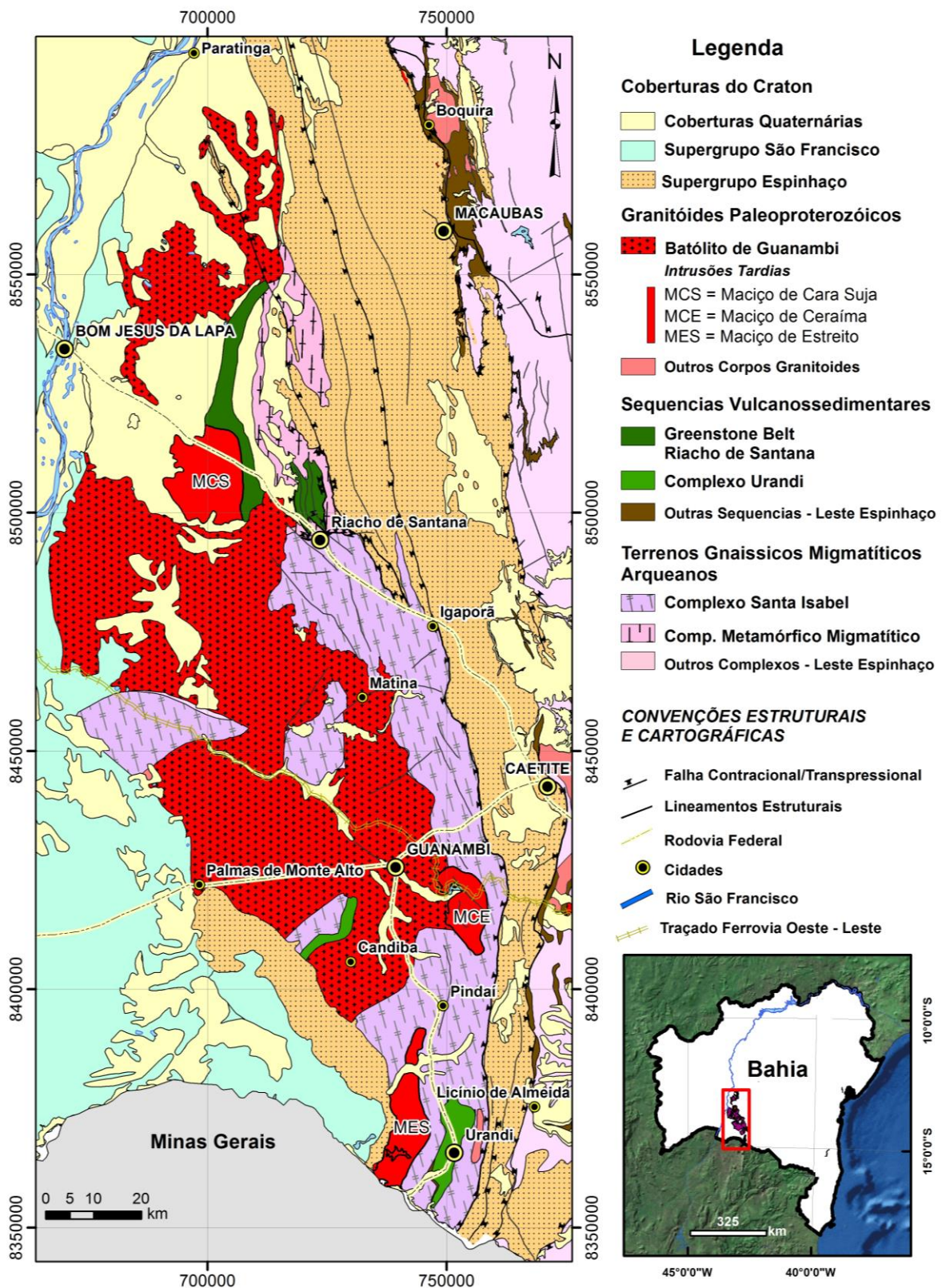


Figura 4. Mapa geológico do sudoeste da Bahia (adaptado do Mapa Geológico do Estado da Bahia, Dalton de Souza *et al.*, 2003).

Compreende um conjunto bastante diversificado de rochas gnáissicas e migmatíticas que, em alguns estudos, tem sido separado em dois complexos: o Complexo Gnáissico Migmatítico (CGM) e o Complexo Santa Isabel (CSI).

O Complexo Gnáissico Migmatítico (Complexo Metamórfico-Migmatítico, Barbosa & Moutinho da Costa, 1973; Complexo Granítico-Gnaissico-Migmatítico, Silveira & Garrido, 1998) tem sido cartografado apenas ao longo de uma região peneplanizada a norte da cidade de Riacho de Santana, aproximadamente entre os povoados de Santa Rita e Favelândia. Neste complexo predominam ortognaisses e migmatitos de composição tonalítica, granodiorítica e granítica, com faixas de gnaisses calcissiliáticos e aluminosos (kinzigitos) e lentes de formações ferríferas bandadas (Arcanjo *et al.*, 2005; Guimarães *et al.*, 2012).

O Complexo Santa Isabel (Barbosa & Moutinho da Costa, 1973) reúne um conjunto de ortognaisses e migmatitos de composição tonalítica e granodiorítica metamorfizados na fácies granulito ou anfibolito alto, com enclaves de rochas máficas e ultramáficas. Os trabalhos de Arcanjo *et al.*, (2005) e as recentes cartas geológicas 1/100.000 disponibilizadas pela CPRM (Guimarães *et al.*, 2012; Cruz *et al.*, 2014 a, b) discriminaram os domínios de ocorrência dos termos ortognaissicos e migmatíticos, além de incluir rochas metagranitoides, níveis de gnaisses kinzigíticos (fácies granulito) e calcissilicáticos, além de formações ferríferas bandadas (fácies óxido), serpentina mármores e rochas ultrabásicas (metaperidotitos). Por estes trabalhos, nota-se, de forma simplificada, que os termos migmatíticos predominam mais próximos as serras do Espinhaço e Serra de Palmas de Monte Alto, enquanto os termos ortognaissicos concentram em domínios no interior ou em contato com Batólito de Guanambi. Uma zonalidade metamórfica, outrora apresentada por Rosa (1999), é reconhecida nestas cartas por rochas na fácies anfibolito na porção sul (desde o limite BA-MG até Guanambi) e rochas equilibradas na fácies granulito, mais a norte, entre Guanambi e Riacho de Santana. Barbosa & Moutinho da Costa (1973) também relataram a ocorrência de rochas com paragêneses próximas da fácies eclogito na região de Guanambi, próximo a localidade de Ceraíma.

As idades existentes para as rochas dos complexos Gnáissico Migmatítico e Santa Isabel são de grande variação de tempo e as relações entre eles ainda não são claras. As primeiras idades para o CSI foram isócronas Rb-Sr em rocha que mostravam variações de 2570Ma a 3030 Ma (cf. Jardim de Sá *et al.*, 1976; Brito Neves *et al.*, 1980; Fernandes *et al.*, 1982; Mascarenhas & Garcia, 1989). Rosa (1999) apresentou uma idade de 3.352 ± 290 Ma (U-Pb zircão, *laser ablation*) para uma amostra de ortognaisse coletada próxima ao Maciço de Cara Suja, (amostra 1459, neste estudo). Esta idade, devido ao alto erro analítico, foi, alternativamente, recalculada por Barbosa *et al.* (2013) retirando algumas análises. O resultado obtido foi de 3.648 ± 69 Ma. Esta idade foi

então atribuída ao CGM, considerando a localização da amostra a partir da base cartográfica de Silveira & Garrido (2000), Arcanjo *et al.* (2005) e Guimarães *et al.* (2012). Ainda com base nesta cartografia, Barbosa *et al.* (2013) recalcularam a idade isocrônica Rb-Sr apresentada por Mascarenhas & Garcia (1989), considerando apenas as amostras que se situavam no que é admitido como o CGM e retiradas aquelas situadas nos domínios do CSI. Com estes procedimentos, foi obtida uma idade Rb-Sr de 3247 ± 120 Ma. A partir destes dados, Barbosa *et al.* (2013) interpretaram a idade U-Pb de 3,6 Ga como a idade de cristalização das CGM, enquanto que a idade Rb-Sr, de 3,2 Ga, como a idade do evento de migmatização. Estes mesmos autores obtiveram uma idade U-Pb (zircão, *laser ablation*) de 2954 ± 100 Ma para um granulito do CSI e interpretaram como a idade de cristalização. Idades mesoarqueanas U-Pb (zircão, SHRIMP) de 3091 ± 24 e 3143 ± 13 Ma para um ortognaisse e um migmatito (paleossoma), respectivamente, da fácies anfibolito, do CSI, foram citadas nas cartas geológicas de Guanambi e Espinosa (Cruz *et al.*, 2014 a, b). Idades U-Pb paleoproterozoicas para o CSI, variando entre 2095 e 2250 Ma, algumas delas a partir de zircões de amostras de neossomas de migmatitos, foram obtidas por Medeiros *et al.* (2011) e Barbosa *et al.* (2013) e interpretadas como a idade do metamorfismo (migmatização) no CSI. Idades paleoproterozoicas também foram obtidas para os metagranitoides do CSI na região de Riacho de Santana (1966 ± 38 Ma; Pb-Pb por evaporação de zircão - Barbosa *et al.*, 2013) e na região de Guanambi e Urandi (2067 ± 37 Ma; U-Pb - Cruz *et al.*, 2014 a,b). Elas foram interpretadas como idades de cristalização.

No CSI são conhecidas algumas mineralizações associadas aos enclaves de rochas ultramáficas que ocorrem encaixados nos gnaisses e migmatitos. Entre estas, cita-se os pequenos jazimentos de vermiculita que historicamente constituíram-se em pequenas escavações ou garimpos e as pequenas ocorrências de talco e amianto, de pouca expressão econômica. Do ponto de vista prospectivo, algumas zonas geoquimicamente anômalas para Ni, Cu e Cr definidas por sedimentos de corrente e concentrados de bateia, têm sido indicadas para *follow-up* (cf. Arcanjo *et al.*, 2005). Vale lembrar que alguns destes “enclaves” de rochas ultramáficas apresentam relativa expressão cartográfica, tal como aquele de aproximadamente 4 km de extensão segundo NW-SE delimitado próximo a localidade de Botuquara (cf. Guimarães *et al.*, 2012). Além destas mineralizações, formações ferríferas (fácies óxido) que têm sido cartografadas no âmbito do CSI, podem eventualmente se tornar de projetos de pesquisa mineral e depósitos econômicos num cenário de mercado e logística favoráveis.

II.2.2 - Sequências Metavulcanossedimentares

Sequências de rochas metavulcanossedimentares, em condições metamórficas de baixo grau, encaixadas nos terrenos gnáissicos e migmatíticos descritos anteriormente, são conhecidas nas proximidades de Riacho de Santana (Complexo Metamórfico de Riacho de Santana, Moutinho da Costa & Silva, 1980; Sequência Vulcanossedimentar de Riacho de Santana, Silveira, 1994; Greenstone belt de Riacho de Santana, Silveira & Garrido, 2000) e Urandi (Complexo Urandi, Fernandes *et al.*, 1982) (Fig. 4).

A sequência de Riacho de Santana aflora de maneira descontínua, geralmente como morros-testemunhos alinhados N-S, por 84 km, em meio a uma extensa e espessa cobertura detrítica. Esta sequência passou a ser considerada como um típico *greenstone belt* (Greenstone Belt de Riacho de Santana - GBRS) após a constatação de lavas ultramáficas komatiíticas com textura *spinifex* em sua unidade inferior durante os trabalhos de prospecção mineral para sulfetos de metais-base e ouro desenvolvidos pela CBPM na década de 90 (cf. Silveira & Garrido, 1998; 2000). O GBRS foi compartimentado por estes autores em três unidades litoestratigráficas: (i) Inferior, constituída por metassedimentos pelíticos e químicos (xistos aluminosos, metacherts, quartzitos, formações ferríferas bandadas, metacarbonatos) associados a rochas ultramáficas komatiíticas (tremolititos e serpentinitos), metabasaltos e metagabros; (ii) Intermediária, onde predominam metassedimentos químicos e pelíticos (xistos aluminosos e grafitosos, metacherts) associados a vulcanismo básico (metabasaltos e metagabros) e meta-tufos de composição intermediária a félsica; e (iii) Superior, essencialmente metassedimentar plataformal, sílico-carbonática, compreendendo metacarbonatos e quartzitos, com raras manifestações de metabasaltos e metatufos. As paragêneses minerais observadas indicam reequilíbrio na fácies xisto verde, gradando para a fácies anfíbolito quando próximas aos terrenos gnáissicos migmatíticos (Silveira & Garrido, 2000; Prazeres Santos, 2010). As rochas metavulcânicas máficas da unidade intermediária foram estudadas do ponto de vista litogeoquímico e petrográfico por Menezes Leal *et al.* (2008) e Prazeres Santos (2010). Estes autores mostraram tratar-se de basaltos toleíticos ricos em ferro e com baixas razões álcalis *vs* sílica. Baseados no comportamento geoquímico dos elementos menores e traços, estes autores apontaram um processo de assimilação/contaminação de material crustal (embasamento gnáissico-migmatítico) na evolução dos magmas primitivos para a geração destes basaltos.

As idades existentes para o GBRS são ainda restritas e, assim como nos terrenos gnáissicos e migmatíticos descritos anteriormente, mostram grande variação temporal e seu entendimento ainda não é claro. A primeira idade do GBRS refere-se a uma isócrona Sm-Nd (rocha total) de 3200 ± 102 Ma obtida em amostras de metabasaltos da unidade intermediária

(Silveira & Garrido, 2000). Uma idade U-Pb (*laser ablation*, zircão) de 2118 ± 18 Ma, obtida de um metabasalto da unidade intermediária do GBRS, foi apresentada por Rodrigues *et al.*, 2012 (*in* Barbosa *et al.*, 2013), interpretada como a idade de cristalização. As análises Sm-Nd de Barbosa *et al.* (2013) produziram uma idade T_{DM} de 2,6 Ga que foi interpretada como a idade de residência crustal.

A Sequencia Metavulcanossedimentar de Urandi (SMU) reúne um conjunto de rochas bem alteradas e deformadas que ocorrem alinhadas segundo NE-SW, em contato exclusivamente com os ortognaisses e migmatitos do Complexo Santa Isabel. Ela é constituída por metabasaltos anfibolitizados em sua unidade basal e metapelitos (xistos diversos), rochas calcissilicáticas, queluzitos, mármore e formações ferríferas bandadas (itabritos) em sua unidade superior (Figueiredo *et al.*, 2013). Com exceção dos itabritos que formam as maiores altitudes locais, estas rochas ocorrem numa região arrasada onde afloramentos são observados basicamente em riachos, cortes de estrada ou através das exposições das cavas das diversas minas de manganês desativadas. As evidências de campo e as assembleias mineralógicas observadas indicam que a SMU e o Complexo Santa Isabel nesta região sofreram as mesmas deformações e os mesmos processos metamórficos da fácies anfibolito médio (Medeiros *et al.*, 2011). A idade do SMU ainda não foi definida, mas ela tem sido interpretada como de idade Paleoarqueana (Cruz *et al.*, 2014).

Além do GBRS e SMU, pacotes de rochas metavulcanossedimentares similares têm sido cartografadas próximos aos municípios de Candiba e Pindaí (Rosa, *et al.*, 1996; Rosa, 1999; Cruz *et al.*, 2014) e na localidade de Pajeu do Vento (Cruz *et al.*, 2014). Estas têm sido representadas como pertencentes ao SMU (Complexo de Urandi; Cruz *et al.*, 2014).

O GBRS e a SMU são historicamente reconhecidos por seu alto potencial metalogenético e por conterem algumas mineralizações. No GBRS, são conhecidas por décadas concentrações de manganês e mármore no município de Riacho de Santana. As mineralizações de manganês ocorrem sob a forma de lentes subverticais associadas a metacarbonatos e formações ferríferas bandadas (Fernandes *et al.*, 1982) e xistos granadíferos (Aracano *et al.*, 2005), sendo a maior delas a da Fazenda Bonsucesso, onde foi estabelecida uma pequena operação de extração, hoje exaurida. O principal jazimento de mármore é o do Morro do Cruzeiro, em Riacho de Santana, de natureza magnésiana e cujas pesquisas têm sido direcionadas para fins ornamentais. O maior potencial metalogênético do GBRS, contudo, é acreditado ser para sulfetos de metais base e ouro. Visando estas substâncias, os detalhados trabalhos de pesquisa mineral da CBPM no GBRS permitiram identificar e caracterizar expressivas anomalias geofísicas (anomalias magnéticas associadas a zonas condutivas fortes tipo *bedrock*) potencialmente favoráveis para concentração

de sulfeto maciço, zonas de cisalhamento geoquimicamente anômalas contendo grafita e sulfetos disseminados, ocorrências de *gossans* (alguns definidos como “corpos” alojados em metacarbonatos) com valores considerados elevados para Cu, Au e As, além da constatação de ouro livre em amostras de concentrado de bateia. Ainda do ponto de vista prospectivo, vale ressaltar diversos corpos lenticulares de formação ferrífera bandada fácies óxido que ocorrem no GBRS e que podem constituir, no futuro, pequenos depósitos de ferro economicamente viáveis com as facilidades logísticas após a construção da Ferrovia Leste-Oeste (FIOL) que cortará a região na altura de Guanambi e transportará o minério de ferro do Projeto de Pedra de Ferro, da BAMIN (Bahia Mineração), em Caetité (Fig. 4). Com base neste conceito e com a observação de diversas anomalias magnéticas após o levantamento aerofísico Mortugaba - Campo Alegre de Lourdes (convênio CBPM-CPRM, 2005/2006), nos últimos anos houve um grande incremento de pesquisa mineral na região sudoeste da Bahia, com ênfase na identificação de depósitos de ferro. Neste contexto, vale lembrar a recente descoberta da CBPM de corpos de formação ferrífera bandada - o maior deles com cerca 3 km de comprimento e 200 m de largura aflorante, com teor médio de 44% de Fe - a 18 km da cidade de Paratinga, a norte de Riacho de Santana, que tem sido alvo de um projeto de pesquisa exploratória (“Ferro Paratinga”). Nesta mesma região, no contexto do GBRS, a empresa “junior” Cleveland Mining está realizando sondagens exploratórias no depósito de ferro de Silvestre.

No SMU são conhecidas por muitos anos algumas importantes mineralizações de ferro e manganês (Rocha *et al.*, 1998). Concentrações de ferro, do tipo estratiforme e venular (hematítico), hospedados nos itabiritos, estão sendo pesquisados pela BAMIN que poderão ser explotados aproveitando a sinergia com as operações do Projeto de Pedra de Ferro, em Caetité. Os depósitos primários de manganês, estratiformes, se associam aos queluzitos, mármores e calcissilicáticas (protominério) enquanto que os depósitos secundários, do tipo residual e coluvionar, constituem produtos da alteração e enriquecimento supergênico destas rochas. Apenas os óxidos de manganês dos depósitos secundários têm sido aproveitados economicamente (ex. Mina Barreiro dos Campos). A Rio Doce Manganês, subsidiária da Vale S/A, é a detentora destes depósitos e da mina que encontra-se atualmente abandonada.

II.2.3 - Batólito de Guanambi

O Batólito de Guanambi (BG), originalmente sob a terminologia de Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (Rosa *et al.* 1996 a; Rosa, 1999), reúne rochas predominantemente leucocráticas, de composição sienítica e monzonítica, que afloram por cerca de 6000 km² numa região de relevo arrasado, estendendo-se desde as proximidades de Paratinga até o sul de Guanambi. Estas rochas foram inicialmente cartografadas durante o Projeto LETOS (Barbosa & Moutinho da Costa, 1973) sob a denominação de Complexo Guanambi e abrangiam uma área de cerca de 12.000 km². Esta mesma denominação foi utilizada por Jardim de Sá *et al.* (1976) e Fernandes *et al.* (1982), enquanto que o Projeto Santo Onofre congregou estas rochas sob o domínio dos Plutonitos Félsicos Transamazônicos. Este batólito representa a associação litológica mais expressiva da região, aflorando dominantemente em sua porção central, com uma geometria que lembra, grosseiramente, um grande sigmóide. Os contatos do BG com os terrenos gnáissicos e migmatíticos e vulcanossedimentares são usualmente estruturados por falhas ou zonas de cisalhamento, onde normalmente desenvolvem-se grandes faixas miloníticas ou protomiloníticas. Internamente, o BG é caracterizado por um *fabric* magmático reconhecido pela frequente orientação dos grandes cristais de feldspato alcalino. Estas feições têm indicado que sua colocação se processou em um ambiente passivo, possivelmente um sistema de *pull-apart* (Rosa *et al.*, 1996; Rosa 1999). Estes autores subdividiram O BG em dois conjuntos principais: (i) intrusões múltiplas, representando cerca de 90% desta; e (ii) intrusões tardias.

Como intrusões múltiplas reuniu-se um conjunto de sienitos, monzonitos e granitos com grande diversidade de texturas e estruturas magmáticas que indicam a coexistência de diversos pulsos magmáticos, mas de difícil individualização numa escala regional. As rochas com texturas fanerítica grossa e porfirítica são predominantes e a mineralogia presente, de uma maneira geral, é a mesma, variando apenas concentrações mais máficas localizadas e a presença de quartzo azul nos termos graníticos. A nível interno, algumas rochas porfiríticas exibem belas texturas sugestivas de processos de mistura de magmas (ex. *rapakivi e spongy cellular*). Uma cartografia mais detalhada destas litologias foi apresentada por Arcanjo *et al.* (2005) e Guimarães *et al.* (2012) apenas nas proximidades de Matina, a sul de Riacho de Santana. Nesta região foram discriminadas três fácies sieníticas principais baseadas nas variações de granulométrica, concentração de enclaves e na presença de hornblenda e clinopioxênio na mineralogia acessória. Esta discriminação não teve continuidade nas cartas geológicas publicadas que se articulam a sul (folhas Guanambi e Espinosa). Os dados geocronológicos para o BG pelo sistema Rb-Sr indicam idades próximas a 2,0 Ga (Brito Neves *et al.*, 1980; Fernandes *et al.*, 1982; Mascarenhas & Garcia, 1989; Rosa *et al.*,

1996a). Rosa (1999) obteve idades U-Pb (diluição isotópica) de 2054 ± 8 Ma e Pb-Pb (evaporação em monocristal) de 2049 ± 1 Ma em zircões de amostras da região de Guanambi.

As intrusões tardias constituem os pulsos magmáticos finais da estruturação do BG, apresentando-se como três maciços, preferencialmente alojados em sua porção oriental, a saber: Estreito (sul), Ceraíma (centro) e Cara Suja (norte) (Fig. 4).

O Maciço do Estreito é um corpo alongado sentido Norte-Sul, situado a oeste da cidade de Urandi, com 75 km de comprimento, dos quais 40 km estão no estado de Minas Gerais. Aflora numa região de relevo arrasado e totalmente encaixada nos terrenos do Complexo Santa Isabel, com os quais faz contatos por falhas. Ele é constituído principalmente de rochas leucocráticas de granulação grossa, com composições sieníticas e monzoníticas, com termos graníticos subordinados (Santos, 2005). Rosa (1999) obteve idades U-Pb (diluição isotópica) de 2054 ± 3 Ma e Pb-Pb (evaporação em monocristal) de 2041 ± 2 Ma em zircões de amostras do parte norte do maciço, na Bahia. Pelo método Rb-Sr, esta autora apresentou uma errócrona com idade de 2312 ± 184 Ma produzida a partir de cinco amostras de rocha.

O Maciço de Ceraíma tem uma forma ovalar, aflorando como um relevo montanhoso por uma área de 120 km^2 , na localidade de Ceraíma, próximo a sede municipal de Guanambi. Ele é rico em estruturas de fluxo magmático e bem preservado de estruturas deformacionais, apesar de afetado por um sistema importante de falhamentos normais de direção NW-SE (Leahy, 1997). Constitui uma intrusão zonada verticalmente, onde se reconhecem sienitos máficos porfiríticos ricos em estrutura de fluxo na base, seguidos por sienitos faneríticos leucocráticos e, no topo, ocorrem granitos com quartzo azul. Rosa (1999) obteve idades muito próximas ao do Maciço do Estreito, usando as mesmas técnicas analíticas: U-Pb de 2050 ± 1 Ma; Pb-Pb de 2049 ± 2 Ma; Rb-Sr em rocha total de 2066 ± 194 Ma.

O Maciço de Cara Suja (MCS) é a expressão norte do magmatismo tardio do BG. Com um formato ovalar, relevo positivo e área aflorante de cerca de 150 km^2 , ocorre encaixado na interface entre rochas do BG, GBRS e os terrenos gnáissicos e migmatíticos. Esta intrusão constitui o objeto de estudo desta tese e será detalhada nos capítulos seguintes.

De forma resumida, os resultados geocronológicos obtidos com U-Pb indicam que a colocação do BG se processou a 2,05 Ga, não sendo possível, contudo, com esta metodologia, individualizar as idades de colocação dos conjuntos múltiplo e tardio.

O BG não tem sido considerado um conjunto interessante do ponto de vista metalogenético, contudo chamam a atenção as seguintes ocorrências que devem ser investigadas com maior detalhe: veios tardios de fluorita com sulfetos de chumbo e barita, encaixados nos corpos

sieníticos e graníticos (Moutinho da Costa & Silva, 1980, Paim *et al.*, 1996); disseminações de molibdenita no MCS, alcançando até 1% do volume da rocha, associadas a outros sulfetos (pirita e calcopirita) e titanita, (Paim, 1998); e as anomalias geoquímicas de ouro delimitadas no interior do MCS (Silveira & Garrido, 1998). Considerando o volume de sienitos e granitos e as texturas observadas, o BG tem apresentado grande vocação para produção de rochas com fins ornamentais. De fato, na região já são conhecidas algumas áreas produtivas, sendo a mais importante dela a pedreira da PEVAL que explora a muitos anos os sienitos da porção leste do MCS, conhecido comercialmente como “Granito Café-Bahia”, de grande valor comercial e aceitação no mercado. No mesmo contexto, vale lembrar que sienitos tem sido investigado como uma fonte alternativa para a produção de potássio para fertilizantes.

II.3 Considerações Finais Sobre os Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos

Os recentes estudos realizados na região, principalmente aqueles de cunho cartográfico e isotópico, produziram informações de grande relevância, contudo, alguns aspectos ainda não compreendidos tem demonstrado a necessidade de realização de estudos mais sistemáticos e detalhados para melhor caracterização regional e entendimento da evolução crustal deste segmento.

Nos terrenos gnáissicos e migmáticos, alguns estudos tem apontado a existência de duas unidades (complexos) com evoluções distintas (referidos como os complexos Gnáissico Migmatítico e Santa Isabel), enquanto outros, diante da diversidade de litotipos, complexidade estrutural e limitação cartográfica para uma extensa área, definem apenas numa única unidade com história evolucionar complexa e policíclica (o Complexo Santa Isabel). É fato que quando se observam as descrições litológicas e estruturais existentes sobre estes terrenos, e sua distribuição na região, torna-se difícil a distinção clara em dois tipos. Originalmente, a distinção entre o CGM e o CSI era baseada na predominância de rochas equilibradas na fácies granulito para as rochas do CSI. Estudos litogeoquímicos anda não permitiram a distinção entre estes dois domínios (por exemplo, Teixeira, 2000). Vale resaltar que os ortognaisses e migmatitos da região de Guanambi-Urandi, atribuídos ao Complexo Santa Isabel, não estão equilibrados na fácies granulito. Por outro lado, Barbosa *et al.* (2013) chamaram a atenção para as diferenças nos padrões geocronológicos entre os CGM e CSI, indicando que eles teriam evoluções distintas. Neste trabalho, o CGM teria idade paleoarqueana (idade U-Pb de 3,65 Ga; idade modelo T_{DM} de 3,9 Ga), enquanto que o CSI teria idade mesoarqueana (U-Pb 2,95 Ga; T_{DM} entre 3,1 e 3,3 Ga). Baseado nestes dados e nos valores calculados de $\epsilon_{Nd(T)}$, o CGM foi interpretado como o representante na região da crosta

mais primitiva (com correspondência aos TTGs do bloco gavião a leste) enquanto que o CSI teria sido gerado por retrabalhamento de protólitos mesorqueanos. Esta pode ser considerada como uma interpretação ainda preliminar uma vez que o valor de 3,6 Ga, a única datação U-Pb existente, foi obtida a partir de um recálculo dos resultados apresentados por Rosa (1999), ajustando os erros com a retirada de algumas análises. Zircões de uma nova amostra do CGM foram tentativamente analisados por Barbosa *et al.* (2013) mas não houve sucesso, com pontos analíticos apresentando erros muito elevados.

Uma vez o CGM reconhecido tendo uma evolução distinta ao do CSI, ele foi interpretado como o embasamento do GBRS. Vale lembrar que sequências de rochas supracrustais, com características similares ao GBRS (gnaisses kinzigíticos, calcossilicáticas, formações ferríferas bandadas, mármore e rochas ultramáficas, etc.), têm sido cartografadas dentro no domínio do CSI, com a diferença que estas sequências sofreram o mesmo metamorfismo da fácies granulito. Alguns enclaves de rochas ultramáficas do CSI apresentaram comportamento e evolução química similar aos níveis ultramáficos do GBRS (Teixeira *et al.*, 2000).

O GBRS historicamente foi interpretado como uma sequência arqueana e correlata às sequências metavulcanossedimentares dos Complexos Boquira e Ibitira-Ubiracaba, a leste da cadeia do Espinhaço. Esta interpretação era corroborada com a idade isocrônica Sm-Nd de cerca de 3,2 Ga até então existente. A idade U-Pb de 2118 ± 18 Ma Ga, apresentada por Rodrigues *et al.* (2012), é bastante diferente da anterior e implica que a evolução desta sequência estaria vinculada ao desenvolvimento do cinturão paleoproterozoico na região.

Diante deste cenário de interpretações variadas, levando em conta que o foco deste estudo é o Maciço de Cara de Suja, será adotado, para efeito de simplificação, o Complexo Santa Isabel para se referir aos terrenos gnáissicos e migmatíticos encaixantes das sequências metavulcanossedimentares (GBRS e Urandi) e do Batólito de Guanambi.

Os granitoides mapeados no contexto do CSI na região de Guanambi (Cruz *et al.*, 2014 a,b) forneceram idade de 2,06 Ga, portanto correlacionável ao BG. A idade de 1,96 Ga, apresentada por Barbosa *et al.* (2013) para granitoides do CSI na região de Riacho de Santana estaria indicando, segundo estes autores, a existência de um outro evento regional, mais novo que o referente à colocação do BG. Estas interpretações mostram a possibilidade de reconhecimento de diferentes corpos magmáticos com a evolução do conhecimento petrográfico, geoquímico e isotópico na região. Neste contexto, nos chama a atenção uma estrutura no interior do BG, cerca de 10 km a oeste de Matina, bastante interessante quando se observam as imagens aerogeofísicas do levantamento Mortugaba - Campo Alegre de Lourdes, principalmente nas imagens magnetométricas de amplitude de sinal analítico (não apresentadas neste estudo). Trata-se de uma

estrutura num formato oval (lembra, grosso modo, uma “gota”) com seu eixo maior de cerca de 25 km de comprimento orientado NW-SE. Esta estrutura é caracterizada por uma anomalia magnética negativa em sua porção central, contornada por estreitas faixas de alto magnético. A carta geológica de Riacho de Santana (Guimarães *et al.*, 2012) cartografou parcialmente esta estrutura, como “biotita sienito a granito de grã media a grossa com fácies pegmatíticas e enclaves máficos” na porção central com algumas ocorrências de formações ferríferas associadas as faixas de alto magnético.

CAPÍTULO III

GEOLOGIA E IDADE DO MACIÇO DE CARA SUJA

Neste capítulo serão apresentadas e discutidas as principais feições de campo e idades do MCS. Alguns aspectos de campo referentes as encaixantes próximas ao MCS são também apresentados neste capítulo. Os dados de campo (caminhamentos, pontos e amostragem) estão sintetizados no mapa e tabela que compõem o Anexo I.

III.1 Feições de Campo e Estruturas

Em duas dimensões, o MCS apresenta um padrão levemente anisotrópico, desenhando uma forma elíptica de aproximadamente 20 km x 10 km, com eixo maior na direção N-S e uma área de exposição praticamente correspondendo a uma série de morros que totaliza cerca de 150 Km² (Fig 5). Em campo, boas exposições de rochas são observadas nas baixadas entre os grandes morros e ao longo da rodovia BR-430 que corta o maciço praticamente ao meio. O seu interior, ao contrário, encontra-se com muita vegetação, sendo o acesso possível apenas através das raras trilhas existentes ao longo das subidas dos córregos e riachos, ainda assim necessitando da abertura de algumas picadas.

O MCS se encaixa na interface entre os terrenos do GBRS, a leste, e os ortognaisses do Complexo Santa Isabel, a oeste.

O contato com o GBRS, na porção sudeste do MCS, é marcado pela presença de um grande lineamento estrutural, que em campo constitui um contínuo vale orientado N-S, separando rochas de natureza granítica do MCS e rochas metassedimentares (quartzitos) associadas a Serra do Prexete (Fig.5). Esta observação de campo, a análise de imagens aéreas e o desenvolvimento localizado de estruturas gnáissicas e milonitos nos granitos (p.ex. ponto CS-469, Anexo I), são indicativos de se tratar de uma zona de cisalhamento. Nas proximidades deste contato são ainda encontrados filões de rochas máficas associados a granitos e sienitos (pontos 469 e 474), rochas com textura porfirítica (ponto 472) e rochas muito ricas em biotita (ponto 410). A norte-nordeste do MCS, o contato com o GBRS se faz entre rochas sieníticas de granulação grossa e rochas predominantemente metapelíticas. A feição mais marcante nesta porção do MCS, bem evidente nas imagens aéreas, é o arqueamento das serras do GBRS para oeste, se amoldando a forma do maciço.

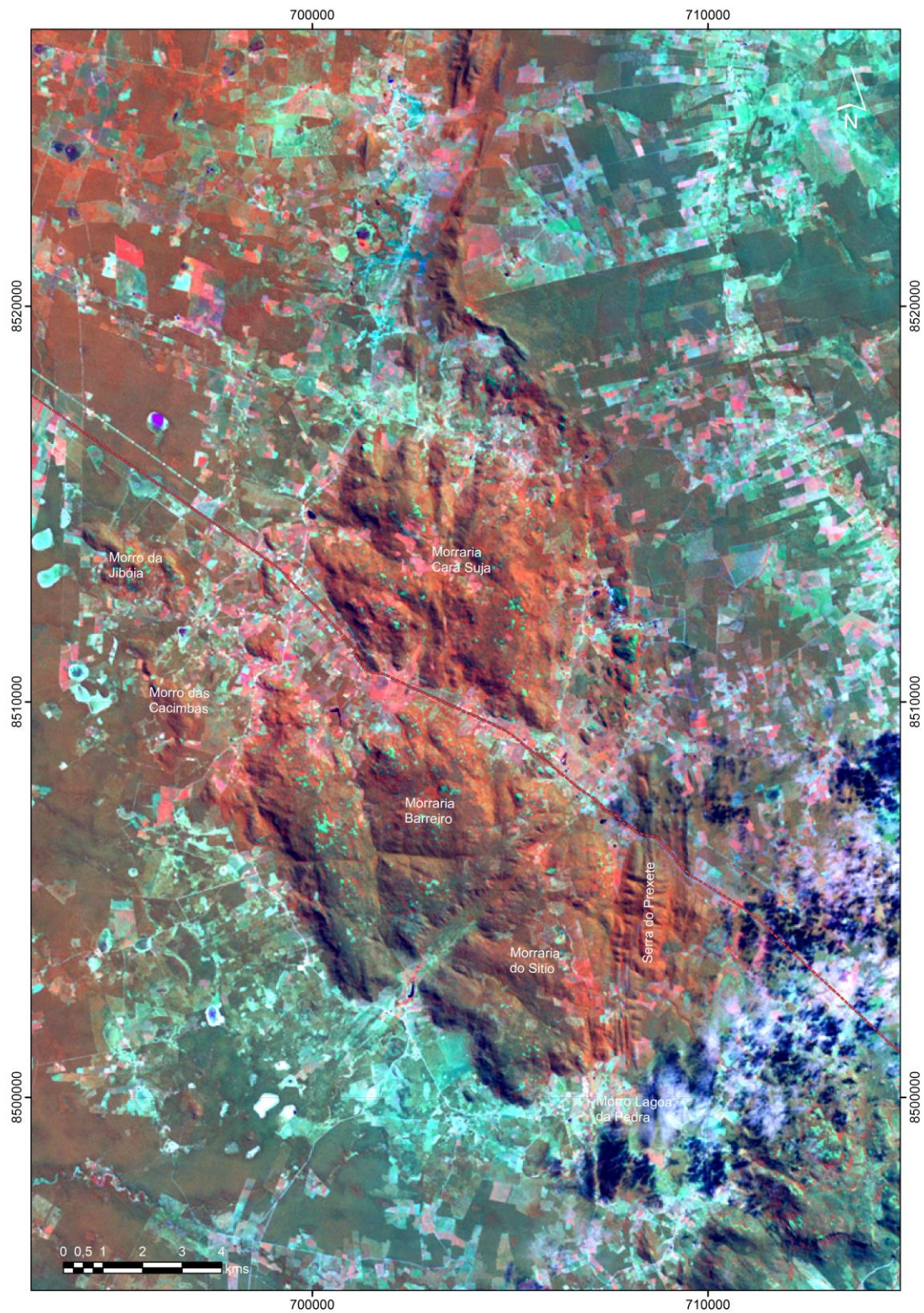


Figura 5. Imagem de satélite (Landsat 7, 2003) ressaltando a topografia do Maciço de Cara Suja (fonte da imagem não processada - INPE). A linha vermelha atravessando o maciço corresponde a rodovia BR-430. O termo “morrarias” foi usado para representar conjuntos de morros de cada setor.

Em campo, o contato é de difícil observação devido a presença de uma espessa e constante cobertura ferruginosa. Apesar disto, nos metapelitos do GBRS são reconhecidas rochas com textura gronoblástica interpretadas como *hornfels*, com porfiroblastos pós-cinemáticos de aluminossilicatos que atestam o efeito térmico desta intrusão. Do outro lado, no contexto do MCS, reconhece-se localmente, nos sienitos isotrópicos, o desenvolvimento de foliações de cisalhamento e um aumento expressivo da quantidade de xenólitos.

O contato com as rochas do Complexo Santa Isabel, a sudoeste do MCS, é marcado pela ocorrência de uma faixa de granitos cisalhados e cataclasitos graníticos e pela quebra brusca do relevo, indicando se tratar também de uma zona de cisalhamento.

De maneira geral, MCS não apresenta importantes estruturas dúcteis. Como observado anteriormente, rochas gnáissicas e protomilonitos são observados localmente, basicamente na região sul do maciço (morrarias Barreiro e do Sítio; Fig. 5), principalmente ao longo dos contatos com as encaixantes. Neste sentido, a maior parte das estruturas que atravessam o maciço parece estar associada a uma tectônica rúptil. Dentre as mais proeminentes, destacam-se duas “famílias” de estruturas, uma de direção NW-SE (aproximadamente N120°) e outra de direção NE-SW (aproximadamente N 45°). As estruturas NW-SE são as de maior frequência, sendo que muitas se prolongam por grandes extensões nas encaixantes. De fato, falhas e fraturas de grandes dimensões com orientação similar a N120° foram representadas no Maciço de Ceraima (Leahy, 1997) e, de forma frequente, nas cartas geológicas de Riacho de Santana e Guanambi (Guimarães *et al.*, 2012 e Cruz *et al.*, 2014), sugerindo estarem associadas a estruturas de cunho regional. Em Guanambi (Cruz *et al.*, 2014), algumas destas estruturas são representadas como zonas de cisalhamento transpressional sinistral. Observa-se também que esta é orientação aproximada de um grande dique de rocha máfica (cerca de 15m de extensão), de idade neoproterozoica, representado na carta de Riacho de Santana (Guimarães *et al.*, 2012). A rodovia BR-430 que atravessa as rochas do GBRS e do MCS foi construída aproveitando a grande estrutura que praticamente divide o MCS em dois grandes conjuntos de morros, a norte (morraria Cara Suja) e a sul (morrarias Barreiro e do Sítio). Dentre as grandes estruturas de direção NE-SW, chama a atenção aquela na porção sul do MCS (que separa as morrarias Barreiro e do Sítio), que aparentemente transpõe as estruturas anteriores e desenha deslocamentos aparentes entre morros. Traços de estruturas de menores dimensões são também fotointerpretados na borda nordeste do MCS, com evidência de deslocamentos aparentes dos sienitos e morros do GBRS.

Internamente, afastado das grandes estruturas, as rochas do MCS, de uma forma geral, são levemente anisotrópicas, característica esta observada a partir do alinhamento dos minerais

máficos ou dos prismas de feldspato alcalino. Algumas vezes esta orientação é muito discreta, sendo percebida apenas com a ajuda de outras feições, tais como a orientação dos enclaves ou de segregações primárias de minerais máficos. Na borda nordeste do MCS, onde há predomínio de sienitos com grandes cristais de feldspato alcalino, a estrutura é predominantemente isotrópica. Considerando estas características, a medida em campo destas foliações, de forma sistemática, nem sempre foi possível. Em sua maioria, as foliações medidas apresentaram direções variando entre N180° e N210°, com mergulhos subverticais. Estas atitudes são mais constantes na porção central do maciço (em afloramentos ao longo da BR-430) e nas bordas leste e oeste. Na porção sul, as direções da foliação são mais variadas, entre N160° e N220°, podendo representar a interferência das grandes estruturas existentes. Na borda norte do MCS (norte da Morraria Cara Suja), as orientações fornecidas por claras estruturas de fluxo magmático, portanto primárias, são concordantes com a forma do corpo, com direções aproximadamente E-W e mergulhos em torno de 70, para norte.

III.2 Faciologia

O MCS apresenta um conjunto diversificado de rochas félsicas e intermediárias, reunidos aqui em três fácies principais: (i) quartzo-sienítica; (ii) granítica; e (iii) álcali-feldspato-sienítica (Fig. 6). Além destas, em menor expressão volumétrica, existe uma grande variedade de enclaves e diques.

III.2.1 Quartzo-Sienitos

Estes sienitos ocorrem na parte norte do MCS e constituem o único domínio que não faz contato direto com as rochas do Complexo Santa Isabel e do GBRs: a oeste está encoberta pelos sedimentos detríticos quaternários, a leste passa gradacionalmente aos álcali-feldspato-sienitos e, a sul, é limitada pelos granitos. Seu domínio de ocorrência coincide praticamente com a morraria a norte da BR-430 (Morraria Cara Suja), que, se observado isoladamente, mostra um formato aproximadamente circular (Fig. 6).

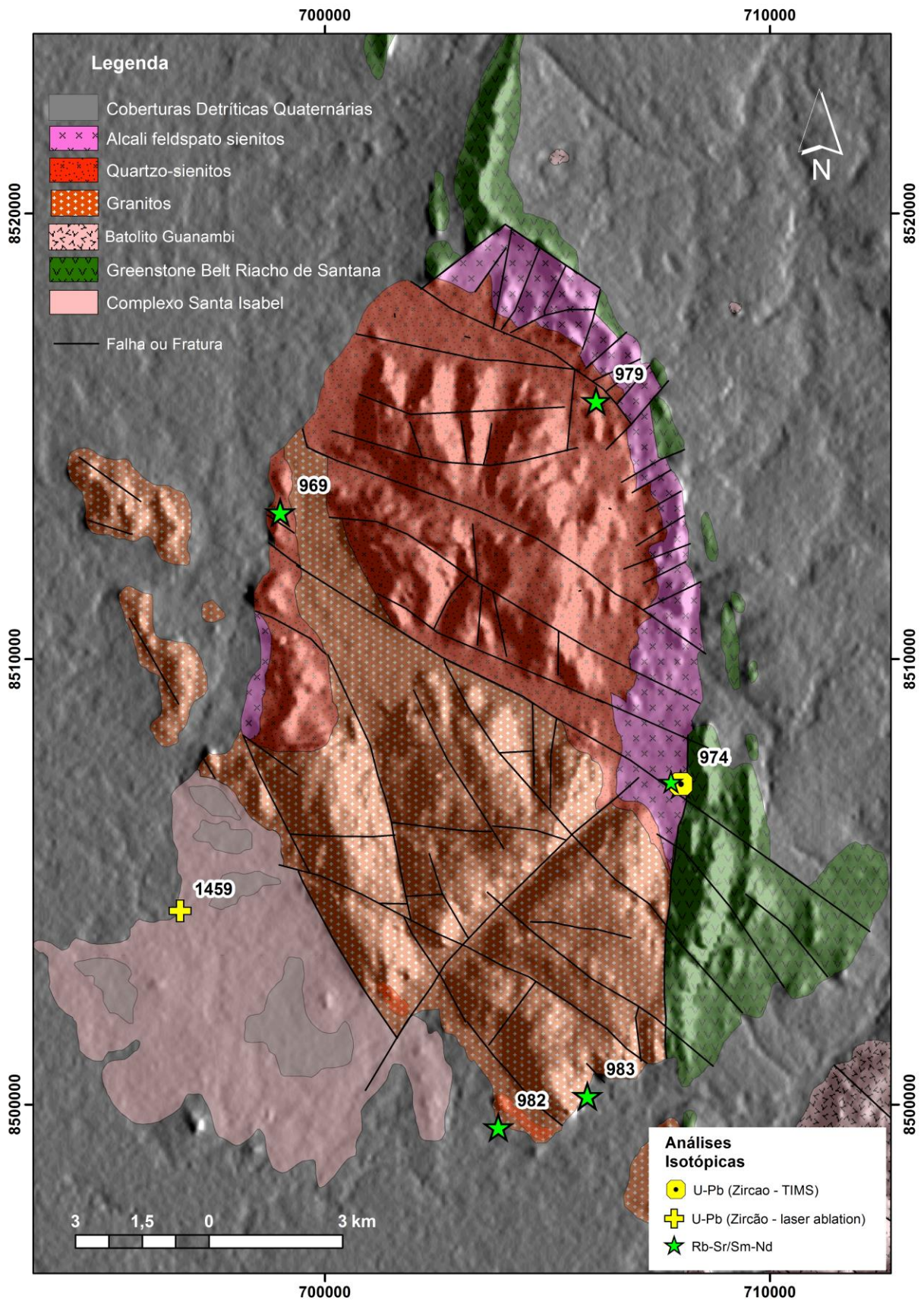


Figura 6. Mapa mostrando a distribuição das principais fácies do MCS e amostras com análises isotópicas (mapa sobre modelo digital de elevação a partir de dados SRTM).

Estas rochas são representadas por um conjunto textural e composicional pouco variado. Apresentam cor predominantemente cinza-clara, texturas fanerítica grossa e inequigranular, com grande quantidade de feldspato alcalino de cor bege/vermelho-claro, sempre predominando em relação ao plagioclásio (esbranquiçado) e ao quartzo (Foto 1). Os minerais máficos ocorrem comprimidos entre os prismas de feldspato alcalino fornecendo o aspecto “mosqueado”. Estas rochas apresentam ainda uma foliação muito incipiente, subverticalizada, reconhecida pelo alinhamento dos minerais máficos e, localmente, pela orientação paralela dos prismas de feldspato alcalino. O reconhecimento desta foliação nem sempre foi possível, sendo necessário associar a orientação destes minerais a outras feições como a presença de leitons máficos e a direção de maior alongamento de alguns enclaves. Contudo, na região próxima ao contato com os álcali-feldspato-sienitos, as direções e mergulhos desta foliação se modificam e a orientação dos prismas de feldspato alcalino é bem nítido, exibindo claras feições de fluxo magmático (Foto 2).

A monotonia textural e composicional destas rochas é quebrada somente pela presença constante de diques, enclaves e, eventualmente, leitons máficos e algumas faixas estreitas de cisalhamento. Os diques são predominantemente granitos de textura fina e os enclaves mais comuns são máficos. Estes serão abordados separadamente a seguir. Os leitons máficos são sempre sub-paralelos à foliação e têm dimensões dominantes entre 3 e 4 cm de espessura e extensões inferiores a 5 m, mas podem alcançar até 30 cm de espessura e maiores continuidades. As faixas de cisalhamento ocorrem como zonas inferiores a 5 m de espessura e direção NNW (N160-170°). Elas são reconhecidas pelo desenvolvimento de rochas com textura gnáissica, cataclástica, mais ricas em quartzo e em mica, e usualmente carregando “enclaves” dos sienitos hospedeiros. Nestes zonas, podem aparecer ainda corredores de enclaves poligênicos.

III.2.2 Granitos

Os granitos ocorrem principalmente na porção sul, correspondendo a pouco mais de 50% da área cartografada para o MCS, incluindo-se os “morros satélites” (morros da Jibóia, Cacimbas e Lagoa da Pedra; Fig. 5). Eles fazem contatos estruturados por falha com as rochas do Complexo Santa Isabel e GBRS, a leste e a oeste, enquanto a sul estão encobertos pelos sedimentos detríticos fanerozoicos ou são limitados pelos sienitos do Batólito de Guanambi (BG), a sudeste.



Foto 1. Textura fanerítica grossa e inequigranular dos quartzo-sienitos (Ponto CS-340).



Foto 2. Aumento em fenocristais de feldspato potássico, feição comum dos quartzo-sienitos que ocorrem na região de transição com a fácies álcali-feldspato-sienítica (Ponto CS-341).



Foto 3. Enclaves do granito grosso em meio ao granito de granulação fina (Ponto CS-451).



Foto 4. Diques do granito de granulação fina exibindo estruturas de acamadamento rítmico, cortando o granito de granulação grossa (Ponto CS-23).



Foto 5. Textura cumulática da fácies álcali-feldspática sienítica (Ponto CS-220).



Foto 6. Detalhe da foto anterior com destaque para os cristais de feldspato potássico zonados.

Os limites entre esta fácies e o BG são inferidos, contudo é possível reconhecer sienitos e monzonitos grossos nesta região e rochas com feições típicas do BG, tais como feldspatos apresentando textura *spongy cellular*, similar àquelas descritas nos sienitos e monzonitos da região de Palmas de Monte Alto e Guanambi (Rosa, 1999). Os limites com os quartzo-sienitos são também inferidos. O contorno limite maior, na porção central do maciço, coincide com a grande estrutura por onde passa a BR-430.

De uma forma geral, os granitos apresentam maior caráter anisotrópico e maiores variações texturais que os sienitos descritos anteriormente. Neste sentido, é possível distinguir em campo granitos de textura grossa, granitos de textura fina e os granitos deformados, contudo, dada a escala de trabalho adotada, não foi possível discriminá-los em mapa.

Os granitos de textura grossa são os dominantes e, em campo são de difícil distinção dos quartzo-sienitos. Eles apresentam coloração rosada ou acizentada e texturas fanerítica grossa e inequigranular, porém são levemente mais claros, mais ricos em quartzo e menos ricos em minerais máficos.

Os granitos de textura fina têm cor predominantemente branca a rósea e formam um conjunto homogêneo, pobre em veios de quartzo e enclaves. Em alguns afloramentos, é possível se verificar estruturas de fluxo magmático cujos padrões se assemelham aos acamadamentos rítmicos comuns às rochas sedimentares ou aos complexos ígneos acamadados. Sua ocorrência é limitada e está sempre em contato com os granitos grossos, em relações temporais complexas. Usualmente os granitos mais grossos ocorrem como grandes enclaves de contatos bem definidos (Foto 3) ou como massas irregulares, tipo apófises, no interior dos granitos finos. São observados também granitos finos como diques exibindo acamadamento rítmico, cortando os granitos grossos (Foto 4). Estes granitos podem apresentar proporções relativamente importantes de sulfetos tais como a molibdenita e pirita, além de cristais centimétricos de titanita e fluorita.

As feições observadas parecem convergir para que estes granitos finos sejam formados posteriormente aos grossos e texturalmente se assemelham aos diques graníticos que atravessam os sienitos. Os granitos deformados referem-se àquelas rochas fortemente anisotrópicas que são verificadas com maior frequência nas regiões de contato ou associadas a grandes estruturas que cortam o maciço. São granitos gnáissicos, granitos cataclásticos e alguns protomilonitos.

III.2.3 Álcali-Feldspato Sienitos

Estas rochas estão dispostas ao longo de uma estrutura em arco, conformada às bordas leste e norte do maciço, segundo uma faixa aproximadamente contínua de 1 km de largura aflorante e 13 km de comprimento, em contato com as rochas do GBRS. Esta é uma estrutura facilmente distinguida em imagens aéreas, o mesmo ocorrendo em campo onde os morros e solos que compõem esta fácies apresentam tonalidades mais escuras. A estrutura em arco envolve os sienitos com quartzo em sua porção leste e norte, e a sul, uma pequena parte está em contato com os granitos. A transição dos quartzo-sienitos para esta fácies é marcada pelo aumento gradativo de grandes cristais de feldspato alcalino zonados escuros. Ao mesmo tempo, é possível reconhecer uma diminuição dos cristais de quartzo e de plagioclásio. Estes aspectos foram verificados após a realização de pequenos caminhamentos transversais à zona de transição. Na região de contato com as rochas do GBRS, principalmente na porção norte, é observado um aumento expressivo de xenólitos destas rochas e de estreitas zonas de cisalhamento, onde são desenvolvidos milonitos sieníticos. Os principais planos de cisalhamento medidos, normalmente exibindo estruturas tipo “rabo de cavalo”, são orientados segundo N210°-N240° e são subverticalizados. Os milonitos destas zonas apresentam alguns marcadores cinemáticos, como pórfiros de feldspato alcalino em forma de delta ou sigmóides que definem movimentos destrais.

Estes sienitos são rochas escuras, de cor marrom-acizentada, apresentam textura fanerítica grossa e estrutura isotrópica, ocasionalmente apresentando orientação de fluxo dada pelos cristais de feldspato alcalino. A tonalidade escura da rocha é devida principalmente à cor escura destes cristais, que são dominantes na rocha, e, em menor proporção, é devido a maior quantidade de minerais máficos em relação às rochas anteriores. A rocha é caracterizada pela grande quantidade de cristais de feldspato alcalino, os quais são fortemente zonados, euédricos e que podem alcançar 3 cm de comprimento. Os espaços deixado entre eles é ocupado por cristais de minerais máficos de tamanhos menores (Fotos 5 e 6). Nestas rochas, é possível observar macroscopicamente bons exemplos de feldspatos alcalinos geminados segundo as leis Carlsbad e Manebach. Por vezes, dois ou mais indivíduos estão unidos em planos irregulares e sem mostrar superposição das zonas, sugerindo tratar de cristais em relação *synneusis*. Muitos destes cristais de feldspato alcalino mostram evidências de terem sido quebrados mecanicamente e portanto poderão ser reconhecidos como fragmentos de cristais de feldspato alcalino. O volume de cristais e de fragmentos chega até 70% em alguns afloramentos e, muitas vezes, cerca de 90% destes é de cristais quebrados, o que sugere que esta rocha possa representar uma fácies de acumulação de cristais de feldspato alcalino. Apesar deste grande volume de cristais, estas rochas apresentam claras estruturas de

fluxo magmático, dentre as quais, chama a atenção para algumas concentrações máficas e cristais de feldspato dispostos em formas côncavas subparalelas sugerindo fluxos convectivos localizados (Foto 7). Algumas destas estruturas se assemelham aos diques em escada (*ladder dykes*), descritos, por exemplo, nos sienitos potássicos da Província Borborema (Weinberg *et al.*, 2001). As estruturas e texturas observadas nos álcali feldspato sienitos evidenciam que, pelo menos localmente, a câmara magmática responsável pelo MCS sofreu períodos de instabilidade térmica e mecânica.

Na borda oeste do maciço, foram observados alguns afloramentos de sienitos ricos em cristais de feldspato alcalino (p. ex: pontos CS-18 e CS-461, Anexo I) e texturalmente similares aos sienitos desta fácies (Foto 8). Estes sienitos diferem apenas pela presença de poucos fragmentos de cristais de feldspato alcalino e pela quantidade um pouco maior em plagioclásio e epidoto. De qualquer forma, esta é uma feição que pode indicar que a estrutura em arco não ficaria restrita a porção leste do maciço e que eventualmente envolveria os sienitos com quartzo em pelo menos toda a sua extensão.

III.2.4 Enclaves

O MCS apresenta uma grande diversidade de enclaves os quais podem ser reunidos em três tipos principais: (i) xenólitos; (ii) enclaves micáceos; e (iii) os enclaves máficos.

▪ Xenólitos

Correspondem aos fragmentos das rochas do GBRS e do Complexo Santa Isabel englobados pelos sienitos e granitos. Os primeiros são mais frequentes na região de contato com os álcali-feldspato sienitos, enquanto os segundos são encontrados preferencialmente nos granitos, a sul. Constituem fragmentos angulosos, usualmente decimétricos a centimétricos, de contatos abruptos (Foto 9). Alguns fragmentos podem alcançar dimensões métricas (Foto 10). Os tipos principais observados foram: (i) metassedimentos e metavulcânicas do GRRS (xistos aluminosos, quartzitos, formações ferríferas, basaltos e serpentinitos) e (ii) gnaisses e anfibólitos do Complexo Santa Isabel (Foto 11). Em todos os casos, nestes fragmentos estão bem preservadas as estruturas internas que evidenciam as várias etapas de deformação anteriores à colocação do MCS.



Foto 7. Segregações máficas formando estruturas que sugerem fluxos magmáticos convectivos (*ladder dyke?*) (Ponto CS-394).

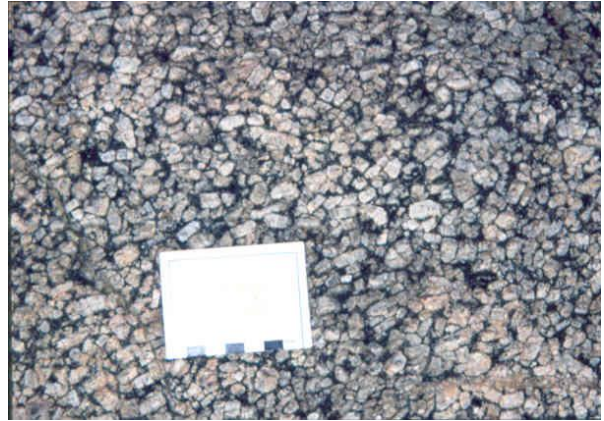


Foto 8. Aparência típica do sienito que ocorre na borda oeste do MCS, mostrando grande quantidade de feldspato alcalino (Ponto CS-18).



Foto 9. Xenólito de rocha metassedimentar do GBRS em meio ao álcali-feldspato sienito. Notar estruturas internas (Ponto CS-394).



Foto 10. Grande xenólito de rocha metassedimentar do GBRS na fácies álcali-feldspato-senítica (Ponto CS-342).



Foto 11. Xenólito de um gnaíse do Complexo Santa Isabel no granito de granulação fina, próximo a zona de contato (Ponto CS-414).



Foto 12. Aspecto de um enclave micáceo elíptico (rico em biotita) no granito (Ponto CS-325).

▪ **Enclaves Micáceos**

Correspondem aos enclaves geralmente elípticos e ricos em mica preta. Ocorrem normalmente como enclaves isolados, de pequenas dimensões (não superiores a 20 cm de comprimento), orientados segundo a direção de fluxo magmático e preferencialmente presentes nos granitos (Foto 12). Frequentemente, exibem forte foliação interna que pode ser concordante ou não à foliação da rocha hospedeira. Podem ocorrer também em exames, em meio a estreitas faixas que parecem corredores ou diques graníticos, fortemente orientados e por vezes exibindo lados angulosos. Nestes “corredores”, estes enclaves dominam em relação aos demais tipos. Eles apresentam granulação fina e contatos bem definidos.

▪ **Enclaves Máficos**

Estes são mais preservados entre as rochas sieníticas (quartzo-sienitos e álcali-feldspato-sienitos). Podem ser identificados dois tipos: (i) os de granulação fina a média, por vezes porfiríticos e (ii) autólitos isotrópicos de granulação média.

Os primeiros são mais comuns, apresentam formas elípticas, orientadas segundo a direção de fluxo dos sienitos ou em formas circulares, normalmente atingindo maiores dimensões (Foto 13). Os contatos são normalmente bem definidos e raramente apresentam reações de bordo. Estes enclaves podem ocorrer associados a finos leitos máficos desenvolvidos nos sienitos. Normalmente incorporam grandes cristais de feldspato alcalino dos sienitos hospedeiros (Foto 14) ou mesmo fragmento destes (Foto 15). Estas características são compatíveis com as descritas para os enclaves máficos microgranulares, (MME, Didier & Barbarin, 1991), denominação esta adotada a partir de agora para estes enclaves. As melhores expressões destes enclaves estão nas porções marginais do MCS. Nestes locais, os enclaves muitas vezes ocorrem associados a leitos máficos ou ocorrem “digeridos” ou em enxames, em regiões que mostram mistura mecânica de magmas (Foto 16). Os dados petrográficos, abordados nos capítulos seguintes, mostram que alguns destes enclaves correspondem a lamprófiros.

O segundo tipo de enclaves máficos é encontrado principalmente nos álcali-feldspato-sienitos. Eles têm formas ovais e elípticas, contudo os contatos são difusos ou transicionais e sua textura é similar às segregações máficas que ocorrem no álcali-feldspato-sienito encaixante. Estes enclaves usualmente têm maior granulometria que os MME e apresentam textura isotrópica e equigranular.



Foto 13. Grande enclave máfico e leitos máficos associados (Ponto CS-07).



Foto 14. Detalhe do enclave da foto anterior mostrando fenocristais de feldspato alcalino incorporados.

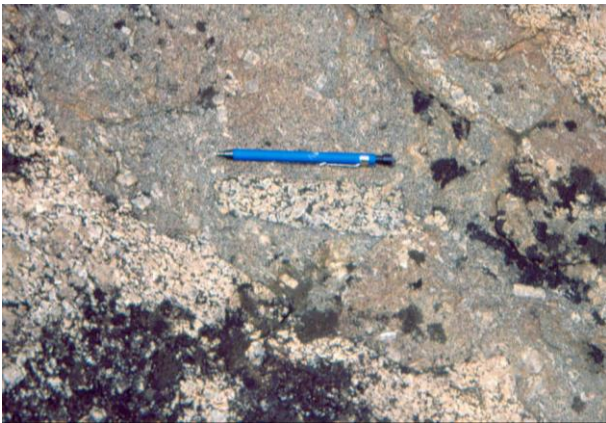


Foto 15. Enclave máfico com cristais de feldspato alcalino incorporados e enclaves do sienito hospedeiro (Ponto CS-341).



Foto 16. Enclaves máficos em zona de mistura mecânica entre magmas (Ponto CS-07).



Foto 17. Afloramento de um dique lamprofírico cortando o quartzo-sienito (Ponto CS-391).

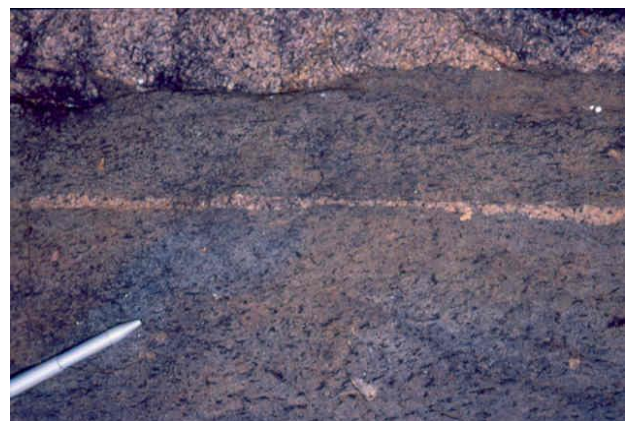


Foto 18. Detalhe do dique lamprofírico na foto anterior. Notar fenocristais de minerais máficos orientados.

III.2.5 Lamprófiros e Rochas Subvulcânicas

Os lamprófiros são intrusivos preferencialmente nas regiões próximas as bordas do MCS, ou cortando as rochas do GBRS. No MCS, eles foram reconhecidos como diques de cor escura, normalmente mais alterados que os sienitos encaixantes. São diques isolados, de pequenas espessuras (em torno de 20 cm) e grandes extensões, subverticais, discordantes ou não com a foliação da rocha. Exibem contatos retos, bem definidos, sem reações de bordo. Estes diques são cortados por pelo menos duas novas gerações de pequenos veios de quartzo ou diques graníticos. Trata-se de uma rocha de granulação fina com pórfiros de mica ou glômeros de minerais máficos orientados segundo a direção do dique (Fotos 17 e 18).

Nas rochas do GBRS, distantes do MCS, os lamprófiros não foram encontrados *in situ*, apenas como blocos “rolados” em meio às rochas matapelíticas (Foto 19). Eles têm cor cinza, granulação fina e estão geralmente alterados, o que faz destacar os fenocristais euédricos de biotita (até 6 cm de comprimento) e, menos comumente, cristais escuros de feldspato alcalino (Foto 20).

Sob a terminologia de “rochas subvulcânicas”, reúne-se aqueles diques de rochas hipoabissais que diferem dos lamprófiros devido à maior quantidade de fenocristais de feldspato e menor quantidade de fenocristais de minerais máficos, em meio a uma matriz fina cinza-escuro (Foto 21). Estes diques foram reconhecidos encaixados nas rochas do GBRS ou, no MCS, em meio aos granitos, na proximidade do contato leste. No GBRS, eles ocorrem como diques subverticais, de pouco mais de um metro de espessura e de grande extensão, se colocam segundo a direção de acamamento dos metamorfitos encaixantes. Apesar do reconhecimento de alguns afloramentos, sua forma de ocorrência mais comum é a de blocos e matacões “rolados” ao longo de estruturas e a grandes distâncias dos afloramentos de rochas ultramáficas do GBRS, com as quais poderiam ser eventualmente confundidas. Rochas com estas características, no interior do GBRS, foram originalmente descritas por Silveira & Garrido (1998, 2000). Estes autores referiram-se a “correspondentes subvulcânicos aos sienitos” e apresentaram características petrográficas e químicas que indicam que estas rochas são coevas ao MCS e não ao GBRS. No interior do MCS, estes diques foram reconhecidos ao longo de uma faixa restrita de direção aproximada N-S, próximo ao grande plano de falha que o separa do GBRS (pontos CS-472, CS-412, CS-469, Anexo I). Nestes locais, estes diques, além de cortarem os granitos, ocorrem associados a uma grande diversidade de rochas, tais como biotititos, rochas ultramáficas, gnaisses e milonitos graníticos, dentre outros.



Foto 19. Blocos de lamprófiro que ocorrem no GBRS (Ponto CS-390).



Foto 20. Detalhe da rocha anterior com destaque ao fenocristal euédrico de biotita.



Foto 21. Textura porfirítica dos diques de rochas subvulcânicas encaixados no GBRS (Ponto CS-382).



Foto 22. Afloramento do dique monzonítico fino (Ponto CS-451).



Foto 23. Aspecto de um dique granítico cortando álcali-feldspato-sienito (Ponto CS-394).



Foto 24. Aspecto do gnaiss migmatítico do Complexo Santa Isabel (Ponto 321).

III.2.6 Diques Monzoníticos e Graníticos

▪ Diques Monzoníticos

Alguns diques de rochas mais escuras - lembram rochas máficas - e com granulação mais fina que as encaixantes ocorrem associados às grandes estruturas no MCS. Dois grandes diques de orientação aproximadamente N-S são reconhecidos na parte central do maciço (pontos CS-451 e CS-458, Anexo I), porém pequenos blocos rolados foram também reconhecidos em outras regiões. São diques subverticais, de até 10 m de espessura, que exibem contatos retos e são atravessados por uma grande variedade de vênulas de granitos finos e pegmatitos que partem dos granitos encaixantes (Foto 22). Estas rochas, apresentam superfícies avermelhadas oxidadas e chamam a atenção pela densidade elevada e pela grande quantidade de cristais de sulfetos disseminados presentes (essencialmente pirita).

▪ Diques Graníticos e Outros

Uma grande quantidade e variedade de diques de granitos, pegmatitos e veios de quartzo, cortam as rochas do MCS. Os diques graníticos são usualmente de granulação mais fina e mais claros (brancos a róseos) que as encaixantes, alcançam espessuras métricas, exibem contatos retos, alguns enclaves de sua encaixante e pequenos deslocamentos aparentes (Foto 23). Diques pegmatíticos e veios de quartzo são largamente observados e atingem grandes dimensões em zonas de grandes fraturas. Ao longo dos riachos e córregos, são imensos os blocos de quartzo branco, alguns deles contendo turmalina negra.

Na maioria das vezes vários tipos de diques ocorrem associados em um mesmo afloramento. São usualmente concordantes com a foliação da rocha, sendo que os discordantes são mais tardios e menores em relação aos concordantes.

Pequenos veios de fluorita estão constantemente associados às rochas do MCS e não raro associam-se ao epídoto, que fornece a estes veios uma tonalidade esverdeada. Os granitos do MCS apresentam maiores quantidades de diques com fluorita, que usualmente trazem consigo algumas concentrações de sulfetos. Chama-se atenção para a presença de um veio de quartzo contendo fluorita, barita, galena e alguma calcopirita. Este tem cerca de 20 cm de largura, alguns metros de comprimento e está orientado segundo N 120° (ponto CS-417, Anexo I).

Blocos rolados de rochas máficas, de granulação fina, esverdeadas, bastante alteradas são reconhecidas ao longo de parte da estrutura de direção NE-SW que corta os granitos a sul (p. ex: ponto CS-333, Anexo I). Texturalmente, chama a atenção as ripas de feldspato alcalino e a eventual presença de grandes “fenocristais” euédricos ou redondos de feldspato alcalino e plagioclásio. Rochas similares são descritas no GBRS (Silveira & Garrido, 1998). Neste caso,

estes blocos podem representar fragmentos transportados de rochas ultramáficas do GBRS, contudo vale ressaltar o grande tamanho destes blocos, a frequência de ocorrência ao longo da estrutura e a grande distância de onde estas rochas ocorrem e seus afloramentos originais.

III.3 As Rochas Encaixantes do MCS

III.3.1 *Greenstone Belt* de Riacho de Santana

As rochas desta sequência *greenstone* foram inicialmente detalhadas pela CBPM (cf. Silveira & Garrido, 1998; Silveira & Garrido, 2000). Menezes Leal *et al.* (2008) e Prazeres Santos (2010) caracterizaram a petrografia e a geoquímica das rochas metavulcânicas máficas deste *greenstone*.

Nas proximidades do MCS, predominam as rochas das unidades superior e intermediária da sequência, no sentido de Silveira & Garrido (1998). Dentre as primeiras, quartzitos, quartzitos-conglomeráticos e formações ferríferas fácies óxidos intensamente foliados e dobrados compõem a maior parte da Serra do Prexete, estrutura serrana alongada N-S em contato com os granitos do MCS, a sul. Mais a norte, os álcali-feldspato sienitos estão em contato com os morros isolados de metacherts, xistos aluminosos (metatufitos) e xistos grafitosos da unidade intermediária. Metabasaltos e metagabros finos desta mesma unidade ocorrem mais afastados do MCS, a leste da Serra do Prexete.

Associadas a estas rochas são descritos *hornfels* e xistos aluminosos com cristais neoformados devido a influência térmica do MCS (Fernandes *et al.*, 1982; Moutinho da Costa & Silva, 1980; Silveira & Garrido, 1998, 2000). Embora fosse de grande interesse a caracterização destes *hornfels* para a melhor compreensão da evolução do MCS, a ausência de boas exposições e a presença da espessa crosta ferruginosa desenvolvida sobre as rochas do GBRS não permitiram o reconhecimento sistemático destes tipos de rocha.

A CBPM, no âmbito do Projeto Riacho de Santana (Silveira & Garrido, 1998), descreve 8 amostras de *hornfels* coletadas a partir de escavações no GBRS (trincheiras). Outras duas amostras de *hornfels* são apresentadas no Projeto Santo Onofre (Moutinho da Costa & Silva, 1980). A disposição destas rochas na região de contato do GBRS com o MCS e suas paragêneses são apresentadas na Figura 7.

Durante os trabalhos de campo no MCS foi possível identificar duas amostras em sua borda leste que foram interpretadas, apesar de sua natureza friável e alterada, como *hornfels* (amostras 1696 e 1699; pontos 404 e 406, Figura 7). Trata-se de rochas equigranulares, com granulação fina a média, de cor cinza-esverdeadas ou marrom avermelhadas, e com uma

superfície intensamente brilhante denotando uma riqueza em minerais micáceos. O caráter equigranular só é quebrado pela presença de “bolas” vermelhas escuras de aproximadamente 0,5 cm, podendo se tratar de granadas neoformadas.

III.3.2 Complexo Santa Isabel

O Complexo Santa Isabel é reconhecido na porção sudoeste da área de estudo através da ocorrência de rochas gnáissicas, migmatíticas (gnaisses migmatizados) e granitoides diversos que afloram na forma de pequenos lajedos e morrotes residuais, numa região predominantemente plana, rica em lagoas e com extensa cobertura sedimentar detrítica. Com estas feições de ocorrência, a delimitação do polígono referente a esta unidade, nesta porção da área de estudo, foi inferida considerando o padrão de textura levemente diferente nas imagens aéreas.

Os gnaisses foram reconhecidos pela alternância de bandas brancas e cinza escuras, que internamente exibem bandamentos finos e alguns porfiroblastos (Foto 24). As faixas migmatizadas apresentam estruturas dobradas e *schlieren*, com cores usualmente brancas devido ao predomínio de neossomas graníticos. Corpos anfibolíticos muito escuros e fortemente orientados ocorrem como paleossomas ou enclaves dobrados nos migmatitos ou como corpos tabulares paralelos ao bandamento nos gnaisses. Zircões da amostra 1459 (ponto 321; Foto 24) foram analisados pelo método U-Pb (*laser ablation*) pela Dra. Maria L. S. Rosa (cf. Rosa, 1999; Paim *et al.*, 1999). A idade obtida foi de 3.352 ± 290 Ma.

Corpos granitóides encontrados tem cor branca a rósea, granulação média a grossa, textura e inequigranular e levemente foliada. Devido a escassez exposições, é possível que represente neossomas dos migmatitos.

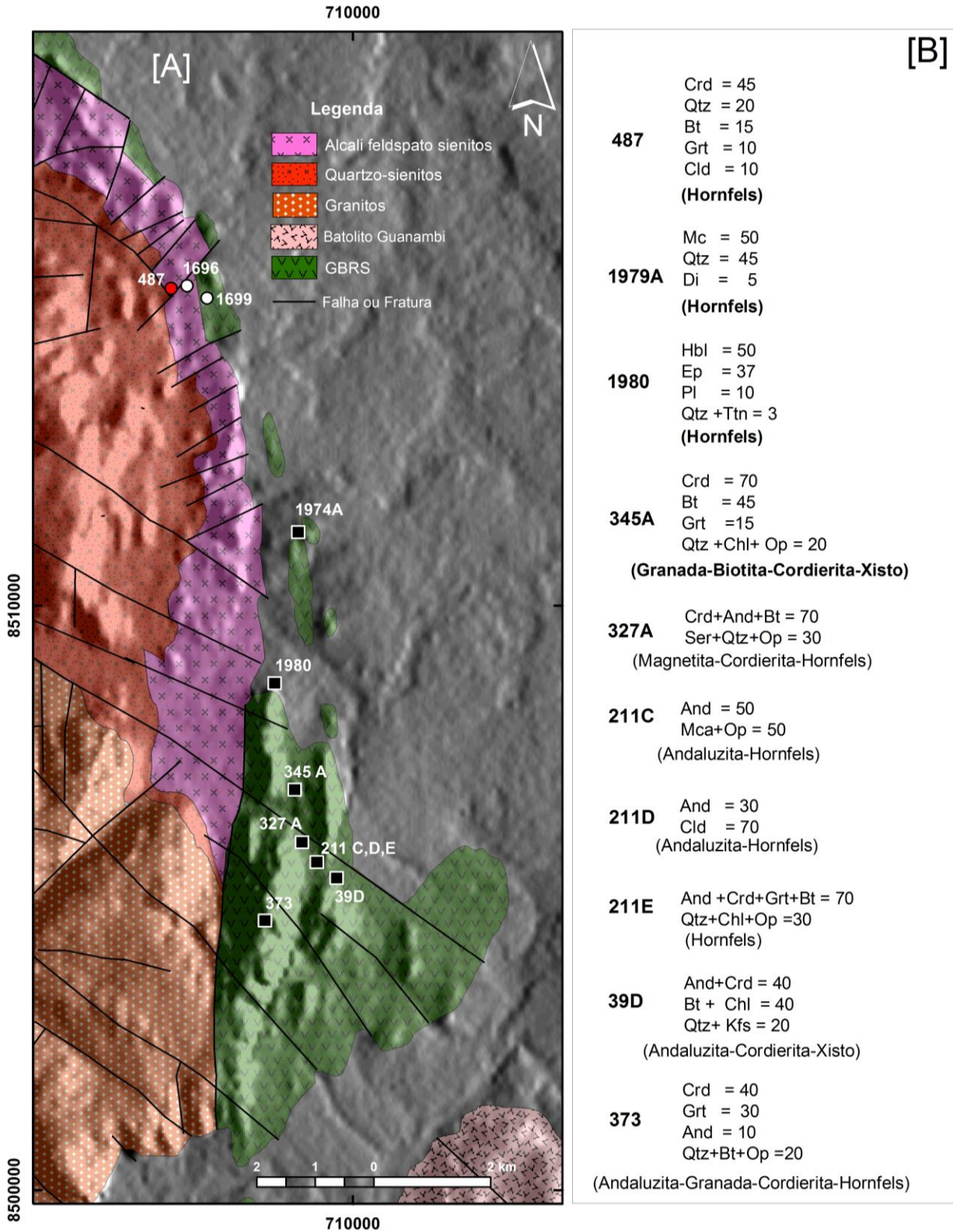


Figura 7. [A] Mapa da porção leste do MCS com a disposição das rochas hornfêlsicas (símbolo quadrado preto corresponde às amostras do Projeto Santo Onofre; círculo cheio, vermelho, corresponde às amostras do Projeto Riacho de Santana e; círculo branco corresponde às amostras deste estudo. [B] Paragêneses minerais dos hornfelses descritos nos projetos (abreviações minerais conforme recomendações daUGS).

III.4 Idades do MCS

O MCS historicamente mereceu alguma atenção nos trabalhos sínteses sobre o conhecimento geocronológico do Estado da Bahia devido principalmente a sua feição oval de destaque topográfico, em meio a extensa superfície plana da região. Nestes trabalhos foram apresentadas algumas idades pelos tradicionais sistemas K-Ar e Rb-Sr. Ao final da década de 90, foram apresentados os primeiros resultados U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd para o MCS e rochas correlatas (cf. Rosa, 1999; Silveira & Garrido, 2000). Abaixo, um resumo das idades existentes do MCS pelos diferentes métodos.

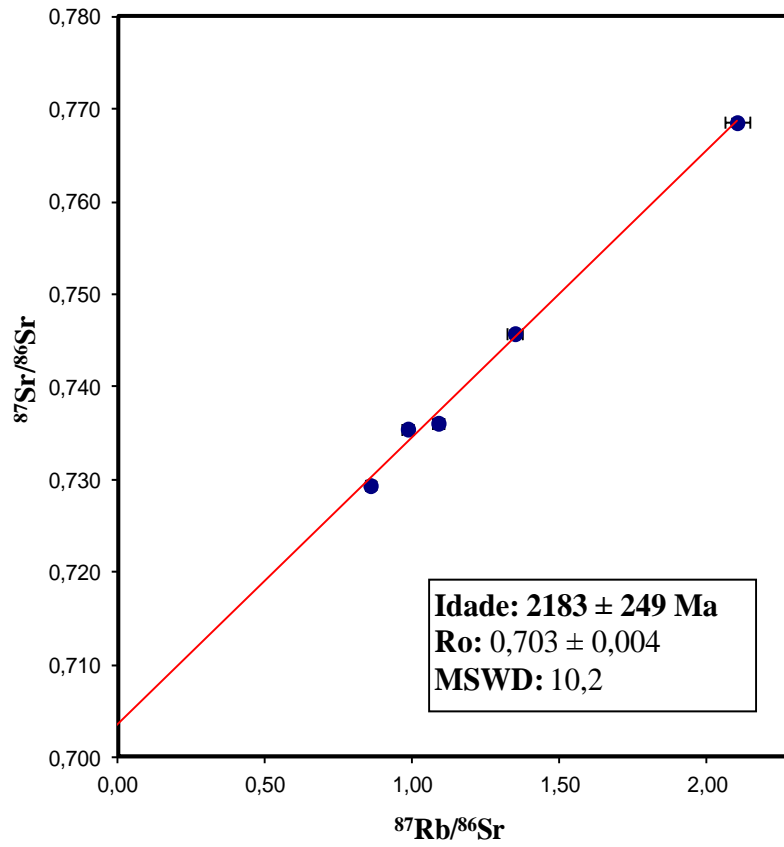
III.4.1 Idades K-Ar e Rb-Sr

A primeira idade do MCS foi apresentada na primeira referência ao MCS, ou seja, ao “sienito próximo a Bom Jesus da Lapa”, no trabalho de Távora *et al.* (1967). Estes autores obtiveram uma idade K/Ar em biotita de 1,95 Ga.

Para o sistema Rb-Sr, as idades obtidas por diversos autores variaram entre 1670 Ma e 2120 Ma (Tab.1). A idade apresentada por Rosa (1999) foi obtida a partir de 5 amostras que fazem parte desta tese. Esta idade, a partir de uma errócrona, e as respectivas determinações isotópicas são apresentadas na figura 8.

Tabela 1: Síntese das idades radiométricas K-Ar e Rb-Sr do MCS.

REFERÊNCIA	MÉTODO	IDADE (Ma)	Sr
Távora <i>et al.</i> (1967)	K/Ar	1950 ± 100	
Jardim de Sá <i>et al.</i> (1976)	Rb/Sr	2080 ± 70	0,705 ± 0,001
Brito Neves <i>et al.</i> (1980)	Rb/Sr	1850 ± 60	0,709 ± 0,002
Fernandes <i>et al.</i> (1982)	Rb/Sr	2100	0,707
		1940 ± 44	0,708 ± 0,001
Mascarenhas & Garcia (1989)	Rb/Sr	2120 ± 256	0,703 ± 0,005
		1935 ± 85	0,707 ± 0,002
		1670 ± 49	0,712 ± 0,001
Rosa (1999)	Rb-Sr	2183 ± 249	0,703 ± 0,004



Amostra	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sri
969	Quartzo-sienito	309,4	911,0	0,9824	$0,7355 \pm 0,0001$	0,7041
974	Alc.Fss.sienito	339,9	1149,5	0,8553	$0,7294 \pm 0,0001$	0,7060
979	Quartzo-sienito	316,8	843,9	1,0858	$0,7361 \pm 0,0001$	0,7065
982	Granito	329,5	453,7	2,1007	$0,7686 \pm 0,0001$	0,7041
983	Granito	260,6	559,9	1,3463	$0,7458 \pm 0,0009$	0,7066

Figura 8. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e as determinações Rb-Sr em rochas do MCS (Rosa, 1999).

III. 4.2 Idade Pb-Pb

A rocha subvulcânica interpretada como coeva às rochas do MCS foi datada pelo método Pb-Pb (monozircões por evaporação), apresentada inicialmente por Silveira & Garrido (2000) e, posteriormente, com mais detalhe, por Barbosa *et al.* (2013). A idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida foi de 2002 ± 32 Ma (Fig.9), interpretada por aqueles autores como a idade de cristalização desta rocha.

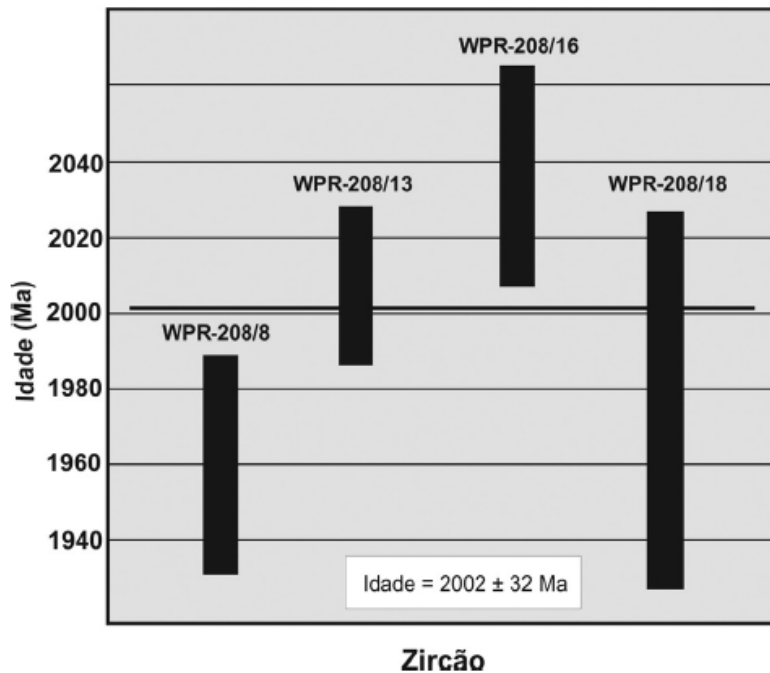


Figura 9. Diagrama idade média dos zircões de uma amostra de rocha subvulcânica no GBRs, correlacionada ao MCS (Barbosa *et al.*, 2013).

III. 4.3 Idade U-Pb

A idade U-Pb foi apresentada por Rosa (1999) usando a técnica de diluição isotópica em monocristais de zircão. Detalhes dos procedimentos laboratoriais e dos zircões selecionados podem ser verificados nesta referência.

Foram analisados quatro zircões da amostra 974 (ponto 5) que corresponde a um álcali-feldspato sienito. Estes cristais, quando dispostos no diagrama U-Pb concórdia, forneceram uma idade de 2053 ± 3 Ma, MSWD= 4,6 (Fig. 10), que é interpretada como a da cristalização do MCS.

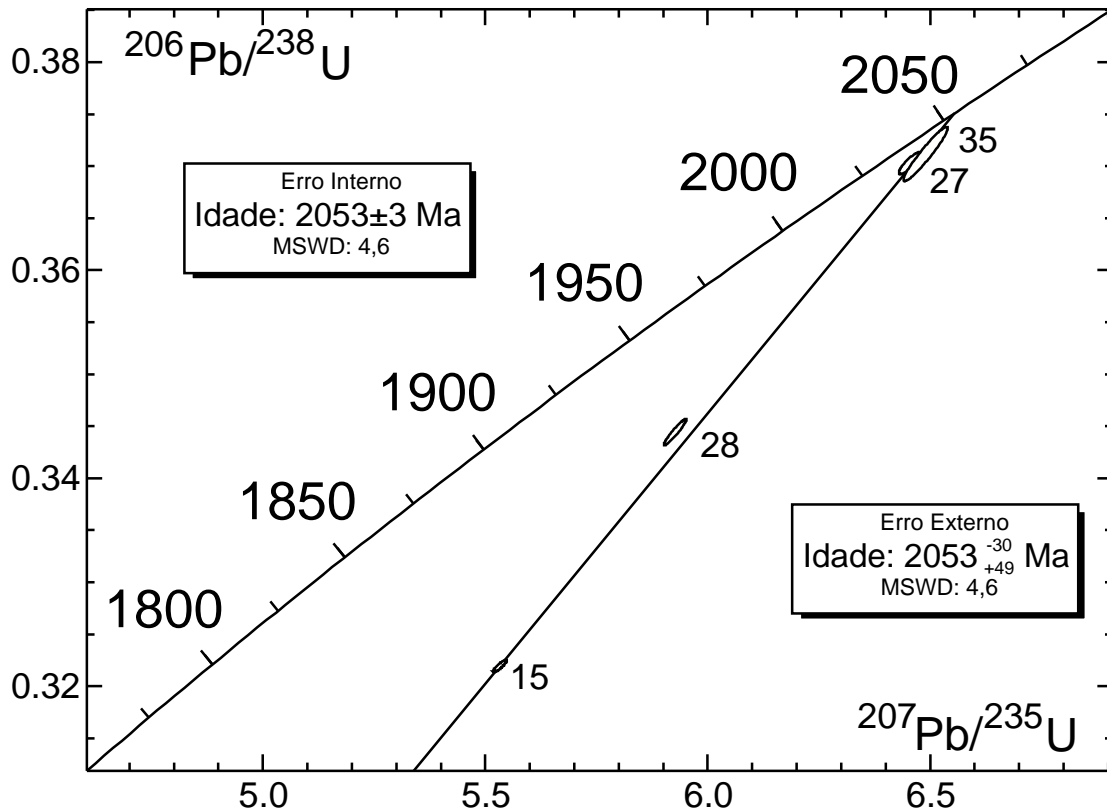


Figura 10. Diagrama concórdia U-Pb para zircões de um álcali-feldspato-sienito do Maciço de Cara Suja.

III.4.4 Idade Modelo Sm-Nd

As mesmas cinco amostras de rocha do MCS submetidas a determinações Rb-Sr (Fig. 8) foram analisadas pela técnica de diluição isotópica do Sm-Nd por Rosa (1999). Barbosa *et al.* (2013) também apresentou resultados Sm-Nd da amostra de rocha subvulcânica que foi datada pelo método Pb-Pb, mencionada anteriormente. Os resultados destas análises e os valores calculados das idades modelos (T_{DM}) e do parâmetro épsilon neodímio (ϵ_{Nd}) são apresentados na tabela 2.

Os valores das idades modelos obtidos tem pouca variação, se situando entre 2,6 e 2,7 Ga. Estas idades podem ser estar relacionadas a um evento de acreção crustal cujo intervalo tem correspondência com algumas idades Rb-Sr obtidas no Complexo Santa Isabel (cf. Jardim de Sá *et al.*, 1976; Brito Neves *et al.*, 1980; Fernandes *et al.*, 1982; Mascarenhas & Garcia, 1989).

Tabela 2: Síntese dos dados isotópicos Sm-Nd para rochas do MCS e subvulcânica correlata.

Referência	Amostra	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Idade (Ga)	TDM (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}t}$
Rosa (1999)	969	Quartzo-sienito	15,29	104	$0,510784 \pm 0,008$	0,0889	2,05	2,61	-7,83
	974	Alc.Fss.sienito	25,31	161,87	$0,510877 \pm 0,012$	0,0946	2,05	2,61	-7,50
	979	Quartzo-sienito	18,11	116,77	$0,510826 \pm 0,010$	0,0938	2,05	2,67	-8,30
	982	Granito	8,04	54,14	$0,510737 \pm 0,006$	0,0898	2,05	2,70	-8,99
	983	Granito	24,79	186,1	$0,510591 \pm 0,006$	0,0806	2,05	2,67	-9,41
Barbosa <i>et al</i> (2013)	WPR-208	Subvulcânica	16,3	112,3	$0,51080 \pm 0,0004$	0,0886	2,00	2,70	-8,00

III.5 Considerações Gerais Sobre a Estruturação do MCS

Em planta, o MCS apresenta forma elíptica, deforma e desloca as rochas do GBRS a leste e apresenta localmente, em sua borda norte, foliações concordantes com o contato e com mergulhos altos no sentido das rochas encaixantes (GBRS). Estas são feições clássicas que de imediato nos remete aos *plutons* colocados em regimes forçados. Nestes regimes, os clássicos experimentos têm demonstrado que os mecanismos de colocação envolvem ascensão de massas graníticas em ambientes plásticos, condições estas admitidas serem atingidas em zonas mais profundas da crosta (mesozona?). Por outro lado, outras feições são sugestivas de que o MCS tenha se colocado em condições mais rasas, em ambientes mais rúpteis. A riqueza de xenólitos angulosos do GBRS, em maior proporção na fácies álcali-feldspato-sienítica, alguns com dimensões métricas e com estruturas internas antigas preservadas, e a presença de *hornfels* são feições que não apenas tornam claro o caráter intrusivo do MCS como também apontam para o contraste de viscosidade e temperatura em relação ao GBRS. Os resultados mineraloquímicos (capítulo 5) obtidos em amostras de diferentes rochas do MCS também apontam para uma mineralogia de baixas pressões e temperatura.

Em resumo, no nível atual de conhecimento, as feições observadas indicam que a colocação do MCS envolveu a combinação dos dois mecanismos, forçado e passivo. A nossa interpretação, diante deste contexto, é que o MCS possa ter se colocado num pequeno ambiente *pull apart* desenvolvido a partir de uma estrutura N-S posicionada na interface entre o GBRS e o Complexo Santa Isabel. De forma simplificada, uma deformação transtensional sinistral ao longo desta estrutura N-S faria a abertura inicial do “sigmoide” na crosta, que mais tarde seria alargada com a colocação dos primeiros pulsos do MCS.

Com variações localizadas, o MCS se distribui em rochas quartzo-sieníticas na porção norte, granitos de texturas variadas na porção sul e álcali-feldspato-sienitos isotrópicos como um arco envolvendo os quartzo-sienitos, na borda leste. Em alguns *plutons*, um zoneamento composicional como este é geometricamente mais consistente com a interpretação da presença de uma zona alimentadora e colocação a partir de uma série de pulsos magmáticos. Não existem idades para cada fácies do MCS de forma que se pudesse, eventualmente, marcar diferentes períodos de alimentação, contudo, ressalta-se que a idade Pb-Pb obtida para a rocha subvulcânica do GBRS, se considerada precisa e comparável, é relativamente mais nova que a idade U-Pb obtida a partir de uma amostra de álcali-feldspato sienito do MCS. Estes diques de rochas subvulcânicas que cortam o GBRS, e com equivalentes no interior do MCS, podem, portanto, representar as manifestações finais do magmatismo gerador do MCS.

A geometria de arco desenhada pela fácies álcali-feldspato-sienítica na borda leste do MCS se assemelha aos diques anelares comumente associados aos complexos zonados anorogênicos cuja colocação é passiva, do tipo *cauldron-subsidence* (Bonin, 1995). Entende-se que esta é uma hipótese pouco provável considerando-se a grande quantidade de grandes cristais e fragmento de cristais de feldspato alcalino características desta fácies, que dificultaria a mobilidade deste magma a partir de diques ou condutos. Uma das hipóteses advogadas nesta tese é que esta fácies representaria um cumulado de feldspato alcalino que seria separado do magma por flotação, restando no topo devido a menor densidade, capeando os quartzo-sienitos. Neste sentido, a forma de arco em planta seria a representação desta “cúpula” no nível erosional atual.

CAPÍTULO IV

PETROGRAFIA

Neste capítulo serão abordados os aspectos microscópicos das diversas fácies do MCS e, com menor detalhamento, das rochas encaixantes. O objetivo é mostrar as principais feições texturais, os minerais e suas transformações e as diferenças mais marcantes entre as diferentes fácies identificadas. Este estudo, usando microscópico petrográfico óptico, tem como base a análise de 78 lâminas delgadas, distribuídas pelo maciço e obedecendo a representatividade de todas as fácies, além de algumas amostras representativas do Complexo Santa Isabel e dos *hornfels* do GBRS. A distribuição espacial das amostras estudadas pode ser acompanhada no mapa da figura 11. Para o reconhecimento das fases minerais acessórias e inclusões, este estudo teve o suporte de algumas análises feitas através do microscópio eletrônico de varredura (MEV). As proporções das fases minerais foram estimadas visualmente sendo que, em 15 amostras, foi utilizado o método de coloração de feldspatos por cobaltonitrito de sódio, com aplicação preliminar de HF, como descrito em Hutchinson (1974), visando o melhor reconhecimento e quantificação dos cristais de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo. A classificação das rochas adotada é a estabelecida pela IUGS (Streckeisen, 1976; LeMaitre *et al.*, 1989). Para as texturas presentes e inter-relações dos grãos foram adotados a nomenclatura e esquemas propostos por Spry (1969) e Hibbard (1995).

IV.1 Quartzo-Sienitos

Os quartzo-sienitos observados são rochas de granulação grossa, com texturas hipidiomórfica e inequigranular e estrutura levemente anisotrópica. Nestas, o feldspato alcalino pertítico, o plagioclásio, o quartzo, a hornblenda e a biotita, são os minerais principais, enquanto a titanita, os minerais opacos, a apatita e o zircão são minerais acessórios constantes. Eventualmente, ocorrem cristais de fluorita, allanita e torita. A pistacita e a clorita são produtos de alteração comuns dos minerais máficos, enquanto que a sericita está relacionada à alteração do plagioclásio. Carbonatos foram raramente observados. Nestes sienitos, o feldspato alcalino é claramente a fase dominante e de maior expressão granulométrica. Os minerais máficos, unidos aos acessórios, ocorrem como agregados coloridos, concorrendo em espaço com os prismas de feldspato alcalino. Estas rochas, quando classificadas nos clássicos diagramas Q-A-P e Q-A+P-M de Streckeisen (1976) (Fig.12), correspondem predominantemente à biotita-hornblenda quartzo-sienitos leucocráticos, e, em menor proporção, à hornblenda-biotita-sienogranitos leucocráticos.

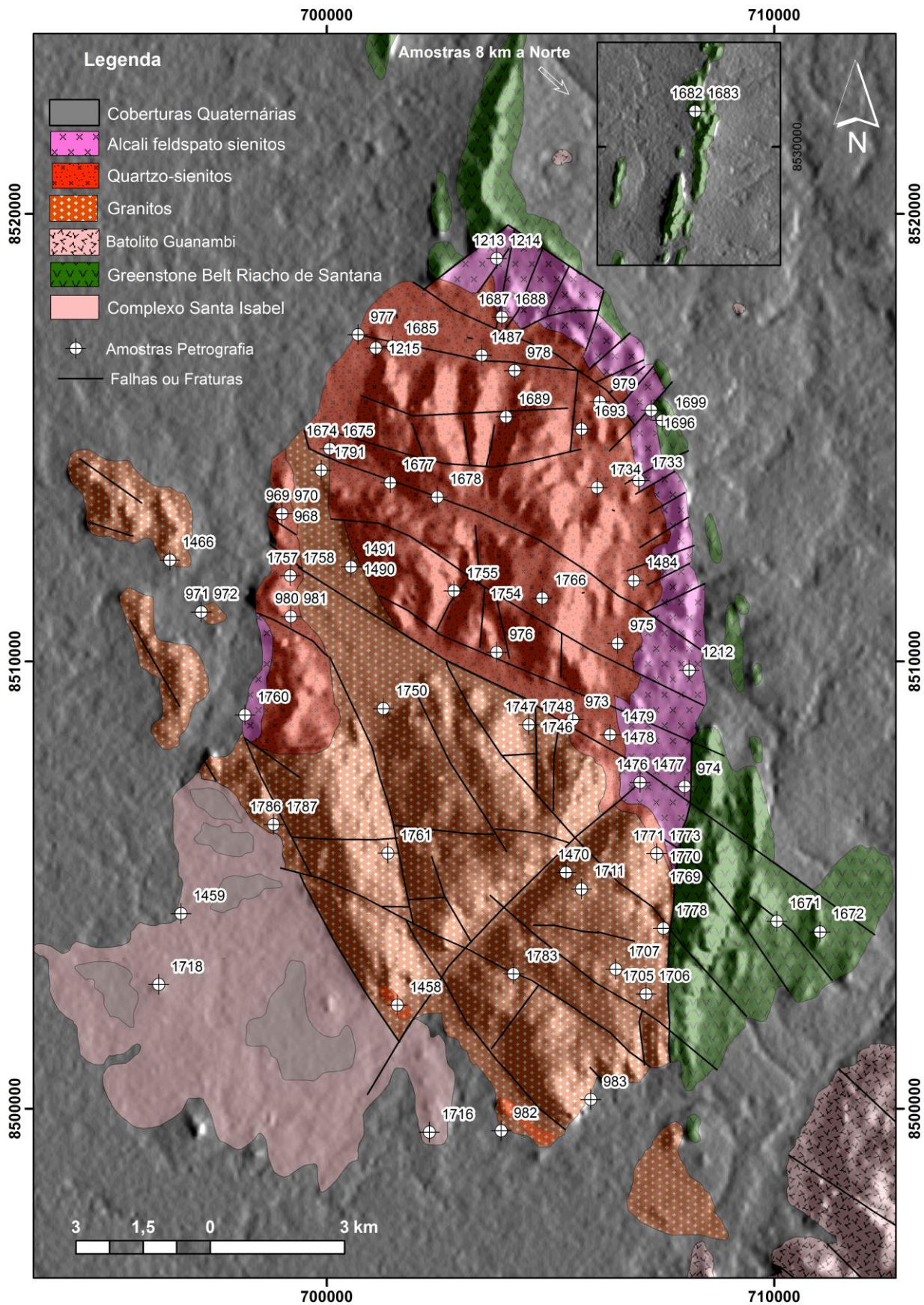


Figura 11. Mapa geológico simplificado do MCS e a distribuição das amostras com análises petrográficas.

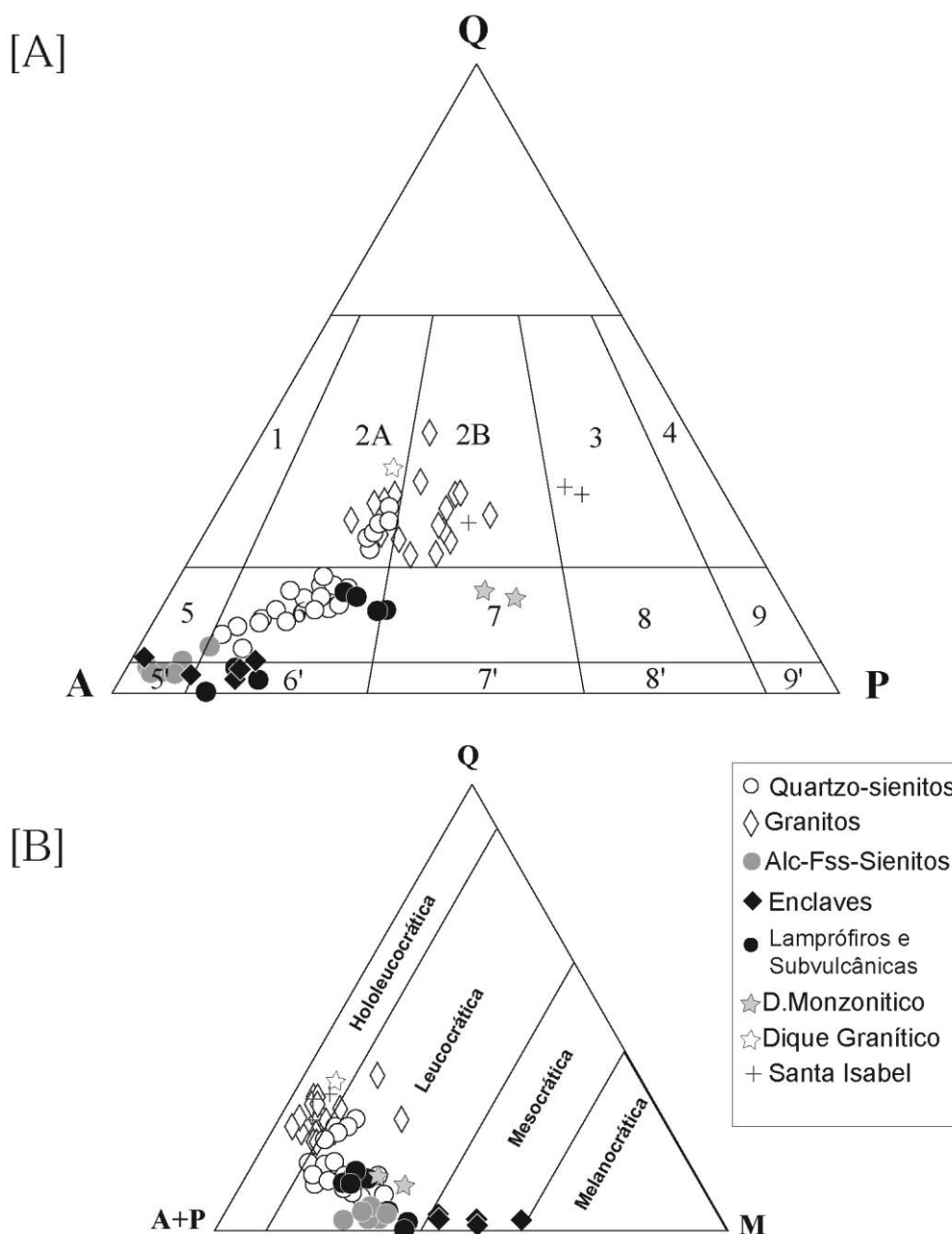


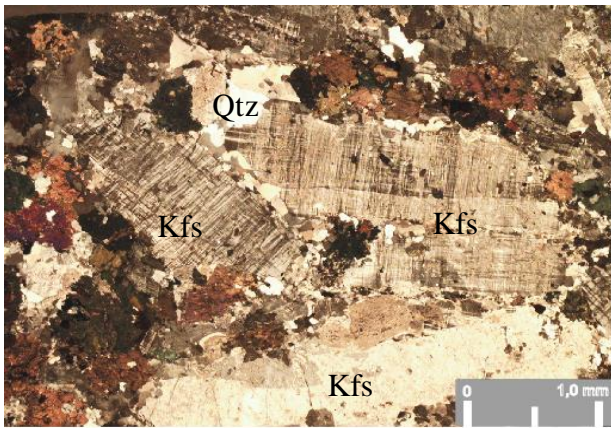
Figura 12. [A] Diagrama QAP com a nomenclatura das diferentes fácies do MCS, com base nos dados modais, segundo os critérios estabelecidos por Streckeisen (1976). Q= quartzo; P= plagioclásio (>5% An); A= feldspato alcalino + albíta (<5% An); álcali-feldspato granito (1); sieno-granito (2A); monzo-granito (2B); granodiorito (3); tonalito (4); quartzo-álcali-feldspato-sienito (5), quartzo-sienito (6), quartzo-monzonito (7); quartzo monzo norito-diorito-gabro (8); quartzo norito-diorito-gabro (9); os números 5', 6', 7', 8' e 9' correspondem às variedades sem quartzo. [B] Diagrama Q-A+P-M. M= minerais máficos.

A mesma monotonia textural e composicional observada em campo é verificada na escala microscópica, reconhecendo-se apenas algumas variações locais. Neste sentido, as composições mais ricas em quartzo nesta fácies tendem a ocorrer associadas a falhas ou fraturas no interior do maciço (ex: amostras 1677, 1754, 1490, 977; Fig. 11), onde a rocha eventualmente pode desenvolver um caráter anisotrópico mais acentuado e algumas texturas de deformação mecânica tardias. Composições mais ricas em minerais máficos tendem a ocorrer próximas às bordas do MCS. Nestas porções, ocorrem também sienitos de granulação mais fina, em torno de 0,6 mm, em camadas irregulares e contatos difusos, sem grande continuidade lateral (p. ex. amostras 1758, 1771, 1791; Fig.11). Nestes sienitos, destacam-se os grandes cristais de feldspato alcalino e a maior quantidade de aglomerados de anfibólio/micas que macroscopicamente desenham “bolas” escuras, orientadas ou não, podendo ser confundidos com pórfiros. Eles são classificados como hornblenda-quartzo-sienitos cujas características são parecidas com alguns enclaves.

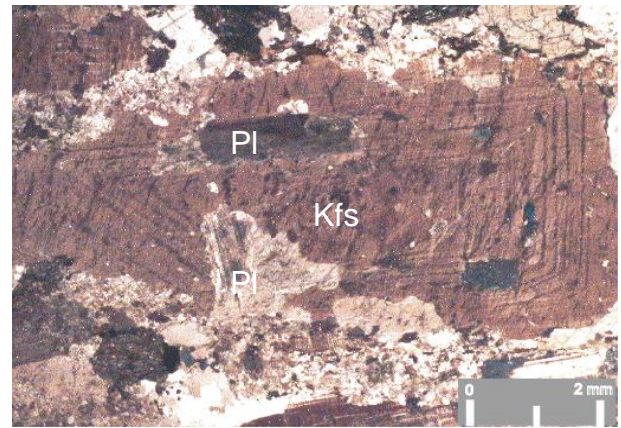
Abaixo, apresenta-se a descrição das principais características dos minerais desta fácies. Para evitar que se torne uma descrição repetitiva, esta servirá de referência para as demais fácies.

Minerais Principais

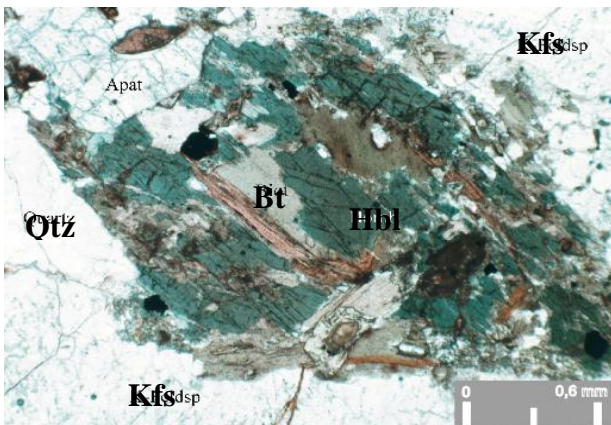
Macroscopicamente, os cristais de feldspato alcalino desta fácies têm cor branca a vermelha-clara e podem alcançar 20 mm de comprimento. Eles ocorrem como prismas anédricos a subédricos, dispostos aleatoriamente e que muitas vezes se tocam, desenhando um padrão triangular onde os cristais que se cristalizam tardiamente, principalmente o quartzo, preenchem e se amoldam a esta forma (Fotomic. 01). Eles são geminados segundo as leis Albita-Periclina e Carlsbad. A primeira lei domina, contudo está quase sempre superposta à segunda, sendo isto melhor observado em cristais maiores e subeudrais. Cristais menores (em torno de 0,5 mm) ou em posição intersticial, estão geminados apenas segundo as leis Albita-Periclina e têm menor quantidade ex-soluções. Estes cristais menores associam-se ao quartzo e ao plagioclásio, ocupando os espaços entre os prismas ou formando uma trama particular, concentrada preferencialmente nas periferias destes grandes cristais. Em algumas amostras de maior caráter inequigranular, este grupo de menor granulometria pode ser mais representativo.



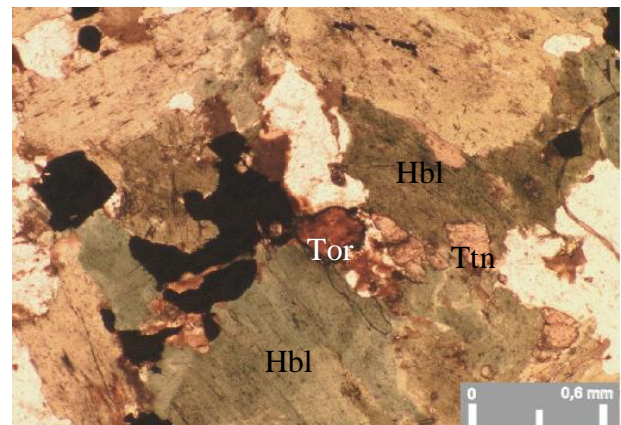
Fotomicrografia 01. Arranjo típico dos grãos da fácies quartzo-sienítica (amostra 979; Ponto CS-15).



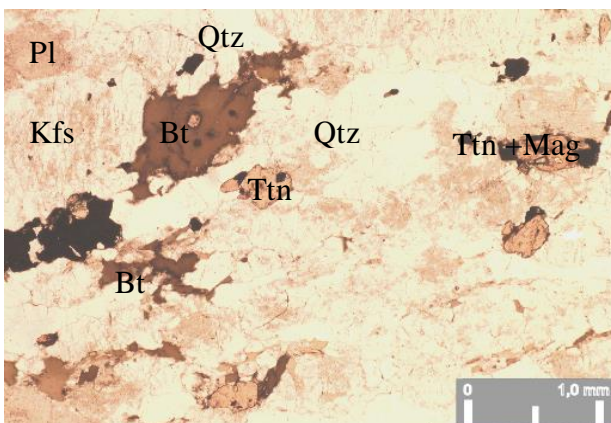
Fotomicrografia 02. Cristal zonado de feldspato alcalino e inclusões de plagioclásio ao longo das zonas (amostra 1767; Ponto CS- 467).



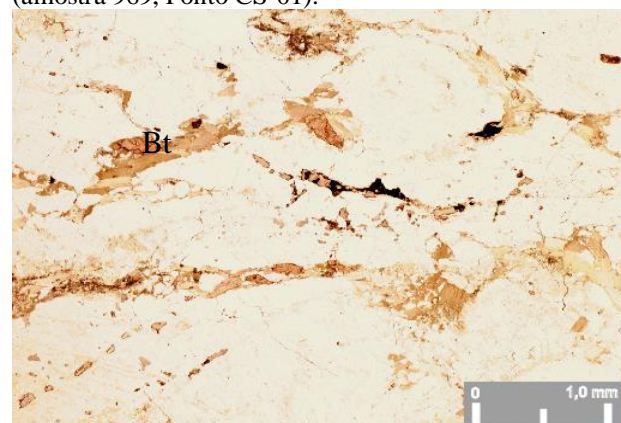
Fotomicrografia 03. Detalhe de um cristal de hornblenda com biotita intercrescida e a mineralogia acessória associada (amostra 1490; Ponto CS-350).



Fotomicrografia 04. Minerais acessórios desenvolvidos entre aglomerados de cristais de hornblenda. Ao centro, um cristal de torita (Tor) (amostra 969, Ponto CS-01).



Fotomicrografia 05. Arranjo e mineralogia representativos dos granitos grossos. Notar ausência da hornblenda. (amostra 983; Ponto CS-23).



Fotomicrografia 06. Aspecto do granito deformado da região de bordo do MCS (amostra 982; Ponto CS- 21).

De uma forma geral, os cristais não mostram evidências de terem sido submetidos a eventos deformacionais importantes e, internamente, não foram observadas irregularidades nos planos de geminação ou orientação sistemática das ex-soluções. A submissão a algum esforço pode ser estimada apenas pela presença de microfraturas transversais e preenchidas por quartzo, minerais opacos ou mica + epidoto.

Muito raramente, os cristais de feldspato alcalino mostram zoneamento oscilatório, feição esta comum à fácies álcali-feldspato sienítica que será tratada adiante. Ao longo das zonas é possível reconhecer o desenvolvimento de pequenos prismas de plagioclásio (Fotomic. 02).

A presença de ex-soluções é uma feição constante. São micropertitas regulares, em forma de filetes ou, pouco maiores e menos regulares, pertitas em forma de vênulas ou flâmulas que por vezes exibem geminação Albita. Constituem sempre pontos de alteração no feldspato, formando-se ramificações túrbidas que atravessam o mineral.

As inclusões são abundantes nestes cristais, sendo o plagioclásio a fase mais comum. Estas podem ocorrer como pequenos grãos límpidos, de formas retangulares subédricas, com nítida geminação Albita e coroas brancas (albíticas) ou como grãos maiores usualmente anédricos, bastante alterados para sericita, com limites irregulares e curvos. Estes últimos, por vezes, aparecem cortando as pertitas sugerindo tratar-se de cristais tardios e não necessariamente inclusões. A apatita, o zircão e os minerais opacos são também fases inclusas observadas, ocorrendo como pequenos cristais euédricos, normalmente menores que 0,1 mm. Inclusões de biotita e hornblenda são menos comuns.

O plagioclásio, em macroscopia, exibe cor branca, tornando-se verde-amarelado quando muito alterado. Ele é quase sempre subordinado ao feldspato alcalino, em tamanho ou em ocorrência. Forma grãos de até 4,0 mm (em média, menores que 1,5 mm), na maioria das vezes ocorrendo nas bordas dos prismas de feldspato alcalino, em contatos interdigitados com estes. Muitos destes cristais que partem da borda “invadem” os prismas de feldspato alcalino e podem ser confundidos como inclusões (Fotomic. 02). São cristais geralmente túrbidos, de superfície acinzentada, associados à sericita, que muitas vezes impede a observação da geminação albita cujas lamelas são finas e regulares. Seus centros quase sempre estão mais alterados que os bordos, o que pode caracterizar um zoneamento normal. As estimativas do teor de An, utilizando o clássico método de Michel-Levy, situam-se entre 26% e 30%, caracterizando composições de oligoclásio. Uma vez que esta estimativa foi feita em poucos grãos, dado o grau de alteração dos plagioclásios, estes valores deverão ser vistos com ressalvas. Os cristais menores, intersticiais e associados ao quartzo, estão usualmente melhor preservados e normalmente exibem contatos retos. Estes parecem ter composições albíticas. As inclusões de quartzo arredondado e de minerais

opacos são as mais comuns. Cristais com intercrescimento mirmequítico são eventualmente observados, em posição intergranular ou nas periferias dos prismas de feldspato alcalino.

O quartzo macroscopicamente é acizentado e translúcido. Nestas rochas ele é essencialmente intersticial, embora possa ocupar áreas expressivas entre os prismas de feldspato alcalino. Ocorre como aglomerados policristalinos anédricos, muito raramente como grãos individualizados, ocupando os espaços de formatos triangulares ou em corredores estreitos entre estes prismas. São, portanto, agregados anédricos, as vezes ameboides, internamente com contatos lobados e com fraca extinção ondulante do tipo difusa. Aglomerados de cristais menores, com limites serrilhados, são observados apenas nas amostras fortemente deformadas próximo as zonas de contato do MCS.

A hornblenda ocorre em aglomerados com a biotita ou em aglomerados monominerálicos, tendo quase sempre os minerais acessórios associados (Fotomics. 03 e 04). Nestes aglomerados ela tem hábito anédrico, contudo formam-se cristais subédricos quando estão isolados. Tem cor verde, apresenta forte pleocroísmo (verde-pardo, verde-escuro e verde-azulado) e inclui quase todos os acessórios, além do quartzo nas formas arredondadas ou vermicular. De forma rara, estes cristais exibem núcleos difusos mais claros, que podem retratar um zoneamento composicional ou relíquias mal preservadas de uma outra fase pretérita. Nos cristais subédricos, preferencialmente nas seções basais, é possível reconhecer planos retos de geminação simples bem definidos.

A biotita ao microscópio exhibe pleocroísmo marrom-claro a marrom-escuro. Quando isolada, forma cristais anédricos a subédricos, usualmente exibindo bordos irregulares de tonalidade escurecida. Estes últimos podem apresentar extinção ondulante e cores de interferência anômala. As inclusões de apatita, zircão e minerais opacos são freqüentes, sendo menos comum inclusões de allanita e acículas de rutílio. Nos aglomerados, a biotita tem dimensão menor, apresenta contatos interpenetrantes e relações complexas de inclusão com a hornblenda (Fotomic. 03). Na maioria das vezes, ocorre a partir de seus planos de clivagem ou em suas bordas ou ainda se desenvolvendo em posição intergranular, sugerindo que sua cristalização seja posterior a da hornblenda. Em algumas amostras, é possível reconhecer cristais de hornblenda quase completamente substituídos pela biotita. Ao mesmo tempo, não é raro reconhecer palhetas de biotita euédricas, com limites retos, inclusas no centro dos cristais de hornblenda que, ao contrário, parecem ser cristais precoces.

Minerais Acessórios e Secundários

A mineralogia acessória desta fácies é bastante diversificada e comum às demais descritas posteriormente, ocorrendo de forma similar, salvo algumas particularidades. É de grande representatividade, podendo alcançar até 4% do volume de minerais das rochas desta fácies. Deste conjunto, os minerais opacos e a titanita ocorrem, normalmente, em maior proporção.

Dentre os minerais opacos, a magnetita é de longe o mais abundante, sendo mais raros a ilmenita e os sulfetos (principalmente pirita). A magnetita ocorre: (i) como pequenos grãos precoces inclusos no feldspato alcalino; (ii) como inclusões precoces ou não, nos minerais máficos, podendo participar de suas transformações; (iii) massas alongadas e contínuas preenchendo fraturas, principalmente nos feldspatos, ou ocupando espaços entre grãos; e (iv) mais comumente, se desenvolvendo tardiamente nos aglomerados máficos, como grãos anédricos, usualmente amebóides (Fotomic. 04) e envolvidos pela titanita. Em todos os modos, os cristais estão praticamente desprovidos de ex-soluções. A ilmenita é anédrica e de difícil observação, sendo reconhecida apenas como pequenos núcleos em grandes cristais de titanita. Os sulfetos são fases freqüentemente euédricas, independentes e isentas de alteração. Pequenos cristais de galena foram identificados através do MEV, inclusos na hornblenda ou em posição intergranular.

A titanita está presente em todas as amostras, se desenvolvendo claramente às custas dos minerais máficos e/ou dos minerais opacos. Ocorre com maior freqüência como agregados de cristais anédricos de cor castanha a castanha-escura que se desenvolvem entre os minerais máficos ou ao longo dos planos de clivagem destes. É comum ainda observar finos filmes de titanita contornando minerais opacos que evoluem a grandes massas preservando apenas pequenos núcleos opacos. Seções euédricas losangulares, as vezes geminadas, ocorrem com menor freqüência. Nestas seções, núcleos anédricos castanho-escuros possivelmente representam antigos cristais de titanita.

A apatita é uma fase inclusa, principalmente na hornblenda e biotita, ou dispersa na rocha. Como inclusões, ocorre em seções euédricas basais ou prismáticas, menores que 0,2 mm. Os cristais dispersos na rocha estão associados aos aglomerados máficos, são maiores (até 1,0 mm), subédricos e bastante fraturados (Fotomic 03).

O zircão é comum como pequenas inclusões (menores que 0,1 mm) nos minerais principais, mais comumente no feldspato alcalino ou facilmente observados na biotita, onde desenvolvem halos escuros ao redor. Como a apatita, cristais maiores são dispersos. Neste caso formam seções bipiramidais ou quadradas incolores a castanhos-escuros, muitas vezes exibindo zoneamentos cíclicos. Estas zonas tendem a se concentrar no centro dos cristais e são em grande quantidade, da ordem de duas dezenas (até onde foi possível contar). Muitos cristais exibem o

núcleo escuro facetado, bem definido, enquanto as regiões de bordas são mais claras, com arestas arredondadas e sem zonas, inclusões ou imperfeições. Esta feição sugere pelo menos duas diferentes etapas de cristalização e sob condições bem distintas.

A allanita ocorre de forma restrita nesta fácies. Forma-se pequenos cristais anédricos metamícticos, de cor marrom-alaranjada, usualmente envolvidos por pistacita e tendo sempre associada a biotita, e por vezes, a titanita. São raros os cristais prismáticos euédricos.

A torita, assim como a allanita, não é comum nesta fácies e de difícil reconhecimento. Confunde-se com a allanita devido à cor marrom-avermelhada e o hábito anédrico, sendo diferenciada pela presença de um halo contínuo escuro ao redor dos grãos (Fotomic. 04). Alguns cristais são ainda muito escuros, quase negros em luz plana, e podem ser confundidos com opacos. Ocorre nos contatos entre os minerais máficos, quase sempre com cristais de zircão associados.

A fluorita é claramente uma fase tardia nestas rochas. Ela é anédrica, de cor roxa intensa ou incolor com manchas roxas e ocorre ocupando os espaços entre grãos, fraturas ou ao longo dos planos de clivagem da biotita e, mais raro, da hornblenda. Nestes cristais, a fluorita aparece claramente deformando os traços dos planos de clivagem na biotita. Em algumas amostras, é possível observar a fluorita, a olho nu, preenchendo de forma regular fraturas em grandes cristais de feldspato alcalino.

Entre os minerais secundários, a sericita e minerais do grupo da argila são os principais responsáveis pelo aspecto túrbido dos cristais de plagioclásio. De forma modesta, formam manchas irregulares de alteração no feldspato alcalino. A pistacita fornece a tonalidade esverdeada para as rochas mais alteradas, principalmente quando substitui o plagioclásio. De cor amarela em luz plana, ocorre principalmente como agregados de pequenos grãos anédricos contornando os minerais máficos ou alongados, associados às clivagens e fraturas nestes minerais. A clorita é um mineral de alteração da biotita e da hornblenda, ocorrendo de forma constante, quase sempre associada à pistacita e fluorita. No interior dos cristais de biotita, partindo-se do centro, formam faixas verdes paralelas aos planos de clivagem. O leucoxênio é geralmente anédrico e ocorre associado à titanita e alguns minerais opacos. Carbonatos como a calcita, foram observados como cristais anédricos em contato com cristais de plagioclásio alterados, por vezes em sua superfície, em posição intersticial ou em fraturas nos minerais máficos. Análises por MEV revelaram a presença da barita como uma fase tardia, percolando espaços intergranulares.

IV.2 Granitos

Os granitos apresentam maiores variações texturais que os quartzo-sienitos, contudo estas são localizadas e não permitem serem individualizadas em mapa na escala trabalhada. Os granitos de textura grossa são o tipo predominante. Composicionalmente são muito similares, reconhecendo-se apenas variações localizadas nos teores de quartzo e biotita. Estas rochas são classificadas principalmente como biotita-monzogranitos e monzogranitos hololeucocráticos a leucocráticos (Fig. 12). Algumas amostras se situam no campo dos sienogranitos.

▪ Granitos de Granulação Grossa

Texturalmente são semelhantes aos quartzo-sienitos mas observa-se algumas variações na mineralogia, em especial as proporções modais de quartzo e plagioclásio que são maiores. A proporção de minerais máficos diminui, sendo que a hornblenda, fase importante e constante dos quartzo-sienitos, é ausente (Fotomic 05). Estes minerais máficos perderam espaço ou foram parcialmente substituídos pelos minerais acessórios, principalmente os minerais opacos e a titanita.

Entre os minerais principais, o feldspato alcalino é sempre anédrico, geminado predominantemente segundo as leis Albita-Periclina e as pertitas tendem a ser maiores e com formas menos regulares. O plagioclásio continua com o aspecto túrbido, porém são cristais de tamanhos mais próximos do feldspato alcalino. O quartzo claramente aumenta em volume e além de agregados policristalinos, podem ser reconhecidos grãos individuais de tamanhos importantes e levemente estirados. A biotita torna-se o único ferro-magnésiano presente. Ela é marrom, anédrica, sempre com os acessórios associados.

Os minerais acessórios tomam maiores proporções em relação aos quartzo-sienitos. Os cristais de minerais opacos e titanita são mais expressivos, formam grãos individualizados euédricos e de maiores tamanhos. Logo, para a titanita, predominam as seções losangulares sobre os agregados inclusos na biotita. Parece existir uma proporção inversa entre a quantidade de biotita e a de minerais opacos e titanita. Por vezes, estes minerais, com predomínio dos opacos (magnetita), ocorrem substituindo completamente a biotita. Chama a atenção que muitos dos grãos opacos, geralmente os mais euédricos, como ocorre na amostra 983, são de sulfetos, principalmente a molibdenita e depois a pirita e calcopirita.

Os cristais de zircão são geralmente maiores (até 0,5 m) e dominam os cristais dispersos em contato com aglomerados do tipo biotita + minerais opacos + allanita e alguma torita. A allanita é subédrica e prismática. A ausência da hornblenda parece influenciar na menor quantidade de apatita, embora se formem também grandes prismas subédricos.

Algumas poucas palhetas de moscovita em contato com a biotita e o plagioclásio, foram observadas nos granitos.

Apesar da semelhança textural com os quartzo-sienitos, os granitos tendem a apresentar um caráter anisotrópico mais acentuado. Isto pode refletir a menor quantidade de feldspato alcalino, a ausência da hornblenda e o predomínio da mica, mineral considerado fortemente anisotrópico (cf. Passchier *et al.* 1990), aliado a maiores faixas de deformação locais.

▪ **Granitos de Granulação Fina**

Estes granitos possuem texturas fanerítica fina a média (granulação entre 0,5 e 0,8mm) e allotriomórfica e são levemente inequigranulares. Eles são mais pobres em minerais máficos e mais ricos em quartzo que seus correspondentes de textura grossa. Nestes granitos o feldspato alcalino mantém as mesmas características, sendo contudo pobre em inclusões. O plagioclásio é sempre túrbido, na mesma faixa granulométrica do feldspato alcalino, e cristais mirmequíticos são ainda mais comuns. A biotita é o único ferro-magnesiano, ocorrendo entre os cristais de feldspato e não ultrapassando 5% da moda. Ocorre como pequenas palhetas de tonalidade esverdeada (pleocroísmo variando de marrom a verde-escuro) sempre associada aos minerais opacos e alguma titanita. Nestas rochas os minerais opacos predominam sobre a titanita e, não raro, ocorrem como pseudomorfos esqueletais substituindo a biotita. Seu conteúdo é por vezes maior que o da biotita. Os minerais acessórios, de maneira geral, estão em menor proporção que nos granitos grossos. Zircão e apatita continuam sendo os mais comuns depois dos minerais opacos e titanita. A allanita e a fluorita, embora ocorram em pequenas quantidades, são fases constantes. A allanita pode formar cristais euédricos com até 1,5 mm de comprimento, com a fluorita preenchendo fraturas em seu interior. Cristais de pistacita estão sempre associados à biotita e podem chegar a proporções importantes (até 2%). Cristais de moscovita são comumente associadas à biotita.

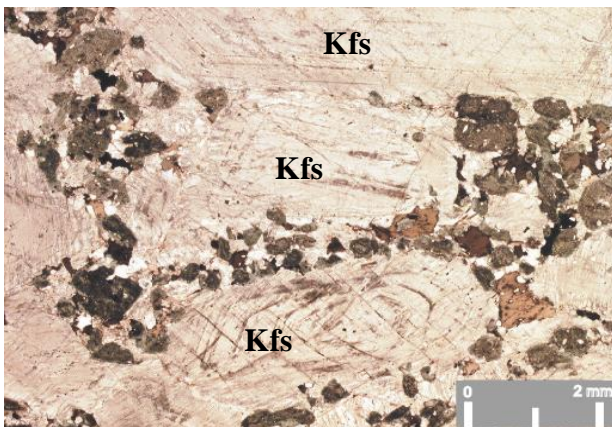
▪ **Granitos Deformados**

A mineralogia é a mesma dos granitos descritos anteriormente, contudo os minerais estão deformados e dominam as texturas cataclástica e gnáissica. A granulometria é bastante variada fornecendo a estas rochas o caráter fortemente inequigranular. A feição mais marcante destas rochas, diferente dos granitos anteriores, é o arredondamento dos grandes cristais de feldspato alcalino e de plagioclásio, alguns formando porfiroclastos, e que são contornados por aglomerados de pequenas palhetas orientadas de biotita ou minerais opacos alongados (Fotomic. 06).

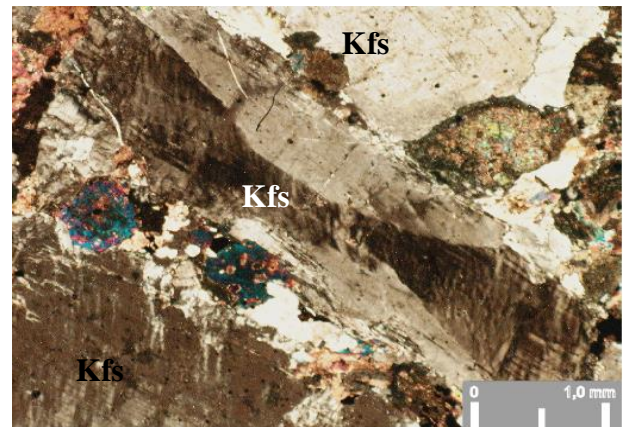
IV.3 Álcali-Feldspato Sienitos

Estes sienitos apresentam textura fanerítica grossa e estrutura isotrópica. São formados por uma grande quantidade de cristais de feldspato alcalino que se dispõem de forma aleatória, como grandes prismas que se tocam e cujos espaços são ocupados essencialmente pelos minerais máficos, ou seja, o clinopiroxênio (diopsídio), anfibólios (hornblenda e actinolita) e a biotita (Fotomic. 07). Quartzo e plagioclásio ocorrem muito modestamente e são claramente intersticiais. Os acessórios ocorrem principalmente como inclusões nos minerais máficos e feldspato alcalino, porém em quantidades representativas e que produzem em alguns cristais de minerais máficos, principalmente na biotita, uma textura poiquilítica. Nas amostras mais ricas em minerais máficos, os cristais maiores de feldspato alcalino fornecem a rocha um aspecto de textura porfirítica. As rochas desta fácies são classificadas como biotita-hornblenda-álcali-feldspato-sienitos e biotita-hornblenda-quartzo-álcali-feldspato-sienito (Fig. 12). A amostra 1760, que ocorre na borda oeste do MCS, é um hornblenda-sienito. Esta amostra é texturalmente muito similar aos álcali-feldspato-sienitos da borda leste e portanto será considerado pertencente a esta fácies.

Os cristais de feldspato alcalino desta fácies, em amostras de mão, têm cor cinza-escuro e eventualmente finos envoltórios de tonalidade rósea. Eles são euédricos, micropertíticos, que alcançam até 30 mm de comprimento e apresentam forte zoneamento oscilatório. As ex-soluções são finas, em forma de filetes, homoganeamente distribuídas, com continuidade ótica e extinção diferente do hospedeiro. Estes cristais exibem uma grande variedade de geminações. Ao microscópio constata-se um predomínio das maclas Albita-Periclina que estão claramente superpostas à Carlsbad. Contudo, nesta fácies, a quantidade de cristais geminados exclusivamente segundo a lei Carlsbad é bem maior, se comparada às fácies descritas anteriormente. Além destas é possível observar geminados segundo a lei Manebach e geminações mais complexas, como aquelas observadas em cristais que exibem extinção em forma de “ampulheta” (Fotomic. 08). O zoneamento oscilatório é evidenciado pelas estreitas camadas alternadas, de cor escura, concêntricas e paralelas às suas margens e com pouca variação de espessura. Estas zonas são pontos de maior alteração nos cristais. A união de dois ou mais indivíduos zonados em relação *synneusis*, muitas vezes resulta num grande cristal complexo, com interação das zonas e óticamente bastante heterogêneo.



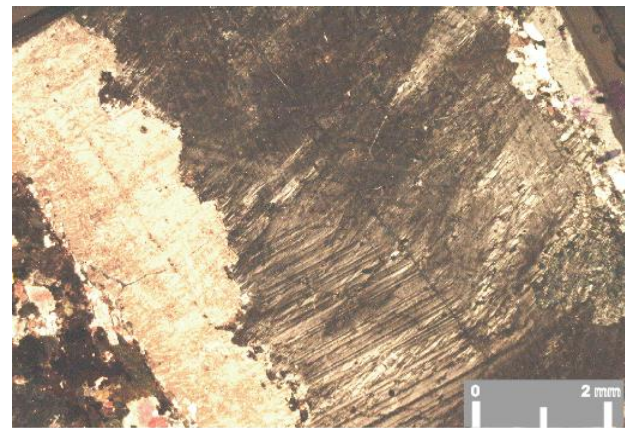
Fotomicrografia 07. Arranjo típico dos grãos nos álcali-feldspato-sienitos. Mineralogia máfica (clinopiroxênio, hornblenda e biotita) e acessória entre os grandes cristais zonados de feldspato alcalino (amostra 1212; Ponto 220).



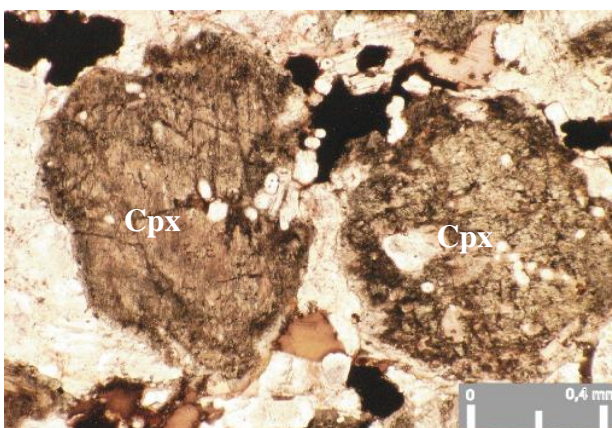
Fotomicrografia 08. Cristais de feldspato alcalino exibindo geminação complexa (amostra 1212).



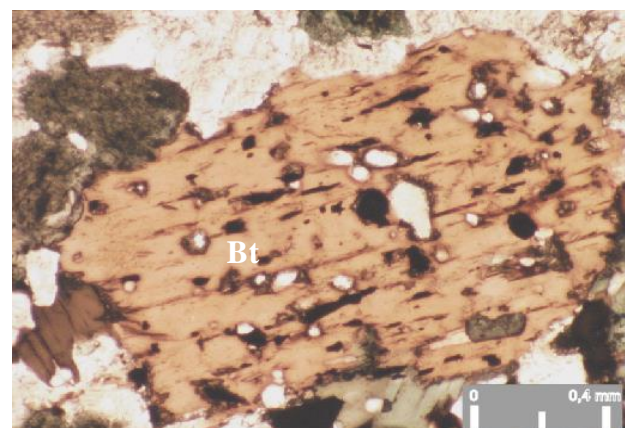
Fotomicrografia 09. Fragmento de cristal de feldspato alcalino exibindo zoneamento oscilatório (amostra 1212).



Fotomicrografia 10. Cristal de feldspato alcalino zonado exibindo indivíduo crescido epitaxicamente (amostra 1212).



Fotomicrografia 11. Cristais de clinopiroxênio envoltos por um halo de actinolita (amostra 1212).



Fotomicrografia 12. Detalhe de um cristal de biotita rico em inclusões de apatita e minerais opacos, estes últimos se desenvolvem ao longo dos planos de clivagem (amostra 1212).

Outra característica marcante dos feldspatos alcalinos desta fácies é a presença de cristais com evidências de quebramento mecânico. Esta feição é melhor observada quando da presença, num mesmo cristal, de lados retilíneos perfeitos e lados opostos com limites serrilhados que interrompem bruscamente a continuidade das zonas (Fotomic. 09). Outros cristais podem se unir e formar um cristal único geminado com orientações óticas distintas (Fotomic. 10), sendo que a face “quebrada” constitui o plano de junção dos dois indivíduos. Esta é uma feição que sugere que estes fenômenos de quebramento mecânico se processaram quando estes cristais estavam num magma ainda não completamente cristalizado. Fenocristais de feldspato alcalino com características similares (zoneamento cíclico e feições de quebramento, dentre outras) foram descritos para outros maciços sieníticos do Estado da Bahia tais como Ceraíma (Leahy, 1997) e Morro do Afonso (Rios, 1997; Rios *et al.*, 2007)

Os cristais de feldspato alcalino, como nas demais fácies, são ricos em inclusões, contudo predominam as inclusões muito pequenas de minerais opacos, apatita, zircão e clinopiroxênio. Os minerais opacos, muitas vezes, ocorrem como pequenos grãos euédricos (menores que 0,1 mm) dispostos de maneira que desenham limites internos paralelos as faces dos cristais ou mesmo, nos cristais zonados, acompanhando o desenho de algumas zonas. As inclusões de plagioclásio são euédricas, em quantidade e tamanhos inferiores e podem representar uma evolução de uma fase albítica ex-solvida. Ocorrem ainda cristais menores de feldspato alcalino intersticiais, aos quais estão associados ao quartzo e ao plagioclásio. Eles são anédricos e exibem apenas geminação albíta-periclina.

Anfibólios (actinolita e hornblenda) e clinopiroxênio são os principais minerais que preenchem os espaços entre os cristais de feldspato alcalino e seus volumes são inversamente proporcionais a quantidade ou tamanho destes cristais. O clinopiroxênio, quando ainda preservado, ocorre como núcleos incolores a verde-claros, bastante fraturados, de superfície fosca e rico em pequenas inclusões de minerais opacos e apatita (Fotomic. 11). Estes núcleos são sempre manteados por cristais de actinolita de cor verde-azulada a verde-transparente que usualmente se interconectam. Ao mesmo tempo, cristais de hornblenda formam indivíduos isolados, subédricos, em aglomerados cujas características são similares aos já apresentados nos quartzo-sienitos. Nas poucas amostras onde não existem clinopiroxênios preservados, predominam cristais de hornblenda sobre os de actinolita.

A biotita é representada, em sua maioria, por cristais de cor marrom escura, maiores que os de hornblenda, em contatos retos com o clinopiroxênio/actinolita e ricos em inclusões de apatita e minerais opacos (Fotomic. 12). Outros cristais de biotita são menores, pobres em inclusões e ocorrem associadas a anfibólios.

O quartzo pode ocorrer ou não nestas rochas, porém, quando presente, normalmente é inferior 4% da moda. Apresenta-se como pequenos grãos anédricos, intersticiais ou como pequenas inclusões nos anfibólios. O plagioclásio, também de ocorrência modesta, é anédrico, intersticial.

A mineralogia acessória é menos diversificada que nas fácies anteriores. A apatita, zircão e minerais opacos são mais comuns como inclusões, sendo a apatita a fase acessória mais comum. A titanita é menos freqüente e raramente forma sessões rômbricas perfeitas. A allanita é muito rara enquanto fluorita e torita praticamente não foram reconhecidas nestas rochas.

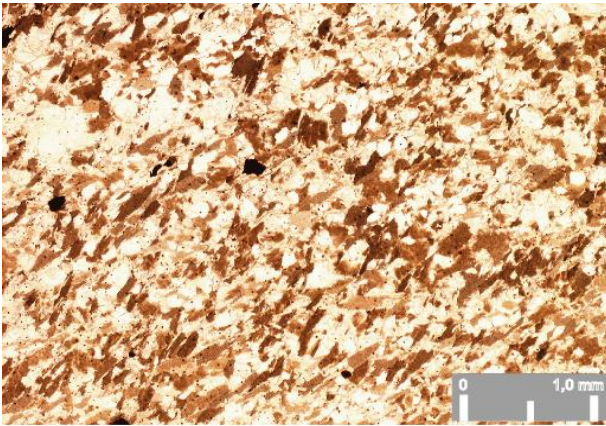
IV.4 Enclaves

▪ Enclaves Micáceos

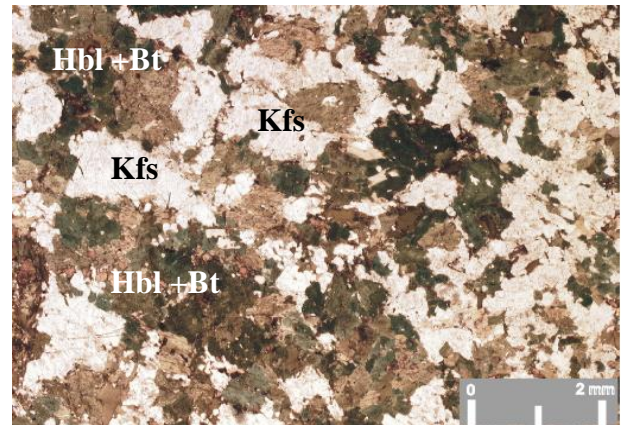
São enclaves ricos em biotita (até 50% moda), sem outro mineral máfico presente. Duas lâminas destes foram analisadas petrograficamente (amostras 972 e 1214; Fig. 11).

A amostra 972 refere-se a um enclave num sienogranito, numa pedreira na porção oeste do MCS (ponto CS-02, Anexo I). Trata-se de uma rocha de granulação fina e inequigranular, rica em pequenas palhetas de biotita marrom-esverdeada, quartzo estirado e plagioclásio, e com poucos cristais de feldspato alcalino levemente pertíticos (Fotomic. 13). A moscovita ocorre ocasionalmente associada à biotita. Estas características sugerem que esta rocha não seja geneticamente ligada aos sienitos e granitos e que, portanto, represente um xenólito.

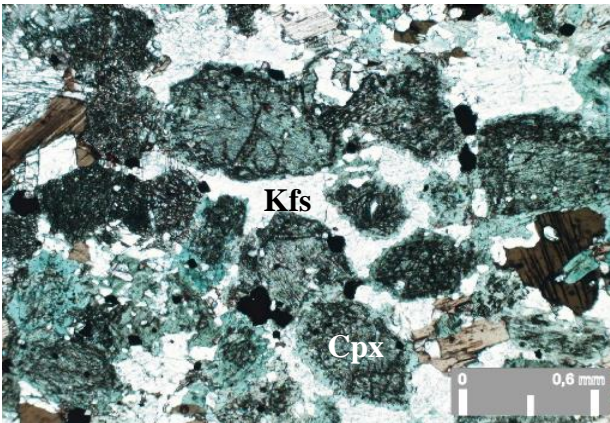
A amostra 1214 é um enclave elíptico coletada em meio aos álcali-feldspato-sienitos (ponto CS-221, Anexo I). Este é também um enclave de granulação fina (0,1 a 0,2 mm), equigranular, e textura granoblástica-poligonal. As palhetas de biotita ocorrem em meio aos cristais de quartzo e plagioclásio, este raramente geminado segundo a lei Albita. O reconhecimento do feldspato alcalino é dificultado pelo tamanho dos grãos e ausência de exsoluções e geminações. Epídoto e titanita são fases importantes nesta rocha. Para esta rocha é difícil estabelecer sua natureza, contudo, a trama granoblástica e a presença de feldspatos não geminados são feições sugestivas de que esta rocha que evoluiu com metamorfismo térmico. Neste sentido, é possível que esta rocha represente um *hornfels*.



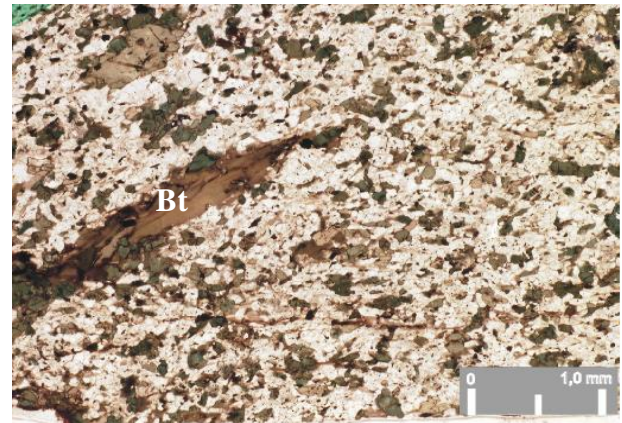
Fotomicrografia 13. Arranjo típico dos grãos no enclave micáceo de granulação fina (amostra 972; Ponto CS-02).



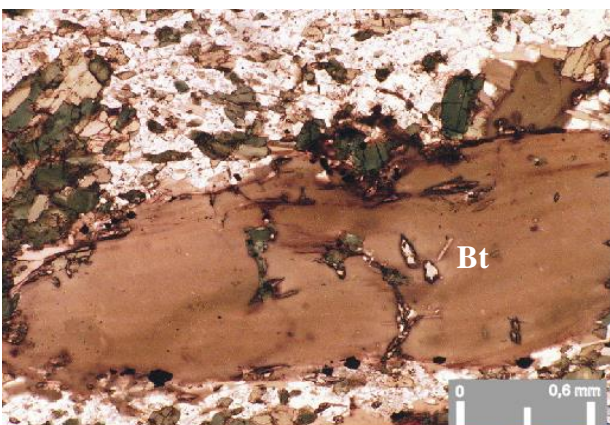
Fotomicrografia 14. Textura representativa de um enclave máfico (MME) (amostra 968; Ponto CS-01).



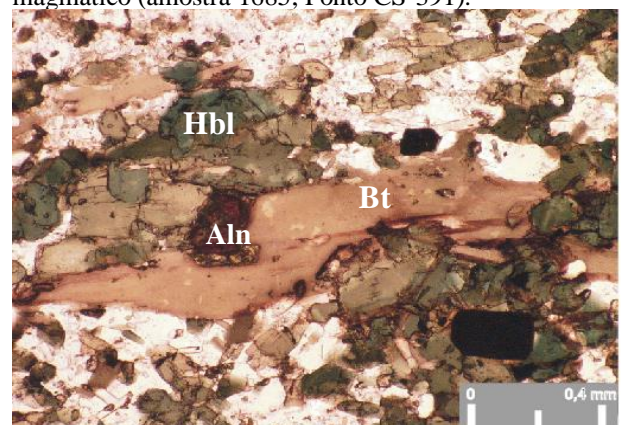
Fotomicrografia 15. Textura equigranular isotrópica representativa dos autólitos sieníticos cumuláticos (amostra 1477; Ponto CS-339).



Fotomicrografia 16. Textura porfirítica de um lamprófiro evidenciando fenocristais de minerais máficos alinhados segundo a direção de fluxo magmático (amostra 1685; Ponto CS-391).



Fotomicrografia 17. Detalhe de um fenocristal de biotita no lamprófiro (amostra 1685).



Fotomicrografia 18. Textura glomeroporfirítica no lamprófiro e a formação de allanita (Aln) no contato biotita/anfibólio (amostra 1685).

As observações de texturas metamórficas e minerais com características e paragêneses distintas indicam que estes enclaves ricos em biotita sejam materiais estrangeiros nos sienitos e granitos. Vale ressaltar que, embora seja clara a natureza micácea destas rochas, eles diferem dos clássicos enclaves supermicáceos que tem minerais aluminosos como sillimanita, cordierita, espinélio associados à biotita, usualmente interpretados com restitos (Didier & Barbarin, 1991).

▪ **Enclaves Máficos**

Os enclaves máficos do MCS foram agrupados em dois tipos principais: enclaves máficos microgranulares (MME) e autólitos sieníticos isotrópicos.

Os enclaves máficos microgranulares, de maneira geral, possuem a mesma mineralogia dos sienitos encaixantes, porém são sempre mais finos e mais máficos (M entre 43 e 51%) (Fotomic. 14) e foram classificados como biotita-hornblenda-sienitos e hornblenda-sienitos mesocráticos (Fig. 12). A textura porfírica eventualmente observada é devido à presença grandes fenocristais de feldspato alcalino e pequenos aglomerados máficos que formam macroscopicamente pequenos “enclaves” mais escuros que a matriz cinza escura. Os fenocristais de feldspato alcalino correspondem a, no máximo, 5% da rocha. Eles apresentam limites irregulares, mas são euédricos, geminados Carlsbad, por vezes zonados, com características muito parecidas a dos cristais da fácies álcali-feldspato-sienítica. Com estas características, estes cristais podem ser considerados como assimilados do “magma” mais máfico.

A mineralogia destes enclaves é a mesma dos sienitos já descritos, respeitando algumas particularidades. O feldspato alcalino continua sendo a principal fase, porém tem granulometria equivalente a dos minerais máficos. A hornblenda é o principal mineral máfico e ocorre, como nos sienitos encaixantes, como aglomerados de cristais verde-azulados junto com a biotita. Muitos destes cristais apresentam o seu núcleo tonalidades mais claras e inclusões vermiculares de quartzo que sugerem que estes anfibólios se formaram a partir da desestabilização de clinopiroxênio. Em contrapartida, algumas amostras (p. ex. a 981; Fig.11), a hornblenda apresenta um zoneamento normal bem definido, com um núcleo verde-escuro euédricos, enquanto seus bordos são verdes-claros a transparentes. Nestas amostras a biotita é quase completamente substituída pela pistacita e alguma allanita, esta última formando pequenos núcleos vermelhos arredondados. Os cristais de biotita nas demais amostras são escuros, apresentam extinção ondulante, alcançam até 4,5 mm de comprimento, podendo ser interpretados como cristais primários, diferentes daqueles em associação com a hornblenda. Uma característica destes grandes cristais de biotita são os limites irregulares e centros completamente opacos se desenvolvendo ao longo dos planos de clivagem. O quartzo é anédrico e intersticial. A albita ou é

intersticial ou está subordinada ao feldspato alcalino. Minerais opacos e titanita são os acessórios mais comuns, contudo com menor expressão se comparados aos granitos e quartzo-sienitos. Zircão e apatita são constantes. A apatita nestes enclaves tem dois hábitos principais: pequenos prismas aciculares ou cristais mais grossos subédricos, sendo o primeiro predominante.

Os autólitos sieníticos isotrópicos são mais ricos em minerais máficos que os MME (M até 60%), geralmente tem maior granulação (em torno de 2 mm) e são equigranulares. A mineralogia é a mesma dos álcali-feldspato sienitos, porém, quando comparados a estas rochas, a granulação é mais fina e os cristais de feldspato alcalino são anédricos e menores ou equivalentes aos minerais máficos (Fotomic. 15). Eles foram classificados como biotita-hornblenda-diopsídio-álcali-feldspato sienitos mesocráticos (Fig. 12). Grandes cristais zonados euédricos incorporados das rochas hospedeiras podem ser eventualmente observados. Como na fácies álcali-feldspato-sienítica, o clinopiroxênio ocorre sempre manteado pela actinolita, contudo eles são mais abundantes e melhor preservados. A biotita é escura e ainda mais rica em inclusões de minerais opacos e principalmente de apatita (como na fotomicrografia 12), esta podendo alcançar até 3% do volume da rocha. Estima-se em alguns cristais que as inclusões de apatita representem cerca de 20% da área do cristal. As características apresentadas são sugestivas que estes enclaves representem segregações máficas transportadas pelo magma sienítico. Neste sentido, é coerente a interpretação de que estes enclaves representem autólitos cumuláticos.

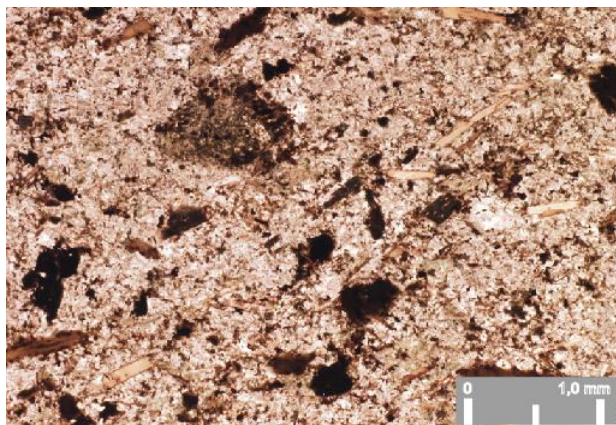
IV.5 Lamprófiros e Rochas Subvulcânicas

▪ Lamprófiros

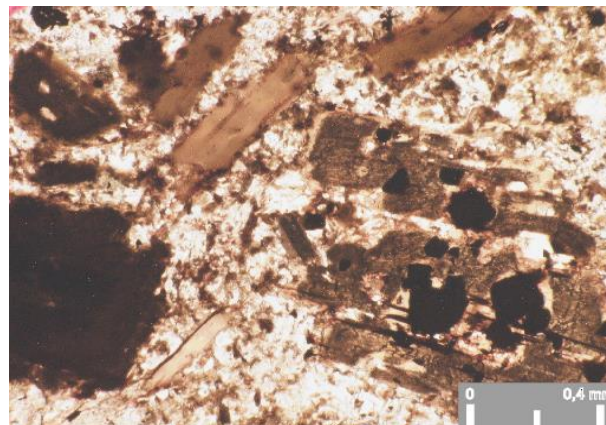
Os lamprófiros do MCS (p. ex. amostra 1685; Fig. 11) são rochas mesocráticas porfiríticas, com fenocristais orientados de biotita e de hornblenda imersos numa matriz fina (0,15 mm), essencialmente feldspática, composta também por biotita, hornblenda, apatita e minerais de óxidos de Fe-Ti (Fotomic. 16). Os fenocristais representam até cerca de 15% da rocha. Os fenocristais de biotita são de cor marrom (marrom claro a marrom escuro), subédricos, com bordos mais escuros, mas não apresentam contatos reativos com os minerais da matriz (Fotomic. 17). Estes fenocristais apresentam inclusões de apatita acicular, zircão, anfibólio e titanita. Os fenocristais de hornblenda são formados por aglomerados de pequenos cristais subédricos verde-azulados que podem se unir aos de biotita e caracterizam uma textura do tipo glômeroporfirítica. Os contatos entre estes são retos, sendo por vezes desenvolvidos cristais de allanita envoltos por pistacita (Fotomic. 18). Entre os glômeros formam-se palhetas menores de biotita com contatos interpenetrantes. Inclusões aciculares de apatita e óxidos cristalizados tardiamente estão também

associados a estes aglomerados. A matriz é fina, compreendendo basicamente por cristais equigranulares e subédricos de feldspato alcalino, hornblenda, biotita, apatita e, em menor proporção, plagioclásio. O feldspato alcalino é homogêneo e exibe geminações Albita-Periclina. A hornblenda é similar aos glômeros, contudo podem apresentar cor mais clara (verde-claro). A biotita na matriz é mais clara e melhor preservada que nos pórfiros. O plagioclásio geralmente é menor e apresenta feições de alteração. A apatita tem grande participação na matriz, sendo frequentemente acicular ou com raros cristais subédricos de granulação maior que a matriz (até 0,5 mm). A presença de fenocristais de biotita, em proporção maior que a hornblenda, e o amplo domínio do feldspato alcalino em relação ao plagioclásio, permite classificar estes lamprófiros como do tipo minette (Streckeisen, 1979; Rock, 1991). No diagrama QAP (Fig 12), eles se posicionam no campo dos sienitos.

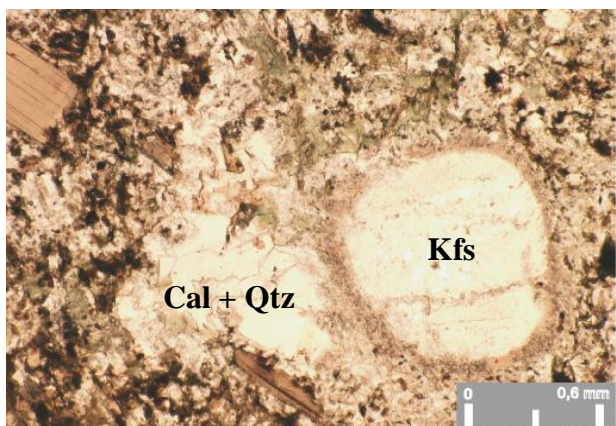
Os lamprófiros encontrados no GBRS (amostras 1682 e 1683; Fig. 11) apresentam algumas feições texturais diferentes daqueles lamprófiros observados no interior do MCS. Eles são formados por fenocristais eudrais a subeudrais de biotita e, em menor proporção, fenocristais de feldspato alcalino, imersos numa matriz fina rica em feldspatos (Fotomic. 19). O fenocristal de biotita, em média de 5 mm, tem cor escura (marrom-escura) e é rica em inclusões secundárias de minerais opacos (Fotomic. 20). Muitas vezes estes cristais de biotita são muito escuros, reconhecendo-se apenas os bordos mais claros. Nestes fenocristais a titanita comumente se desenvolve de forma tabular, fina, ao longo dos planos de clivagens, em toda a extensão do cristal, formando-se então listras castanho-escuras em seu interior. Estes aspectos sugerem transformação de um mineral anterior ou um novo mineral re-equilibrado. Os fenocristais de feldspato alcalino exibem geminação segundo a lei Carlsbad e a maior parte está bastante alterada para sericita, com superfície túrbida. Eles são em sua maioria redondos ou formam prismas com lados arredondados e exibem claras feições de reações de bordo indicando desequilíbrio com a matriz (Fotomic. 21) e sugerindo que estes não foram cristalizados do mesmo magma e sim incorporados ao “magma” lamprofirico mais máfico e quente. A matriz está bastante alterada, sendo composta por grande quantidade de minerais félsicos, em sua maioria o feldspato alcalino pertítico, e de maneira subordinada, plagioclásio alterando a epídoto, mica alterada à clorita, apatita e minerais opacos. A calcita e o quartzo são observados muitas vezes associados e formando aglomerados localizados (Fotomic. 21).



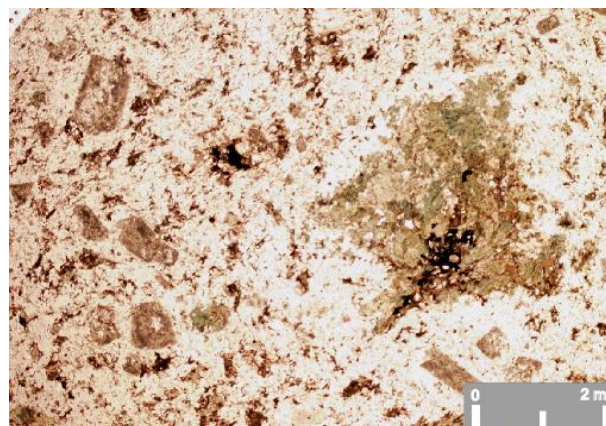
Fotomicrografia 19. Textura porfírica do lamprófito que ocorre no GBRs (amostra 1683; Ponto CS - 390).



Fotomicrografia 20. Detalhe de fenocristal de biotita com inclusões secundárias de minerais opacos (amostra 1683).



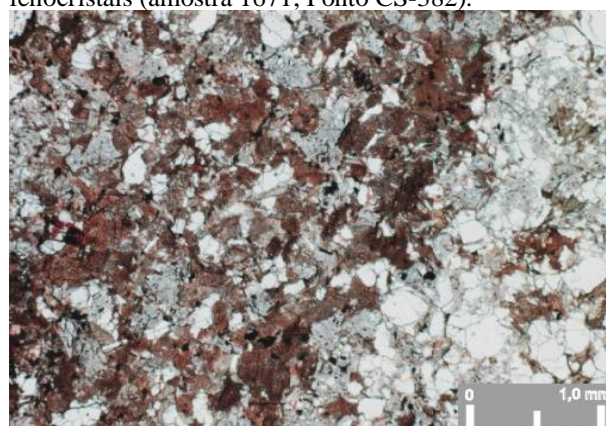
Fotomicrografia 21. Detalhe de fenocristal arredondado de feldspato alcalino com bordos de reação. À esquerda, cristais aglomerados da calcita + quartzo (amostra 1683).



Fotomicrografia 22. Textura representativa das rochas subvulcânicas. Aglomerados de minerais máficos e feldspatos (alcalino maior que plagioclásio) como fenocristais (amostra 1671; Ponto CS-382).



Fotomicrografia 23. Detalhe de fenocristal zonado de feldspato alcalino e sua relação com a matriz fina (amostra 1671).



Fotomicrografia 24. Textura de hornfels (amostra 1699; Ponto 406).

▪ **Rochas Subvulcânicas**

As rochas subvulcânicas são formadas por glômeros de minerais máficos e xenocristais de feldspatos imersos numa matriz fina, menor que 0,2 mm, equigranular, constituída principalmente por cristais anedrais de feldspatos (Fotomic. 22). Os xenocristais têm proporção modal variando de 3 a 10% e os aglomerados máficos de 15 a 25%. Os xenocristais de feldspato alcalino são de cor branca e de grande variação granulométrica, ocorrendo ora grandes, prismáticos (em media 1 cm de comprimento) com arestas arredondadas, bordas corroídas e por vezes zonados (Fotomic. 23), ora pequenos, como prismas orientados segundo um incipiente alinhamento de fluxo. Costumam apresentar bordos diferenciados dos centros, sugerindo reação com a matriz. Muitos destes xenocristais estão bastante alterados para sericita e epídoto, sem geminação evidente, sugerindo se tratar de possíveis cristais de plagioclásio. Os aglomerados são formados pela associação biotita + anfibólios + minerais opacos + titanita (\pm allanita e pistacita), dominando os dois primeiros minerais com hábitos anédricos. A biotita parece ser produzida pela transformação do anfibólio, sendo que algumas amostras (p. ex. 1706; Fig.11) não apresentam cristais de anfibólio. Fenocristais isolados de biotita são raros. Estes usualmente têm limites irregulares e são ricos em pequenas inclusões de minerais opacos e titanita. O anfibólio, diferente dos lamprófiros e dos sienitos, tem cor verde-clara e propriedades óticas não muito claras. A matriz é constituída predominantemente por feldspato alcalino, com o plagioclásio de forma subordinada, além de quartzo, pequenos cristais de biotita e clorita. Apatita e zircão são minerais acessórios comuns. Alguns aglomerados contêm cristais intersticiais de feldspato alcalino, devendo representar pequenos enclaves de sienitos incorporados às rochas subvulcânicas.

As feições observadas para as rochas subvulcânicas indicam se tratar de uma rocha híbrida entre os lamprófiros e os sienitos. Será portanto adotado, nos capítulos seguintes, o termo “diques híbridos” para se referir a estas rochas. Adotando a classificação de Streckeisen (1976), elas podem ser nomeadas como hornblenda-biotita-sienitos pórfiros ou biotita-quartzo-sienitos pórfiros. Algumas amostras que possuem matriz muito fina (em torno de 0,05 mm) e quantidade menores de pórfiros, a classificação de rochas vulcânicas pode eventualmente ser a mais adequada.

IV.6 Diques Monzoníticos e Graníticos

▪ **Diques Monzoníticos Finos**

Estas rochas apresentam textura fanerítica fina (0,15 a 0,4 mm), estrutura anisotrópica, e são formadas por grãos praticamente equidimensionais, subédricos, de plagioclásio, quartzo,

biotita e feldspato alcalino. Minerais opacos e a titanita são constantes como minerais varietal. Trata-se de uma rocha intermediária, sendo que a tonalidade escurecida reflete provavelmente a associação de feldspatos esverdeados, a quantidade de micas (até 25%) e a granulação fina. As duas amostras analisadas (1748 e 1755; Fig.11) foram classificadas como biotita-quartzo-monzonitos. O plagioclásio é o principal constituinte e pode eventualmente apresentar maiores grãos na trama, sendo que em algumas partes dos diques apresentam pórfiros de cristais túrbidos e bastante alterados para sericita. Estes cristais são subédricos, com limites retos ou, eventualmente, levemente arredondados. O plagioclásio da trama principal (oligoclásio) é melhor preservado que os grandes cristais e exibem geminação Albita. O feldspato alcalino é usualmente límpido, com poucos indivíduos que apresentam as geminações Albita-Periclina, sendo muitas vezes difícil distingui-lo do quartzo. Juntos estes cristais formam uma trama levemente poligonizada. A biotita é marrom-escura a verde escura, ocorrendo como palhetas subédricas fortemente orientadas. A titanita é anédrica, castanha-escura e granular, muitas vezes “exsolvendo-se” das biotitas. Núcleos e grãos vermiformes de minerais opacos são constantes nestes cristais. Cristais opacos euédricos e maiores que a média da trama representam sulfetos. A apatita ocorre como raros cristais aciculares dispersos. A pistacita é um produto comum entre os cristais de biotita e em algumas raras ocasiões reconhecem-se pequenos núcleos de allanita. A quantidade de biotita pode ser maior que a do plagioclásio e neste caso, assemelham-se aos enclaves micáceos descritos anteriormente.

▪ **Diques Graníticos**

Uma amostra de dique granítico que corta os quartzo-sienitos foi analisada petrograficamente (amostra 970). Trata-se de um monzogranito holeucocrático contendo plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino pertítico e poucos cristais de biotita verde alterando-se para clorita. Os acessórios são os mesmos observados nas rochas descritas anteriormente, chamando a atenção para a ocorrência de cristais grandes de allanita. As texturas e mineralogia são as mesmas observadas nos granitos de textura fina descritos anteriormente.

IV.7 Aspectos Petrográficos das Rochas Encaixantes

▪ **Hornfels**

Neste estudo, duas amostras coletadas numa antiga trincheira aberta pela CBPM no GBRS foram analisadas petrograficamente (amostras 1696 e 1699; Fig.11). Foram reconhecidas rochas esverdeadas equigranulares (grãos em torno de 3 mm), de superfície bastante brilhante, com finos

níveis ricos em grafita intercalados e alguns cristais maiores de cor avermelhada e desenhando formas circulares. A amostra 1699 é uma rocha bastante alterada composta por cristais de quartzo, biotita e cloritóide arranjados numa trama granoblástica (Fotomic. 24). Cristais levemente maiores de cordierita e de granada, ambos bastante alterados, representam pequenos porfiroblastos. A alternância de níveis mais ricos em quartzo e mais pobres em mica devem refletir o acamamento original. Entre os grãos de quartzo, o padrão poligonizado, com pontos tríplexes, é comum. A biotita é parda-avermelhada e contém quase sempre algum mineral opaco incluso ou associado. A cordierita ocorre como grãos bastante alterados à sericita, por vezes preservando apenas alguns núcleos com formas e limites irregulares, onde se reconhece alguma geminação. O cloritóide é verde pálido, com inclusões de minerais opacos alongados e ocorre em faixas mais pobres em biotita e cordierita. A granada forma “bolas” poucos maiores que 0,5 cm, com fraturas e bordas opacas. A moscovita ocorre associada à biotita, em pequenas placas sem orientação na trama granoblástica.

Na amostra 1696, a textura hornfêlsica é menos evidente. Ela é composta por quartzo, biotita, moscovita, cordierita e uma grande quantidade de pequenas agulhas de andaluzita. A biotita é parda, por vezes como porfiroblastos poiquilíticos repletos de micro-inclusões de quartzo e alguns opacos, podendo conter também inclusões de cordierita. Raros cristais redondos de granada ocorrem cortando a o acamamento primário. A cordierita está sempre bastante alterada.

O estudo de *hornfels* é de grande interesse já que são classicamente adotados para obtenção de dados sobre as condições de pressão e temperatura de uma intrusão. Além disto, como o metamorfismo de contato é acompanhado por processos de alteração metassomática, os *hornfels* tornam-se muito atraentes do ponto de vista metalogenético, principalmente se as encaixantes são carbonáticas. Contudo estes estudos exigem o reconhecimento de aureolas metamórficas bem definidas, situação esta bem rara para a maior parte dos corpos.

Como apontado anteriormente, o reconhecimento sistemático dos hornfels no GBRS não foi possível principalmente pela ausência de boas exposições associado ao não reconhecimento de aureolas metamórficas. De forma alternativa, utilizando-se as informações obtidas dos projetos Santo Onofre e Riacho de Santana (sumariada na Figura 7), constata-se que a grande maioria dos *hornfels* foram observados nos xistos aluminosos, estando ausentes amostras ao longo dos quartzitos mais próximos as rochas do MCS e nos metacherts. Isto pode refletir também a dificuldade em se reconhecer texturas hornfêlsicas sobre rochas ricas em quartzo. Apesar destas dificuldades, as paragêneses observadas nas rochas permitem estimar as condições térmicas a que foram submetidas as rochas do GBRS. Assim, chama-se a atenção para a presença quase constante da cordierita, seja como porfiroblastos, seja na matriz. A presença da cordierita

associada a um aluminossilicato (a andaluzita, no caso) e à biotita marca a passagem do metamorfismo de baixo grau para o de médio grau (cf. Winkler, 1976). Assim, estas rochas estariam bem caracterizadas na fácies hornblenda-hornfels, condizentes com temperaturas entre 500-550° C e pressões inferiores a 4 Kb (estauroлита ausente).

Moutinho da Costa & Silva (1980) descreveram *hornfels* do “Complexo Riacho de Santana” como rochas calciossilicáticas com paragêneses do tipo anfibólio+epídoto+oligoclásio e quartzo + microclina+ diopsídio. Estas seriam paragêneses mais adequadas para o metamorfismo fácies hornblenda-hornfels de rochas básicas.

▪ **Complexo Santa Isabel**

Três amostras de gnaisses bandados (amostras 1459, 1716 e 1718; Fig.11) foram analisadas, dando-se preferência às suas bandas félsicas. Trata-se de rochas inequigranulares apresentando texturas granolepidoblástica e porfiroblástica. São constituídas por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino pertítico e mica verde ou marrom-clara alterando a clorita, tendo composições monzograníticas e granodioríticas. Os félsicos formam um arranjo equigranular uniforme, cortado pelas micas orientadas. A natureza inequigranular é dada pela ocorrência de porfiroblastos (até 4,5 mm) de plagioclásio túrbidos, arredondados, por vezes zonados normal e porfiroblastos de quartzo estirados, sempre envolvidos por aglomerados orientados de mica. Estes últimos, por vezes, formam *augens* de agregados policristalinos (até 12 mm) com sombras de pressão associadas. Porfiroblastos de feldspato alcalino são raros, ocorrendo como grãos pertíticos, exibindo extinção ondulante e geminações Albita-Pericilina e algumas poucas inclusões de plagioclásio. Os acessórios ocorrem em grãos inferiores a 0,1 mm. Zircão e apatita subédricos e minerais opacos estão associados às micas. A titanita é granular e ocasional e o epidoto é a fase de alteração comum da biotita. A moscovita observada ocorre frequentemente associada à biotita.

Embora seja necessário estudos de campo mais detalhados para a melhor caracterização, as texturas apresentadas pelos gnaisses em contato com MCS, como por exemplo fenoblastos de plagioclásio ou feldspato alcalino com inclusões, por vezes zonados, e a ausência de aluminossilicatos ou relíquias de acamadamentos sedimentares, sugerem que seus protólitos foram de natureza ígnea (ortognaisses). As paragêneses observadas e a associação de anfibólitos, permitem situar estas rochas no domínio de rochas de médio grau metamórfico.

IV. 8 Considerações Petrográficas

▪ Evolução Modal

A distribuição das amostras das principais fácies do MCS no diagrama modal QAP descreve uma curva principal que partiria do campo sienítico até os sienogranitos, passando antes pelo campo dos quartzo-sienitos (Figs. 12 e 13). Por esta curva, os álcali-feldspato-sienitos, alguns enclaves, os diques monzoníticos e os monzogranitos teriam evoluções distintas. Os álcali-feldspato sienitos e alguns enclaves que se situam próximo ao pólo A podendo representar rochas de acumulação parcial da evolução principal, o que é consistente com as observações de campo e microscópicas descritas anteriormente (aumento gradativo de feldspato alcalino, feições de segregação mecânica, etc.). Uma interpretação similar foi dada para as rochas álcali-feldspato-sieníticas da intrusão tardia de Ceraíma (Leahy, 1997). Os diques monzoníticos e os monzogranitos da fácies granítica poderiam representar um outro conjunto evolucionar, de menor representatividade. Comparando-se esta distribuição com as clássicas tendências evolucionais para as principais séries magmáticas definidas por Lameyre & Bowden (1982), a curva principal teria evolução que se situaria entre as tendências evolucionais das séries alcalina saturada em sílica e monzonítica (shoshonítica/calcio-alcalina de alto potássio) (Fig.13). A curva secundária associada aos diques monzoníticos do MCS se aproximaria da tendência das séries monzoníticas.

Esta tendência evolucionar principal, não coincidente com nenhuma das tendências clássicas de Lameyre & Bowden (1982) pode ser interpretado de duas maneiras:

(i) Elas refletem os erros associados às estimativas visuais de oligoclásio e albita, principalmente nos termos quartzo-sieníticos e sienograníticos. É possível que boa parte do que tenha sido computado como oligoclásio, é, na verdade, albita. Este fato é suportado com os resultados da química dos feldspatos (capítulo seguinte) que mostram que a albita é a fase dominante entre os plagioclásios. Neste sentido, a distribuição das rochas no diagrama se situariam mais próximas ao lado QA e, portanto, a curva evolucionar se aproximaria daquela associada a tendência das séries alcalinas.

(ii) A inflexão para o campo dos monzogranitos nos termos mais evoluídos e a “existência” de uma evolução secundária de tendência monzonítica, pode marcar um evento de mistura entre um magma alcalino sienítico predominante e um magma cálcio-alcalino.

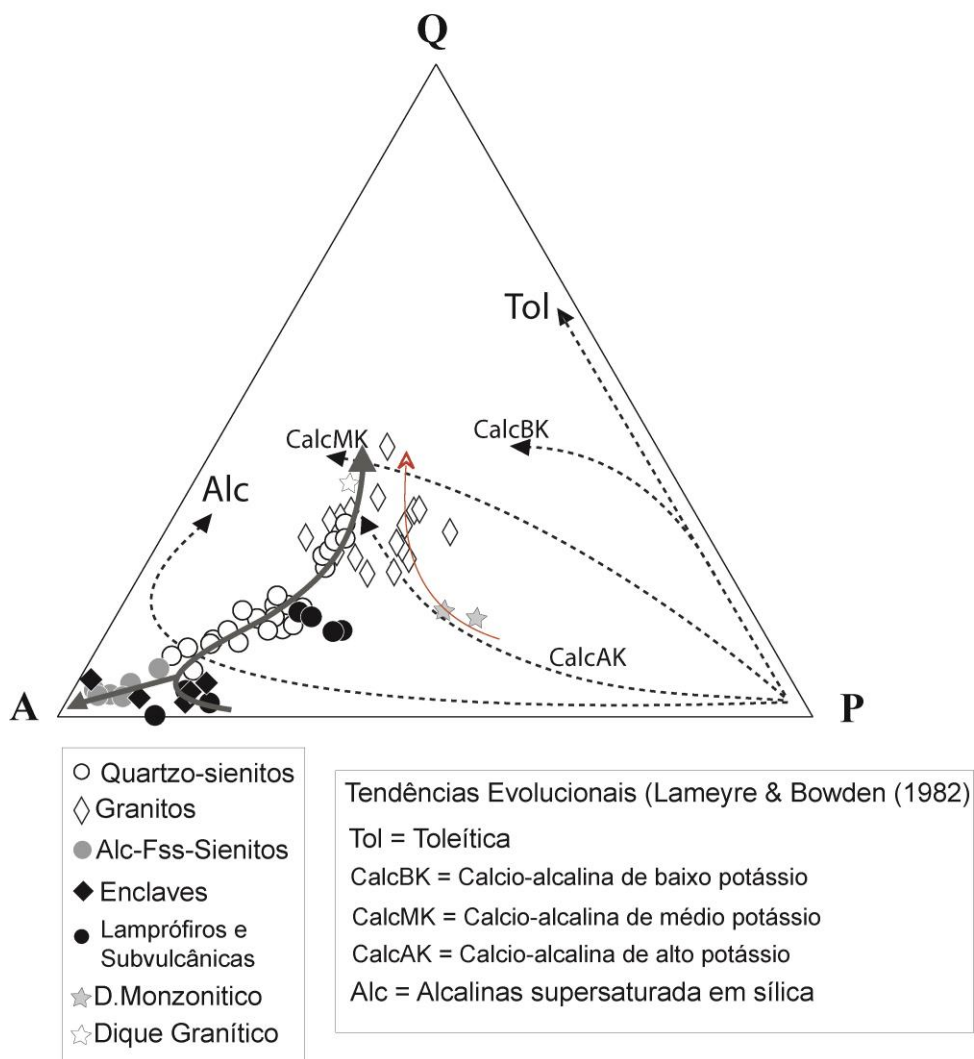


Figura 13. Diagrama modal QAP com a distribuição das amostras do MCS e as tendências evolucionais das principais séries magmáticas segundo Lameyre & Bowden (1982). A curva cheia, mais grossa, pode indicar a evolução principal do MCS. A curva cheia mais fina representaria uma eventual evolução “secundária” associada aos diques monzoníticos e monzogranitos.

▪ Sequência e Condições de Cristalização

As relações texturais observadas nas três fácies principais que compõem o MCS apontam para sequência e condições de cristalização similares. De uma forma simplificada, pode-se reunir a mineralogia observada nas seguintes fases:

Fase 1, precoce, sob condições de baixa $f(O_2)$ e pressão de fluídos (H_2O), dada pela sequência: *minerais acessórios (zircão, apatita, minerais opacos) → diopsídio → feldspato alcalino (fenocristais zonados – ortoclásio perítico) ⇔ plagioclásio (?)*. Zircão, apatita e minerais opacos que ocorrem como pequenas inclusões euédricas nos minerais máficos e nos fenocristais de feldspato alcalino constituem as primeiras fases a se cristalizar. As cristalizações precoces de apatita e zircão indicam, respectivamente, um magma saturado em fósforo que seria favorecido pela menor $f(O_2)$ e o caráter metaluminoso deste magma (Watson, 1979 a,b). O caráter precoce do diopsídio é dado pela sua ocorrência como inclusões nos fenocristais de feldspato alcalino e por estarem restritos a fácies álcali-feldspato sienítica e autólitos sieníticos cumuláticos. A cristalização precoce do diopsídio, que é um mineral anidro, pode enriquecer o magma em água, favorecendo a cristalização, em seguida, de minerais hidratados (Conceição, 1994). A cristalização epitáxica de um novo feldspato alcalino, as evidências de transporte e a presença de geminações Albita-Periclina superimposta à Carlsbad, caracterizam o caráter precoce de um feldspato alcalino monoclinico ($> 750\text{ }^\circ\text{C}$). O plagioclásio tem participação duvidosa nesta etapa precoce. Esta dúvida é devido à presença de cristais subédricos límpidos e com coroas albíticas, inclusos nos fenocristais, sugerindo que sua cristalização é anterior ao feldspato alcalino. Esta relação de inclusão não é muito clara pois estes cristais podem representar ex-soluções. Além destas “inclusões”, são observadas, no interior dos fenocristais de feldspato alcalino, cristais anédricos, normalmente maiores e alterados (túrbidos) que evoluem até as bordas e cristais euédricos desenvolvidos ao longo das zonas cíclicas. Nestes dois últimos casos, claramente não se tratam de cristais precoces.

A fase 2 seria marcada pelo aumento da pressão de H_2O , e poderia ser representada pela sequência *hornblenda → biotita → feldspato alcalino (microclina) → plagioclásio*. A hornblenda a partir da desestabilização do diopsídio. O aumento do conteúdo modal de quartzo nas amostras onde não existe diopsídio é coerente com esta hipótese. Os cristais zonados de hornblenda (zoneamento normal) e com inclusões vermiculares de quartzo também deverão indicar que estes cristais foram produzidos pela desestabilização de uma fase mais rica em sílica, o diopsídio. Os cristais maiores de biotita, normalmente mais escuros, ricos em inclusões e em contatos retos com o diopsídio e/ou hornblenda se cristalizam nesta fase, ao contrário dos cristais de biotita

intersticiais e aquelas secundárias, produtos da alteração da hornblenda. Com a evolução e aumento da pressão de H₂O, e o abaixamento da temperatura o ortoclásio inverte-se para a microclina (triclínico) e cristaliza-se simultaneamente ao plagioclásio, marcando a passagem para da condição *hipersolvus* para a *transolvus*.

A fase 3, estaria representada pela cristalização da mineralogia intersticial (*plagioclásio, biotita e quartzo*). A fase 4, é referente a cristalização dos minerais tardios, entre eles a titanita, que se desenvolve às custas dos minerais opacos ferro-titanados primários e os minerais opacos anedrais (geralmente ameboides e esqueletais) como ex-soluções das biotitas reequilibradas às condições de maior $f(\text{O}_2)$. A actinolita, que se desenvolve ao redor dos diopsídios, allanita, fluorita e barita, são também fases tardias.

A última fase seria representada pelos minerais secundários, cristalizados num estágio pós-magmático (*pistacita, clorita, sericita, carbonatos*).

CAPÍTULO V

MINERALOQUÍMICA

Este capítulo é baseado nos resultados químicos de análises minerais obtidos através da microsonda eletrônica. Amostras representativas de cada fácies foram realizadas nas seguintes instituições: UFBA (Laboratório de Microsonda Eletrônica), *Université de Montpellier II* e *Université Pierre et Marie Curie, Paris VI (CAMPARIS)*. As condições instrumentais das análises foram: potencial de aceleração 15 a 20 kV, corrente de 10 a 30nA e tempo médio de contagem de 10s. Para todas as análises foram aplicadas as rotinas de correção ZAF. Foram dosados entre 12 e 14 elementos para os principais silicatos (clinopiroxênios, anfibólios, micas, feldspatos), minerais acessórios (titanita, óxidos de Fe-Ti, apatita, allanita, torita) e minerais secundários (epídoto). As pequenas inclusões e alguns minerais acessórios foram também investigados através do microscópio eletrônico de varredura (MEV).

O objetivo deste estudo é classificar os minerais, estudar suas evoluções químicas e estimar as condições físico-químicas de cristalização e eventuais transformações. As composições obtidas serão comparadas, no contexto da bibliografia disponível, às composições minerais típicas das rochas das principais séries e ambientes magmáticos.

V.1 Mineralogia Principal

V.1.1 Clinopiroxênio

▪ Aspectos Texturais

Cristais de clinopiroxênio foram reconhecidos apenas na fácies álcali-feldspato-sienítica e nos autólitos sieníticos cumuláticos. Sua observação, entretanto, não sempre é simples já que estes cristais apresentam-se quase sempre como núcleos pouco preservados, de superfície túrbida, eventualmente incolor ou de cor verde-clara e com grande quantidade de minerais opacos associados ou preenchendo suas fraturas. Estes núcleos estão sempre coroados por um anfibólio de cor verde-azulada (actinolita), sendo que em muitos casos este anfibólio pode substituir completamente o clinopiroxênio. A quantidade de minerais opacos tende a aumentar nos cristais menos preservados, feição que sugere a participação de óxidos de Fe-Ti na geração destes anfibólios. Além dos minerais opacos, estes cristais são ricos em inclusões de apatita e eventualmente, inclusões secundárias de biotita. Os núcleos incolores, melhor observados na amostra 1212, são mais pobres em inclusões de minerais opacos e a coroa de anfibólio é

geralmente pouco espessa. Diminutos cristais de clinopiroxênio euédricos ($< 0,05$ mm), inclusos nos cristais zonados de feldspato alcalino, são também reconhecidos.

▪ **Nomenclatura**

Composições químicas de cristais de clinopiroxênio foram obtidas apenas em duas amostras: 1477 (autólito sienítico) e 1212 (álcali-feldspato-sienito). O número pequeno de resultados deve-se ao fato que a maior parte das análises resultavam de uma mistura de piroxênio e anfibólio e que portanto foram descartadas. Para o cálculo da fórmula estrutural as composições foram normalizadas para a base de 6 oxigênios e 4 cátions, assumindo a fórmula $M_2M_1T_2O_6$ de acordo com Morimoto (1988). Valores de Fe^{+3} foram estimados conforme Droop *et al.* (1987). Os resultados das análises são apresentados na tabela 3.

Seguindo a nomenclatura de Morimoto (1988), os cristais analisados correspondem a piroxênios cálcicos e posicionam-se essencialmente no campo do diopsídio no quadrilátero convencional dos piroxênios (Fig.14 a). Apenas uma análise posicionou-se no campo da augita.

▪ **Composição e Evolução Química**

A química dos clinopiroxênios tem sido comumente usada na tentativa de obter informações sobre a composição do magma a partir do qual ele se cristalizou e sobre as condições de pressão e temperatura reinantes durante a cristalização. Obviamente, o número reduzido de resultados e a restrição de sua ocorrência em duas amostras limitam o estudo evolutivo dos clinopiroxênios do MCS, contudo algumas feições ressaltam e podem ser colocadas em evidência.

Os clinopiroxênios analisados apresentam um alto conteúdo e limitada variação da molécula da wolastonita (Wo_{43-49}), contudo são mais significativas as variações dos conteúdos das moléculas de enstatita (34 a 47%) e ferrossilta (7 a 21%), principalmente entre as análises da amostra 1212. De uma maneira geral, as análises desta amostra mostram-se mais próximas ao pólo En, excetuando-se para a análise “46” que é de um pequeno grão incluso num grande cristal zonado de feldspato alcalino. No diagrama Ac-Di-Hd (Fig. 14b), as análises definem uma evolução principal paralela ao lado diopsídio-hedenbergita, com enriquecimento ao pólo hederbergítico, indicando uma substituição de Fe^{+2} por Mg, sem significativa substituição no sítio Ca. Esta substituição, típica das series alcalinas saturadas em sílica (Bonin & Giret, 1985), fica evidente na boa correlação entre estes elementos (Fig. 15 a). Esta evolução é acompanhada com o aumento da razão $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$, o que deve sugerir maiores fugacidades de oxigênio com a cristalização.

Tabela 3. Análises químicas de clinopiroxênios do MCS (c= centro do cristal; b = borda).

Amostra	Álcali-Feldspato-sienito					Autólito cumulático			
	1212	1212	1212	1212	1212	1477	1477	1477	1477
Análise	39	40	41	46-incF	50	37	38	103	104
Posição	c	b	c	c	c	c	c		
SiO ₂	54,198	54,472	53,778	51,417	52,184	52,165	50,976	53,097	52,883
TiO ₂	0,198	0,174	0,165	0,363	0,047	0,168	0,164	0,027	0,008
Al ₂ O ₃	0,715	0,440	0,924	0,980	0,352	1,028	0,983	0,321	0,395
FeO	4,608	7,213	5,956	12,176	7,974	10,431	11,334	10,833	10,841
MnO	0,153	0,249	0,319	0,381	0,218	0,512	0,386	0,497	0,396
MgO	16,776	14,631	15,605	10,993	12,966	12,499	12,547	11,946	12,082
CaO	23,168	23,269	22,03	20,383	23,259	21,278	20,226	23,022	22,853
Na ₂ O	0,232	0,480	0,550	1,046	0,593	1,064	0,822	0,679	0,845
K ₂ O	0,000	0,000	0,067	0,103	0,000	0,042	0,106	0,012	0,010
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BaO	0,173	0,173	0,115	0,623	0,000	0,196	0,078	0,001	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,072	0,006	0,0081	0,114	0,097	0,000	0,035	0,051
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,023
Total	100,221	101,173	99,515	98,473	97,707	99,480	97,622	100,481	100,387
Fórmula Estrutural Baseada em 6 Oxigênios									
Si	1,980	1,996	1,986	1,978	1,988	1,962	1,957	1,988	1,978
Al ^{IV}	0,020	0,004	0,014	0,022	0,012	0,038	0,043	0,012	0,017
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Soma T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,010	0,015	0,026	0,022	0,004	0,007	0,001	0,003	0,000
Fe ⁺³	0,016	0,011	0,021	0,062	0,045	0,098	0,099	0,056	0,082
Ti	0,005	0,005	0,005	0,011	0,001	0,005	0,005	0,001	0,000
Cr	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,001	0,002
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	0,913	0,799	0,859	0,630	0,736	0,701	0,718	0,667	0,673
Fe ⁺²	0,055	0,168	0,089	0,275	0,209	0,186	0,177	0,272	0,242
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma M1	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,070	0,042	0,074	0,055	0,000	0,044	0,088	0,011	0,010
Mn	0,005	0,008	0,010	0,012	0,007	0,016	0,013	0,016	0,013
Ba	0,002	0,002	0,002	0,009	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000
Ca	0,907	0,914	0,872	0,840	0,950	0,857	0,832	0,924	0,916
Na	0,016	0,034	0,039	0,078	0,044	0,078	0,061	0,049	0,061
K	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,002	0,005	0,001	0,000
Soma M2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000
WO	46,126	47,052	45,288	44,820	48,765	45,066	43,185	47,482	47,186
EN	46,472	41,165	44,636	33,621	37,824	36,833	37,275	34,269	34,697
FS	7,402	11,783	10,076	21,559	13,411	18,101	19,540	18,249	18,117
Mg#	0,8115	0,7799	0,8311	0,6424	0,7311	0,7180	0,6640 ^F	0,6627	0,6858

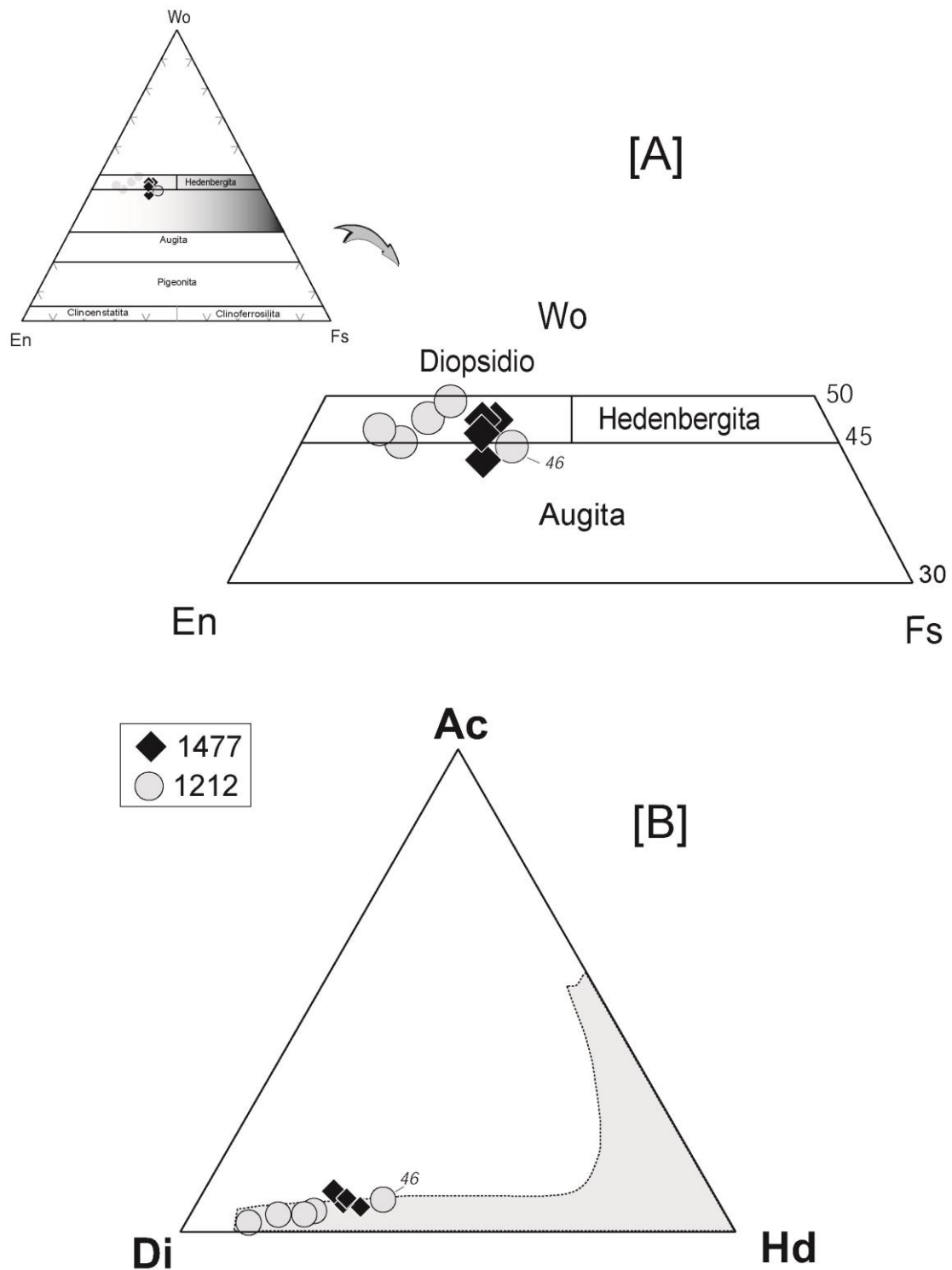


Figura 14. [A] Classificação dos clinopiroxênios do MCS no diagrama Wo (wollastonita)-En (enstatita) – Fs (ferrosilita) (campos e nomenclatura após Morimoto, 1988). [B] Disposição dos clinopiroxênios do MCS no diagrama Ac (acmita) - Di (diopsídio) - Hd (hedenbergita) e o campo (hachurado) das suítes metaluminosas saturadas em sílica de Bonin & Giret (1985).

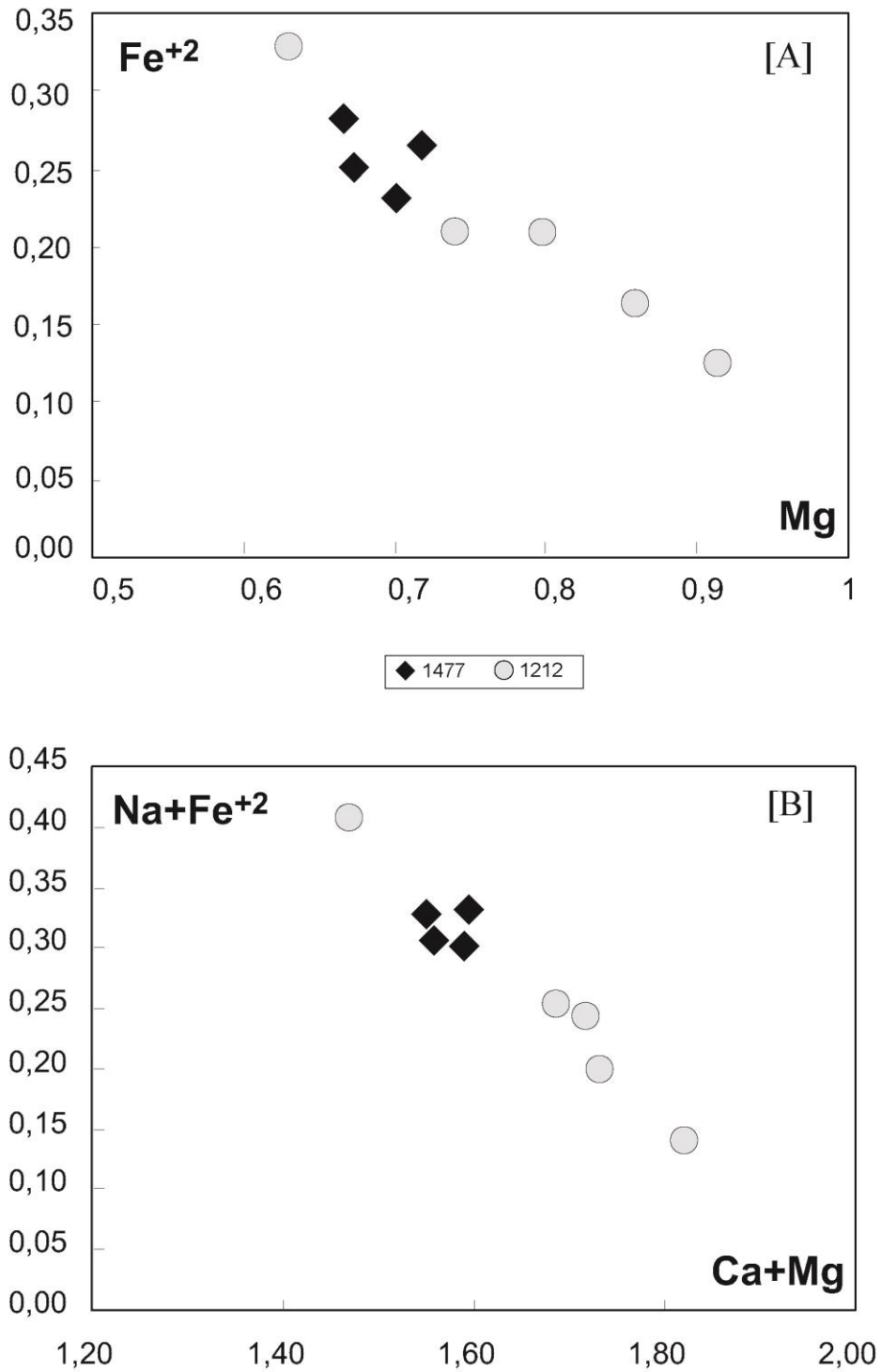


Figura 15. Diagramas de correlação entre Mg e Fe²⁺[A] e Ca+Mg e Na+Fe²⁺ [B] para os clinopiroxênios do MCS.

O diagrama Ac-Di-Hd mostra ainda uma pequena inflexão para o pólo Ac, o que sugere incorporação do Na no sítio M1 com a evolução. Neste sentido, é provável que a tendência geral para os clinopiroxênios possa ser explicada como por uma substituição casada de $\text{Ca} + \text{Mg} \rightarrow \text{Na} + \text{Fe}^{+2}$ (Fig. 15 b).

Do conjunto das análises, a “39” (Tab. 3) pode ser observada como uma composição próxima dos primeiros cristais a se cristalizar. Ela foi obtida em núcleos melhor preservados e é mais rica em Mg (0,91 fe) e mais pobres em Fe e Na. Os fenocristais de clinopiroxênio das suítes potássicas são sempre mais ricos na molécula En que os seus equivalentes da matriz, como por exemplo, no sienito de Piquiri (Plá Cid *et al.*, 2000).

Os diopsídios analisados são caracterizados pelos baixos conteúdos em titânio ($\text{Ti} < 0.05$ f.e.), alumínio ($\text{Al}^{\text{IV}} < 0.04$ f.e.), e cromo ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,1\%$). Deer *et al.* (1997a) mostrou que os clinopiroxênios da série diopsídio-hedenbergita têm sempre baixos conteúdos de Al_2O_3 (variando de 1 a 3%) e TiO_2 (média de 0,5%), contudo os clinopiroxênios do MCS apresentam valores destes elementos abaixo das médias.

Como apontado por Conceição *et al.* (1997), o baixo conteúdo em Ti pode ser reflexo: (i) da natureza do magma parental pobre em Ti; (ii) do particionamento do titânio com a flogopita que se cristaliza simultaneamente ao clinopiroxênio e; (iii) da formação precoce de ilmenita e titanita. As três hipóteses combinadas podem explicar a pobreza de titânio dos clinopiroxênios do MCS, porém a “contribuição” da primeira hipótese parece ser maior. No caso da segunda hipótese, deve-se chamar a atenção que as micas (Mg-biotitas > flogopitas) das fácies onde o clinopiroxênio está presente, são também pobres em titânio (0,05 a 0,3 f.e.). Para a terceira hipótese, a presença de óxidos de Fe-Ti precoces é reconhecida apenas pelas pequenas inclusões presentes principalmente nos clinopiroxênios e nos grandes cristais de feldspato alcalino, sendo que a maior parte dos óxidos observados é tardia e de composição de magnetita pura (conferir item “óxidos Fe-Ti” adiante). Marcelot *et al.* (1988) apontaram, além do conteúdo de Ti do magma hospedeiro, a atividade de sílica do magma como controlador da solubilidade do Ti nos piroxênios diopsídicos.

O conteúdo em Al é muito baixo, contudo é o suficiente para, somado ao Si, preencher o sítio tetraedral. Em apenas uma amostra houve a necessidade da entrada do Fe^{+3} para o preenchimento deste sítio. O conteúdo de Al no clinopiroxênio e em outras fases máficas é controlado pela temperatura de cristalização, pressão total, fugacidade de oxigênio e atividade de sílica (Helz, 1973; Neumann, 1976). Contudo, como no caso do titânio, o baixo conteúdo de Al parece ser função da composição do magma. A natureza pobre em Al (e Na) dos clinopiroxênios

de suítes potássicas é acreditada ser reflexo do caráter potássico destes magmas primitivos (Marcelot *et al.*, 1988). O mesmo é observado pelos estudos experimentais de Edgar *et al.* (1976) que explicou os baixos conteúdos em Al e Ti e a riqueza de Ca dos clinopiroxênios das rochas ultrapotássicas como reflexo da alta atividade do potássio. Por outro lado, McMahon (1994) discutiu sobre a possibilidade que as composições dos clinopiroxênios pobres em Al e Ti reflitam re-equilibrações durante o lento resfriamento, uma vez que clinopiroxênios de amostras de diques do distrito ígneo estudado, estes resfriados mais rapidamente, apresentam maiores concentrações de Al e Ti. Wooley *et al.* (1996), por sua vez, tem mostrado que altos conteúdos de Al de clinopiroxênios de alguns complexos alcalinos são atribuídos a re-equilibração metamórfica.

Devido ao caráter fortemente compatível do Cr em diopsídios ricos em MgO, era de se esperar valores mais elevados do que os obtidos. Isto pode estar relacionado a uma brusca depressão de Cr₂O₃ com o curso da cristalização do magma. Contudo, quantidades não desprezíveis, por vezes maiores que as encontradas nos diopsídios, são registradas nas outras fases máficas como anfibólio e biotita com elevados #mg (ver a seguir). Isto pode indicar uma distribuição do Cr entre as fases máficas e, portanto coeficientes de partição similares entre o clinopiroxênio e as demais fases para magmas desta natureza. O baixo conteúdo de Cr tem sido registrado como característico das suítes orogênicas (Marcelot *et al.*, 1988).

Em algumas análises foram detectados valores não desprezíveis de BaO (até 0,002 f.e.; 0,009 para o cristal incluso no feldspato alcalino). O mesmo é evidenciado para os clinopiroxênios do maciço sienítico de Ceraíma (Rosa, 1999). O Ba é um elemento não comumente dosado nas análises e dificilmente entra na estrutura do clinopiroxênio (Kds extremamente baixos, da ordem de 0,02 em líquidos andesíticos, Gill, 1981). Estes valores podem, portanto, estar relacionados a íntima associação com os cristais de feldspato alcalino (por vezes inclusos nestes) ou ainda refletir a interferência do Ti, comuns nas análises por microsonda eletrônica. Clinopiroxênios ricos em Ba estão relacionados aos diopsídios ricos K, como observados nos diopsídios de nódulos ultrabásicos em kimberlitos.

▪ **Comparação dos Clinopiroxênios do MCS com Outras Suítes Alcalinas**

A semelhança com as séries sódicas pode ser descartada pela ausência de clinopiroxênios sódicos. Composições de diopsídios e augitas são comuns em uma grande variedade de rochas potássicas e de diferentes ambientes. Os conteúdos de Al e Ti destes clinopiroxênios têm sido utilizados entre clinopiroxênios cristalizados de magmas fortemente potássicos com diferentes afinidades petrológicas (Mitchell & Bergman, 1991; Sheppard & Taylor, 1992; Conticelli, 1998). Por estes estudos, os clinopiroxênios do MCS distinguem-se dos diopsídios dos lamproítos,

basanitos-nefelinitos e leucititos por seus muitos menores conteúdos em Al_2O_3 e TiO_2 . Eles são mais próximos aos diopsídios dos lamprófiros shoshoníticos que são caracterizados por $\text{TiO}_2 < \text{Al}_2\text{O}_3$ (Rock, 1991; Fig. 16). Estas características são apontadas para xenólitos de mica-piroxenito dos sienitos neoproterozoicos do nordeste do Brasil (Ferreira *et al.*, 1995). A pobreza em Al e Ti tem sido apontada como característico dos clinopiroxênios magnesianos das suites orogênicas cristalizando em condições oxidantes (Marcelot *et al.*, 1988) e das suites metaluminosas saturadas em sílica (Bonin & Giret, 1985; Conceição, 1990).

Os clinopiroxênios do MCS são bastante similares aos dos demais sienitos metaluminosos potássicos paleoproterozoicos descritos na Bahia (cf. Conceição & Cruz, 1998; Rosa, 1999). Suas composições bastante homogêneas, essencialmente diopsídicas, são perfeitamente superpostas no diagrama Ac-Di-Hd, onde eles apresentam uma evolução limitada, com leve enriquecimento em hedenbergita, dentro do campo as suites metaluminosas saturadas em sílica (cf. Bonin & Giret, 1985). Os diopsídios dos sienitos neoproterozoicos saturados em sílica do nordeste do Brasil (Plá Cid *et al.*, 2000; Da Silva Filho & Guimarães, 1996) podem ser distinguidos dos diopsídios do MCS devido a associação com clinopiroxênios cálcico-sódicos (aegirina-augita) e evoluções para o pólo sódico (acmita), similar às evoluções da série alcalina subsaturada em sílica (Bonin & Giret, 1985). Em comparação aos diopsídios dos sienitos neoproterozoicos de filiação shoshonítica do Sul (Sienito Piquiri, Plá Cid *et al.*, 2003) e nordeste (Complexos Toritama e Bom Jardim, Guimarães & Da Silva Filho, 1998) do Brasil, é difícil se reconhecer diferenças marcantes.

▪ Geotermobarometria

Muitos geotermobarômetros envolvendo o clinopiroxênio são disponíveis na literatura, contudo a maior parte destes exige paragêneses bem restritas (pares clino-ortopiroxênio; clinopiroxênio-granada; clinopiroxênio-olivina, clinopiroxênio-espinélio, etc.).

Os conteúdos elevados de Al em clinopiroxênio têm sido atribuídos a elevadas pressões, como mostrado por Thompson (1977) em leucititos potássicos metaluminosos da Província Romana. Já altos conteúdos de Ti em clinopiroxênios têm sido atribuídos a elevadas temperaturas e elevadas fugacidades de O_2 (p. ex. Fowler, 1974). Utilizando-se destas observações, é possível afirmar, grosso modo, que os baixos conteúdos de Al e Ti dos clinopiroxênios do MCS sugerem que eles foram formados sob baixas pressão e temperatura e se cristalizaram inicialmente sob baixas condições de $f\text{O}_2$.

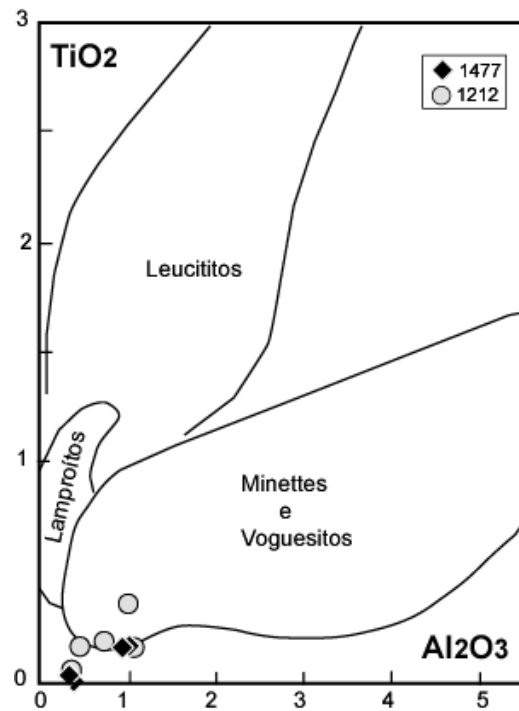


Figura 16. Diagrama Al_2O_3 versus TiO_2 aplicado aos clinopiroxênios do MCS. Campos definidos por Rock (1991).

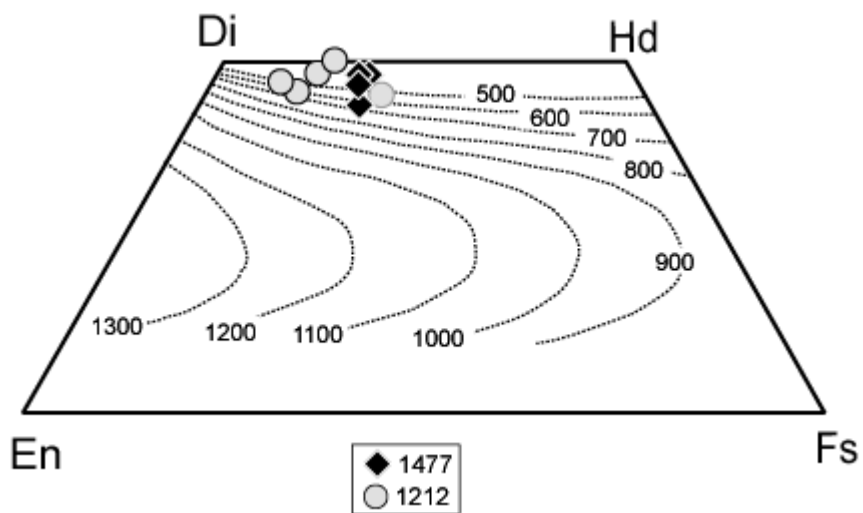


Figura 17. Diagrama de Lindsley (1983) para a estimativa de temperatura de cristalização aplicado aos clinopiroxênios do MCS.

Um termômetro bastante utilizado é o proposto por Lindsley (1983). Observando a disposição dos clinopiroxênio do MCS sobre o diagrama proposta por esta autora, observa-se que a maior parte situa-se entre as curvas de temperaturas abaixo de 600°C (Fig. 17). Esta é uma temperatura muito baixa para um mineral magmático cristalizando precocemente e, portanto, deve refletir a temperatura de reequilíbrio durante o lento resfriamento. As feições texturais observadas sobre os cristais analisados - superfícies alteradas, riqueza em inclusões, coroas de actinolita - coadunam para esta afirmação.

V.1.2 Anfibólios

▪ Aspectos Texturais

Os anfibólios são uma fase mineral importante no maciço de Cara Suja, estando ausentes apenas em alguns diques lamprofíricos e nos granitos.

Nos álcali-feldspato-sienitos e nos autólitos sieníticos cumuláticos, esta fase ocorre quase sempre como coroas de cor verde-azulada envolvendo núcleos mal-preservedos de diopsídio evoluindo a cristais próprios anédricos. Alguns cristais são euédricos, porém constituem pseudomorfos do diopsídio. São usualmente ricos em inclusões de apatita e óxidos de Fe-Ti.

Nos enclaves microgranulares, os anfibólios atingem sua maior proporção modal. Eles são também verde-azulados e eventualmente apresentam núcleos irregulares levemente mais claros. Contudo, em alguns tipos como na amostra 981, eles são opticamente diferentes, mostrando núcleos verde-escuros bem definidos e bordas nitidamente incolores.

Nos diques lamprofíricos, eles formam cristais subédricos menores e mais escuros, que se aglomeram e unem-se aos grandes cristais de mica, formando a textura glomeroporfírica. Nas rochas subvulcânicas (diques híbridos), eles são levemente mais claros e anédricos.

Nos quartzo-sienitos, os anfibólios são verde-claros a pardos, atingem suas maiores dimensões e ocorrem mais frequentemente intercrescido com a biotita. Esta relação de intercrescimento, pode indicar que estes cristais de anfibólio tenham sido substituídos pela biotita.

▪ Nomenclatura e Composição Química

Análises de anfibólios foram realizadas em amostras representativas de todas as fácies nas quais estão presentes. A fórmula estrutural foi calculada com base em 23 oxigênios e a soma total de cátions igual a 13 (excluindo Na, K, e Ca), assumindo a fórmula geral $A_{0-1} B_2 C_5 T_8 O_{22} (OH, F, Cl)$, cuja ocupação dos sítios obedece as recomendações do IMA (Leake *et al.*, 1997). Fe^{+3} foi

estimado segundo Droop *et al.* (1987). Análises representativas dos anfibólios das diversas fácies do MCS são apresentados na tabela 4. Todas as análises são apresentadas no Anexo II.

Segundo a nomenclatura de Leake *et al.* (1997), os anfibólios analisados em todas as fácies são exclusivamente cálcicos ($Ca + Na_B > 1,0$ e $Na_B < 0,5$). São anfibólios ricos em sílica ($Si > 7$, f.e.) e magnésio ($\#Mg$ entre 0,5 e 0,7), tendo composições restritas aos campos da Mg-hornblenda e actinolita (Fig. 18). Esta classificação é consistente com a proposta por Bonin, 1980 (para $Ca > 1.34$, Fig. 19). As actinolitas são as composições dominantes entre os autólitos sieníticos cumuláticos e os álcali-feldspato sienitos onde os anfibólios coexistem com o clinopiroxênio. Obviamente, é nestas rochas que os anfibólios têm maior caráter silicoso (até 7.9 f.e.) e magnésiano (até 3.5 f.e.). As Mg-hornblendas são raras nestas rochas e são observadas para grãos isolados e com menores quantidades de inclusões. Para as demais fácies, os anfibólios são Mg-hornblendas com conteúdos de Si entre 6,9 e 7,3 f.e. Estas composições praticamente homogêneas para os anfibólios das rochas mais máficas (enclaves e diques lamprofíricos) e suas rochas hospedeiras mais evoluídas (quartzo-sienitos), sugerem equilíbrio entre estes materiais. Exceção aos anfibólios dos diques híbridos que são mais pobres em magnésio.

Estes anfibólios, assim como os diopsídios, são também pobres em Al (0,64 a 1,15 f.e.) e Ti (0,01 a 0,08 f.e.). Estes valores são ainda mais modestos para as actinolitas ($Al = 0,15$ a $0,62$ f.e.; $Ti = 0$ a $0,04$ f.e.), por vezes não tendo quantidade suficiente para preencher o sítio T e sendo necessário intervir com o Fe^{+3} . Estes valores devem refletir uma combinação destes dois fatores: (i) a formação a partir do diopsídio, primariamente pobre em Al e Ti e (ii) altas $f(O_2)$ durante a cristalização (cf. Helz, 1973 e Spear, 1981). Os conteúdos de Mn são baixos (0,03 a 0,08 f.e.) como na maioria dos anfibólios cálcicos (cf. Deer *et al.*, 1997b), contudo, na grande maioria das vezes, estes valores são individualmente maiores que os conteúdos de Ti. O Cr é um constituinte menor nestes anfibólios, normalmente inferiores a 0,02 f.e. Estes valores são sempre inferiores nas actinolitas, e maiores e mais constantes nas Mg-hornblendas, principalmente nos enclaves microgranulares, onde pode alcançar 0,05 f.e. O conteúdo em álcalis é baixo, sendo os menores valores ($< 0,4$ f.e.) observados para as actinolitas e Mg-hornblendas dos diques híbridos e os maiores valores entre as Mg-hornblendas dos enclaves microgranulares (até 0,6 f.e.), principalmente as menos silicosas. O Ba é um constituinte traço nestes anfibólios, normalmente com resultados abaixo do limite de detecção, mas podem alcançar até 0,02 nos enclaves microgranulares. Os conteúdos de F são elevados (até 1,3%) se comparados aos anfibólios cálcicos usuais (cf. Deer, *et al.* 1997).

Tabela 4. Análises representativas dos anfibólios das diferentes fácies do MCS (c= centro do cristal; b = borda).

Amostra	Autólito Sienítico		Enclave Máfico Microgranular				Lamprófiro		Dique Híbrido		Álcali-Feldspato-Sienito				Quartzo-sienitos					
	1477	1477	968	968	981	981	1685	1685	1671	1671	1212	1212	974	974	979	979	973	973	969	969
Análise	24	23	20	21	59	61	5	4	59	61	28	29	c3-16	c3-17	11	12	68	70-rep69	c1-44	c1-45
Posição	c	b	c	b	c	b	c	b	c	c	c	b	b	c	c	b	c	b	c	b
SiO ₂	52,881	53,581	46,894	47,898	46,032	47,575	48,487	49,114	50,740	48,787	54,964	53,976	47,792	47,303	48,835	48,067	46,427	47,278	46,094	48,186
TiO ₂	0,000	0,090	0,609	0,277	0,308	0,259	0,214	0,157	0,143	0,362	0,000	0,146	0,206	0,352	0,756	0,168	0,333	0,160	0,364	0,279
Al ₂ O ₃	1,488	1,282	6,437	6,155	6,565	5,784	5,258	5,043	4,181	4,288	1,023	1,623	4,644	4,882	5,341	6,243	5,978	5,699	6,548	5,253
Cr ₂ O ₃	0,227	0,000	0,428	0,175	0,120	0,081	0,038	0,067	0,000	0,027	0,157	0,059	0,000	0,007	0,087	0,098	0,000	0,000	0,016	0,000
FeO	12,754	14,057	16,311	16,955	17,279	16,692	17,254	16,897	17,212	17,878	12,353	12,322	16,287	16,745	15,884	15,470	16,746	16,448	17,667	16,415
MnO	0,445	0,211	0,235	0,503	0,535	0,591	0,324	0,256	0,479	0,266	0,416	0,346	0,324	0,433	0,507	0,395	0,603	0,476	0,409	0,399
MgO	16,149	15,634	12,649	12,275	11,587	12,003	12,923	13,452	11,373	10,953	16,068	15,798	14,445	14,106	12,677	12,396	11,502	11,935	11,903	13,279
CaO	12,613	12,274	11,588	12,308	11,916	11,802	11,787	11,967	12,482	12,279	11,818	11,675	12,137	11,886	11,816	11,894	11,390	11,778	12,126	12,268
BaO	0,007	0,077	0,000	0,280	0,223	0,000	0,000	0,000	0,276	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,069	0,056	0,167	0,000	0,000
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,036	0,029	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0,004	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,051	0,013
Na ₂ O	0,321	0,456	1,433	0,933	0,759	0,814	0,996	1,059	0,609	0,586	0,861	1,085	1,212	1,424	1,068	1,190	1,428	1,085	1,163	1,041
K ₂ O	0,212	0,299	0,944	0,910	0,991	0,943	0,731	0,649	0,411	0,521	0,322	0,388	0,675	0,712	0,675	0,763	0,852	0,808	0,967	0,756
F	0,567	0,600	0,734	0,271	0,400	0,377	n.a.	n.a.	0,524	0,497	0,167	0,669	n.a.	n.a.	0,502	0,950	0,772	0,746	n.a.	n.a.
Cl	0,000	0,019	0,103	0,078	0,117	0,015	n.a.	n.a.	0,081	0,072	0,048	0,042	n.a.	n.a.	0,142	0,070	0,067	0,041	n.a.	n.a.
O=F,Cl	-0,239	-0,261	-0,356	-0,149	-0,221	-0,166			-0,257	-0,242	-0,092	-0,301			-0,276	-0,432	-0,355	-0,333		
Total*	97,425	98,319	98,009	98,869	96,611	96,770	98,048	98,690	98,254	96,274	98,105	97,828	97,722	97,854	98,013	97,341	95,799	96,288	97,308	97,889
Fórmula Estrutural com base em 23 Oxigênios																				
Si	7,644	7,703	6,930	7,035	6,930	7,109	7,093	7,122	7,527	7,406	7,859	7,780	6,993	6,931	7,184	7,149	7,067	7,136	6,887	7,082
Al ^{IV}	0,254	0,217	1,070	0,965	1,070	0,891	0,907	0,862	0,473	0,594	0,141	0,220	0,801	0,843	0,816	0,851	0,933	0,864	1,113	0,910
Ti	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,039	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
Fe ⁺³	0,102	0,070	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,183	0,187	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
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	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,051	0,101	0,094	0,128	0,000	0,000	0,258	0,173	0,031	0,056	0,000	0,000	0,110	0,244	0,140	0,150	0,041	0,000
Ti	0,000	0,000	0,068	0,031	0,035	0,029	0,023	0,001	0,016	0,041	0,000	0,016	0,000	0,000	0,084	0,019	0,038	0,018	0,041	0,023
Cr	0,026	0,000	0,050	0,020	0,014	0,010	0,004	0,008	0,000	0,003	0,018	0,007	0,000	0,001	0,010	0,012	0,000	0,000	0,002	0,000
Ba	0,000	0,004	0,000	0,016	0,013	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,010	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,293	0,324	0,575	0,472	0,636	0,501	0,742	0,715	0,000	0,067	0,174	0,144	0,709	0,760	0,373	0,279	0,415	0,395	0,584	0,563
Ni	-	-	-	-	-	-	0,004	0,003	-	-	-	-	0,000	0,000	-	-	-	-	0,006	0,002
Mn	0,054	0,026	0,029	0,063	0,068	0,075	0,040	0,031	0,060	0,034	0,050	0,042	0,040	0,054	0,063	0,050	0,078	0,061	0,052	0,050
Mg	3,479	3,350	2,786	2,687	2,600	2,673	2,817	2,907	2,514	2,478	3,424	3,394	3,150	3,080	2,779	2,748	2,609	2,685	2,651	2,908
Fe ⁺²	1,147	1,297	1,441	1,610	1,540	1,585	1,369	1,334	2,135	2,203	1,303	1,341	1,101	1,105	1,581	1,645	1,717	1,682	1,624	1,455
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	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg	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	0,000	0,000	0,000	0,000
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	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,954	1,891	1,835	1,937	1,922	1,890	1,848	1,859	1,984	1,997	1,811	1,803	1,903	1,866	1,862	1,896	1,858	1,905	1,941	1,932
Na	0,046	0,109	0,165	0,063	0,078	0,110	0,152	0,141	0,016	0,003	0,189	0,197	0,097	0,134	0,138	0,104	0,142	0,095	0,059	0,068
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	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
K	0,039	0,055	0,178	0,171	0,190	0,180	0,136	0,120	0,078	0,101	0,059	0,071	0,126	0,133	0,127	0,145	0,165	0,156	0,184	0,142
Na	0,044	0,018	0,246	0,203	0,144	0,125	0,130	0,157	0,159	0,170	0,049	0,106	0,247	0,271	0,167	0,239	0,279	0,222	0,278	0,229
A	0,083	0,073	0,423	0,373	0,334	0,305	0,266	0,277	0,237	0,271	0,108	0,178	0,373	0,404	0,294	0,383	0,445	0,378	0,463	0,370
F	0,259	0,273	0,343	0,126	0,190	0,178	-	-	0,246	0,239	0,076	0,305	-	-	0,234	0,447	0,372	0,356	-	-
Cl	0,000	0,005	0,026	0,019	0,030	0,004	-	-	0,020	0,019	0,012	0,010	-	-	0,035	0,018	0,017	0,010	-	-
OH [#]	1,741	1,723	1,631	1,855	1,780	1,818	-	-	1,734	1,743	1,913	1,685	-	-	1,731	1,536	1,611	1,633	-	-

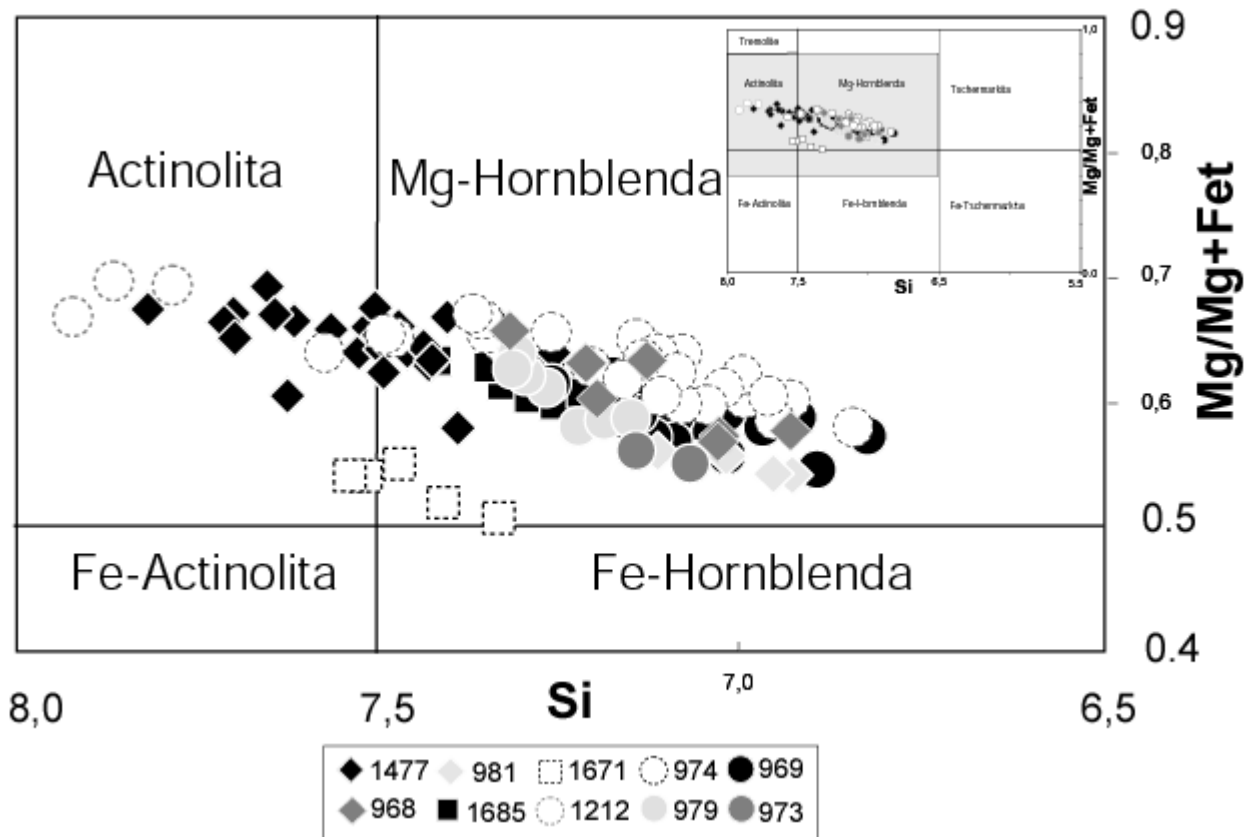


Figura 18. Classificação dos anfibólios do MCS segundo Leake *et al.* (1997).

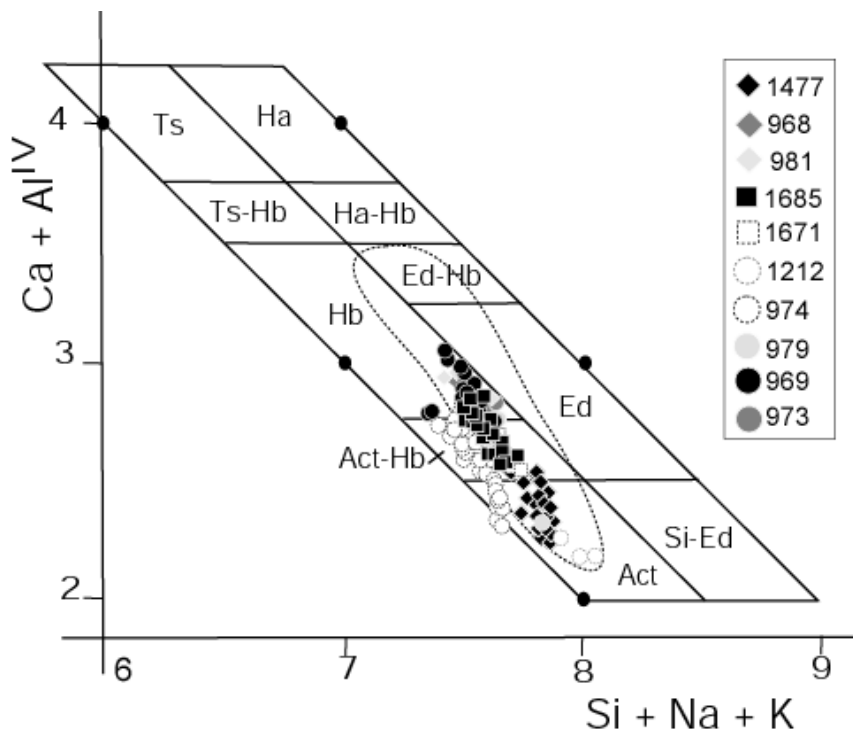


Figura 19. Composição dos anfibólios das rochas do MCS no diagrama $Ca+Al(IV)$ versus $Si+Na+K$ de Bonin (1980). A linha tracejada corresponde ao domínio aproximado dos anfibólios dos sienitos de Itiúba (Conceição, 1990), São Félix e Santanópolis (Conceição & Cruz, 1998).

▪ Evolução Química e Principais Substituições

Observando-se a figura 18, os anfibólios desenham um alinhamento aproximadamente contínuo, com evolução do campo da Mg-hornblenda a actinolita. Fugindo desta tendência, estão os anfibólios dos diques híbridos, claramente mais pobre em #Mg. A continuidade da composição mineral para diferentes tipos de rochas tem sido registrada como uma evidência de cristalização de magmas geneticamente correlacionados (Dorais & Floss, 1992 e referências inclusas). A descontinuidade, ao contrário, indica a cristalização a partir de magmas não co-genéticos ou separação e evolução distinta a partir de magmas possivelmente parentais. Seguindo este raciocínio, o alinhamento observado sugere uma origem co-magmática para os sienitos, os enclaves microgranulares e os diques lamprofíricos. Indo mais adiante, a similaridade de composições dos anfibólios dos enclaves microgranulares e o dique lamprofírico, muitas vezes havendo superposição, pode sugerir se tratar de um líquido comum, que os enclaves possam ser entendidos como magmas lamprofíricos com maior interação com os sienitos. Por outro lado as diferenças composicionais nos anfibólios dos diques híbridos, sugerem que mudanças na composição do magma ou das condições físico-químicas do magma durante a cristalização destes minerais. Estas mudanças podem ser atribuídas aos processos de mistura (ou contaminação) sugeridas a partir das feições petrográficas.

A disposição dos anfibólios do MCS no diagrama $Ca+Al^{IV} - Si+Na+K$ (Fig. 19), desenha também uma evolução do campo da hornblenda ao polo da actinolita. Evolução similar tem sido descrito para os sienitos paleoproterozoicos baianos (Conceição, 1990; Conceição & Cruz, 1998), principalmente o maciço de São Felix.

As composições químicas e as evoluções nos diagramas das figuras 18 e 19, bem como as tendências dos elementos nos diagramas tipo Harker (Si *versus* elementos, não apresentado), sugerem uma evolução com diminuição do Al_{total} , Ti, Fe_{total} , Na e K, e aumento importante do Mg e discreto para o Ca. Este comportamento provavelmente reflete a diminuição da temperatura e o aumento da $f(O_2)$, como sugerido por Helz (1973) e Spear (1981). O comportamento inverso do Fe e do Mg sugere uma importante participação da substituição simples do Fe^{+2} pelo Mg, o que pode ser registrado pela boa correlação destes elementos no diagrama da Figura 20a.

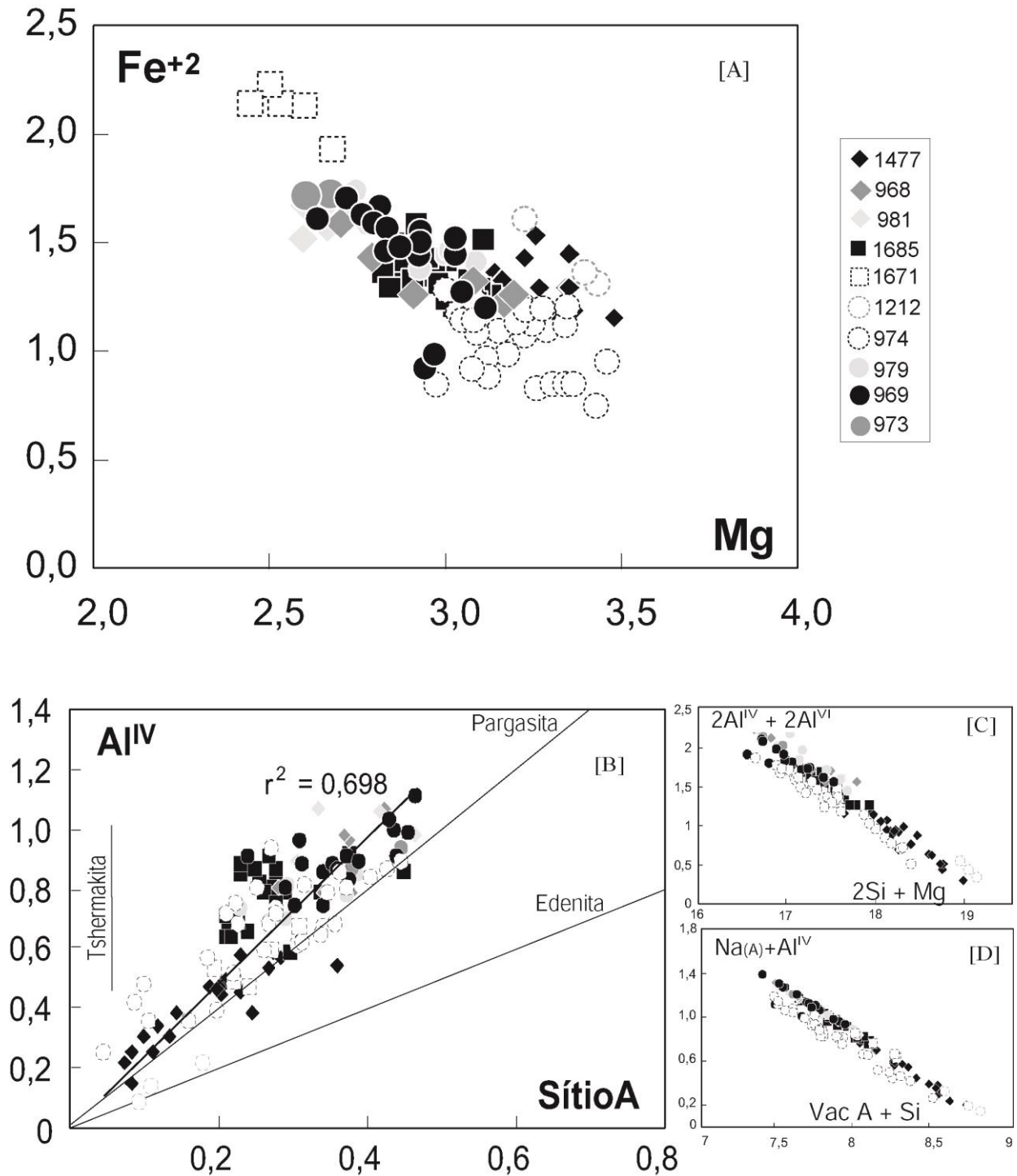


Figura 20. Diagramas de correlação entre: [A] Mg- Fe^{+2} ; [B] Al^{IV} - Sítio A; [C] $2Al^{IV} + 2Al^{VI} - 2Si + Mg$ (substituição tshermakita) e; [D] $Na(A) + Al^{IV}$ - Sítio vago A + Si (substituição edenita). Substituições segundo Spear (1981).

Como observado, o Al e álcalis decrescem com a queda da temperatura. O diagrama da Figura 20b mostra uma boa correlação positiva entre (Na_A+K) e Al^{IV} indicando que a ocupação parcial do sítio A por álcalis necessita da substituição do Si por Al^{IV} no sítio tetraedral. As maiores taxas de vacância no sítio A são observadas para as actinolitas. Neste diagrama a equação da reta de regressão linear, para todo o conjunto, tem inclinação de 0,7, mais próxima da inclinação da reta 2:1, implicando na predominância da substituição Pargasita. As amostras se situam entre as retas da Pargasita e Tshermakita, ou seja, o restante do Al^{IV} pode ser usado na substituição tshermakita ($Al^{VI} Al^{IV} \leftrightarrow MgSi$, Fig. 20 c) e em menor proporção, edenita. ($\square Si \leftrightarrow Na_A Al^{IV}$, Fig.20d). Estas substituições, mais a substituição simples $Mg \rightarrow Fe^{+2}$, são comuns nos anfibólios cálcicos e provavelmente refletem as principais substituições controladoras da evolução primária dos anfibólios do MCS.

Uma questão comum a ser feita é sobre a natureza magmática destes anfibólios. As composições destes anfibólios, ricas em sílica e Mg e pobres em Ti, põe em dúvida se estes anfibólios são primários. Leake (1971), através da relação entre Si e $Ca+Na+K$, limitou o conteúdo de anfibólios cálcicos ígneos a 7,5 f.e. e reconheceu a ausência destes anfibólios próximo aos polos puros da tremolita-actinolita, edenita e tshermakita. Usando o diagrama proposto por estes autores, as actinolitas do MCS representariam claramente produtos secundários enquanto que para a maior parte das Mg-hornblendas teriam um comportamento duvidoso, próximo a linha que separa os dois campos, embora a maior parte no campo dos anfibólios ígneos (Fig. 21). Este caráter intermediário ígneo/não ígneo das Mg-hornblendas nestes diagramas deve refletir sua formação a partir do clinopiroxênio, ou seja, a reação do clinopiroxênio com o líquido cada vez mais oxidantes gerando hornblendas em equilíbrio. A geração de anfibólios a partir da desestabilização do clinopiroxênio nas condições de alta $f(O_2)$ foi evidenciada por Conceição (1990) no Maciço Sienítico de Itiúba. A presença de inclusões anédricas de quartzo e de núcleos oticamente mais claros nos anfibólios (principalmente dos enclaves microgranulares) e a ocorrência na forma de agregados, são texturas que favorecem esta interpretação. As actinolitas, cristalizadas sobre ainda maiores fugacidades de oxigênio (indicado pelos maiores Mg e abundância de óxidos inclusos) poderiam ser formadas por alteração a partir de soluções tardi-magmáticas hidrotermais ou ser resultado de alteração *subsolidus* do clinopiroxênio. Quimicamente é praticamente impossível diferenciar, contudo a continuidade das hornblendas com as actinolitas na maior parte dos diagramas de correlação, sugerindo uma evolução única, aponta para o primeiro caso.

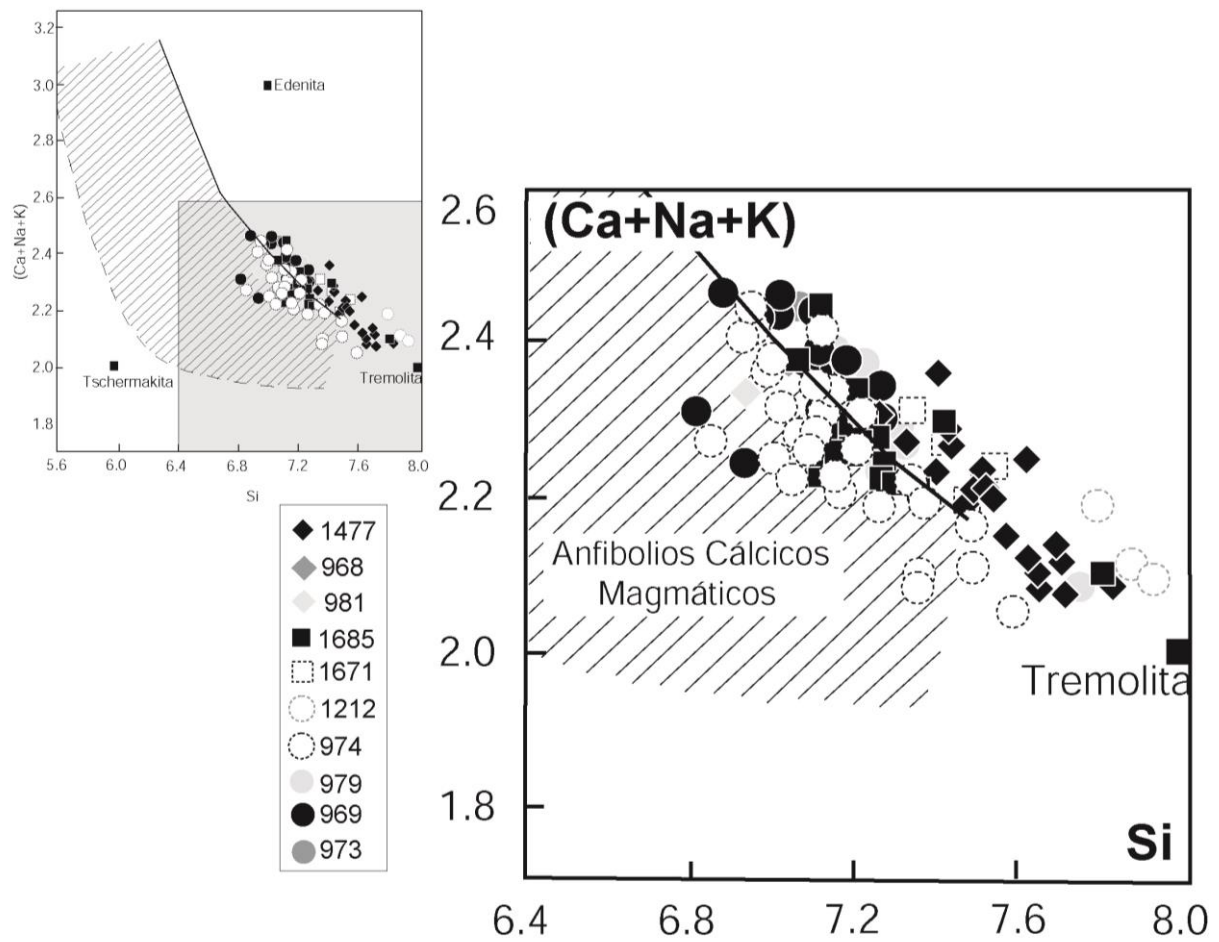


Figura 21. Disposição dos anfibólios das rochas do MCS no diagrama $Ca+Na+K$ versus Si de Leake (1971). A curva limita as composições dos anfibólios ígneos e não-ígneos.

Por outro lado, nas amostras não existem evidências texturais que as actinolitas resultem de atividade hidrotermal. Entre estas, elas não estão associadas a fraturas, veios ou mesmo interstícios. Além disto, nas amostras com clinopiroxênio preservados onde dominam as actinolitas, os poucos cristais de hornblenda presentes não estão em contato.

▪ **Comparação dos Anfibólios do MCS com Outras Suítes Alcalinas**

Anfibólios cálcicos, principalmente de composições Mg-hornblenda, são largamente distribuídos entre as diversas séries magmáticas.

A evolução das amostras do MCS no diagrama $Ca+Al^{IV} - Si+Na+K$ (Fig. 19), bem como os esquemas de substituições, são característicos das dos estágios mais tardios das suítes alcalinas saturadas em sílica (Giret *et al.*, 1980). Contudo estes estudos foram baseados em suítes alcalinas de ambientes anorogênicos, os quais são também caracterizados por mostrar evoluções com forte enriquecimento em Fe e pela presença de anfibólios sódicos (arfverdsonita, riebeckitas), no caso dos sienitos sódicos. Este fato não é observado nos anfibólios do MCS. Ewart (1982) fez um extenso tratamento dos minerais de rochas vulcânicas de vários ambientes tectônicos. Pelo diagrama triangular Ca-Mg- $Fe_t + Mn$ proposto por este autor, os anfibólios do MCS posicionam-se perfeitamente no domínio dos anfibólios de rochas intermediárias dos ambientes orogênicos (Fig. 22).

As composições e evoluções químicas apresentadas pelos anfibólios do MCS são muito semelhantes as dos demais sienitos potássicos paleoproterozoicos da Bahia. Contudo, no caso do MCS, faltam os membros menos silicosos e mais ricos em álcalis, ou seja, as edenitas. Possivelmente as edenitas representam nesta evolução os membros mais precoces ou melhor preservados. Composições de edenitas são observadas para no Batólito de Guanambi, no qual o MCS é reconhecido como uma manifestação tardia deste magmatismo (Rosa, 1999).

Rock (1991), em seu minucioso trabalho sobre os lamprófiros, fez um sumário das principais características dos minerais deste clã. Anfibólios cálcicos são comuns em todos os lamprófiros, exceto nos lamproíticos. Porém, deste conjunto, os lamprófiros shoshoníticos são os que apresentam os menores conteúdos em Si e Ti, enquanto que as actinolitas são reconhecidas como fases secundárias. Os conteúdos de Si e Ti dos anfibólios dos lamprófiros e enclaves máficos (autólitos) do MCS posicionam-se no campo dos anfibólios dos lamprófiros shoshoníticos do diagrama de Rock (1991; Fig. 23).

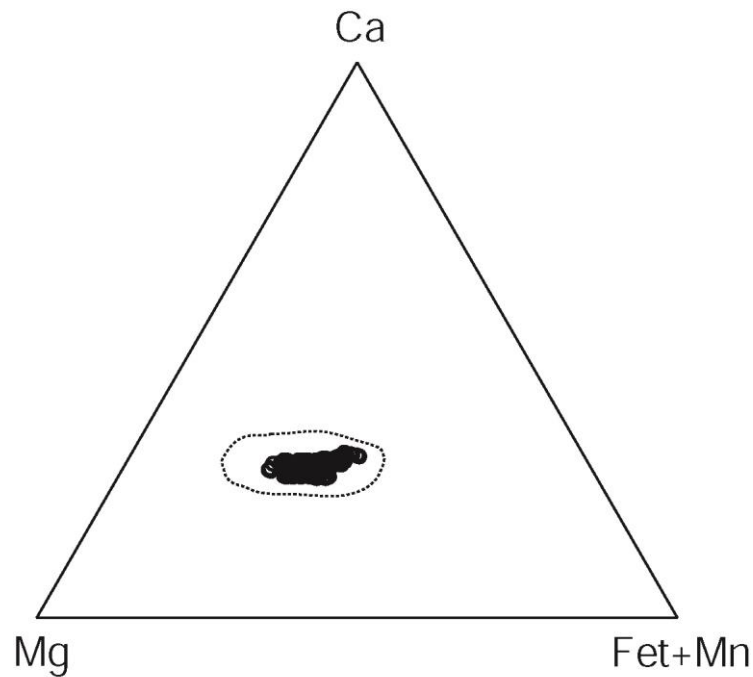


Figura 22. Diagrama Ca-Mg-Fe_t+Mn aplicado aos anfibólios do MCS. A envoltória pontilhada refere-se ao domínio dos anfibólios das suítes orogênicas segundo Ewart (1982). O domínio em preto no interior do polígono pontilhado corresponde à área compreendida pelos anfibólios das diferentes fácies do MCS.

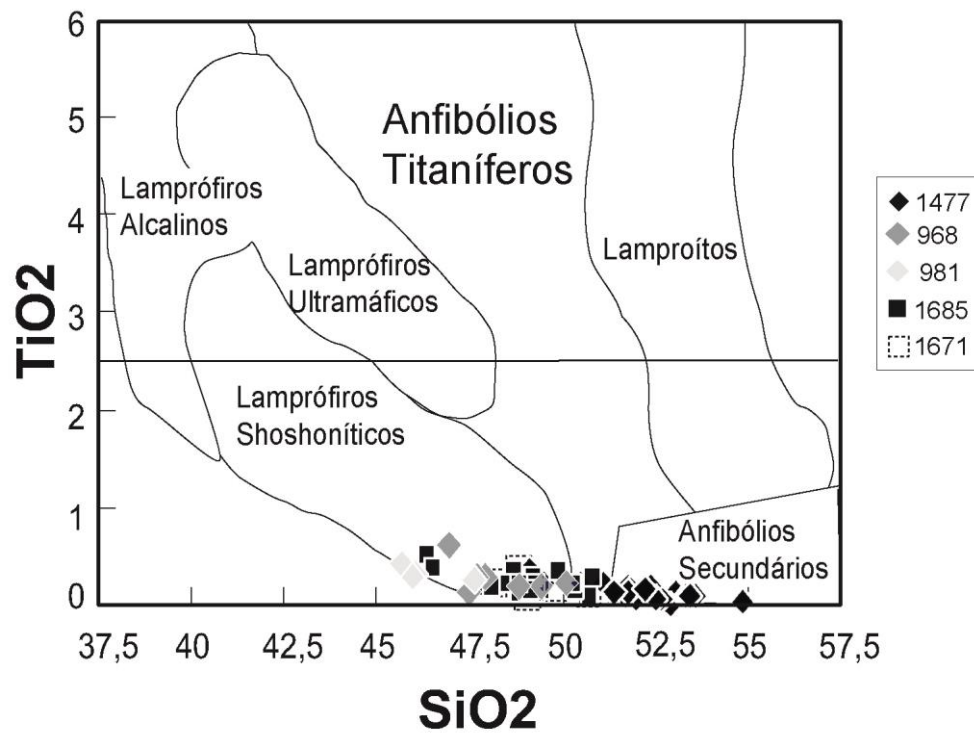


Figura 23. Diagrama SiO₂ versus TiO₂ aplicado aos anfibólios dos lamprófiros, diques híbridos e enclaves máficos do MCS e os campos dos lamprófiros definidos por Rock (1991).

É provável que as Mg-hornblendas não representem composições primárias e sim produtos re-equilibrados sob condições crustais. No caso de composições primárias de minettes, era de se esperar, associado a Mg-hornblendas, encontrar composições mais ricas em álcalis, tais como hastingsita, tshermakita e pargasitas, e mesmo os ricos em Ti (kersutitas) (cf. Rock, 1991).

▪ Geobarometria e Geotermometria

Os principais geobarômetros envolvendo anfibólios cálcicos são baseados na relação linear do conteúdo de Al e a sua pressão de cristalização. As calibrações empíricas iniciais de Hammarstrom & Zen (1986), posteriormente refinadas por Hollister *et al.* (1987), basearam-se nesta tese de proporcionalidade entre o Al e a pressão. Eles criaram um barômetro partir do conteúdo de Al em hornblenda coexistindo com quartzo, plagioclásio (~An₃₀), feldspato alcalino, biotita, titanita e magnetita (e, ou, ilmenita) em granitos cálcio-alcálicos. Os trabalhos experimentais subsequentes (Johnson & Rutherford, 1989; Thomas & Ernst, 1990; Schmidt, 1992, Anderson & Smith, 1995), confirmaram a validade geral da correlação Al e pressão. Estas equações são amplamente utilizadas nas estimativas da pressão de cristalização de rochas granitóides e associação com a profundidade de colocação, contudo a assembleia mineral coexistente, condição de crítica importância, nem sempre é respeitada.

Para os anfibólios do MCS, a assembleia mineral para a utilização do barômetro é atendida se desconsiderada a exigência do teor de Anortita do plagioclásio, que no MCS é quase sempre menor que 10. Neste caso, parece claro que os baixos conteúdos de Al_{total} fornecerão valores de pressão (P) muito baixos. Os valores calculados para os anfibólios do MCS são na maioria das vezes menores que 1 Kb, atingindo 1,9 Kb (utilizando a calibração de Hammarstrom & Zen, 1986) e $2,5 \pm 0,6$ Kb (utilizando Schmidt, 1992) nos enclaves máficos (Tab. 5). Obviamente, as hornblendas mais ricas em Si apresentaram os menores valores de P. As actinolitas foram descartadas por fornecerem resultados sempre negativos ou muito próximos de zero. Se estes valores superiores obtidos refletirem as condições reais de cristalização, os enclaves poderiam ter se cristalizado em ambiente mesozonais (6-13 km) enquanto que as demais se cristalizaram em condições extremamente rasas. Para os lamprófiros, os valores de pressão muito baixos e a ausência de sistemáticas variações do centro para o bordo são sugestivos que estes anfibólios se re-equilibraram às condições crustais mais rasas.

Blundy & Holland (1990) usaram dados experimentais de assembleias anfibólio + plagioclásio e desenvolveram um geotermômetro baseado no conteúdo de Al^{IV} de hornblendas coexistindo com plagioclásio em rochas saturadas em sílica.

Tabela 5. Variação dos resultados de pressão (P) das Hornblendas do MCS calculados utilizando as calibrações de Hammarstron & Zen, 1986 (1) e Schmidt, 1992 (2). Os resultados incluem somente as hornblendas do MCS com $Si < 7,2$.

Amostra	Al ^t (f.e.)	P (Kbar) ⁽¹⁾	P (Kbar) ⁽²⁾
968 (MME)	0,78 - 1,12	0,01- 1,72	0,71 - 2,33
981(MME)	1,02 - 1,16	1,20 - 1,94	1,84 - 2,53
1685 (lamprófiro)	0,79 - 0,91	0,04 - 0,68	0,74 - 1,35
979 (quartzo-sienito)	0,92 - 1,09	0,74 - 1,58	1,40 - 2,20
973 (quartzo-sienito)	1,01 - 1,07	1,18 - 1,47	1,820 - 2,10
969 (quartz-Sienito)	0,86 - 1,15	0,4 - 1,88	1,08 - 2,48

(1) $P = -3,92 + 5,03 \cdot Al^t$; (2) $P = -3,01 + 4,76 \cdot Al^t$

Tabela 6. Variação dos resultados Temperatura (T) utilizando os geotermômetros hornblenda-plagioclásio de Blundy & Holland, 1990 (1) e o de Ti de Otten (1984) (2), aplicado às hornblendas do MCS. Os resultados incluem somente as hornblendas com $Si < 7,2$.

Amostra	Si (f.e.)	$X_{(Ab)}$	T (°C) ⁽¹⁾	Ti (f.e.)	T (°C) ⁽²⁾
968	7,19 - 6,93	0,9	638 - 676	0,02 - 0,07	571 - 626
981	7,10 - 6,94	0,96	636 - 661	0,03 - 0,05	580 - 602
1685	7,19 - 7,06	0,95	634 - 655	0,02 - 0,06	569 a 613
979	7,18 - 7,15	0,92	629 - 633	0,02 - 0,08	568 - 646
973	7,14 - 7,07	0,96	631 - 641	0,02 - 0,04	567 - 591
969	7,17 - 6,89	0,94	640 - 675	0,02 - 0,04	573 - 594

(1) T (°K) = $0,677 P - 48,98 + Y / a0,0429 - 0,008314 \ln K$; onde $K = (Si \text{ a } 4 / 8 \text{ a } Si) X_{ab}$ e $Y = 0$ (pois $X_{ab} > 0$,

(2) T (°C) = $1204 Ti + 545$.

Este clássico termômetro foi utilizado para os cristais de hornblenda do MCS com $Si < 7,2$ (hornblendas típicas, Deer *et al.*, 1997) e utilizando os valores de P calculados anteriormente. Os resultados destes cálculos, resumidos na Tabela 6, mostram valores de temperaturas entre 634 e 676°C. Estas são temperaturas muito baixas, pouco abaixo da temperatura do *solidus* granítico em condições de excesso de H₂O ou do *solidus* de magmas sieníticos hypersolvus, que é da ordem de 700°C, a pressões de 2 Kb (Piwinski, 1973; MacDowell & Willie, 1971). Considerando o erro da calibração do geotermômetro ($\pm 75^\circ\text{C}$), é melhor afirmar que estas hornblendas se cristalizaram próximo à temperatura do *solidus* granítico/sienítico. As actinolitas, por sua vez, se cristalizaram em condições *sub-solidus*.

Outros termômetros comuns são baseados no conteúdo de Ti na hornblenda. Otten (1984), a partir dos dados experimentais de Helz (1973), lançou um termômetro que pode ser usado em condições de oxidação próxima ao tampão QFM e com bastante Ti disponível, ou seja, ilmenita presente. Para efeito de comparação com os resultados de temperatura já calculados, realizou-se cálculos também para este termômetro (Tab. 6). Estes variaram de 569 a 646°C, ou seja, ainda mais baixos que os anteriores.

V.1.3 Micas

▪ Aspectos Texturais

A mica é a fase mineral máfica mais comum no MCS, estando presente em todas as fácies. Os cristais são marrons e foram identificadas na petrografia como biotita. Micas brancas são raras, pequenas, a maior parte alteração do feldspato ou substituindo a biotita em alguns poucos granitos, e não serão tratadas neste estudo.

Nos álcali-feldspato-sienitos e nos autólitos sieníticos, os cristais de biotita têm tonalidades escuras e textura poiquilítica, esta última devido a grande quantidade de inclusões de apatita e minerais opacos. Elas são subédricas e maiores que os anfibólios, estão em contato retos com o clinopiroxênio e parecem cristalizar independente destes. Palhetas menores ocorrem nas bordas destes cristais poiquilíticos ou se aglomeram junto ao anfibólio e óxidos tardios.

Nos enclaves microgranulares, os grandes cristais de biotita têm suas partes internas escuras, formando grandes “manchas” que se estende por quase todo o cristal, porém dominam os cristais intercrescidos com o anfibólio em aglomerados.

Nos lamprófiros melhor preservados (amostra 1685), os cristais de biotita formam fenocristais subédricos alinhados segundo o fluxo magmático ou foram cristalizadas entre os “glômeros-pórfiros” de anfibólio. Na amostra 1683, os grandes cristais euédricos a subédricos tem tonalidades escuras e avermelhadas e apresentam grande quantidade de óxidos e titanita exsolvidos. Nestes lamprófiros, a biotita é o único mineral máfico presente. Na matriz a biotita está alterada para clorita. Nos diques híbridos as biotitas são levemente mais claras e formam aglomerados pórfiros junto com o anfibólio.

Nos quartzo-sienitos e nos álcali-feldspato-sienitos sem clinopiroxênio, a biotita intercresce ou se cristaliza entre os grãos aglomerados de anfibólio. São poucas as palhetas independentes.

Nos granitos, a biotita anédrica a subédrica é o único mineral máfico presente e concorre em espaço com cristais euédricos relativamente grandes de titanita e de óxidos de Fe-Ti. Na

amostra 982, as biotitas são mais claras, estão bastante orientadas e se amoldam aos espaços criados entre os feldspatos. Nos diques monzoníticos, as pequenas palhetas são esverdeadas e com propriedades óticas de difícil observação. Estão associadas a grandes quantidades de pequenos cristais de titanita e minerais opacos.

▪ Nomenclatura e Composição Química

As micas de amostras representativas de todas as fácies do MCS foram analisadas. A fórmula estrutural foi calculada com base em 22 átomos de oxigênio e assumindo $\text{OH} + \text{F} + \text{Cl} = 4$, como sugerido pelo IMA (Rieder *et al.*, 1998) para as análises por microsonda eletrônica, onde H_2O não é determinado. Devido às vacâncias no sítio tetraedral da estrutura da biotita, é impossível estimar os conteúdos de Fe^{+3} e, portanto, o Fe total foi assumido como Fe^{+2} . A classificação e ocupação dos sítios são dados segundo Deer *et al.* (1992) que é consistente com as recomendações de Rieder *et al.* (1998). Neste caso, é assumida a fórmula geral $\text{X}_2 \text{Y}_{4-6} \text{Z}_8 \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_4$. Em algumas amostras foram dosados o F e Cl. Análises representativas são dadas na tabela 7, enquanto que as análises completas compõem o Anexo II.

Segundo estes autores, as micas são todas do tipo trioctaédrica (ocupação do sítio octaedral variando de 5,66 a 6,12 f.e.) e têm composições de flogopita e biotita (Fig. 24). As flogopitas e maior parte das biotitas são silicosas (até 6,04 f.e.) e magnesianas (até 4,07 f.e.) com baixos conteúdos em Ti (0,05 a 0,27 f.e.), Al ($\text{Al}^{\text{IV}} = 2,01$ a 2,25 f.e.) e Cr (0 a 0,03 f.e.). Resultados sobre algumas inclusões em anfibólios (p.ex. análise “5inc” da amostra 979; Anexo II) ou bordas (p.ex. análise “5”, amostra 968; Anexo II) podem fugir destas variações.

Nos granitos, diques híbridos e monzoníticos, as micas são exclusivamente biotitas e são caracterizadas por mais altos conteúdos em # Fe (até 0,52), Ti (até 0,21 f.e.) e Al ($\text{Al}^{\text{IV}} =$ até 2,39 f.e.). Os pórfiros de biotita do dique lamprofírico (1683) apresentam os mais altos conteúdos em Ti (até 0,38 f.e.), Al ($\text{Al}^{\text{IV}} =$ até 2,41 f.e.), Cr (até 0,08 f.e.) e Ca (até 0,75% ou 0,12 f.e.) do conjunto. O Ba é geralmente abaixo do limite de detecção, mas alcança até 0,04 f.e. nas flogopitas dos enclaves microgranulares. São também considerados baixos os conteúdos em Na (usualmente menor que 0,02 f.e.), mas alcança 0,08 f.e. (= 0,27 %) na amostra 1683. Como os anfibólios, as micas do MCS são ricas em F.

Tabela 7. Análises químicas representativas das micas das diversas fácies do MCS (c= centro do cristal; b = borda).

Amostra Análise Posição	Autólito Sienítico				Enclaves Microgranulares				Lamprófiros								Dique Híbrido	
	1477	1477	1477	1477	968	968	968	968	1685	1685	1685	1685	1683	1683	1683	1683	1671	1671
	5	6	107	108	16	15	22	23	65	66	14	15	77	78	70	71	63	64
	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b
SiO ₂	39,478	39,878	39,175	39,262	39,125	39,219	38,805	39,114	37,182	38,041	38,965	39,301	37,183	36,903	37,846	37,179	37,172	35,653
TiO ₂	1,383	0,821	1,143	1,136	1,421	0,545	1,251	0,739	1,324	0,703	0,564	0,487	1,975	1,937	3,274	3,318	1,541	0,799
Al ₂ O ₃	12,238	12,183	11,888	11,862	12,623	13,036	12,706	12,283	12,047	12,307	12,659	12,453	15,149	15,131	14,150	14,074	14,549	15,037
Cr ₂ O ₃	0,018	0,195	0,029	0,032	0,193	0,101	0,162	0,171	0,000	0,094	0,094	0,047	0,696	0,440	0,026	0,056	0,411	0,166
FeO	15,648	14,669	16,569	16,576	14,060	14,408	14,795	14,262	15,247	14,140	15,803	15,404	16,401	16,341	16,255	16,319	20,792	20,263
MnO	0,251	0,237	0,247	0,209	0,456	0,324	0,215	0,246	0,249	0,184	0,167	0,261	0,142	0,119	0,087	0,155	0,265	0,315
MgO	16,262	16,452	15,709	16,135	15,736	17,096	15,521	16,607	15,889	17,127	16,751	17,093	14,120	14,112	13,331	13,580	11,277	11,412
CaO	0,000	0,011	0,000	0,000	0,015	0,084	0,067	0,082	0,000	0,000	0,052	0,059	0,000	0,000	0,749	0,732	0,000	0,000
BaO	0,000	0,194	0,000	0,000	0,000	0,501	0,222	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO	n.a.	n.a.	0,041	0,097	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,017	0,045	0,019	0,020	0,025	0,070	n.a.	n.a.
Na ₂ O	0,029	0,000	0,023	0,035	0,047	0,058	0,054	0,067	0,042	0,016	0,043	0,005	0,063	0,062	0,058	0,026	0,024	0,051
K ₂ O	9,847	10,449	10,650	10,595	9,755	10,200	9,974	9,764	10,179	10,232	10,617	10,465	10,284	10,232	9,799	10,057	9,986	9,765
F	3,182	2,504	n.a.	n.a.	2,318	2,952	2,202	2,126	3,362	3,895	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,076	0,978
Cl	0,276	0,151	n.a.	n.a.	0,152	0,069	0,112	0,069	0,071	0,052	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,122	0,097
Total	98,612	97,744	95,470	95,940	95,901	98,593	96,086	95,530	95,592	96,791	95,730	95,620	96,030	95,300	95,600	95,570	97,216	94,535
O=F,Cl	1,464	1,122	-	-	1,045	1,274	0,978	0,926	1,448	1,663	-	-	-	-	-	-	-	0,508
Total*	97,148	96,622	-	-	94,856	97,319	95,108	94,604	94,144	95,128	-	-	-	-	-	-	96,708	94,080
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																		
Si	5,927	5,988	5,925	5,908	5,944	5,866	5,912	5,954	5,808	5,850	5,852	5,891	5,585	5,584	5,690	5,618	5,691	5,611
Al ^{IV}	2,073	2,012	2,075	2,092	2,056	2,134	2,088	2,046	2,192	2,150	2,148	2,109	2,415	2,416	2,310	2,382	2,309	2,389
Ti	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	0,000	0,000
Z	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	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,092	0,145	0,045	0,012	0,204	0,165	0,193	0,158	0,027	0,081	0,094	0,092	0,268	0,283	0,198	0,125	0,317	0,400
Ti	0,156	0,093	0,130	0,129	0,162	0,061	0,143	0,085	0,156	0,081	0,064	0,055	0,223	0,220	0,370	0,377	0,177	0,095
Fe ⁺²	1,965	1,842	2,096	2,086	1,786	1,802	1,885	1,816	1,992	1,819	1,985	1,931	2,060	2,068	2,044	2,062	2,662	2,667
Mn	0,032	0,030	0,032	0,027	0,059	0,041	0,028	0,032	0,033	0,024	0,021	0,033	0,018	0,015	0,011	0,020	0,034	0,042
Mg	3,639	3,682	3,541	3,618	3,563	3,811	3,524	3,767	3,699	3,925	3,749	3,818	3,161	3,182	2,987	3,058	2,573	2,677
Cr	0,002	0,023	0,003	0,004	0,023	0,012	0,020	0,021	0,000	0,011	0,011	0,006	0,083	0,053	0,003	0,007	0,050	0,021
Ni	-	-	0,005	0,012	-	-	-	-	-	-	0,002	0,005	0,002	0,002	0,003	0,009	-	-
Y	5,886	5,815	5,852	5,887	5,797	5,893	5,793	5,878	5,906	5,941	5,926	5,940	5,815	5,823	5,616	5,657	5,814	5,901
Ba	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,029	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,013	0,011	0,013	0,000	0,000	0,008	0,009	0,000	0,000	0,121	0,119	0,000	0,000
Na	0,008	0,000	0,007	0,010	0,014	0,017	0,016	0,020	0,013	0,005	0,013	0,001	0,018	0,018	0,017	0,008	0,007	0,015
K	1,886	2,002	2,055	2,034	1,891	1,947	1,939	1,896	2,029	2,007	2,034	2,001	1,971	1,975	1,879	1,939	1,951	1,961
X	1,894	2,015	2,062	2,044	1,907	2,006	1,979	1,929	2,041	2,012	2,055	2,012	1,989	1,993	2,017	2,065	1,958	1,976
F	1,511	1,189	-	-	1,114	1,396	1,061	1,023	1,661	1,894	-	-	-	-	-	-	0,521	0,487
Cl	0,001	0,000	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000
OH*	2,488	2,810	-	-	2,886	2,603	2,939	2,976	2,339	2,105	-	-	-	-	-	-	3,478	3,513
[OH,F,Cl]*	4,000	4,000	-	-	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	-	-	-	-	-	-	4,000	4,000
Cations	15,780	15,830	15,914	15,932	15,704	15,899	15,772	15,807	15,948	15,954	15,981	15,952	15,804	15,817	15,633	15,722	15,772	15,877
#Mg	0,65	0,67	0,63	0,63	0,67	0,68	0,65	0,67	0,65	0,68	0,65	0,66	0,61	0,61	0,59	0,60	0,49	0,50

Tabela 7 (continuação)

Amostra Análise Posição	Álcali-feldspato-sienitos				Quartzo-sienitos								Monzogranitos				D. Mozonítico		
	1212	1212	974	974	979	979	973	973	969	969	969	969	983	983	982	982	1748	1748	
	c	b	c4-65	c4-64	9	10	81	74	c3-40	c3-42	c5-53	c5-54	28	29	c4-23	c4-24	56	57	
		c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b
SiO ₂	38,464	39,121	39,475	39,908	38,310	39,115	39,632	39,402	38,028	38,418	39,626	39,449	39,182	40,034	38,424	37,452	37,031	36,988	
TiO ₂	1,588	1,918	0,533	0,291	1,112	0,742	0,619	0,673	1,725	1,300	0,619	0,536	1,412	1,292	1,520	1,028	1,184	1,229	
Al ₂ O ₃	11,734	11,298	12,100	12,573	13,195	12,989	11,738	12,365	12,454	12,838	12,708	12,870	14,041	13,940	14,214	14,558	13,952	14,065	
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,055	0,002	0,000	0,179	0,000	0,000	0,002	0,000	0,049	0,070	0,000	0,000	0,000	0,017	0,012	0,012	
FeO	16,859	16,270	16,247	15,252	17,056	16,508	13,790	14,713	17,312	16,762	14,984	14,670	16,389	15,773	20,633	20,650	21,936	21,735	
MnO	0,152	0,153	0,234	0,297	0,199	0,128	0,394	0,424	0,364	0,522	0,213	0,292	0,328	0,449	0,338	0,300	0,395	0,374	
MgO	14,948	15,160	16,845	18,117	14,748	15,155	16,817	16,479	15,369	15,780	18,277	18,428	13,593	13,987	12,283	12,117	11,272	11,222	
CaO	0,000	0,011	0,027	0,042	0,006	0,054	0,000	0,038	0,000	0,000	0,000	0,015	0,046	0,024	0,017	0,085	0,000	0,031	
BaO	0,277	0,166	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,501	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
NiO	n.a.	n.a.	0,079	0,100	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,029	0,000	0,099	0,185	n.a.	n.a.	0,006	0,099	0,020	0,024	
Na ₂ O	0,085	0,031	0,037	0,066	0,045	0,043	0,041	0,051	0,041	0,076	0,060	0,034	0,000	0,054	0,026	0,033	0,031	0,023	
K ₂ O	9,930	9,723	9,613	9,493	10,180	10,193	10,028	9,590	9,409	9,435	9,474	9,575	10,128	10,188	9,391	9,094	10,458	10,396	
F	2,069	2,751	n.a.	n.a.	1,925	2,440	2,669	2,895	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,703	2,308	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Cl	0,423	0,285	n.a.	n.a.	0,107	0,139	0,104	0,058	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,139	0,173	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Total	96,529	96,887	95,240	96,140	96,881	97,685	95,832	97,189	94,730	95,130	96,110	96,120	97,961	98,220	96,850	95,430	96,290	96,100	
O=F,Cl	1,062	1,287	-	-	0,859	1,090	1,171	1,245	-	-	-	-	1,201	1,050	-	-	-	-	
Total*	95,467	95,600	-	-	96,022	96,595	94,661	95,944	-	-	-	-	96,760	97,170	-	-	-	-	
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																			
Si	5,914	5,988	5,933	5,903	5,830	5,909	6,042	5,966	5,792	5,806	5,857	5,831	5,902	5,965	5,784	5,730	5,708	5,705	
Al ^{IV}	2,086	2,012	2,067	2,097	2,170	2,091	1,958	2,034	2,208	2,194	2,143	2,169	2,098	2,035	2,216	2,270	2,292	2,295	
Ti	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	0,000	0,000	
Z	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	8,000	8,000	8,000	
Al ^{VI}	0,040	0,026	0,078	0,095	0,196	0,222	0,151	0,172	0,029	0,094	0,071	0,074	0,394	0,413	0,306	0,355	0,243	0,262	
Ti	0,184	0,221	0,060	0,032	0,127	0,084	0,071	0,077	0,198	0,148	0,069	0,060	0,160	0,145	0,172	0,118	0,137	0,143	
Fe ⁺²	2,168	2,083	2,042	1,887	2,171	2,086	1,758	1,863	2,205	2,119	1,852	1,814	2,064	1,965	2,597	2,642	2,828	2,804	
Mn	0,020	0,020	0,030	0,037	0,026	0,016	0,051	0,054	0,047	0,067	0,027	0,037	0,042	0,057	0,043	0,039	0,052	0,049	
Mg	3,425	3,458	3,773	3,994	3,345	3,412	3,821	3,718	3,489	3,554	4,026	4,060	3,051	3,106	2,755	2,763	2,589	2,580	
Cr	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,008	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	
Ni	-	-	0,010	0,012	-	-	-	-	0,004	0,000	0,012	0,022	-	-	0,001	0,012	0,002	0,003	
Y	5,836	5,807	6,000	6,057	5,864	5,842	5,852	5,885	5,971	5,981	6,062	6,074	5,712	5,686	5,875	5,932	5,853	5,842	
Ba	0,017	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ca	0,000	0,002	0,004	0,007	0,001	0,009	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,002	0,007	0,004	0,003	0,014	0,000	0,005	
Na	0,025	0,009	0,011	0,019	0,013	0,013	0,012	0,015	0,012	0,022	0,017	0,010	0,000	0,015	0,008	0,010	0,009	0,007	
K	1,948	1,899	1,843	1,791	1,976	1,965	1,950	1,852	1,828	1,819	1,786	1,806	1,946	1,937	1,803	1,775	2,057	2,046	
X	1,990	1,920	1,859	1,817	1,991	1,986	1,962	1,903	1,841	1,842	1,804	1,818	1,954	1,956	1,814	1,799	2,066	2,058	
F	1,006	1,332	-	-	0,926	1,166	1,287	1,386	-	-	-	-	1,287	1,088	-	-	-	-	
Cl	0,001	0,001	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	-	-	0,000	0,001	-	-	-	-	
OH*	2,993	2,668	-	-	3,073	2,834	2,713	2,614	-	-	-	-	2,712	2,912	-	-	-	-	
[OH,F,Cl]*	4,000	4,000	-	-	4,000	4,000	4,000	4,000	-	-	-	-	4,000	4,000	-	-	-	-	
Cations	15,826	15,726	15,858	15,874	15,855	15,828	15,814	15,788	15,812	15,823	15,866	15,891	15,665	15,642	15,689	15,730	15,919	15,899	
#Mg	0,61	0,62	0,65	0,68	0,61	0,62	0,68	0,67	0,61	0,63	0,68	0,69	0,60	0,61	0,51	0,51	0,48	0,48	

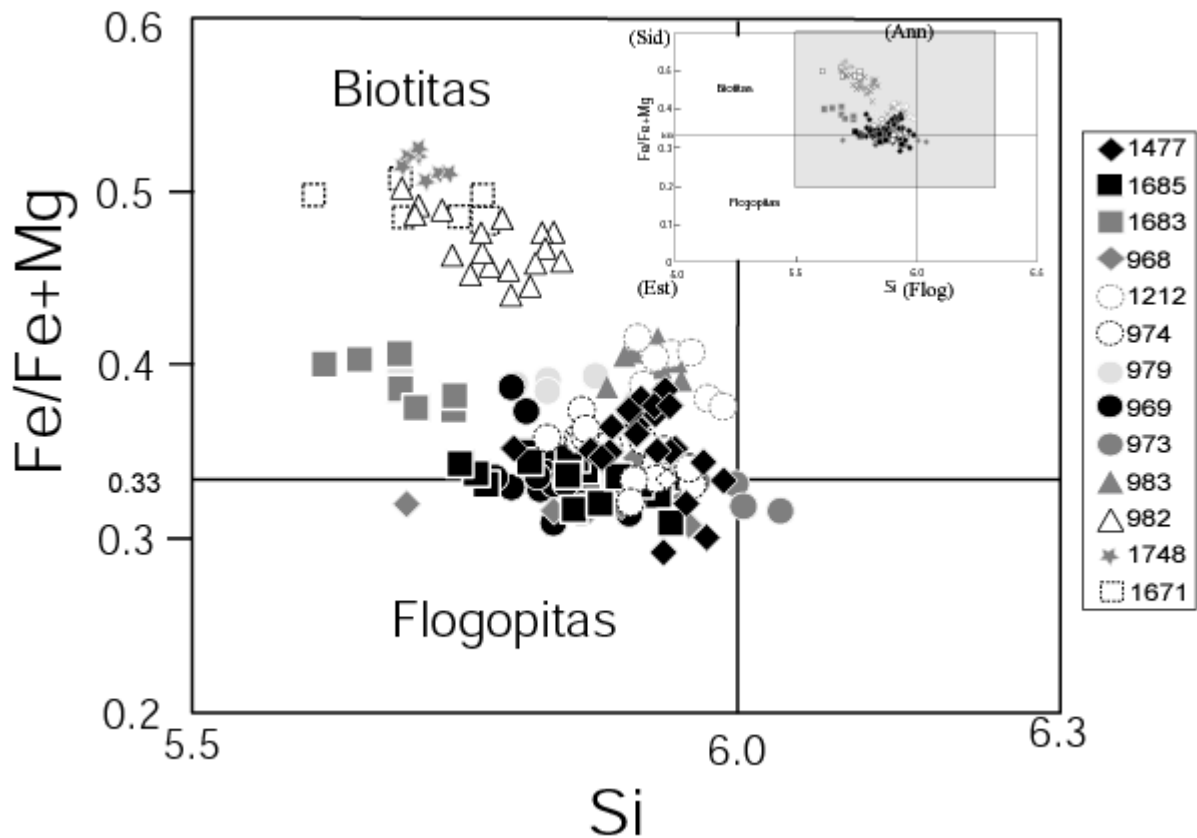


Figura 24. Disposição das micas das diferentes fácies do MCS no diagrama de classificação de Deer *et al.* (1992).

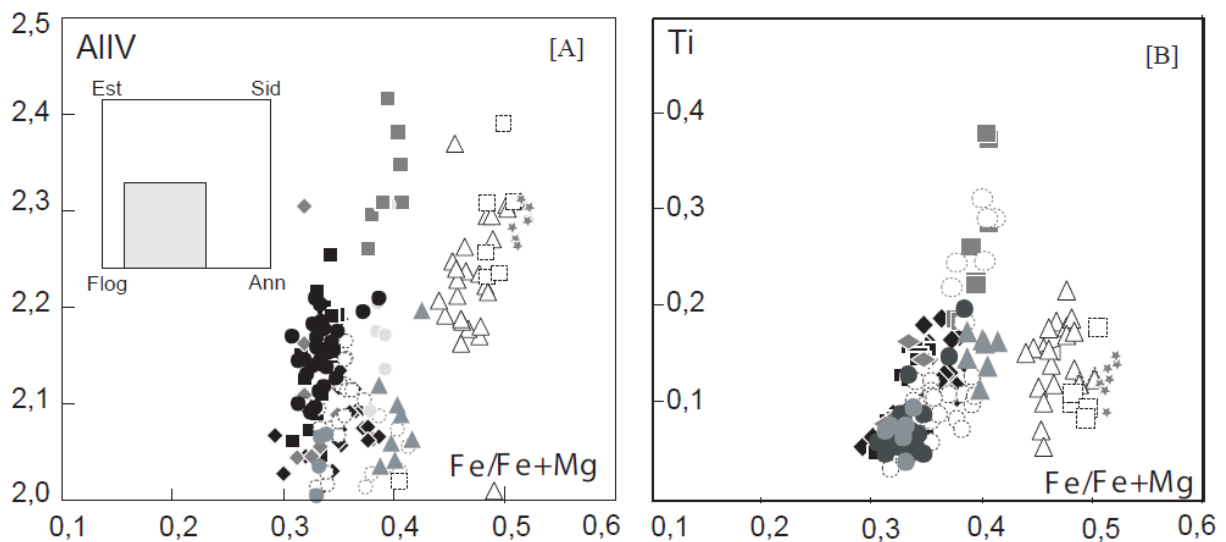


Figura 25. Disposição das micas do MCS nos diagramas de correlação Al^{IV} - #Fe [A] e Ti - #Fe. No diagrama [A] são plotados os polos da estonita (Est), siderofilita (Sid), flogopita (Flog) e annita (Ann). Símbolos das amostras como na figura anterior.

Os mais altos conteúdos de flúor dominam entre as flogopitas (até 1,9 f.e.) e os menores são observados entre as biotitas dos diques híbridos (até 0,8 f.e.). Os conteúdos em Cl são moderados, porém muito mais baixos que os de F. A razão F/Cl tem valores maiores nas flogopitas dos diques lamprofíricos (46 a 95) e menores nas biotitas dos sienitos com piroxênio (autólitos sieníticos e álcali-feldspato sienito "1212"). Muller & Groves (1995) têm mostrado a íntima associação entre os fenocristais ricos em halogênios (caracterizadas principalmente por altos conteúdos de Cl; maior que 0,04%) das suítes potássicas e mineralizações de ouro.

▪ **Evolução Química e Principais Substituições**

Analisando a disposição das análises no diagrama classificatório, não se verifica uma evolução contínua, mas, no conjunto, pode-se evidenciar uma leve tendência de flogopitas silicosas evoluindo a biotitas menos silicosas e mais ferrosas. Esta evolução é acompanhada pelo aumento de Al e Ti (Fig. 25). Estas evoluções, com tendências entre os polos siderofilita e annita, sugere a participação das substituições annita-flogopita, como evidenciado pela boa correlação entre Fe e Mg (Fig. 26), e flogopita-siderofilita. Entre as flogopitas e uma parte das biotitas dos enclaves, do dique lamprofírico, dos álcali-feldspato-sienitos e quartzo-sienitos existe uma grande superposição de pontos, variação limitada de Fe/Fe+Mg e praticamente ausente variação de composição do centro para a borda. Estas são feições indicativas da origem co-magmática ou que eles se cristalizaram a aproximadamente similares temperaturas e $f(O_2)$ ou que todas as composições foram re-equilibradas a um evento pós-cristalização. Por outro lado, em todos os diagramas, as biotitas dos granitos (982), do dique híbrido e do dique monzonítico desenharam um grupo diferenciado, notadamente mais rico em Al, Ti e Fe. Esta feição pode indicar para estas micas, diferenças das condições de $f(O_2)$ ou ainda diferenças e/ou mudanças nas composições magmáticas.

Desde os trabalhos mais antigos (p.ex. Nockolds, 1947), tem se evidenciado que os teores de Al e Fe aumentam numa mesma suíte quando se passa de rochas onde a biotita coexiste com o anfibólio para rochas graníticas com a biotita sendo o único mineral máfico presente. Este não é, contudo, o caso da amostra do dique híbrido, onde grandes quantidades de anfibólio coexistem com a biotita e, portanto, mudanças na composição do magma, possivelmente devido a processos de mistura, podem ter ocorrido.

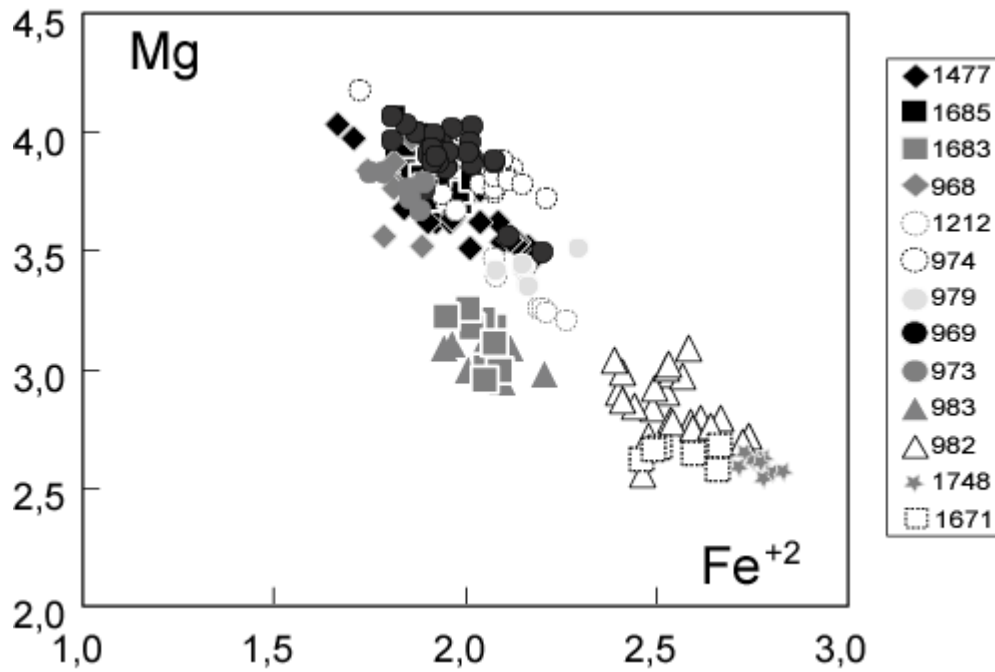


Figura 26. Diagrama de correlação Fe-Mg para as micas do MCS.

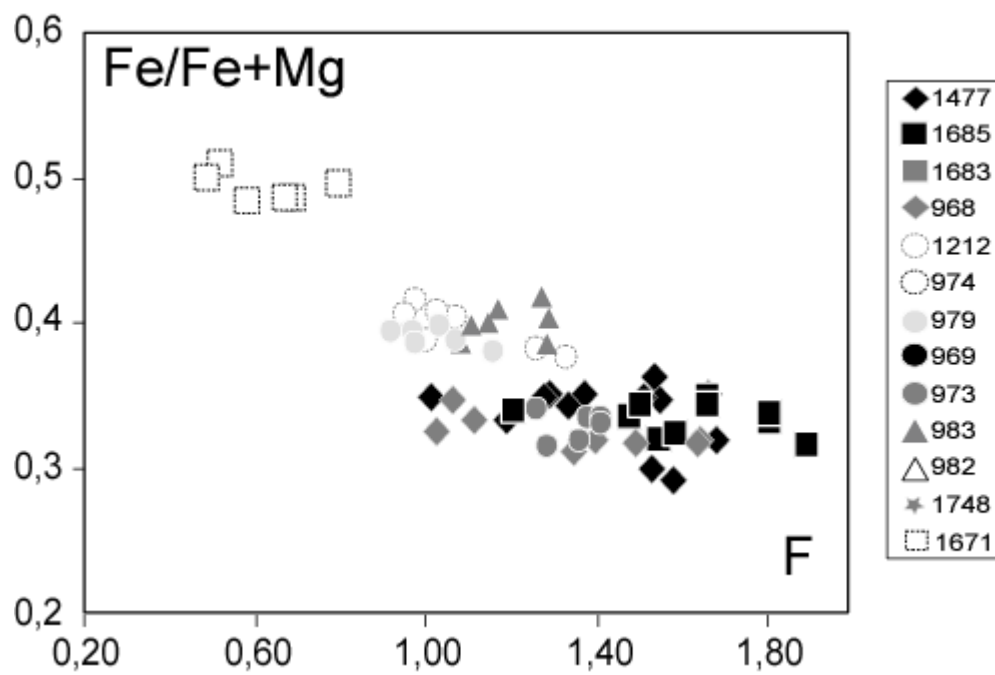


Figura 27. Diagrama de correlação entre F e Fe/Fe+Mg aplicado às micas do MCS.

O aumento dos conteúdos em Ti, associado ao aumento de Al^{IV} , e o menor caráter magnésiano de biotitas de rochas mais diferenciadas tem sido interpretado como um progressivo processo de redução com o fracionamento (Rowins *et al.*, 1993; Ayer, 1998). Este não parece, contudo, ocorrer com as micas do MCS. Os menores conteúdos de Ti, Al e #Fe das fácies menos evoluída pode ser explicado como devido a sua formação a partir do anfibólio e à concorrência com outras fases como os minerais opacos que cristalizaram precocemente. Como mostram os estudos petrográficos, as biotitas dos granitos e do dique monzonítico parecem ter se cristalizado independente de outras fases titaníferas. Esta feição foi também observada por Conceição (1990) entre as fácies do sienito de Itiúba.

As biotitas da amostra 1683 apresentam os mais altos conteúdos de Al e Ti de todo o conjunto e com uma razão #Fe mais próxima a das flogopitas e desenham tendências contínuas às demais fácies sieníticas (cf. Figura 25). A natureza petrográfica destas micas, que ocorrem como grandes fenocristais, denota seu caráter magmático, contudo suas relações texturais, principalmente ex-solvendo grãos de titanita e minerais opacos sugerem que estes grãos tenham sofrido reequilíbrio ou mesmo alguma modificação química. O comportamento deslocado da tendência principal no diagrama Fe-Mg (Fig. 26) é sugestivo que tenha havido reequilíbrio. Contudo, os altos conteúdos em Ti e Al estão ainda associados aos mais altos conteúdos de Cr e Na do conjunto. É possível, portanto, que tenha ocorrido um reequilíbrio ou modificação parcial e que concentrações mais próximas às originais possam ter sido ainda preservadas.

O flúor, por vezes, se aproxima de cerca de 50% da ocupação do sítio hidroxila. O flúor nas micas do MCS tem um comportamento contrário ao do Al^{IV} , uma vez que eles crescem com o aumento de #Mg (Fig. 27). Esta tendência está de acordo com os trabalhos experimentais de Ludginton (1978) que mostrou que o F entra no sítio hidroxila com maior facilidade quanto mais favorável para o Mg for o balanço Fe/Mg. Os baixos conteúdos de F das micas nos diques híbridos corroboram por uma evolução diferenciada destas rochas em relação ao conjunto.

▪ **Tipologia Magmática das Micas do MCS**

A composição química das biotitas, desde que represente produtos não transformados, depende largamente da natureza dos magmas que se cristalizaram. Com esta observação, Abdel-Rahman (1994) lançou um grande número de análises (conteúdos de FeO, MgO e Al_2O_3) de biotitas sobre vários diagramas binários e ternários e, tratando-as estatisticamente, definiu campos composicionalmente distintos correspondentes às biotitas de suítes anorogênicas alcalinas, de suítes peraluminosas e suítes orogênicas cálcio-alcalinas. Por estes diagramas, as biotitas do MCS

dispõem-se no campo dos complexos orogênicos cálcio-alcálicos (Fig. 28). Contudo, com exceção das biotitas dos granitos, dos diques monzoníticos e híbridos, as amostras são claramente mais ricas em MgO e desta forma estão fora do campo que envolve o posicionamento das análises das biotitas das suítes cálcico-alcálicas tratadas naquele estudo. O mesmo comportamento ocorre para os demais diagramas binários discriminatórios apresentados por Abdel-Rahman (1994) (figuras 2, 3 e 4, páginas 530, 531 e 532). Destes diagramas, como uma forma generalizada, devemos guardar a assinatura de biotita cristalizadas em ambientes orogênicos. Composições (flogopitas e Mg-biotitas) fortemente magnesianas e evoluções químicas similares (flogopita → siderofilita ou flogopita → estonita) são observadas nos sienitos paleoproterozoicos da Bahia (Conceição & Cruz, 1998) e nos sienitos neoproterozoicos de filiação shoshonítica (complexos Bom Jardim & Toritama, Guimarães & Da Silva Filho; sienito Piquiri, Plá Cid *et al.*, 2000). Os sienitos sódicos e aqueles associados a tipos subsaturados, apresentam composições mais ferrosas e evoluções distintas, em direção ao polo da molécula de annita. Neste sentido, a parte mais rica em magnésio no campo das suítes cálcio-alcálicas dos diagramas definidos por Abdel-Rahman (1994) pode ser, eventualmente, reservada às biotitas das suítes potássicas de ambientes orogênicos.

Muitas características apontam para que as micas do MCS se cristalizaram a partir de magmas ricos em potássio. Elevados conteúdos de F tem sido observado em flogopitas cristalizadas a partir de magmas ultrapotássicos (Edgar & Arima, 1985), onde estas podem ser um dos reservatórios dos halogênios nas suas fontes. O papel do F na gênese destes magmas tem sido discutido por diversos autores (Edgar & Arima, 1985; Foley, 1987, Edgar *et al.*, 1994). As micas das rochas máficas do MCS têm composições que podem ser comparáveis as flogopitas dos lamprófiros shoshoníticos (Fig. 29) pelos critérios de Rock (1991). Quando comparadas as flogopitas de minettes típicos (p.ex. Bachinski & Simpson, 1984), as quais se cristalizaram em condições subcrustais (manto superior), as micas dos lamprófiros do MCS têm menores conteúdos de TiO₂.

As micas da amostra 1683 apresentam conteúdos de TiO₂ (até 3,3 %) mais elevados do conjunto (além de Al₂O₃, Cr₂O₃, CaO e NaO) e estão mais próximos aos minettes típicos. A natureza euédrica dos grandes cristais de biotita deste lamprófiro aponta para sua cristalização precoce, enquanto sua coloração bastante avermelhada e textura rica em inclusões de magnetita e titanita, sugerem que estes cristais tenham sido reequilibrados as condições mais rasas e a diferentes condições de $f(O_2)$ (Paim *et al.*, 2002). Edgar & Arima (1983) tem detalhado o controle da $f(O_2)$ e da pressão sobre os conteúdos de TiO₂ das flogopitas em rochas ultrapotássicas.

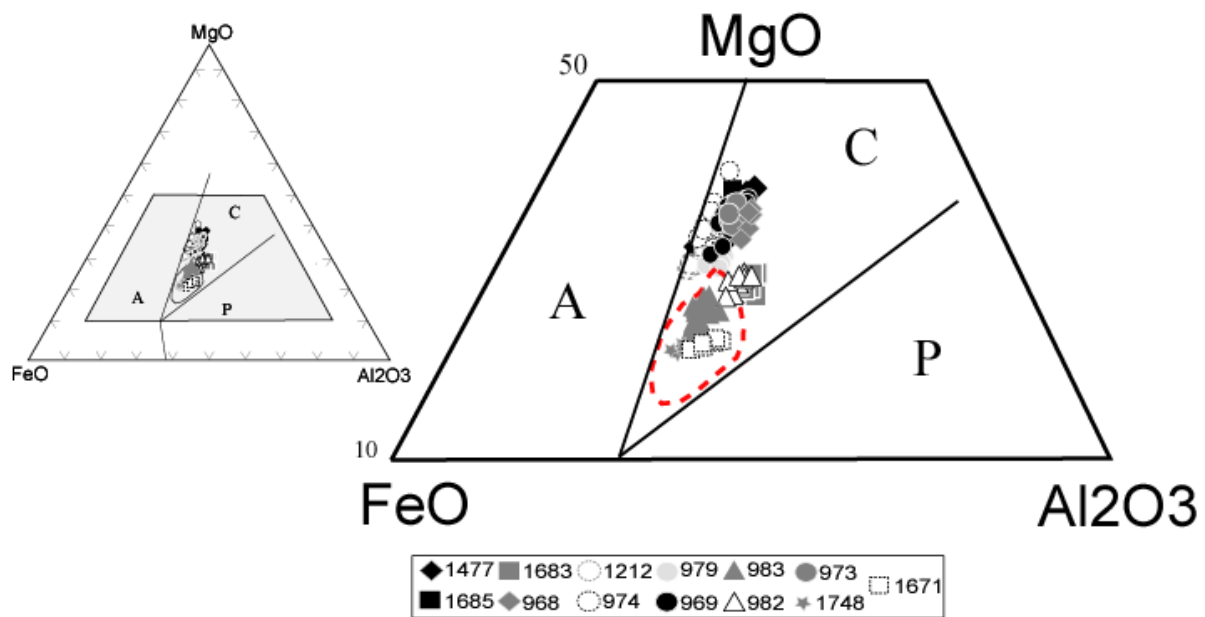


Figura 28. Disposição das micas do MCS no diagrama triangular MgO-FeO-Al₂O₃ com os campos das micas das séries cálcio-alcálicas (C), alcalinas (A) e peraluminosas (P) segundo Abdel-Rahman (1994). O polígono tracejado envolve as amostras que foram estudadas por aquele autor.

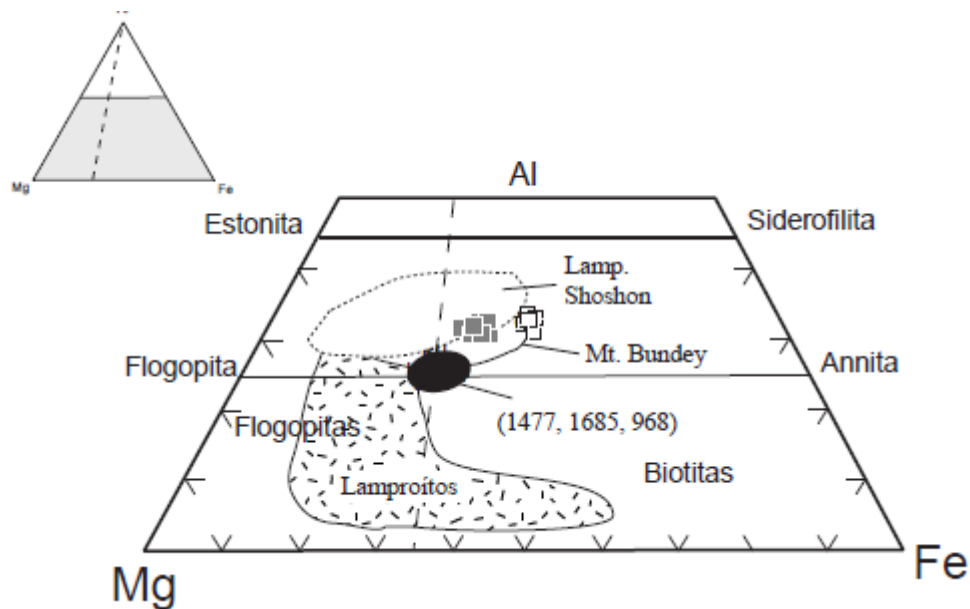


Figura 29. Disposição das micas dos lamprófiros, diques híbridos e enclaves máficos do MCS no diagrama Al-Mg-Fe. Os campos representam as variações composicionais das micas dos lamprófiros shoshoníticos e lamproítos, segundo Rock (1991) e o campo dos lamprófiros de Mt. Bundey (Sheppard & Taylor, 1992).

▪ **Geotermometria**

Os principais geotermômetros utilizando a biotita são baseados no fenômeno que a concentração de Ti cresce com o aumento da temperatura (Guidotti, 1984; Deer *et al.*, 1997). Geotermômetros baseados neste princípio são amplamente utilizados, principalmente para os ambientes metamórficos ou terrenos ígneos onde as micas se cristalizaram em condições mais profundas (manto superior). Para as micas do MCS, os resultados destes geotermômetros não foram coerentes.

Storner & Carmichael (1971) desenvolveram um geotermômetro baseado na troca F-OH no sítio hidroxila entre os cristais de biotita e apatita coexistentes, que depois foi refinado por Ludington (1978). Posteriormente Zhu & Sverjensky (1992) fizeram uma nova calibração baseada em modelos de solução sólida. Yavuz (1998) disponibilizou um programa de computador para o cálculo deste geotermômetro. Sallet (1988, 2000) apresentou uma nova versão deste termômetro baseado em dados experimentais e relações de equilíbrio de F-OH entre biotita-fluido e apatita-fluido. A equação proposta é a seguinte:

$$0,0085T^2 - [13,25 - IV(F) - \log(X_F/X_{OH})_{\text{apatita}}]T + 2100 = 0,$$

onde o parâmetro IV(F), definido por Munoz (1984), que mede o grau de enriquecimento em F na biotita para diferentes razões Mg/Fe, é dado por:

$$IV(F) = 1,52X_{Mg} + 0,42X_{Ann} + 0,20 X_{Sid} - \log(X_F/X_{OH}).$$

Aplicou-se este termômetro mais recente para as micas do MCS nas amostras em que foram dosadas F e Cl em biotitas e apatitas coexistentes. Os resultados, apresentados na tabela 8, mostram valores concentrados entre 722 e 777°C para as diferentes fácies e um valor isolado de 826°C. As temperaturas são superiores aquelas obtidas nos cálculos com o par anfibólio-plagioclásio, mas ainda consideradas baixas.

Tabela 8. Resultados da termometria biotita-apatita (após Sallet, 2000) aplicada às micas e apatitas do MCS (na amostra 983, as apatitas estão inclusas na titanita que ocorre associada a biotita).

Amostra	IV(F)_{biot}	(X_F/X_{OH})_{apat}	T (°C)
1477	1,34	16,15	742
(autólito sienítico)	1,30	4,93	826
1212	1,49	14,8	725
(álcali-feldspato-sienito)	1,51	9,80	749
1685	1,26	19,43	742
(lamprófiro)	1,28	10,93	777
968	1,32	11,91	766
(MME)	1,58	12,53	722
983	1,35	10,65	768
(granito)			

V.1.4 Feldspatos

▪ Aspectos Texturais

Os feldspatos são a fase mais importante no MCS, em geral, com predomínio dos feldspatos alcalinos. Nestes, a textura é sempre pertítica e com inclusões de uma fase sódica, excetuando nos lamprófiros (amostra 1685), onde os cristais da matriz são homogêneos e ocorrem associados com quantidades menores de plagioclásio sódico. Nos álcali-feldspato-sienitos e autólitos sieníticos, está praticamente presente apenas um feldspato pertítico (albita intersticial e menor que 3% da moda). Estes feldspatos pertíticos são caracterizados pela cor escura, pelas grandes dimensões, forte eudralismo e zoneamento oscilatório e presença de geminações mais complexas, tratando-se possivelmente do ortoclásio. As pertitas são regulares e muito finas. Nos demais enclaves, o feldspato alcalino pertítico é subédrico e têm dimensões menores que os minerais máficos. A presença do plagioclásio sódico é discreta. No lamprófiro “1683” os xenocristais de feldspato alcalino têm as mesmas características dos álcali-feldspato-sienitos.

Nas demais fácies são claramente distinguidos dois feldspatos: um pertítico e um plagioclásio predominantemente sódico. Nos quartzo-sienitos os feldspatos pertíticos são mais claros, subédricos e ocasionalmente zonados. Os plagioclásios são pouco menores e estão sempre subordinados à periferia dos cristais maiores pertíticos. Nos granitos, o feldspato pertítico muito raramente está zonado e apresenta grandes exsoluções. Nestas rochas os plagioclásios têm

proporções modais equivalentes aos dos feldspatos alcalinos e são maiores. Nos diques híbridos, os fenocristais de feldspato alcalino e/ou plagioclásio (xenocristais) são arredondados devido à reação com a matriz. Nos diques monzoníticos eles são esverdeados e predominam os cristais de plagioclásio.

▪ **Classificação, Composição e Evolução Química**

A fórmula geral dos feldspatos é dada por $X Z_4O_8$, onde Z é o sítio tetraédrico é ocupado por Si^{+4} e Al^{+3} (ocasionalmente Fe^{+3}) e X é um sítio mais largo e irregular, ocupado principalmente por Na^+ , K^+ e Ca^{+2} . Análises representativas de feldspatos alcalinos e plagioclásios, recalculadas para 32 oxigênios, são apresentados nas tabelas 9 e 10. Análises completas dos feldspatos são apresentadas no Anexo II.

A classificação e evolução dos feldspatos no MCS pode ser acompanhada no diagrama ternário Albita (Ab) - Ortoclásio (Or) - Anortita (An) (Fig. 30). Feldspatos alcalinos em todas as fácies são praticamente cristais de ortoclásio puro, com valores da molécula de ortoclásio variando de 92 a 97 (predominando Or_{96}). Apenas na amostra 982 (granito) pode-se alcançar Or_{86} . De todo o conjunto, apenas quatro análises mostraram composições de mistura entre os polos Ab e Or. A amostra 979 apresenta uma análise fora dos lados Or-Ab e Ab-An, posicionando-se no campo do anortoclásio.

Os cristais identificados como plagioclásio nos estudos petrográficos são predominantemente albita nos enclaves, lamprófiros e sienitos, com composições com $Ab > 94$. Albita quase pura ($\sim Ab_{96}$) é a fase encontrada nos cristais intersticiais dos enclaves, na maior parte das ex-soluções e nas inclusões e bordas dos grandes cristais de feldspato alcalino. Nos granitos dominam as composições de oligoclásio (17-20% An), contudo albita é a composição da borda. Esta observação química é compatível com as feições petrográficas, onde se observa uma coroa mais límpida em oposição ao centro mais turbido. Oligoclásio é também a composição dos plagioclásios dos diques monzoníticos e híbridos. Neste último, os pórfiros (xenocristais), com claras feições de desequilíbrio com a matriz, apresentam composições próximas a andesina. Esta composição abre a possibilidade que estes xenocristais tenham sido incorporados de um líquido diferente do sienitos do MCS.

Tabela 9. Análises representativas dos feldspatos alcalinos das diversas fácies do MCS (c= centro do cristal; b = borda; c-M = centro de cristal na matriz).

Amostra	Autólito	MME		Lamprófiros			D.Híbrido	Álc-Feldsp-Sien.		Quartzo-Sienitos			Monzogranitos		D. Monz.
	1477	968	981	1685	1685	1683	1671	1212	974	973	979	969	983	982	1748
Análise	91	12	4	32	34	82	58	47	c3-15	78	13	c4-7	33	c2B-26	47
Posição	c	c	c	c	c	c	c-M	c	c	c	c	b	c	c	c
SiO ₂	64,253	64,000	64,462	62,756	63,064	63,603	63,374	63,573	64,09	62,949	63,463	64,576	65,152	64,517	63,419
TiO ₂	0,007	0,000	0,000	0,013	0,022	0,023	0,000	0,000	0,051	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	18,235	19,126	18,378	18,781	18,634	18,480	18,571	18,184	18,444	17,426	18,751	18,130	18,574	18,483	18,142
Cr ₂ O ₃	0,003	0,000	0,000	0,013	0,006	0,000	0,000	0,095	0,000	0,030	0,147	0,000	0,000	0,017	0,000
FeO	0,134	0,148	0,000	0,161	0,175	0,130	0,241	0,013	0,090	0,072	0,000	0,018	0,000	0,049	0,163
MnO	0,000	0,000	0,000	0,012	0,025	0,000	0,046	0,081	0,000	0,037	0,000	0,021	0,000	0,016	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018
CaO	0,000	0,000	0,000	0,008	0,008	0,081	0,014	0,000	0,000	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000	0,006
BaO	0,586	0,231	0,542	2,138	1,248	1,313	0,767	1,498	0,772	0,462	1,033	0,550	0,428	0,208	1,016
NiO	0,009	-	-	0,000	0,000	0,000	-	-	0,026	-	-	0,022	-	0,000	0,000
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,421	0,426	0,402	0,498	0,443	0,723	0,457	0,415	0,481	0,388	0,865	0,368	0,569	0,420	0,457
K ₂ O	16,959	16,254	16,206	15,879	16,362	16,287	16,774	15,855	15,913	16,095	15,535	16,398	16,263	16,299	16,645
Total	100,607	100,190	99,990	100,270	99,990	100,640	100,240	99,780	99,870	97,460	99,830	100,090	100,991	100,010	99,870
Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios															
Si	11,931	11,851	11,968	11,787	11,826	11,853	11,840	11,922	11,932	12,014	11,549	11,993	11,666	11,956	11,899
Al	3,987	4,171	4,018	4,154	4,115	4,056	4,086	4,016	4,044	3,917	4,019	3,965	3,917	4,034	4,009
X	15,918	16,022	15,986	15,941	15,941	15,909	15,926	15,938	15,983	15,931	15,568	15,959	15,582	15,990	15,908
Ti	0,001	0,000	0,000	0,002	0,003	0,003	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe	0,021	0,023	0,000	0,025	0,027	0,020	0,038	0,002	0,014	0,011	0,000	0,003	0,000	0,008	0,026
Mn	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,007	0,013	0,000	0,006	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Ba	0,043	0,017	0,039	0,157	0,092	0,096	0,056	0,110	0,056	0,035	0,074	0,040	0,030	0,015	0,075
Ca	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,016	0,003	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,152	0,153	0,145	0,181	0,161	0,261	0,166	0,151	0,174	0,144	0,305	0,133	0,198	0,151	0,166
K	4,017	3,840	3,838	3,805	3,914	3,872	3,998	3,793	3,779	3,919	3,607	3,885	3,715	3,853	3,984
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	-	-	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	-	-	0,000	-	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	4,234	4,033	4,022	4,177	4,203	4,268	4,268	4,092	4,023	4,116	4,012	4,064	3,943	4,030	4,257
Cations	20,152	20,072	20,047	20,118	20,144	20,177	20,250	20,140	20,062	20,082	19,654	20,063	19,556	20,035	20,165
Ab	3,6	3,8	3,6	4,5	3,9	6,3	4,0	3,8	4,4	3,5	7,8	3,3	5,1	3,8	4,0
An	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0	0,0	0,0
Or	96,4	96,2	96,4	95,4	96,0	93,3	95,9	96,2	95,6	96,5	92,0	96,7	94,9	96,2	96,0

Tabela 10. Análises representativas dos plagioclásios das diversas fácies do MCS (c-int= centro do cristal intersticial; c-M = centro de cristal na matriz; b-F=borda feldspato alcalino).

Amostra	Autólito	MME		Lampróf.	D.Híbrido	Álc-F-Sien	Quartzo-Sienitos			Monzogranitos		D. Monz.
	1477	968	981	1685	1671		973	979	969	983	982	1748
Análise	111	11	2	23	52	c4-19	72	20	c3-4	37	c3-35	60
Posição	c-int	c-int	c	c	c-M	c-int	b	c	b-F	c	c	c
SiO ₂	68,233	66,839	69,645	67,507	62,026575	66,453	68,204	65,717	70,248	62,925	64,300	61,378
TiO 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
Al ₂ O ₃	19,659	21,389	19,954	19,877	24,087	21,177	19,690	21,459	19,250	23,223	22,254	23,618
Cr ₂ O ₃	0,015	0,063	0,000	0,000	0,000	0,004	0,007	0,000	0,000	0,040	0,011	0,000
FeO	0,117	0,196	0,179	0,086	0,272	0,009	0,000	0,289	0,022	0,000	0,004	0,149
MnO	0,000	0,102	0,000	0,000	0,069	0,000	0,121	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	0,000	0,037	0,000	0,008	0,018	0,000	0,004	0,108	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,407	1,905	0,378	0,565	3,684	1,795	0,674	0,635	0,337	4,284	3,796	5,380
BaO	0,000	0,230	0,067	0,000	0,000	0,000	0,000	0,142	0,000	0,320	0,138	0,000
NiO	0,010	-	-	0,000	-	0,007	-	-	0,035	-	0,015	0,000
SrO	0,000	0,092	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	11,591	10,941	11,400	11,432	9,442	10,751	11,120	9,599	12,033	9,485	9,993	8,499
K ₂ O	0,070	0,072	0,055	0,084	0,058	0,116	0,045	2,035	0,055	0,118	0,074	0,137
Total	100,102	101,870	101,680	99,560	99,655	100,310	99,870	99,986	101,980	100,396	100,590	99,160
Si	11,927	11,579	11,966	11,870	10,745	11,634	11,935	11,321	12,044	10,850	11,316	10,989
Al	4,047	4,364	4,038	4,116	4,914	4,366	4,058	4,353	3,887	4,715	4,612	4,980
X	15,974	15,943	16,004	15,986	15,659	16,000	15,993	15,674	15,931	15,565	15,928	15,969
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,017	0,028	0,026	0,013	0,039	0,001	0,000	0,042	0,003	0,000	0,001	0,022
Mn	0,000	0,015	0,000	0,000	0,010	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,010	0,000	0,002	0,005	0,000	0,001	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,016	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,021	0,010	0,000
Ca	0,076	0,354	0,070	0,106	0,683	0,337	0,126	0,117	0,062	0,792	0,716	1,032
Na	3,929	3,675	3,798	3,898	3,172	3,649	3,773	3,206	4,000	3,171	3,410	2,950
K	0,016	0,016	0,012	0,019	0,013	0,026	0,010	0,448	0,012	0,026	0,017	0,031
Sr	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	-	-	0,000	-	0,000	-	-	0,000	-	0,000	0,000
Cr	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000
Z	4,038	4,134	3,911	4,038	3,921	4,013	3,928	3,850	4,077	4,020	4,154	4,035
Cations	20,012	20,093	19,920	20,024	20,083	20,013	19,921	19,534	20,008	19,606	20,092	20,004
Ab	97,7	90,9	97,9	96,9	82,0	91,0	96,5	85	98,2	79,5	82,3	73,5
An	1,9	8,8	1,8	2,6	17,7	8,4	3,2	3,1	1,5	19,8	17,3	25,7
Or	0,4	0,4	0,3	0,5	0,3	0,6	0,3	11,9	0,3	0,7	0,4	0,8

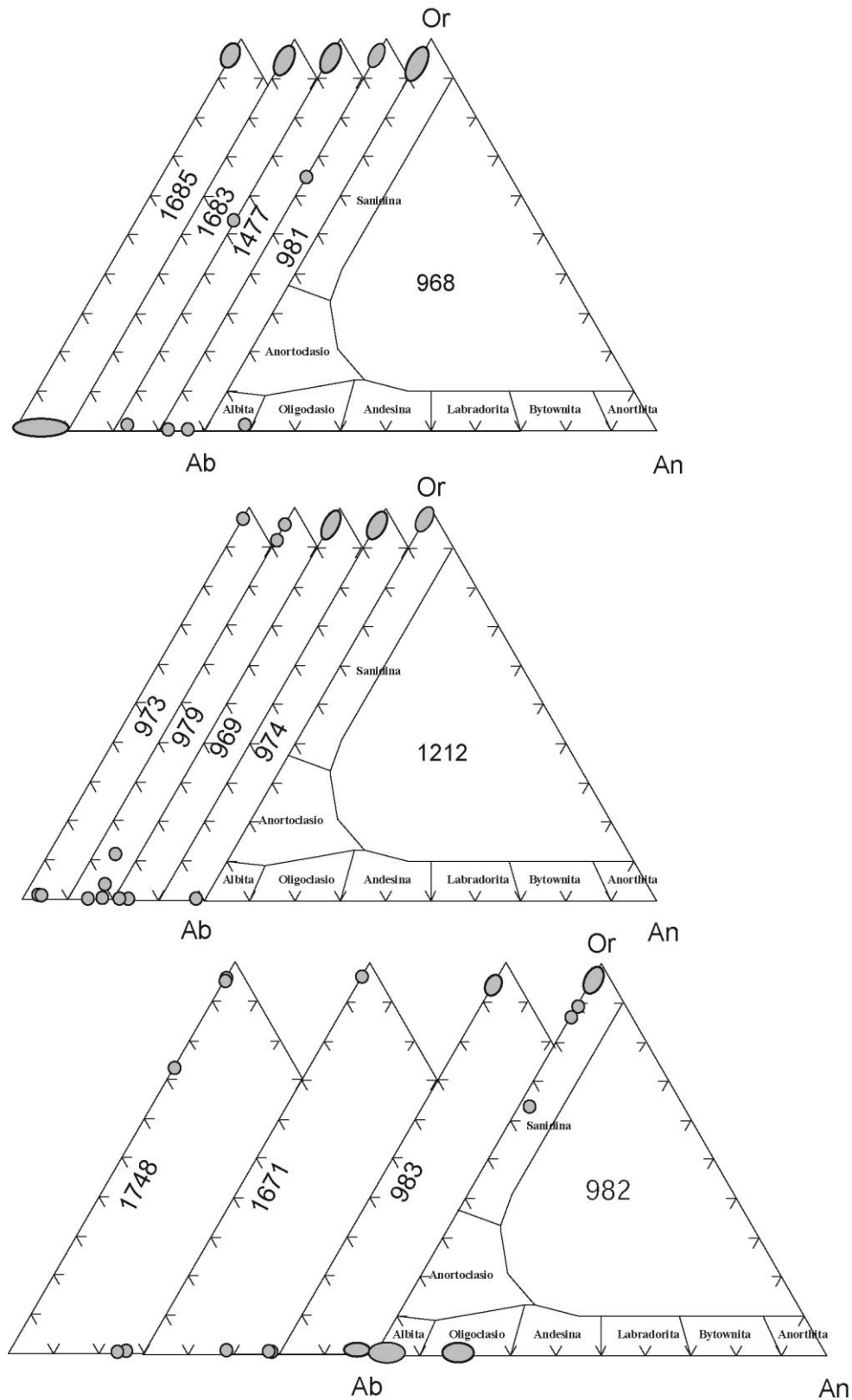


Figura 30. Composições dos feldspatos das diferentes fácies do MCS no diagrama triangular Or-Ab-An e as nomenclaturas segundo Deer *et al.* (1996). As elipses em cinza envolvem os resultados de três ou mais análises.

Estes xenocristais são bem diferentes daqueles observados na amostra 1683 (lamprófiro), que são de cor mais escura, e de textura e composição muito similares aos feldspatos alcalinos da fácies álcali-feldspato-sienítico.

De uma forma geral os feldspatos são caracterizados por baixos conteúdos de Fe (FeO < até 0,4%) e pelos constantes e significantes conteúdos de Ba (até 2,1%). Esta última feição permite classificar alguns cristais como hialofana, segundo os critérios de Deer *et al.* (1966). São ainda muito baixos (<0,1%) os conteúdos em SrO, MnO, MgO e TiO₂. O Fe nos feldspatos é normalmente o Fe⁺³, que substitui o Al⁺³ no sítio tetraédrico em condições preferencialmente oxidantes. Este sítio está normalmente incompleto ($Z < 16$) nos feldspatos do MCS e o conteúdo de Fe é tão baixo que não preenche este sítio, exigindo a entrada de outros cátions e posterior compensação no sítio X, com trocas Na⁺ e K⁺. Nas fácies a dois feldspatos do MCS, o Fe tem preferência pelo plagioclásio. O Ba tem preferência pela fase potássica, indicando a presença da substituição Ba⁺² - K⁺. Os maiores conteúdos de BaO são observados nos lamprófiros e na amostra 1212, com valores intermediários nos cristais dos enclaves (até 0,85) e valores mais baixos nos quartzo-sienitos e granitos (até 0,65%; até 0,28% na amostra 982). Este comportamento é comparável aos dos magmas potássicos, onde o Ba tem comportamento de elemento compatível, decrescendo com o grau de evolução (Perini *et al.*, 2000). Os conteúdos em BaO dos feldspatos dos lamprófiros do MCS são próximos a dos lamprófiros shoshoníticos (até 2,7%, Rock, 1991).

Como os feldspatos alcalinos têm textura pertítica, em análises por microsonda eletrônica, devido aos processos de desmistura, torna-se difícil reconhecer a composição original. Contudo, a constância dos valores da molécula de Or para amostras com variados graus de “pertização” e/ou poucos valores de mistura, sugerem que estas composições possam ser próximas às originais. Neste sentido, chama a atenção para os feldspatos alcalinos da amostra 1685 (lamprófiro). Devido ao rápido resfriamento, eles são desprovidos de ex-soluções, porém apresentam composições ricas na molécula de ortoclásio (Or₉₅₋₉₇), como os feldspatos das demais fácies.

Os plagioclásios, em menor percentual que os feldspatos potássicos, têm composição predominantemente de albita (An₃₋₈). Assim, os baixos conteúdos da molécula de anortita e os altos conteúdos da molécula de ortoclásio nos feldspatos do MCS podem estar relacionados ao alto conteúdo de K₂O no magma. Neste sentido, no início da cristalização, a elevada razão K₂O/Na₂O do magma inibiria a cristalização precoce do plagioclásio, e como consequência estes apareceriam em bem menor conteúdo ou de forma intersticial, como observado nos lamprófiros, enclaves e álcali-feldspato-sienitos. Com a evolução e precipitação dos cristais de feldspato

alcalino, o magma se enriqueceria em sódio e daí o aumento modal de plagioclásios e da molécula de anortita nestes, nas fácies quartzo-sienítica e granítica.

A presença do plagioclásio sódico na forma da albita quase pura, principalmente em rochas menos evoluídas, chama a atenção para que estas não sejam composições primárias e sim produtos de albitização. Isto é sugestivo devido a superfície túrbida dos cristais e a presença de minerais do grupo do epidoto secundários. Esta foi, por exemplo, a hipótese admitida para explicar a presença predominante de albita na matriz de alguns lamprófiros (Nemec, 1966; Perring *et al.*, 1989; Lima & Nardi, 1998). Por outro lado, alguns lamprófiros têm apresentado cristais de albita primária (cf. Rock, 1991). É muito difícil estabelecer a real natureza destes cristais de albita, mesmo por que em alguns cristais com superfícies limpas, aparentemente não alteradas, apresentavam composições de albita e, enquanto que nos granitos, grãos bastante túrbidos apresentavam composições de oligoclásio, iguais aos grãos pouco alterados. O grande domínio de composições de albita (100% dos plagioclásios nos enclaves, lamprófiros e álcali-feldspatos) e a ausência de inclusões mais ricas em cálcio (eles são também cristais de albita) nos faz tender a acreditar que estas composições representem composições magmáticas.

Como observado no capítulo anterior, a maior parte dos cristais de plagioclásio identificados nos estudos petrográficos para as fácies sieníticas foi considerada como oligoclásio. Entretanto, com o exposto nos resultados das análises químicas minerais, considerando-se o predomínio das plagioclásios sódicos quase puros (albita), ressalta-se que a maior parte dos quartzo-sienitos e alguns sienogranitos da fácies quartzo-sienítica “migrem” para os campos dos álcali-quartzo-sienitos e álcali-granitos, respectivamente, no diagrama QAP (Fig.12) e desenhem uma evolução modal principal próxima a das suítes alcalinas saturadas em sílica (vide Fig. 14).

Uma característica dos grandes cristais euédricos dos feldspatos alcalinos dos sienitos do MCS (comum na fácies álcali-feldspato sienítica e diminuindo nos quartzo-sienitos e sienogranitos) é a presença de forte zoneamento oscilatório. Este padrão de zoneamento é pouco usual nos feldspatos alcalinos e muito comum nos plagioclásios, principalmente naqueles fenocristais de rochas vulcânicas de ambientes orogênicos (cf. Gill, 1981) e aqueles provenientes de câmaras magmáticas profundas, com complexa história de cristalização (Hughes, 1982). Estas variações composicionais rítmicas são usualmente relacionadas a: (i) instabilidades termodinâmicas do meio, ou seja, variações na pressão total, temperatura ou atividade de H₂O na câmara magmática; (ii) taxas de difusão dos elementos, que são controladas pelos gradientes composicionais na superfície líquido-cristal (Haase *et al.*, 1980) e; (iii) aos efeitos da co-precipitação de biotita e anfíbólio reduzindo o conteúdo de água no líquido. As zonas escuras analisadas dos feldspatos alcalinos do MCS apresentaram composição de albita (não apresentadas

pois os óxidos totalizavam em torno de 92%). É provável que as variações rítmicas ortoclásio-albita reflitam principalmente mudanças das condições físico-químicas do magma, que seriam facilitadas pela existência de correntes de convecção. Estas correntes são indicadas pelas feições de fluxo magmático bem marcadas nestes sienitos. Portanto, estes feldspatos potássicos, originalmente cristais de ortoclásio homogêneo, registrariam um período de turbulência na câmara magmática e que se tornaria menos intensa ou constante com a evolução, tornando-se mais sódico.

V. 2 Mineralogia Acessória

V.2.1 Apatita

▪ Aspectos Texturais

A apatita é um mineral acessório muito comum nas diferentes fácies do MCS, ocorrendo principalmente como inclusões em quase todos os minerais. Nos autólitos sieníticos, enclaves e álcali-feldspato sienitos a apatita é abundante (até 2% da moda), ocorrendo principalmente como pequenas inclusões subédricas nas micas e anfibólios. Nos lamprófiros a matriz é rica em apatitas de hábito acicular. Nos quartzo-sienitos e granitos, diminuem-se as inclusões e cristais euédricos de dimensões mais significativas ocorrem associados aos máficos ou estão dispersos na rocha. Nos granitos, uma textura comum é a presença de inclusões euédricas alongadas nas titanitas.

▪ Nomenclatura e Composição Química

A apatita tem fórmula geral dada por $A_{10}(XO_4)_6(F, Cl, OH)_2$ (Clark, 1984), onde o sítio A é ocupado principalmente por Ca, Sr, ETR, Y, Na e X por P, Si. Para as análises dos cristais de apatita do MCS, a fórmula estrutural foi calculada com base em 26 (O,OH, F, Cl) como sugerido por Deer *et al.* (1996). Análises representativas são apresentadas na tabela 11 e análises completas no Anexo II. Para efeito de comparação com análises de outros corpos, os resultados devem ser vistos com ressalvas uma vez que uma parte das análises ultrapassam 100% de óxidos.

Seguindo a nomenclatura de Deer *et al.*, (1996), as análises mostram composições químicas de flúor-apatitas.

As composições das apatitas mostram teores de CaO entre 52 e 55% e de P₂O₅ entre 42 e 44%, e são caracterizadas pelos baixos conteúdos de SrO (< 0,4%), moderados de ETRL (óxidos de La+Ce+Nd até 2,1%; Ce₂O₃ até 1,3%) e altos e praticamente constantes de F (~3,5%). Os mais altos conteúdos de SrO e ETRL foram observados na amostra 1212 (álcali-feldspato-sienito), que

apresenta claras feições de fluxo acumulativos. Henderson (1980) mostrou os mais altos conteúdos de ETR (Ce até 3,9%) nas apatitas *cumulus* de uma intrusão no leste da Groenlândia. Os moderados valores de ETR-L das apatitas do MCS e a leve correlação com Si indicam a ocorrência da substituição $ETR^{+3} + Si^{+4} \leftrightarrow Ca^{+2} + P^{+5}$, considerada por Ronsbo (1989).

As apatitas das rochas das séries ultrapotássicas são caracterizadas por altos conteúdos de SrO (p. ex. lamproitos com até 5,8%; Edgar, 1989). São bastante elevados também os conteúdos de SrO da fácies de acumulação (até 6,3%) da suíte ultrapotássicas saturada em sílica de Engraçadinha (Plá Cid *et al.*, 2000) diminuindo nos membros mais evoluídos (quartzo-sienitos com até 0,9%). Os teores de SrO, ETRL e F das apatitas do MCS são muito próximos aos das apatitas analisadas dos maciços sieníticos de Santanópolis (SrO até 0,5%; Ce₂O₃ até 1,13%, F~3,9%; Conceição, 2000) e Itiúba (SrO até 0,8%; Ce₂O₃ até 2,29%, F~3,7%; Conceição 1990).

V.2.2 Titanitas

▪ Aspectos Texturais

A titanita é o mineral acessório mais abundante nas rochas do MCS. A forma de ocorrência mais comum é associada aos minerais opacos, onde forma um manto contínuo ao redor destes ou como agregados de pequenos cristais anédricos. Seções euédricas ocorrem em todas as fácies, mas são mais numerosas nos granitos. Ocorre também como uma fase exsolvida dos anfibólios e principalmente na biotita.

▪ Composição Química

A fórmula geral da titanita pode ser escrita como CaTi[SiO₄] (O,OH,F,Cl). Análises das titanitas do MCS, recalculadas sobre a base de 20 (O,OH,F,Cl), são apresentadas na tabela 12.

As composições, para as diversas fácies, não mostram variações importantes desde os grãos maiores euédricos até aqueles formados ao redor dos minerais opacos. Um leve acréscimo de FeO (até 3,1%), Al₂O₃ (até 3,9%) e F (até 2,1%) e decréscimo em TiO₂ (até 31%) são observados nas titanitas euédricas da amostra 983. Esta ausência de variação importante deve refletir a cristalização numa fase única, tardia, da evolução do MCS.

As composições apresentadas são similares às das titanitas tardias do maciço de Itiúba, embora mais rica em F.

Tabela 11. Análises representativas de apatitas das diversas fácies do MCS (c= centro do cristal; b = borda).

	Aut. Sien	MME	Lamp	Álcali-feldsp-sien.		Quartzo-sienitos			Monzogranitos	
Amostra	1477	968	1685	1212	1212	979	969	969	983	983
Análise	Ab47	Ab16	Ab32	Ab2	Ab3	Ab19	Ab34	Ab35	Ab7	Ab8
Posição	c	c	c	c	b	c	c	b	c	b
SiO₂	0,700	0,401	0,444	1,036	0,747	0,647	0,155	0,177	1,269	0,395
ThO₂	0,000	0,000	0,000	0,091	0,057	0,091	0,000	0,000	0,136	0,000
FeO	0,081	0,241	0,000	0,201	0,111	0,000	0,046	0,145	0,098	0,000
CaO	53,417	54,291	53,094	52,776	51,941	54,595	55,156	52,848	52,784	54,350
SrO	0,125	0,063	0,062	0,376	0,042	0,000	0,083	0,000	0,000	0,000
Na₂O	0,000	0,005	0,010	0,000	0,000	0,037	0,000	0,031	0,016	0,026
La₂O₃	0,338	0,000	0,056	0,369	0,430	0,348	0,130	0,000	0,194	0,000
Ce₂O₃	0,351	0,352	0,128	0,826	0,764	0,574	0,160	0,000	0,922	0,096
Nd₂O₃	0,297	0,000	0,260	0,887	0,518	0,111	0,111	0,223	0,665	0,334
Y₂O₃	0,049	0,146	0,000	0,196	0,065	0,033	0,194	0,065	0,701	0,341
P₂O₅	43,994	42,533	43,807	42,720	42,667	42,405	42,002	44,346	42,012	42,911
Cl	0,053	0,045	0,000	0,056	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	3,508	3,454	3,425	3,043	3,265	3,565	3,515	3,470	3,235	3,548
Total	102,940	101,570	101,300	102,580	100,670	102,410	101,552	101,310	102,070	102,000
O=F,Cl	1,490	1,460	1,440	1,290	1,380	1,500	1,480	1,460	1,360	1,490
Total*	101,450	100,110	99,860	101,290	99,290	100,910	100,072	99,850	100,710	100,510
Fórmula estrutural baseada em 26 (O,OH,F,Cl)										
P	6,275	6,067	6,248	6,093	6,086	6,048	5,991	6,325	5,992	6,121
Si	0,118	0,068	0,075	0,175	0,126	0,109	0,026	0,030	0,214	0,067
A	6,393	6,134	6,323	6,268	6,212	6,157	6,017	6,355	6,206	6,187
Fe	0,011	0,034	0,000	0,028	0,016	0,000	0,006	0,020	0,014	0,000
Ca	9,643	9,800	9,584	9,527	9,376	9,855	9,957	9,540	9,528	9,811
Sr	0,012	0,006	0,006	0,037	0,004	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,012	0,000	0,010	0,005	0,008
La	0,021	0,000	0,003	0,023	0,027	0,022	0,008	0,000	0,012	0,000
Ce	0,022	0,022	0,008	0,051	0,047	0,035	0,010	0,000	0,057	0,006
Nd	0,018	0,000	0,016	0,053	0,031	0,007	0,007	0,013	0,040	0,020
Y	0,004	0,013	0,000	0,018	0,006	0,003	0,017	0,006	0,063	0,031
Th	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,003	0,000	0,000	0,005	0,000
X	9,731	9,877	9,621	9,740	9,509	9,938	10,013	9,590	9,724	9,876
Cations	16,124	16,011	15,944	16,008	15,721	16,095	16,030	15,945	15,931	16,063
Cl	0,015	0,013	0,000	0,016	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	1,869	1,840	1,825	1,621	1,740	1,899	1,873	1,849	1,724	1,890
OH	0,116	0,147	0,175	0,363	0,253	0,101	0,127	0,151	0,276	0,110
XF/XOH	16,145	12,534	10,420	4,471	6,885	18,893	14,726	12,232	6,237	17,249

Tabela 12. Análises representativas de titanitas das diversas fácies do MCS (c= centro do cristal; b = borda; b-opac = titanita que bordeja minerais opacos).

	Aut.	MME		D.Híbrid	Alcali Sienitos		Quartzo-sienitos				Monzogranitos				D. Monz.	
Amostra	1477	968	981	981	1671	974	974	979	979	969	969	983	983	982	982	1478
Análise	20	26	14	7	57	c5-17	c5-18	24	25	c2-3	c2-4	43	44	c1-19	c1-20	42
Posição	b-opac	c	b-opac	b-opac	c	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c
SiO ₂	29,910	28,955	28,898	30,943	30,826	30,594	29,258	29,291	30,268	29,904	29,967	30,952	29,62	29,238	29,451	29,749
TiO ₂	36,635	34,508	32,788	34,347	37,653	34,805	36,664	34,924	35,375	35,505	37,105	30,773	31,044	36,199	35,952	34,781
Al ₂ O ₃	1,054	1,455	3,609	2,119	2,133	3,218	1,429	1,684	1,612	2,607	1,964	3,916	3,902	1,983	2,334	2,116
FeO	1,690	2,146	2,044	1,703	0,689	1,907	2,289	2,482	2,451	2,097	2,348	3,08	2,799	2,132	2,147	1,836
MnO	0,249	0,049	0,011	0,022	0,014	0,057	0,041	0,000	0,092	0,036	0,014	0,217	0,115	0,078	0,046	0,123
MgO	0,049	0,045	0,041	0,005	0,024	0,026	0,040	0,085	0,047	0,011	0,025	0,163	0,147	0,095	0,065	0,000
CaO	28,206	27,193	27,737	28,187	29,054	29,294	27,569	26,873	27,802	28,499	28,527	28,547	28,084	27,540	28,127	27,568
Na ₂ O	0,012	0,012	0,021	0,071	0,014	0,024	0,038	0,094	0,021	0,000	0,037	0,025	0,025	0,050	0,018	0,036
K ₂ O	0,000	0,000	0,025	0,005	0,074	0,010	0,032	0,000	0,012	0,000	0,021	0,024	0,011	0,000	0,001	0,002
Cr ₂ O ₃	0,000	0,182	0,176	0,000	0,000	0,037	0,009	0,062	0,000	0,065	0,059	0,149	0,170	0,015	0,000	0,000
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0,028	n.a.	n.a.	0,011	0,000	n.a.	n.a.	0,000	0,040	0,000
F	1,115	0,730	0,000	0,000	0,618	n.a.	n.a.	0,945	1,096	n.a.	n.a.	1,944	2,090	n.a.	n.a.	n.a.
Cl	0,028	0,012	0,000	0,000	0,012	n.a.	n.a.	0,034	0,000	n.a.	n.a.	0,000	0,024	n.a.	n.a.	n.a.
Total	98,950	95,290	95,350	97,400	101,110	99,972	97,397	96,470	98,780	98,735	100,067	99,790	98,030	97,330	98,181	96,211
O=F,Cl	0,480	0,310	0,000	0,000	0,260	-	-	0,410	0,460	-	-	0,820	0,890	-	-	-
Total*	98,470	94,980	95,350	97,400	100,850	-	-	96,060	98,320	-	-	98,970	97,140	-	-	-
Fórmula Estrutural com base em 20 (O,OH,F,Cl)																
Si	4,022	4,031	3,979	4,153	4,006	4,016	3,958	4,033	4,073	3,981	3,945	4,157	4,062	3,951	3,947	4,054
Al	0,167	0,239	0,585	0,335	0,326	0,498	0,228	0,273	0,255	0,409	0,305	0,619	0,630	0,316	0,369	0,340
Ti	3,706	3,614	3,396	3,467	3,681	3,436	3,730	3,617	3,581	3,554	3,674	3,109	3,203	3,679	3,624	3,564
Cr	0,000	0,020	0,019	0,000	0,000	0,004	0,001	0,007	0,000	0,007	0,006	0,016	0,018	0,002	0,000	0,000
Mg	0,010	0,009	0,008	0,001	0,005	0,005	0,008	0,017	0,009	0,002	0,005	0,033	0,030	0,019	0,013	0,000
Fe	0,190	0,250	0,235	0,191	0,075	0,209	0,259	0,286	0,276	0,233	0,259	0,346	0,321	0,241	0,241	0,209
Mn	0,028	0,006	0,001	0,003	0,002	0,006	0,005	0,000	0,010	0,004	0,002	0,025	0,013	0,009	0,005	0,014
Na	0,003	0,003	0,006	0,018	0,004	0,006	0,010	0,025	0,005	0,000	0,009	0,007	0,007	0,013	0,005	0,010
Ca	4,064	4,056	4,092	4,053	4,046	4,120	3,997	3,964	4,009	4,065	4,024	4,107	4,127	3,988	4,039	4,025
K	0,000	0,000	0,004	0,001	0,012	0,002	0,006	0,000	0,002	0,000	0,004	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000
Ni	-	-	-	-	-	0,000	0,003	-	-	0,001	0,000	-	-	0,000	0,004	0,000
Cátions	12,190	12,228	12,325	12,222	12,157	12,302	12,205	12,222	12,220	12,257	12,232	12,423	12,413	12,218	12,247	12,217
F	0,950	0,640	0,000	0,000	0,510	-	-	0,820	0,930	-	-	1,650	1,810	-	-	-
Cl	0,010	0,010	0,000	0,000	0,010	-	-	0,020	0,000	-	-	0,000	0,010	-	-	-

V.2.3 Minerais Óxidos de Fe-Ti

▪ Aspectos Texturais

Minerais óxidos de Fe-Ti são minerais acessórios comuns a todas as fácies do MCS. Eles ocorrem em cristais de tamanhos e formas variadas, porém são normalmente homogêneos, sem apresentar exsoluções. Nas rochas menos evoluídas, são mais comuns ocorrerem como pequenas inclusões euédricas, aparentemente primárias ou como inclusões pouco maiores, anédricas, nos máficos (principalmente a biotita), provavelmente produtos de processos de oxidação destes. Cristais de ilmenita aciculares inclusos na biotita, orientadas em ângulos retos, são eventuais. Nas rochas mais evoluídas estão mais comumente em agregados que ocorrem entre os aglomerados máficos, muitas vezes coroados pela titanita. Nos granitos estes aglomerados podem substituir cristais de biotita.

▪ Composições e Evoluções Químicas

Os óxidos analisados foram a magnetita e a ilmenita, este último com apenas uma análise. Um outro cristal de ilmenita só foi possível reconhecer com a ajuda do MEV e foi acrescentada a este estudo. A fórmula geral da magnetita, membro do grupo do espinélio, é $A^{+2}B^{+3}_2O_4$, onde A é o sítio tetraédrico e B o sítio octaédrico. Para o cálculo da fórmula estrutural, as análises deste mineral foram normalizadas para 32 oxigênios e 24 cátions. Para a ilmenita, um óxido romboédrico, a fórmula geral é A_2O_3 , onde A é sítio octaédrico ocupado por Fe^{+3} , Al^{+3} e misturas de Fe^{+2} , Mn^{+2} , Mg^{+2} . As análises foram normalizadas sobre a base de 3 oxigênios e 2 cátions. Em ambos os minerais, o Fe^{+3} foi calculado segundo Droop *et al.*, 1987. Análises destes minerais são apresentadas na tabela 13, abaixo, e no Anexo II.

As composições dos óxidos analisados podem ser analisadas no diagrama ternário TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 (Fig. 31). Em termos destes óxidos, não se percebe qualquer evolução, ao contrário, as amostras estão restritas aos polos puros da magnetita e ilmenita.

As magnetitas têm muito baixos conteúdos de Al_2O_3 (<0,4%), TiO_2 (<0,25%) e baixo MnO (<0,19%), NiO (<0,09%) e MgO (<0,01%). Valores de Cr_2O_3 são constantes e alcançam 1,9% nos enclaves microgranulares (amostra 968). Estes valores praticamente tornam pouco efetivas as substituições entre Al, Ti e Fe^{+3} no sítio tetraédrico e entre Ti, Mn, Mg, Ni e Fe^{+2} no sítio octaédrico, e torna mais importante a substituição do Fe^{+3} pelo Cr. A análise de rocha (capítulo Litogeoquímica, a seguir) da amostra 968, apresentou 300 ppm de Cr, a mais alta do MCS.

Tabela 13. Análises representativas dos óxidos de Fe-Ti das diversas fácies do MCS (MEV = análise da ilmenita pelo MEV).

Amostra Análise Posição	Autólito Sienítico		MME		Alcali-Sienitos		Quartzo-Sienitos		Monzogranitos		Ilmenita	
	1477	1477	968	968	974	974	969	969	982	982	1477 (MEV)	969
	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	inc	c
SiO ₂	0,060	0,020	0,014	0,845	0,039	0,045	0,041	0,025	0,028	0,034	0,190	0,058
TiO ₂	0,023	0,089	0,000	0,000	0,004	0,133	0,000	0,144	0,019	0,247	53,710	52,881
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,433	0,030	0,046	0,042	0,015	0,037	0,016	0,300	0,006
Cr ₂ O ₃	0,578	0,740	1,991	1,277	0,469	0,477	0,362	0,293	0,108	0,138	0,000	0,021
Fe ₂ O ₃	69,452	68,685	67,634	65,084	68,766	68,806	69,366	69,381	69,815	69,149	0,000	0,609
FeO	31,389	30,580	30,761	31,095	31,025	31,236	31,314	31,421	31,389	31,485	39,330	42,697
Na ₂ O	0,000	0,078	0,080	0,008	0,015	0,000	0,000	0,016	0,017	0,000	0,110	0,014
K ₂ O	0,031	0,034	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000	0,000	0,018	0,100	0,074
MnO	0,071	0,189	0,068	0,000	0,098	0,117	0,069	0,096	0,050	0,010	4,880	4,227
MgO	0,035	0,008	0,020	0,506	0,000	0,006	0,004	0,002	0,000	0,000	0,250	0,110
CaO	0,013	0,050	0,004	0,000	0,002	0,071	0,036	0,030	0,018	0,117	0,740	0,132
SrO	0,027	0,000	0,102	0,000	0,006	0,005	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000
BaO	0,062	0,062	0,000	0,361	0,000	0,000	0,099	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,067	0,087	0,010	0,032	0,014	0,000	0,000	0,000
TOTAL	101,742	100,535	100,674	99,609	100,521	101,034	101,347	101,455	101,516	101,214	99,610	100,829
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios											3 Oxigênios	
Si	0,018	0,006	0,004	0,259	0,012	0,014	0,012	0,008	0,008	0,010	0,005	0,001
Ti	0,005	0,020	0,000	0,000	0,001	0,030	0,000	0,033	0,004	0,057	1,017	0,994
Al	0,000	0,000	0,000	0,157	0,011	0,017	0,015	0,005	0,013	0,006	0,009	0,000
Cr	0,138	0,179	0,481	0,310	0,114	0,115	0,087	0,070	0,026	0,033	0,000	0,000
Fe(+3)	15,827	15,827	15,558	15,020	15,859	15,782	15,875	15,853	15,945	15,834	0,000	0,011
Fe(+2)	7,949	7,831	7,863	7,975	7,951	7,962	7,964	7,978	7,967	8,012	0,828	0,892
Na	0,000	0,046	0,047	0,005	0,009	0,000	0,000	0,009	0,010	0,000	0,005	0,001
K	0,012	0,013	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,007	0,003	0,002
Mn	0,018	0,049	0,018	0,000	0,025	0,030	0,018	0,025	0,013	0,003	0,104	0,089
Mg	0,016	0,004	0,009	0,231	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000	0,009	0,004
Ca	0,004	0,016	0,001	0,000	0,001	0,023	0,012	0,010	0,006	0,038	0,020	0,004
SrO	0,005	0,000	0,018	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Ba	0,007	0,007	0,000	0,043	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	-	-	-	-	0,017	0,021	0,002	0,008	0,003	0,000	0,000	0,000
Cations	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	2	2

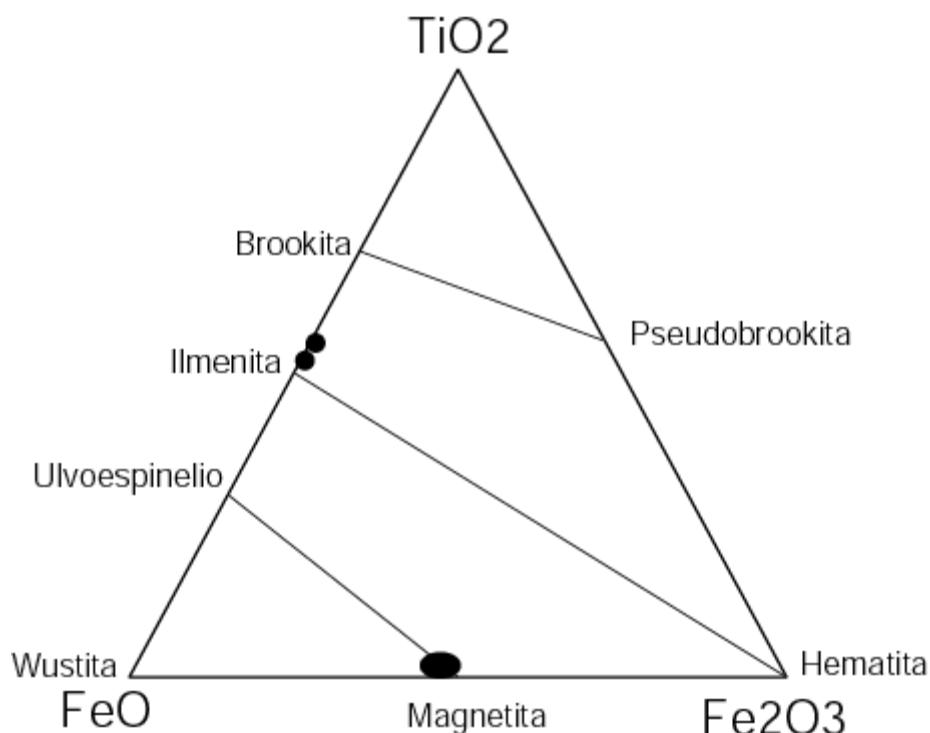


Figura 31. Diagrama ternário $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ (Buddington & Lindsey, 1964), em moles, aplicado as magnetitas e ilmenitas do MCS. A elipse próxima ao polo magnetita corresponde à concentração das amostras analisadas.

Levando em conta que os silicatos máficos das diferentes fácies são relativamente pobres em Cr, é provável que a maior parte do conteúdo deste elemento no magma tenha sido concentrado na magnetita. As duas amostras de ilmenita apresentaram conteúdos significantes de MnO (4,2 e 4,9 %) porém baixos de MgO (0,1-0,2%).

As composições praticamente puras de magnetita e ilmenita, os muito baixos conteúdos de Ti na magnetita e a ocorrência usual de coroas de titanita ao redor das magnetitas (processo chamado de esfenitização por Carmichael & Nicholls, 1967) sugerem processos de re-equilíbrio e ou oxidação *sub-solidus* de uma composição originalmente mais titanífera. A composição atual destes polos indica que as temperaturas de reequilíbrio tenham sido menores que 500°C (Ghiorso & Sack, 1991). A recristalização da magnetita primária e a ausência de ilmenita coexistente impedem de usar estes óxidos como indicadores da evolução do magma e de utilizar métodos como os de Buddington & Lindsley (1964), Spencer & Lindsley (1981) e Frost & Lindsley (1991) para obter precisas estimativas de $f(\text{O}_2)$ e de temperatura magmáticas.

Wones (1989) demonstrou que clinopiroxênios e anfibólios com intermediários ou altos #Mg, ocorrendo com a assembleia titanita+magnetita+quartzo, implicam em condições de relativamente

alta $f(\text{O}_2)$; e pelo menos uma unidade logarítmica acima do tampão Ni-NiO segundo Noyes *et al.* (1983).

Ewart (1982) mostrou que a ausência de ilmenita coexistindo com titanomagnetita em basaltos orogênicos reflete os baixos conteúdos de TiO_2 do magma. Este mesmo autor sugeriu a intrínseca relação entre a fugacidade de O_2 e o ambiente tectônico, com os magmas mais oxidantes estando associados aos ambientes compressivos. Posteriormente, Wones (1989) colocou em dúvida se o estado de oxidação do magma é dependente do seu ambiente tectônico uma vez que alguns estudos têm demonstrado que alguns granitoides tornam-se oxidados durante o processo de cristalização.

Magnetitas primárias podem ser reconhecidas como aquelas inclusas nos grandes cristais de feldspato alcalino, principalmente os zonados. Entre os inclusos nos silicatos máficos, é difícil reconhecer já que muitos são exsolvidos devidos aos processos de oxidação. Cristais de titanita eudricos e geminados podem representar cristais precoces, cristalizados independentemente da magnetita. Estas feições sugerem que as condições de alta oxidação não tenham sido atingidas apenas nos estágios finais de cristalização. Contudo, os estágios mais precoces de cristalização se deram em condições de baixa $f(\text{O}_2)$. Isto pode ser evidenciado pela cristalização precoce da apatita, ilmenita primária - deduzidas por aquelas aciculares inclusas na biotita - e a presença de sulfetos (como a galena) inclusos nos minerais máficos.

V.2.4 Allanita e Torita

▪ Aspectos Texturais

A allanita e a torita são constituintes acessórios nas rochas do MCS.

A allanita tem cor predominante marrom-avermelhada, porém tonalidade mais clara quando não metamitizadas. Ocorre de três maneiras principais: (i) como núcleos arredondados circundados pela pistacita e sempre em contato com a biotita; (ii) como pequenos cristais anédricos entre os minerais máficos e (iii) em seções prismáticas independentes euédricas a subédricas. A primeira maneira é comum nos lamprófiros e enclaves, a segunda é usual entre os quartzo-sienitos e a terceira é quase exclusiva dos granitos, onde estes cristais são constituintes quase constantes. Eventualmente, os cristais maiores apresentam micro-inclusões de apatita e fraturas preenchidas por fluorita.

A torita é de difícil reconhecimento devido a semelhança com a allanita e zircão ou mesmo óxidos de Fe-Ti. Sua ocorrência parece estar praticamente restrita às fácies quartzo-sienítica e

granítica. Nestas rochas, as toritas identificadas ocorrem de duas maneiras principais: como cristais subédricos de cor marron-alaranjada muito parecidos com a allanita, porém sempre apresentando bordas negras, e (ii) como grãos anédricos negros, quase opacos. Em ambos os casos, estão quase sempre associados a grãos de zircão escuros.

▪ Aspectos químicos

Os cristais de allanita de algumas amostras do MCS foram analisadas pela microsonda utilizando o mesmo programa e condições físicas das análises das apatitas.

A allanita é um membro monoclinico do grupo de epídoto tem fórmula geral $X_2Y_3Z_3(O, OH, F)$ (Deer *et al.*, 1966; Dolasse, 1971). Tanto na allanita como nos demais membros do grupo, o sítio X é quase sempre ocupado por Ca, contudo na allanita, o Ca^{+2} neste sítio é substituído por grandes conteúdos de ETR^{+3} , Th^{+4} Sr^{+2} e algum Mn^{+2} . As análises realizadas totalizaram entre 66% a 93%, evidenciando provavelmente os variados graus de metamitização (Tab. 14). Os cálculos da fórmula estrutural foram evitados uma vez que o sítio X estava invariavelmente incompleto.

São conhecidas duas variedades de allanita: a Ce-allanita representada por $(Ce,Ca,Y)_2(Al, Fe^{+2}, Fe^{+3})_3(SiO_4)_3(OH)$ e a Y-allanita representada pela fórmula $(Y,Ca,Ce)_2(Al, Fe^{+2}, Fe^{+3})_3(SiO_4)_3(OH)$. Em todas as análises das amostras do MCS, o Ce predomina sobre o Y e os demais Terras Raras e portanto o mineral corresponde a Ce-allanita.

As composições das allanitas do MCS são normais (ver, por exemplo, Deer *et al.*, 1986) e podem ser relacionadas às composições primárias (FeO ~ 12%; CaO ~10%; La_2O_3 ~10%; Ce_2O_3 ~5%; ThO_2 <1,5% e P_2O_5 <0,2%; soma dos óxidos de ETR até 22%) apontadas por Foster (2000). Contudo, os cristais de allanita da amostra 1685 mostram uma grande variação de composição, notadamente os mais altos conteúdos de ThO_2 (até 2,6 %) e P_2O_5 (até 7,1%) e com diminuição significativa de CaO (<6,6%) e óxidos de ETR (Ce_2O_3 <5,5%, La_2O_3 <4,7%). Estas composições são comparáveis aos da suíte Taourit, Argélia (Azzouni-Sekkal & Bonin, 1998). Wood& Ricketts (2000) mostrou que grãos de allanita levemente alterados exibem bordas mais ricas em Th e mais empobrecidas em La e Ce. O aumento da alteração produziria substituição da allanita pela fluorita e fases separadas ricas em ETR, Th e P. Neste caso, a fase fluida responsável por este processo deve ser rica em F, uma vez que este elemento é um forte agente complexante de ETR e Th (Wood, 1990). Do exposto, é possível que esta variação composicional nos cristais de allanita pode ser reflexo da alteração. A presença de fluorita penetrando nos minerais máficos, incluindo a allanita, é sugestiva da operacionalidade deste processo.

Tabela 14. Análises químicas de allanitas e toritas do MCS (MEV = análise da torita por MEV).

Amostra Análise	MME		Lamprófiro			Alc-Sien	Quartzo-sienito			Torita			Amostra Análise	969 MEV
	968 Ab14	968 Ab15	1685 Ab23	1685 Ab27	1685 Ab30	1212 Ab1	969 Ab38	969 Ab39	969 Ab40	969 Ab42	969 Ab36	969 Ab37		
SiO ₂	32,203	31,933	35,959	24,51	38,941	30,378	30,446	22,897	31,103	20,197	23,718	22,640	SiO ₂	12,410
ThO ₂	1,105	1,149	2,578	1,287	2,252	0,213	1,304	1,492	0,736	42,545	27,976	37,290	TiO ₂	0,380
Al ₂ O ₃	13,568	13,167	12,485	9,149	16,623	10,694	12,595	8,837	14,862	1,929	5,818	3,495	ThO ₂	30,010
Y ₂ O ₃	0,020	0,020	0,343	0,100	0,164	0,000	0,000	0,000	0,000	0,251	0,187	0,622	UO ₂	12,930
La ₂ O ₃	5,602	5,655	4,243	4,729	2,357	8,235	7,310	8,108	3,990	0,631	0,220	0,393	ZrO ₂	4,230
Ce ₂ O ₃	9,685	8,899	3,059	5,527	3,398	11,760	10,347	11,544	7,017	2,849	1,215	2,355	Al ₂ O ₃	1,970
Nd ₂ O ₃	2,277	2,035	1,122	1,110	0,923	2,498	1,542	1,305	1,363	1,516	1,368	2,214	La ₂ O ₃	0,470
FeO	12,842	12,731	15,981	9,734	14,514	18,879	12,749	9,755	10,695	0,732	11,032	6,683	Ce ₂ O ₃	1,840
CaO	11,352	11,058	4,578	6,629	3,175	10,094	10,434	8,233	11,546	1,503	1,086	1,540	Nd ₂ O ₃	1,810
SrO	0,546	0,355	0,000	0,328	0,233	0,478	0,643	3,184	1,271	0,175	0,157	0,000	Sm ₂ O ₃	0,320
Na ₂ O	0,112	0,000	0,022	0,044	0,154	0,000	0,299	0,193	0,297	0,000	0,000	0,000	FeO	2,690
P ₂ O ₅	0,000	0,032	6,042	3,123	7,119	0,000	0,032	0,073	0,000	0,085	0,039	0,039	MgO	0,350
F	0,000	0,000	0,228	0,122	0,335	0,017	0,000	0,002	0,000	0,024	0,021	0,026	CaO	1,430
Cl	0,112	0,095	0,033	0,236	0,006	0,030	0,136	0,441	0,478	0,332	0,043	0,059	P ₂ O ₅	1,280
Total	89,424	87,130	86,674	66,628	90,194	93,275	87,837	76,064	83,358	72,769	72,880	77,358	Total	72,120
Soma ETR	17,584	16,609	8,767	11,466	6,842	22,493	19,199	20,957	12,37	5,247	2,99	5,584	Soma ETR	4,440

O comportamento destes elementos foi observado ao longo de um cristal de allanita através do MEV, ficando evidente a existência de um núcleo mais rico em Ca, La e Ce e mais pobre em Th e estando rodeado por um manto com comportamento inverso.

Alguns cristais de silicato rico em tório foram identificados através microsonda eletrônica quando se analisava allanitas na amostra 969 e posteriormente foram melhor estudados pelo MEV. Estas análises mostraram composições como a da torita (ou huttonita), cuja fórmula aproximada é $(\text{Th,U})\text{SiO}_4$. Análises destas toritas são também apresentadas na tabela 14. As análises totalizaram 73 a 77%, o que demonstra terem sido metamitizadas e, como nas allanitas, não foi possível calcular a fórmula estrutural. Os estudos por MEV confirmam se tratar de toritas e mostram conteúdos de U ($\text{UO}_2 \sim 11\%$) e Zr ($\text{ZrO}_2 \sim 4\%$) que não foram dosados pela microsonda eletrônica.

Toritas primárias apresentam até 61% de ThO_2 , FeO menor que 2,7% e quase sempre Y maior que Ce (cf. Foster, 2000 e referências inclusas). Embora a comparação deva ser vista com cuidado, já que as análises totalizavam valores baixos, nas toritas do MCS são evidentes a grande variação dos conteúdos FeO (0,7% a 11%), os mais baixos conteúdos de ThO_2 (até 42%) e conteúdos de Ce maiores que o de Y. Os conteúdos de Fe diminuem com o aumento do ThO_2 , sugerindo portanto uma substituição do Fe pelo Th. Esta substituição pode ser entendida como uma evolução do processo de substituição da allanita pela torita sob a influência de fluídos tardios ricos em F, em acordo com as observações de Wood & Ricketts (2000). Esta variação de composição pode ser bem acompanhada na observação destes cristais pelo MEV. Como exemplo, na imagem *backscattering* (Fig. 32), as porções de tonalidades mais brancas, na borda, tendem a ser mais ricas em Th, enquanto que em variadas posições do centro do cristal existem grandes variações de Fe, Ca, Si e ETR. Bingen *et al.* (1996) relata a presença de torita (e monazita) pela substituição de allanitas.

Diversos estudos têm demonstrado que a evolução dos elementos traços nas rochas félsicas é governada pelos minerais acessórios. Neste sentido, o fracionamento destes minerais deve provocar a diminuição dos conteúdos de ETR nos produtos mais evoluídos de um magma. Para as rochas do MCS, o fracionamento da apatita e zircão, minerais precoces, deverá contribuir para a diminuição de ETRs, Th e U com a evolução. Contudo, este efeito seria compensado pela presença dos poucos cristais tardios de allanita e torita, sem dúvida os principais reservatórios de ETR e Th nestas rochas.

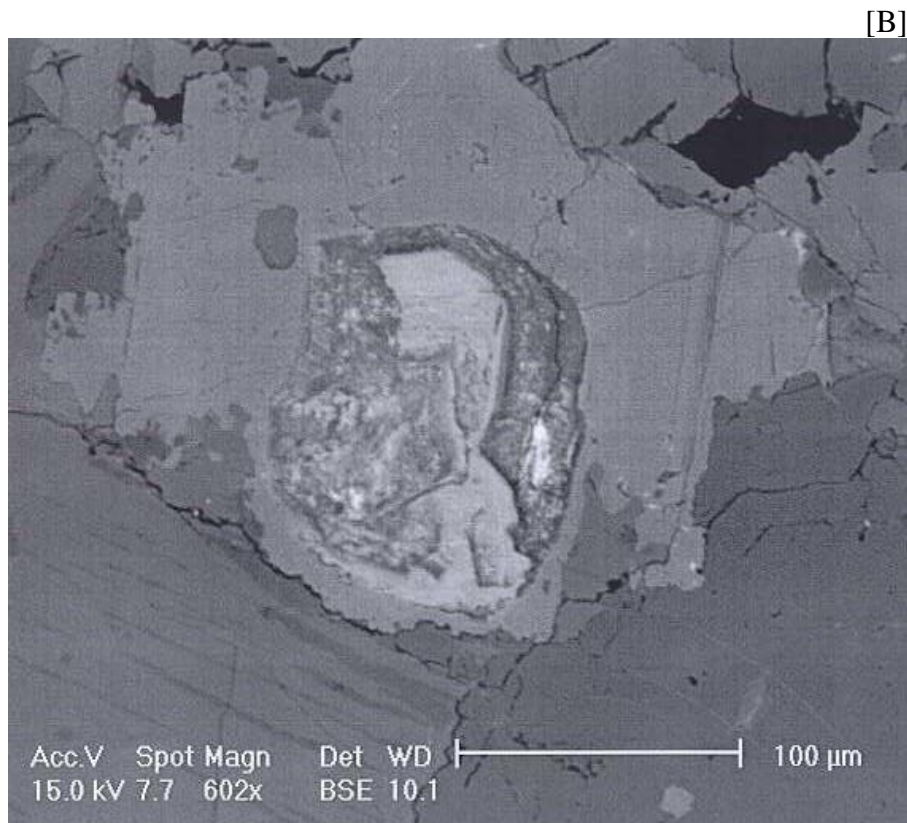
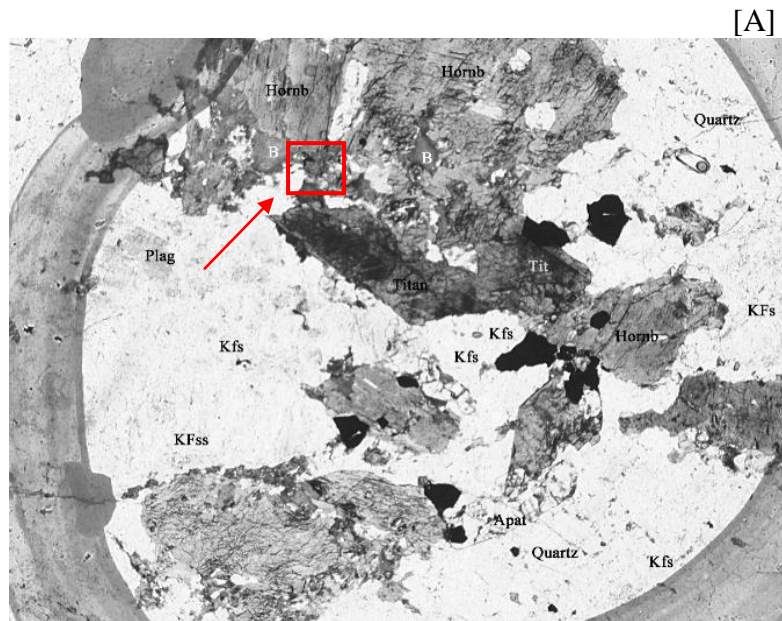


Figura 32. [A] Imagem de um campo em microscopia destacando um cristal de torita associada a cristais de hornblenda na amostra 969. [B] Detalhe do cristal de torita do campo anterior no MEV (imagem *backscatering*).

A monazita tem sido a principal fase descrita como portadora de ETR e Th em granitóides. Esta fase não foi identificada nas rochas do MCS analisadas embora não seja descartada sua presença, principalmente nos granitos mais evoluídos. Estudos realizados sobre granitos peraluminosos (Bea, 1996) têm demonstrado que quanto mais aluminoso for o meio, maior é a chance da monazita ser o principal contribuinte de ETR e Th para a rocha. Nos granitos menos aluminosos, ao contrário, a allanita e torita seriam os principais contribuintes destes elementos.

Rosa (1999) descreve a presença de monazita no Batólito de Guanambi apenas na região de Paratinga, região onde dominam os termos graníticos e de caráter peraluminoso. A Ce-perrierita, mineral raro e rico em ETR, típico das suítes potássicas-ultrapotássicas (Parodi *et al.*, 1994) foi identificado em rochas menos evoluídas do batólito.

V.3 Minerais Secundários e Outras Fases

V.3.1 Pistacita

▪ Aspectos texturais

Os cristais de epídoto do MCS são quase sempre de cor amarela e leve tonalidade esverdeada, com forte pleocroísmo e características óticas da pistacita. Nestes cristais é possível reconhecer três relações texturais principais: (i) ocorrendo em agregados de pequenos grãos anédricos, produtos de alteração dos silicatos máficos, principalmente os anfibólios; (ii) coroando a allanita, sem mostrar claras evidências de reação e; (iii) como pequenos prismas alongados, por vezes zonados, e com pequenas inclusões, associados aos minerais máficos. A primeira relação é a forma mais comum e a terceira é bastante rara. A segunda relação textural é bastante comum entre os enclaves e lamprófiros.

▪ Classificação e Aspectos Químicos

Foram realizadas análises em poucas amostras, porém representativas das duas formas texturais principais. A fórmula geral dos epídotos é a mesma apresentada anteriormente para a allanita, onde: o sítio X é ocupado principalmente por Ca, ETRs e Mn; Y é ocupado principalmente por Al^{+3} , Fe^{+3} e Ti e; o sítio Z é ocupado pelo Si. O ferro total analisado foi considerado como Fe^{+3} . Análises dos epídotos do MCS, com fórmulas estruturais recalculadas com base em 12,5 oxigênios, são mostradas na tabela 15.

Tabela 15. Análises químicas de epidotos de algumas fácies do MCS (b-all = bordas de allanita).

Amostra	Alc. Sienito	Enclave Microgranular		Lamprófiro		
	1212	981	981	1685	1685	1685
Análise	58	17	18	53	73	54
Posição	b-all	c	b	b-all	b-all	c
SiO ₂	35,626	36,850	36,734	36,739	35,333	35,789
TiO ₂	0,027	0,000	0,196	0,124	0,179	0,089
Al ₂ O ₃	19,015	21,450	22,246	20,236	19,175	21,036
FeO	14,966	14,224	12,953	14,079	14,182	12,378
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,138	0,169	0,225	0,073
MnO	0,000	0,237	0,022	0,188	0,216	0,020
MgO	0,011	0,024	0,053	0,215	0,001	0,031
CaO	20,807	21,927	23,017	21,650	21,133	22,277
BaO	0,615	0,066	0,000	0,077	0,193	0,115
SrO	2,860	0,000	0,000	1,132	2,138	0,608
Na ₂ O	0,011	0,026	0,021	0,000	0,000	0,028
K ₂ O	0,014	0,051	0,000	0,000	0,000	0,015
F	0,278	0,000	0,000	0,000	0,103	0,000
Cl	0,009	0,000	0,000	0,000	0,016	0,014
Total	94,240	94,850	95,380	94,610	92,890	92,470
O=F,Cl	0,120	0,000	0,000	0,000	0,050	0,000
Total*	94,120	94,850	95,380	94,610	92,840	92,470
Fórmula estrutural com base em 12,5 oxigênios						
Si	3,011	3,005	2,976	3,028	3,004	3,005
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000
Z	3,011	3,005	3,000	3,028	3,004	3,005
Al ^{VI}	1,892	2,060	2,099	1,964	1,920	2,080
Ti	0,002	0,000	0,012	0,008	0,011	0,006
Cr	0,000	0,000	0,009	0,011	0,015	0,005
Fe ⁺³	1,060	0,970	0,880	0,970	1,010	0,870
Y	2,954	3,030	3,000	2,953	2,956	2,961
Mn	0,000	0,016	0,002	0,013	0,016	0,001
Mg	0,001	0,003	0,006	0,026	0,000	0,004
Ca	1,884	1,916	1,998	1,912	1,925	2,004
Sr	0,140	0,000	0,000	0,050	0,110	0,030
Na	0,002	0,004	0,003	0,000	0,000	0,005
Ba	0,020	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000
K	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002
Z	2,049	1,944	2,009	2,001	2,061	2,046
F	0,149	0,000	0,000	0,000	0,055	0,000
Cl	0,003	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004
PS	0,36	0,32	0,29	0,33	0,34	0,29

Para os epídotos do MCS, o sítio Z está quase sempre completo pelo Si e usualmente pouco maior que 3, evidenciando o caráter silicoso deles. O sítio Y está na maioria das vezes incompleto indicando que o ferro divalente praticamente não participa destas composições. O sítio X está quase sempre completo.

Estes epídotos apresentam teor de pistcita [$\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3}+\text{Al}_{\text{total}})$] variando de 0,29 a 0,36, sendo portanto epídotos ferríferos. Os maiores teores são observados nos cristais que envolvem núcleos de allanita. Estes teores são mais elevados que aqueles reportados para os típicos epídotos magmáticos (PS₂₅₋₂₉, Tulloch, 1979; Vyhnal *et al.*, 1991) e que, portanto, indicam o seu caráter secundário. Estes valores são comparáveis aos do maciço sienítico de Itiúba (PS₃₄₋₃₈) reconhecidos como produtos de alteração do anfibólio (Conceição, 1990). Por outro lado, os valores de SrO são bem mais baixos (até 2,86%) que aqueles do maciço de Itiúba (até 15%), sendo maiores os valores nos grãos que envolvem a allanita.

Conteúdos de F foram verificados apenas nos grãos que coroam as allanitas. Este maior conteúdo em SrO e F podem estar relacionados a maior eficiência de fluidos tardios. Epídotos associados a allanita tem sido apontados como um produtos de alteração (Carcangiu *et al.*, 1997) ou como uma evolução da allanita cristalizando a baixas temperaturas em magmas silicosos (Cheesner & Ettliger, 1989).

Os raros cristais isolados, euédricos e prismáticos apresentam texturas que podem indicar se tratarem de cristais magmáticos. Infelizmente não foi possível realizar análises químicas nestes cristais. Ao mesmo tempo, levando-se em conta os valores de pressão obtidos nos anfibólios (menores que 2,5 Kbar), não é esperado se encontrar cristais preservados e magmáticos, estes cristalizados a uma pressão litostática mínima de 6 Kbar (Zen & Hammarstrom, 1984). Para a presença de epídotos secundários bem formados em alguns lamprófiros, Rock, 1991 tem lançado a possibilidade destes cristais serem produtos de autometassomatismo.

V. 3.2 Sulfetos, Carbonatos e Sulfatos

▪ Sulfetos

Os sulfetos ocorrem como grandes cristais euédricos dispersos pelas rochas e como micro-inclusões nos minerais máficos. Os sulfetos identificados a partir do sistema EDS da microsonda foram calcopirita, pirita e a molibdenita. Estes são mais comuns nas fácies mais evoluídas como os quartzo-sienitos e granitos e nos diques monzoníticos. Microinclusões na hornblenda e micro-grãos interciais de um sulfeto de chumbo (galena) foram identificados com o MEV na amostra 969 (Tab. 16)

Tabela 16. Análises (MEV) de galenas associadas a cristais de hornblenda na amostra 969.

	Inclusão	Inclusão	Entre grãos
MgO	0,15	0,18	0,30
Al ₂ O ₃	0,68	0,17	0,34
SiO ₂	1,09	0,64	0,60
S	27,64	30,12	31,51
CaO	0,03	0,03	0,15
MnO	0,00	0,01	0,15
FeO	0,45	1,17	1,17
As	0,00	0,00	0,00
SrO	1,34	1,69	2,02
La ₂ O ₃ *	1,30	1,21	1,30
PbO	35,33	34,29	36,69
Total	68,01	69,51	74,23

* valores de La não são usualmente reportados para sulfetos de Pb. Os valores constantes apresentados podem estar relacionados a outro elemento com raia espectral próxima ao do lantânio.

▪ Carbonatos

Nas rochas do MCS, carbonatos ocorrem normalmente associados à pistacita em grãos alterados de feldspato em contato com hornblenda ou biotita, onde são claramente uma fase de alteração. Contudo, nos lamprófiros, principalmente na amostra 1683, carbonatos ocorrem de forma independente das seguintes maneiras: (i) como veios tardios (ii) como cristais alongados, fusiformes, constituindo pequenos pórfiros e (iii) como aglomerados de cristais anédricos, formando pórfiros irregulares levemente arredondados (textura globular?). Pelo menos no segundo caso, estes carbonatos parecem ter sido cristalizados diretamente do magma. Cristais desta natureza são comuns em lamprófiros e refletem, segundo Rock (1991), o alto conteúdo de CO₂ destes magmas.

Análises semiquantitativas (podem ser recalculadas estequiometricamente como CO₂), são apresentadas na tabela 17. Os resultados mostram tratar-se de calcitas puras para as amostras 1477 e 1478 (autólito sienítico e quartzo-sienito, respectivamente), enquanto que as análises da amostra 1683 (lamprófiro) mostram conteúdos bem maiores de MnO (até 0,5%), FeO (até 0,4%).

Tabela 17. Análises de carbonatos de algumas amostras do MCS.

Amostra	1477	1477	1683	1683	1478
SiO ₂	0,695	0,083	0,086	0,113	0,413
TiO ₂	0,025	0,055	0,025	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,008	0,004
FeO	0,085	0,091	0,309	0,346	0,126
MnO	0,049	0,000	0,495	0,356	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	51,904	52,869	55,970	55,290	52,804
BaO	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,020	0,020	0,005	0,004
Total	52,760	53,120	56,910	56,120	53,350

- **Sulfatos**

A barita foi também detectada pelo MEV e através do sistema EDS da microsonda eletrônica. Ela ocorre como massas irregulares entre os grãos de feldspato alcalino e hornblenda, nas bordas dos cristais de apatita e como micro-inclusões nos grãos de quartzo. Não foram realizadas análises para estas fases.

CAPÍTULO VI

LITOGEOQUÍMICA

O estudo litogeoquímico foi baseado em 58 resultados de análises químicas de rochas das diferentes fácies do MCS - sendo uma do Complexo Santa Isabel - selecionadas após os estudos petrográficos. A distribuição das análises por fácies pode ser acompanhada na figura 33. Foram analisados os elementos maiores (em 58 amostras), alguns menores e traços (em 54 amostras) e, elementos terras raras (em 50 amostras). As amostras foram analisadas pelos seguintes laboratórios e métodos: (i) Lakefield Geosol, em Minas Gerais (métodos combinados instrumentais - Fluorescência de raios-X, Absorção atômica, ICP e métodos via úmida) (ii) *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (CRPG), Nancy, França (elementos maiores por ICP-AES e os demais por ICP-MS) (iii) e Laboratório do ICP-AES do Departamento Geoquímica do IG-UFBA (apenas os elementos maiores, por ICP-AES). Para o tratamento e visualização gráfica dos resultados químicos utilizou-se os *softwares* Excel[®] e Minpet 2.02 (Richard, 1994).

Para o estudo da composição dos isótopos radiogênicos das rochas do MCS, cinco amostras foram analisadas pelos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd. Estas foram realizadas pela Dra. M.L.S. Rosa nos laboratórios da *Université Blaise Pascal*, França e detalhes da metodologia aplicada podem ser obtidos em Rosa (1999).

Este capítulo visa classificar as rochas do MCS com base nos clássicos sistemas tipológicos, analisar suas composições e evoluções químicas e apresentar a sua composição isotópica com base nos sistemas Rb-Sr/Sm-Nd.

VI.1 Elementos Maiores

Os resultados analíticos para os elementos maiores e os parâmetros normativos (CIPW) das diferentes amostras do MCS são apresentados na tabela 18. A amostra 972, embora analisada para se ter uma confirmação de sua natureza química, constitui um enclave micáceo (xenólito) e não fará parte dos estudos comparativos.

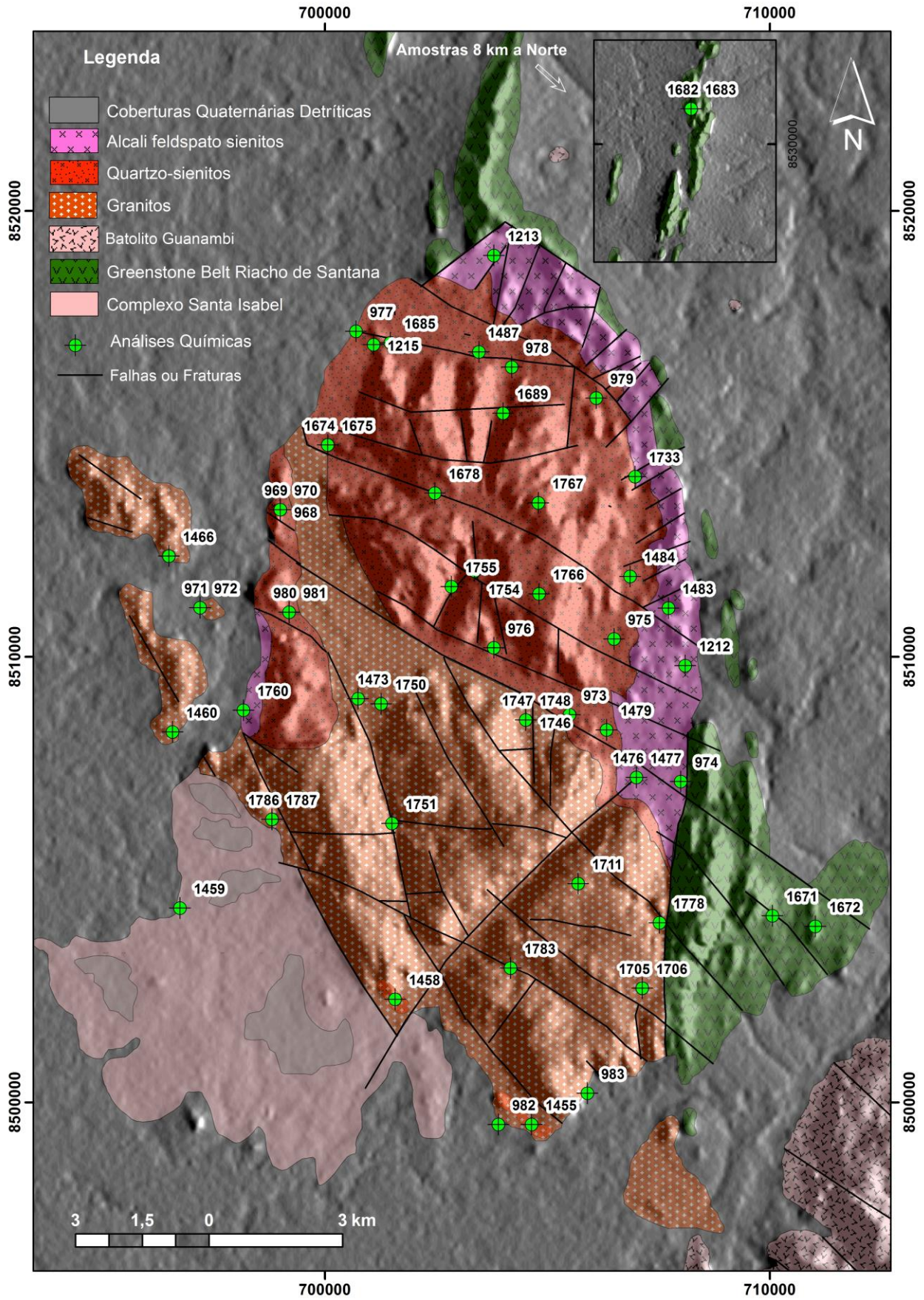


Figura 33. Distribuição das amostras do MCS com análises químicas.

Tabela 18. Análises químicas dos elementos maiores e minerais normativos para rochas das diferentes fácies do MCS.

Amostra	Enclaves Máficos					Enc. Mic.	Lamprófiros e Diques Híbridos						Dique Monzonítico		
	1477	968	1675	1479	981	972	1685	1683	1682	1778	1706	1672	1671	1755	1748
SiO ₂	50,90	52,90	54,20	54,72	57,90	53,90	53,90	56,90	57,42	62,20	62,90	63,40	63,90	57,21	59,50
TiO ₂	1,90	1,00	1,40	1,00	1,10	0,88	0,96	0,81	0,79	0,83	0,65	0,75	0,72	2,04	1,70
Al ₂ O ₃	8,20	12,50	13,90	13,36	14,20	15,80	12,80	14,00	14,69	14,20	14,50	14,00	14,30	14,36	14,40
Fe ₂ O ₃	5,40	3,30	3,90	7,71	3,10	4,30	2,50	2,20	6,45	2,40	2,30	0,75	0,83	9,29	3,40
FeO	6,60	5,40	4,60		2,60	7,10	4,60	4,00		3,10	2,80	4,00	3,80		4,00
MgO	7,60	8,60	4,70	5,84	4,30	5,60	6,30	4,60	4,34	2,50	2,20	2,50	2,20	2,89	1,90
MnO	0,24	0,20	0,14	0,14	0,15	0,27	0,16	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,07	0,11	0,10
CaO	8,80	5,90	5,20	6,05	6,00	1,30	6,00	3,80	4,01	3,80	2,60	3,50	3,20	5,35	4,20
Na ₂ O	1,60	1,70	3,10	2,07	2,20	2,00	1,70	2,70	2,81	3,10	2,80	3,20	3,10	2,96	3,40
K ₂ O	4,70	6,00	6,10	6,89	6,60	6,60	6,80	5,80	5,71	5,60	6,20	5,70	5,50	4,04	4,20
P ₂ O ₅	1,40	0,72	0,84	0,65	0,74	0,08	1,20	0,71	0,61	0,50	0,40	0,46	0,41	1,06	0,78
F	0,66	0,98	0,40		0,32		0,62	0,30		0,27	0,23	0,27	0,23		0,45
Cl	0,04		0,01				0,01	0,05		0,02	0,01	0,02	0,01		0,01
CO ₂	0,50	0,23	0,86		0,14	0,16	0,70	2,80		0,73	0,92	1,82	0,78		0,89
H ₂ O ⁺		0,43			0,44	0,72									
LOI	0,60		0,66	1,23			1,10	3,06	3,29	0,55	1,03	1,00	0,90	1,19	1,15
Total	99,14	99,86	100,01	99,66	99,79	98,71	99,35	101,82	100,21	99,89	99,64	101,46	99,95	100,50	100,08
Parâmetros Normativos															
Qz	2,08				3,50	31,95		5,27	0,11	12,87	14,76	12,21	14,64	9,34	14,29
Or	28,56	36,16	36,79	41,68	39,52	5,20	41,50	35,88	42,09	33,69	37,63	34,28	33,19	24,25	25,46
Ab	13,89	14,67	26,71	17,89	18,86	2,28	14,82	23,87	23,20	26,65	24,28	27,50	26,73	25,39	29,45
An	1,31	8,92	6,06	6,91	9,49	7,92	7,38	9,31	2,94	8,38	8,85	7,07	8,99	14,12	11,87
Ne															
Mg-Di	10,55	4,26	4,55	5,04	4,05	8,77	4,65	1,70	4,18	2,16	0,54	1,68	1,00	1,28	1,32
Fe-Di	2,75	2,03	1,23	2,80	2,15		1,50	0,64	2,57	0,86	0,23	1,51	0,95	1,41	0,53
Ca-Di	14,66	6,73	6,35	8,30	6,58	10,15	6,71	2,53	7,11	3,26	0,83	3,28	1,99	2,72	2,00
Mg-Hip	8,97	6,03	3,37	2,11	6,76	5,18	10,98	10,33	7,76	4,20	5,11	4,68	4,61	6,05	3,54
Fe-Hip	2,34	2,88	0,91	1,17	3,59		3,54	3,91	4,78	1,68	2,18	4,22	4,38	6,67	1,42
Mg-Ol		8,02	2,85	5,45			0,44								
Fe-Ol		4,22	0,85	3,33			0,16								
Ap	3,14	1,60	1,87	1,45	1,64	0,19	2,70	1,62	1,58	1,11	0,90	1,02	0,91	2,35	1,75
Ilm	3,71	1,94	2,71	1,94	2,12	3,00	1,88	1,61	1,91	1,60	1,27	1,45	1,40	3,93	3,31
Cor															
Mag	8,04	2,33	5,77	1,94	1,60	6,14	3,74	3,34	1,77	3,54	3,42	1,11	1,23	2,50	5,05
Hem						2,87									

Tabela 18. (Continuação)

Amostra	Fácies Álcali-Feldspato-Sienítica						Fácies Quartzo-Sienítica										
	1483	974	1212	1760	1476	1213	1733	1484	979	969	1455	1674	976	1487	978	975	1458
SiO ₂	57,11	57,50	57,80	59,40	60,70	62,00	62,40	62,60	63,00	63,40	63,58	64,50	64,70	64,80	65,00	65,20	65,20
TiO ₂	0,95	0,91	0,99	0,91	0,97	0,78	0,85	0,82	0,73	0,69	0,61	0,75	0,66	0,63	0,68	0,72	1,00
Al ₂ O ₃	13,74	13,30	13,10	13,90	13,00	14,60	13,50	14,20	13,90	14,10	15,03	13,60	13,50	14,30	14,00	13,20	14,30
Fe ₂ O ₃	6,93	3,10	4,80	2,70	2,30	2,80	2,60	2,20	2,60	3,40	4,26	1,50	1,80	4,44	2,60	3,90	3,20
FeO		3,80	2,00	3,00	3,60	2,40	2,60	2,60	2,50	1,50		3,10	2,80		1,90	0,71	2,10
MgO	4,33	3,90	4,70	3,30	3,30	2,70	2,80	2,50	2,60	2,20	2,10	2,40	2,20	1,94	2,10	2,30	1,00
MnO	0,12	0,18	0,14	0,13	0,10	0,14	0,09	0,09	0,12	0,12	0,08	0,08	0,14	0,05	0,10	0,12	0,06
CaO	4,92	4,70	4,80	4,40	4,00	3,30	3,60	3,30	3,30	3,00	2,87	2,90	2,90	2,99	2,80	2,80	2,40
Na ₂ O	3,00	2,90	2,70	4,10	3,00	2,90	3,30	3,40	3,00	3,30	3,35	3,00	3,30	3,37	3,30	3,20	3,60
K ₂ O	7,30	6,70	7,00	6,20	6,90	6,60	6,50	6,50	6,20	6,20	6,02	6,60	5,90	6,33	6,20	6,30	5,00
P ₂ O ₅	0,63	0,70	0,71	0,71	0,68	0,51	0,55	0,47	0,46	0,40	0,30	0,37	0,39	0,36	0,35	0,37	0,30
F		0,31	0,34	0,23	0,36	0,24	0,25	0,26	0,23	0,24		0,30	0,18		0,25	0,25	0,40
Cl				0,01	0,02		0,02	0,03				0,01					0,00
CO ₂		0,25	0,25	0,65	1,63	0,22	0,56	0,89	0,07	0,32		0,65	0,08		0,22	0,19	0,64
H ₂ O ⁺		0,88	0,26			0,26			0,66	0,85			0,82		0,37	0,40	
LOI				0,39	0,40		0,54	0,55				0,48		0,90			0,64
Total	99,03	99,13	99,59	100,03	100,96	99,45	100,16	100,41	99,37	99,72	98,22	100,24	99,37	100,11	99,87	99,66	99,84
Parâmetros Normativos																	
Qz		0,85	0,25	1,94	6,75	9,02	9,88	9,69	11,39	11,21	11,69	13,32	14,00	12,32	13,31	13,97	20,09
Or	43,78	40,61	42,05	37,14	41,41	39,58	38,92	38,96	37,29	37,36	36,41	39,51	35,51	37,88	37,06	37,79	30,13
Ab	25,59	25,17	23,22	35,09	25,73	24,90	28,23	29,12	25,84	28,48	28,99	25,66	28,44	28,82	28,25	27,48	31,00
An	2,49	3,56	2,99	1,18	1,60	7,42	2,81	4,29	6,25	5,44	8,28	4,15	4,67	5,20	5,12	3,08	8,20
Ne	0,07																0,77
Mg-Di	4,46	3,50	4,04	5,08	4,01	1,28	3,76	2,82	1,60	1,47	0,99	2,08	1,55	1,62	1,40	1,89	
Fe-Di	2,95	2,82	2,49	1,24	1,60	1,07	0,74	0,80	1,38	1,42	0,82	1,16	1,46	1,50	1,29	1,57	0,90
Ca-Di	7,77	6,53	6,88	6,98	6,05	2,42	5,01	3,97	3,07	2,95	1,87	3,43	3,08	3,20	2,76	3,57	1,77
Mg-Hip		6,42	7,80	3,28	4,37	5,52	3,33	3,51	4,97	4,09	4,37	3,99	4,01	3,29	3,87	3,90	
Fe-Hip		5,17	4,81	0,80	1,74	4,63	0,66	0,99	4,30	3,95	3,62	2,24	3,78	3,05	3,56	3,22	
Mg-Ol	4,58																
Fe-Ol	3,35																
Ap	1,39	1,57	1,58	1,57	1,51	1,13	1,22	1,04	1,02	0,89	0,67	0,82	0,87	0,80	0,77	0,82	0,67
Ilm	1,83	1,77	1,91	1,75	1,87	1,50	1,63	1,58	1,41	1,34	1,19	1,44	1,28	1,21	1,31	1,39	1,94
Cor																	
Mag	1,74	1,88	1,81	3,96	3,38	1,41	3,82	3,23	1,38	1,31	1,08	2,20	1,27	1,12	1,21	1,22	4,14
Hem																	0,41

Tabela 18. (Continuação)

Amostra	Fácies Quartzo-Sienítica									Fácies Granítica						
	973	980	1215	1689	1767	1766	1678	977	1754	1787	1473	983	1746	1783	1711	1705
SiO ₂	65,30	65,40	65,90	66,50	66,90	66,90	67,00	68,50	69,10	68,10	68,22	68,30	68,40	68,80	69,00	69,20
TiO ₂	0,68	0,63	0,63	0,64	0,67	0,63	0,63	0,46	0,56	0,75	0,49	0,61	0,60	0,69	0,65	0,40
Al ₂ O ₃	13,90	14,40	13,60	14,20	14,10	13,60	14,10	13,40	13,40	13,90	13,91	13,70	13,50	13,40	13,50	14,90
Fe ₂ O ₃	2,60	2,40	2,70	2,30	1,80	1,60	1,60	3,20	2,00	2,50	3,83	2,10	2,50	2,90	2,30	0,79
FeO	1,80	1,80	1,60	1,40	1,80	2,00	2,10	0,42	1,30	1,70		2,00	1,10	1,10	1,40	2,00
MgO	2,20	1,50	2,00	1,40	1,40	1,30	1,60	1,70	1,00	0,76	1,09	0,63	1,20	0,72	0,73	1,10
MnO	0,12	0,10	0,12	0,06	0,07	0,07	0,07	0,10	0,07	0,05	0,05	0,08	0,07	0,04	0,04	0,05
CaO	3,00	2,20	2,40	2,20	2,10	2,20	2,00	2,50	1,80	1,90	1,55	2,10	1,80	1,20	1,70	2,20
Na ₂ O	2,90	3,40	3,30	3,40	3,50	3,50	3,20	4,00	3,30	3,60	3,48	3,40	3,00	3,60	3,50	4,10
K ₂ O	6,00	6,30	6,50	6,20	6,30	6,50	6,10	4,50	6,00	5,00	6,09	5,40	6,20	5,70	5,50	3,20
P ₂ O ₅	0,33	0,29	0,34	0,32	0,30	0,29	0,32	0,26	0,26	0,22	0,23	0,15	0,28	0,14	0,20	0,14
F	0,28	0,21		0,18	0,22	0,24	0,29	0,24	0,17	0,43		0,29	0,40	0,36	0,45	0,09
Cl			0,26	0,01	0,00	0,01	0,01		0,00	0,00			0,00	0,01	0,00	0,01
CO ₂	0,31	0,10	0,14	0,63	0,57	0,70	0,65	0,23	0,70	0,56		0,30	0,65	0,68	0,61	0,70
H ₂ O ⁺	0,46	0,26	0,26					0,35				0,82				
LOI				0,47	0,44	0,43	0,71		0,53	0,90			0,62	0,62	0,69	0,74
Total	99,88	98,99	99,75	99,91	100,17	99,97	100,38^f	99,86	100,19	100,37	98,95	99,88	100,32	99,96	100,27	99,62
Parâmetros Normativos																
Qz	15,97	14,36	14,06	18,11	17,40	16,86	19,12	20,49	23,28	24,01	18,86	21,90	23,09	23,52	24,27	26,53
Or	35,94	37,89	38,80	37,19	37,66	39,00	36,55	26,92	35,92	30,03	36,35	32,45	37,17	34,30	33,02	19,3
Ab	24,87	29,28	28,20	29,14	29,90	30,00	27,4	34,26	28,23	30,90	29,73	29,26	25,70	30,96	30,03	35,33
An	7,27	5,50	3,39	5,19	4,15	2,18	6,12	5,37	4,03	7,06	4,34	6,26	5,07	3,58	4,91	10,3
Ne																
Mg-Di	1,23	0,69	1,35	1,43	1,40	1,93	0,56	1,15	1,25	0,43	0,33	0,38	0,83	0,59	0,89	
Fe-Di	1,05	0,83	1,26		0,34	0,85	0,23	1,07			0,55	1,08	0,00			
Ca-Di	2,35	1,53	2,67	1,66	1,92	2,99	0,85	2,28	1,45	0,50	0,87	1,39	0,97	0,68	1,03	
Mg-Hip	4,30	3,10	3,66	2,12	2,13	1,36	3,49	3,11	1,28	1,50	2,43	1,21	2,21	1,24	0,97	2,8
Fe-Hip	3,70	3,75	3,42		0,51	0,60	1,41	2,89			4,06	3,41				2,5
Mg-Ol																
Fe-Ol																
Ap	0,73	0,64	0,75	0,71	0,66	0,64	0,71	0,57	0,57	0,49	0,51	0,33	0,62	0,31	0,44	0,31
Ilm	1,31	1,22	1,21	1,23	1,29	1,21	1,21	0,88	1,08	1,45	0,93	1,18	1,16	1,33	1,25	0,77
Cor																1,00
Mag	1,19	1,14	1,15	2,89	2,64	2,35	2,35	0,93	2,83	3,52	1,04	1,11	2,06	1,70	2,80	1,17
Hem				0,34					0,07	0,11			1,11	1,78	0,40	

Tabela 18. (Continuação)

Amostra	Fácies Granítica							(Dique)	St. Isabel	
	1751	1460	1750	1466	1747	982	1786	971	970	1459
SiO ₂	69,80	71,35	71,40	72,00	72,50	72,80	72,90	73,00	74,40	71,82
TiO ₂	0,60	0,28	0,38	0,33	0,30	0,26	0,24	0,35	0,19	0,18
Al ₂ O ₃	13,30	13,81	12,90	13,50	12,90	12,80	12,40	13,40	12,90	14,71
Fe ₂ O ₃		2,24	1,80	1,30	1,50	0,96	0,84	1,60	1,60	2,18
FeO	1,00		0,85	1,10	1,00	1,70	1,60	0,85	0,57	
MgO	0,68	0,29	0,36	0,27	0,39	0,53	0,20	0,23	0,11	0,56
MnO	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,12	0,05	0,08	0,08	0,03
CaO	1,30	1,26	1,20	1,20	0,92	1,50	1,00	1,10	0,82	1,69
Na ₂ O	3,50	3,16	3,70	3,40	3,40	3,10	3,40	3,30	3,40	4,46
K ₂ O	5,50	5,54	5,30	5,50	5,40	5,10	5,70	5,40	5,30	2,93
P ₂ O ₅	0,16	0,04	0,10	0,05	0,10	0,09	0,02	0,07	0,05	0,06
F	0,50		0,04	0,32	0,15	0,09	0,34	0,28	0,10	
Cl	0,00		0,00	0,00	0,00		0,00			
CO ₂	0,61		0,74	1,54	0,89	0,27	0,69	0,14	0,29	
H ₂ O ⁺						0,76		0,20	0,08	
LOI	0,77		0,62	0,59	0,56		0,69			1,19
Total	100,25	98,01	99,43	101,14	100,04	100,08	100,08	100,00	99,89	99,81
Parâmetros Normativos										
Qz	25,70	27,32	27,84	28,58	30,18	30,53	29,22	29,64	31,60	29,73
Or	33,07	33,46	31,98	32,97	32,45	30,47	34,28	32,15	31,54	17,61
Ab	30,07	28,6	31,90	29,12	29,19	26,52	29,22	28,13	28,97	38,29
An	4,36	6,16	2,95	5,35	4,01	6,00	1,72	5,04	3,77	8,16
Ne										
Mg-Di	0,45		0,92	0,10	0,02	0,12	0,29			
Fe-Di				0,07		0,29	1,13			
Ca-Di	0,52		1,07	0,17	0,02	0,39	1,33			
Mg-Hip	1,28	0,73		0,59	0,97	1,21	0,22	0,57	0,27	1,42
Fe-Hip		2,39		0,41	0,16	3,04	0,84	2,68	2,61	2,52
Mg-Ol										
Fe-Ol								0,00		
Ap	0,36	0,09	0,21	0,10	0,22	0,20	0,05	0,15	0,11	0,13
Ilm	1,16	0,55	0,74	0,64	0,58	0,50	0,46	0,67	0,36	0,35
Cor		0,13						0,29	0,20	1,26
Mag	1,61	0,56	1,80	1,91	2,21	0,71	1,24	0,65	0,55	0,52
Hem	1,43		0,59							

VI.1.1. Caracterização e Classificação Química

O MCS reúne um conjunto quase contínuo de rochas intermediárias e ácidas, com teores de SiO₂ variando entre 51 a 74%, conteúdos em álcalis (K₂O+Na₂O) variando entre 6,3% e 10,3%, valores da razão K₂O/Na₂O entre 1,1 e 4 e # mg entre 17 e 51. Os enclaves máficos e os lamprófios constituem os termos menos evoluídos, com teores de SiO₂ entre 51 e 58%, e são caracterizados pelos mais altos conteúdos de MgO (até 8,6%) associados com as mais altas razões K₂O/Na₂O (até 4) das rochas analisadas do MCS. Eles são também os termos mais ricos em flúor (até 0,98%). Os altos conteúdos CO₂ (até 2,8%) e cloro e LOI das amostras 1683 e 1682 indicam que os lamprófios encontrados no GBRS sofreram influencia de fluídos magmáticos tardios e alguma alteração intempérica. Entre os enclaves, as amostras dos autólitos cumuláticos (1477 e 1675), se destacam pelos altos conteúdos de TiO₂ (1,4% a 1,9%) e CaO (até 8,8%) e baixos conteúdos de Al₂O₃ (13,9% a 8,2%). Os diques híbridos ocorrem numa faixa restrita de SiO₂ (62 a 64%), com pouca variação nos demais elementos, chamando a atenção os altos conteúdos de CO₂ na amostra coletada no GBRS (até 1,8%; amostra 1672). Estes diques apresentam um comportamento geoquímico similar as rochas menos evoluídas da fácies quartzo-sienítica.

Os diques monzoníticos são caracterizados pelos altos conteúdos de TiO₂ (1,7% a 2,0%) e pelas baixas razões K₂O/Na₂O (1,2 a 1,4).

As seis amostras da fácies álcali-feldspato-sienítica se situam entre 57% a 62% de SiO₂, sendo que aquelas que apresentam as características mais peculiares da fácies (amostras 1483, 974 e 1212) ficam restrita a 57-58% de SiO₂. A amostra 1760, que se situa na borda oeste do MCS, fora da estrutura em arco, se destaca das demais pela baixa razão K₂O/Na₂O (igual a 1,5) quando comparadas com as demais da fácies, que varia entre 2,3 e 2,6.

A fácies quartzo-sienítica reúne rochas com SiO₂ variando entre 62% a 69%, sendo que as menos evoluídas desta fácies (amostras 1733, 1484, 979, 1455; SiO₂ entre 62% e 63%) constituem termos de transição para a fácies álcali-feldspato-sienítica, onde normalmente se observam alguns fenocristais euédricos zonados de feldspato alcalino, em meio a cristais menores orientados paralelamente. As amostras 977 e 1754 são sienogranitos (69% SiO₂), mas foram incluídos nesta fácies por terem hornblenda em sua composição, o que não ocorre entre as rochas da fácies granítica. O fato de estarem próximos a fraturas/falhas podem indicar um eventual enriquecimento em sílica. A amostra 977 situa-se na borda NE do MCS e, assim como a amostra 1760, tem valor da razão K₂O/Na₂O próximo a um, o que é baixo quando comparado aos seus pares (valores variando de 1,8 a 2,1). As amostras 1455 e 1458 ocorrem na borda sul do MCS, em meio aos granitos. A amostra 1458, próxima a estrutura de contato com o Complexo Santa Isabel, apresenta-se

fortemente deformada (quartzo-sienito gnáissico) e é caracterizada pelos maiores conteúdos em TiO_2 (1%) e os baixos valores de MgO (1%), # mg (17) e da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,4).

As rochas reunidas na fácies granítica ocorrem numa faixa de 68% a 73% de SiO_2 , com o dique de granito fino (amostra 970) sendo a rocha mais evoluída do conjunto analisado. Os teores de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ variam entre 1,4 e 2,1 sendo que a amostra 1705, um granito gnáissico, apresenta o valor de 0,8. Esta mesma amostra apresenta o valor mais alto de Al_2O_3 do conjunto de amostras do MCS (14,9%).

A amostra do Complexo Santa Isabel difere quimicamente dos granitos do MCS, com exceção da amostra 1705, pelo caráter sódico ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,6$) e teor mais alto em Al_2O_3 (14,7%).

O diagrama TAS (álcalis total *versus* sílica), originalmente destinado às rochas vulcânicas (cf. Cox *et al.*, 1979), tem sido amplamente utilizado na classificação química das rochas plutônicas após as adaptações realizadas por Lameyre & Bowden (1982) e Middlemost (1994) e na discriminação entre as séries magmáticas alcalinas e subalcalinas. Por este diagrama as amostras das diferentes fácies do MCS, com exceção da amostra 1705, se situam no campo das rochas alcalinas saturadas em sílica e: os lamprófiros e enclaves correspondem quimicamente a monzodioritos e monzonitos; os diques monzoníticos finos correspondem a monzonitos; as rochas da fácies álcali-feldspato sienítica a monzonitos e sienitos; as rochas da fácies quartzo-sienítica e os diques híbridos correspondem a sienitos e quartzo-monzonitos e; as rochas da fácies granítica a quartzo-monzonitos e granitos (Fig. 34).

O comportamento das amostras do MCS relacionando ao conteúdo em álcalis pode ser visualizado no diagrama de classificação de rochas graníticas de Frost *et al.* 2001, usando parâmetro $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (MALI ou álcali-cal modificado de Peacock, 1934). Por esta classificação, as amostras dos enclaves (exceto o autólito cumulático 1477), os lamprófiros, os álcali-feldspato-sienitos e os quartzo-sienitos (exceto amostra 977) se situam nos campos das séries de rochas “alcálicas”. As rochas da fácies granítica (exceto a amostra 1705) se situam no campo das séries de rochas “alcáli-cálcicas”. A amostra do Complexo Santa Isabel se situa no campo das séries “calc-alcálica” (Fig. 35). Além de um esquema de classificação, Frost *et al.* (2001) tentaram aplicar este e os demais diagramas de seu trabalho partindo do pressuposto que as variações nos parâmetros utilizados, tal como o MALI, fornecem meios para melhor entender a evolução das rochas ígneas feldspáticas.

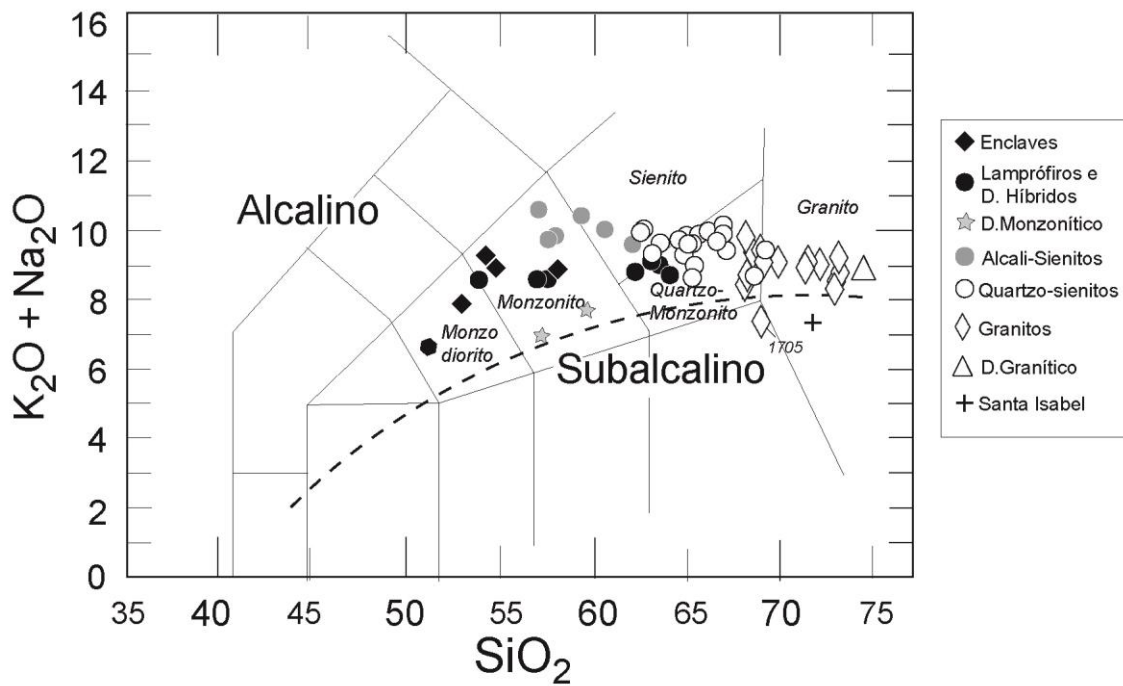


Figura 34. Disposição das amostras do MCS no diagrama TAS (álcalis *versus* sílica) para a classificação de rochas plutônicas, segundo Middlemost (1994). A curva tracejada divide as séries alcalinas, acima, das subalcalinas, abaixo, conforme Irvine & Baragar (1971).

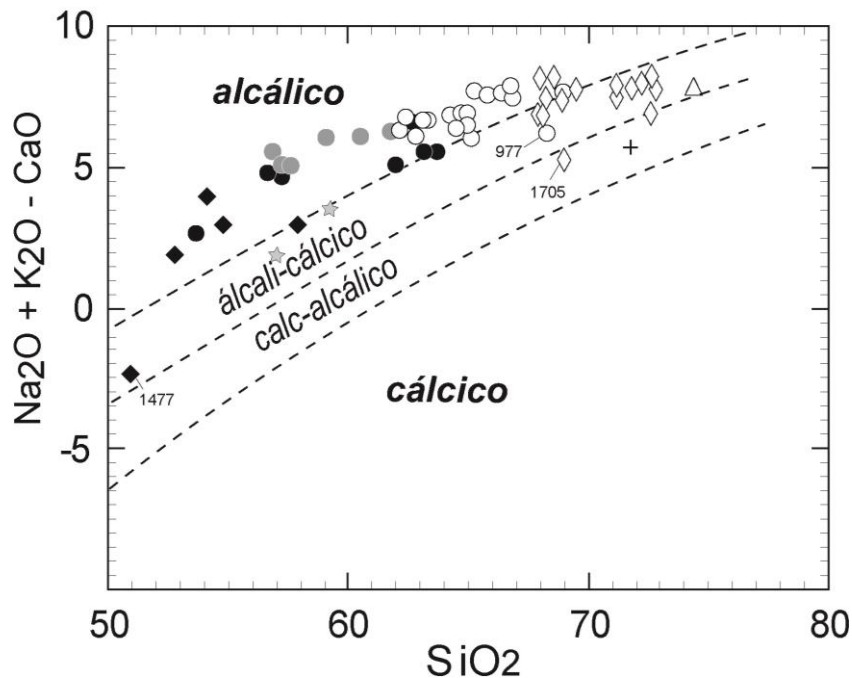


Figura 35. Distribuição das amostras do MCS no diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ *versus* SiO_2 de Frost *et al.* (2001). Legenda como na figura anterior.

Considerando que os limites similares e paralelos entre as séries magmáticas no diagrama refletem evoluções normais, com o aumento de K-feldspato e do componente albita do plagioclásio com o decorrer do fracionamento, o fato de algumas suítes de rochas comagmáticas cruzarem os limites pode ser explicado por processos de acumulação de K-feldspato e albita - conduzindo a valores elevados de MALI - e por processos de mistura de magmas. Utilizando este raciocínio, a leve diminuição do conteúdo de álcalis nos termos mais evoluídos do MCS (granitos), causando o cruzamento dos limites no sentido das séries, pode ser interpretado como devido a assimilação de pequenos conteúdos dos gnaisses encaixantes (Complexo Santa Isabel). A assimilação de gnaisses cálcio-álcalinos encaixantes foi a interpretação usada na evolução da intrusão proterozoica de Sybille, no Wyoming, que é altamente alcálica a baixos conteúdos de sílica, tornando-se progressivamente mais cálcica e peraluminosa com o aumento da sílica (cf. Scoates *et al.*, 1996; Frost *et al.*, 2001).

Diferentemente das séries alcalinas clássicas, onde normalmente o conteúdo de Na₂O excede ao de K₂O, o caráter alcalino das rochas do MCS é dado pelos altos teores de potássio ($4,4 < K_2O\% > 6,9$), sendo este caráter mais pronunciado nas rochas menos evoluídas (Tab. 18). Esta relação pode ser visualizada nos diagramas K₂O *versus* Na₂O (Fig. 36). Utilizando os subgrupos definidos pela IUGS (Le Maitre, 1989), as rochas do MCS se situam no domínio das rochas potássicas, ou seja, possuem $K_2O > (Na_2O - 2)$. Este caráter potássico é maior para os termos menos evoluídos (enclaves, lamprófiros e a maioria das amostras da fácies álcali-feldspato sienitos) onde a proporção K₂O:Na₂O é superior a 2:1. Estas amostras, além da razão $K_2O/Na_2O > 2$, apresentam K₂O e MgO $> 3\%$ e portanto podem ser classificadas como rochas ultrapotássicas segundo os critérios definidos por Foley *et al.* (1987).

A composição das amostras do MCS em termos de suas relações molares de $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (A/NK) e $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (A/CNK), no diagrama de Maniar & Piccoli (1989), mostram se tratar de rochas essencialmente metaluminosas (Fig.37). Este caráter reflete a ausência de coríndon normativo e a paragênese mineral observada, notadamente a presença do zircão cristalizando precocemente, feição típica dos líquidos félsicos metaluminosos (Watson, 1979). Apenas a amostra 1705, que tem composição próxima a da amostra do Complexo Santa Isabel, e as amostras 970 (dique granítico), 971 e 1466, se situam no campo das rochas peraluminosas ou no limite metaluminosas-peraluminosas.

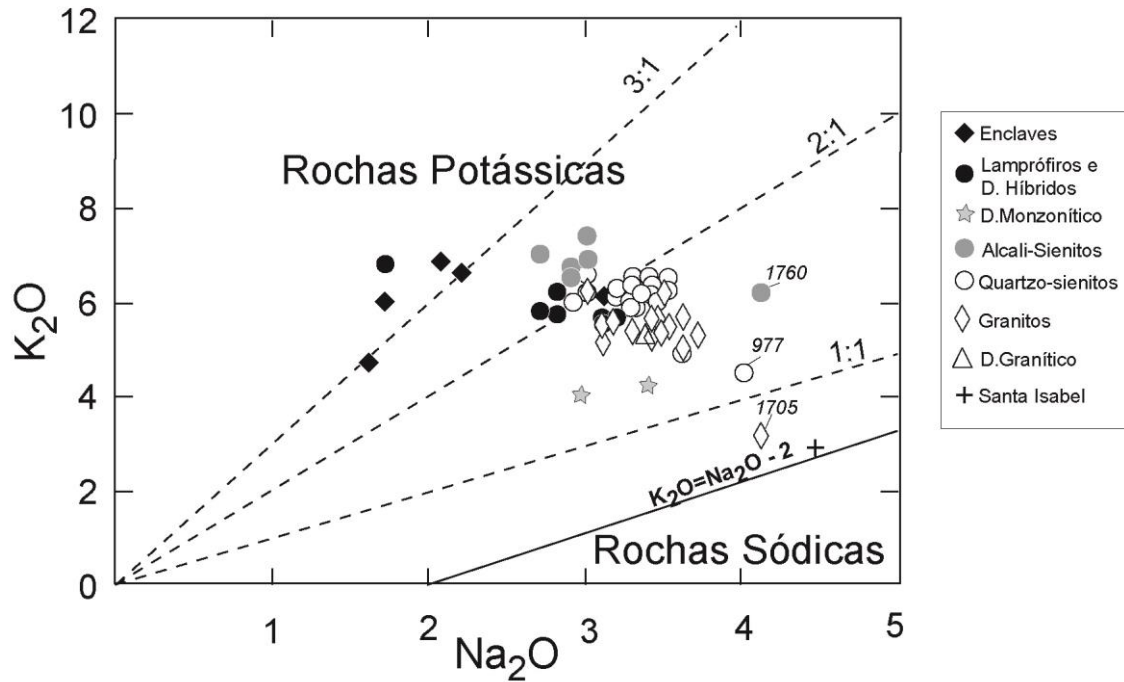


Figura 36. Disposição das amostras do MCS no diagrama K_2O versus Na_2O com o limite (linha cheia) que separa as rochas potássicas e sódicas segundo Le Maitre *et. al.* (1989). As linhas tracejadas representam os campos com as proporções entre K_2O e Na_2O .

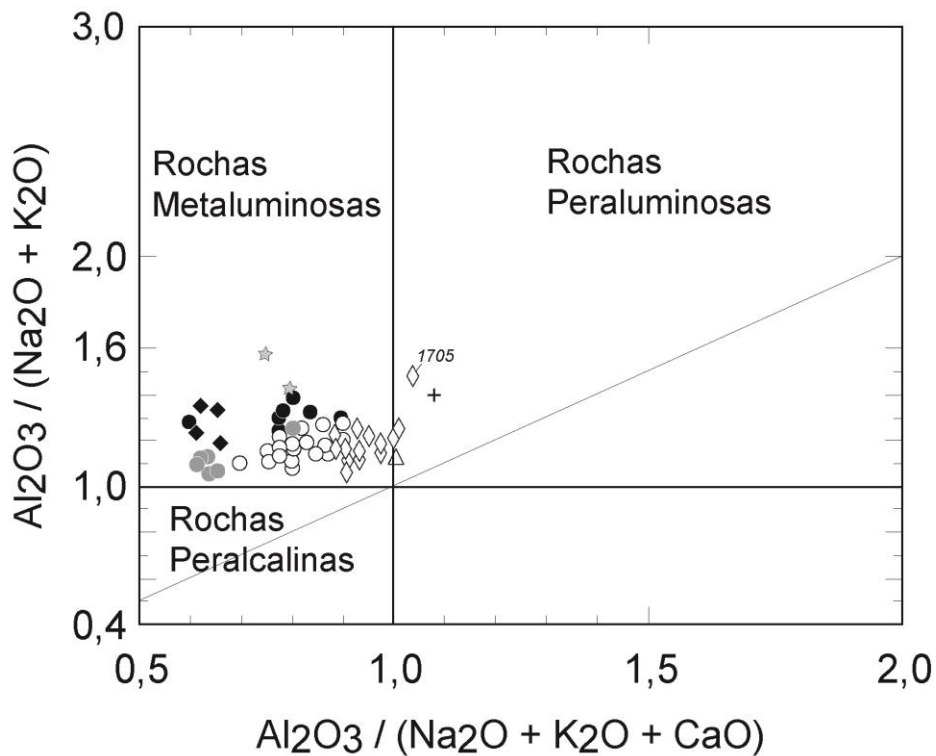


Figura 37. Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ versus $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ em moles, segundo Maniar & Piccoli (1989), aplicado às rochas do MCS. Legenda como na figura anterior.

VI.1.2. Composição e Evolução Normativa

Para o cálculo da norma (CIPW) utilizou-se o programa Minpet 2.02 (Richard, 1994), obedecendo as recomendações propostas por Irvine & Baragar (1971) para os ajustes entre FeO e Fe₂O₃. Os resultados podem ser observados na tabela 18.

Os dados normativos confirmam se tratarem de rochas essencialmente saturadas a supersaturadas em sílica como representado pela presença de quartzo e hiperstênio normativos na maior parte das amostras. Apenas em algumas amostras dos enclaves, uma dos lamprófiros (1685) e uma da fácies álcali-feldspato-sienítica (1483) não apresentaram quartzo normativo, refletindo a ausência de quartzo modal nestas rochas. Nestas mesmas amostras se observa a presença da olivina normativa, que alcança até 12% (amostra 968).

O diopsídio é praticamente ausente nos granitos com sílica maior que 71%, possui baixos valores nos diques híbridos (entre 1% e 6%) e nas rochas da fácies quartzo-sienítica, (entre 3% e 9%), e valores intermediários entre os lamprófiros e álcali-feldspato-sienitos típicos (entre 12% e 15%). Nestes últimos, reflete a presença de diopsídio modal e os mais altos conteúdos de hornbenda e biotita. O valor discrepante do diopsídio normativo na amostra 1477 (28%) reforça a interpretação de se tratar de uma rocha cumulática e o caráter precoce do diopsídio presente. O valor mais alto de apatita normativa é observado também na amostra 1477, onde é comum a ocorrência de inclusões nos cristais de diopsídio.

O ortoclásio normativo possui valores entre 30% e 39% nas duas principais fácies do MCS (excluindo-se as amostras 977 e 1705), mostrando se tratar da fase mais abundante. Os valores mais altos (até 44%) nas rochas da fácies álcali-feldspato-sienítica refletem possivelmente maiores taxas de acumulação de ortoclásio. Valores elevados de ortoclásio normativo nos lamprófiros (até 42%), onde fenocristais de ortoclásio são raros, sugerem a contribuição do K incorporado nas micas.

Os valores da molécula de An do plagioclásio normativo ($An/(An+Ab) \times 100$) variam de 8% a 23% nas rochas das três maiores fácies do MCS, 28% a 36% nos diques monzoníticos e alcança valores de até 38% nos enclaves. Excetuando os diques monzoníticos, estes valores são bem distintos daqueles obtidos pela microsonda eletrônica o que reflete possivelmente a contribuição do Ca das fases máficas e acessórias (ex. anfibólios, titanita, carbonatos).

A magnetita é constante e a hematita é rara, refletindo as condições de maior oxidação. O coríndon normativo é observado apenas alguns granitos, notadamente os mais finos e deformados.

As composições normativas lançadas no clássico diagrama experimental Qz-Ab-Or (Tuttle & Bowen, 1958) se situam deslocadas à direita do vale térmico dos líquidos residuais (Fig.38), no campo de estabilidade do feldspato alcalino, refletindo o seu caráter potássico. A evolução descrita

por estas rochas tem concavidade voltada para o vale termal, coincidindo com o estabelecido por Morse (1980) para a diferenciação de magmas traquíticos, controlada pelo processo de cristalização fracionada.

No diagrama An-Ab-Or, os valores normativos das amostras do MCS dispõem-se abaixo da curva do *solidus* e do *liquidus* (cf. Tuttle & Bowen, 1958), mostrando tratar-se de líquidos ricos em ortoclásio, que ao evoluir cristalizam precocemente um feldspato alcalino (Fig.39).

VI.1.3. Evolução Química

A evolução dos elementos maiores das rochas do MCS pode ser visualizada na figura 40, utilizando-se a sílica como índice de diferenciação. Nesta mesma figura, para melhor visualização da interpretação, são colocadas, de forma arbitrária, as curvas de tendência evolucionar.

Os diagramas mostram tendências evolucionar bem definidas para as três principais fácies do MCS, indicando que a cristalização fracionada foi o processo dominante. O alinhamento do lamprófiro menos alterado (amostra 1685) e de alguns enclaves, sugere que eles são geneticamente relacionados. Os diques híbridos se comportam de forma similar aos termos menos evoluídos da fácies quartzo-sienítica. Os diques monzoníticos estão quase sempre separados, indicando que eles têm uma evolução distinta. Esta interpretação é suportada pelas composições obtidas nos minerais pela microsonda eletrônica. As amostras 1458 e 977 (fácies quartzo-sienítica) e 1705 (fácies granítica) se situam, na maioria dos diagramas, fora das tendências evolucionar, podendo indicar alguma alteração em sua composição por processos tardi-magmáticos ou pós-cristalização. O mesmo raciocínio pode ser aplicado aos lamprófiros mais alterados (amostras 1683 e 1682) que na maioria das vezes apresentam-se deslocados das tendências evolucionar.

Constata-se pelos diagramas que o MgO, Fe₂O_{3t}, CaO, TiO₂ e P₂O₅ mostram correlações negativas com a sílica, sugestivas de fracionamento de minerais máficos, óxidos de Fe-Ti e apatita. Os valores elevados MgO, Fe₂O_{3t}, CaO, TiO₂ e P₂O₅ na amostra 1477 é sugestivo de uma importante etapa de acumulação de cristais precoces destas fases.

Tanto o Al₂O₃ quanto o Na₂O crescem com o aumento da sílica até a altura dos quartzo-sienitos (62% a 68% de SiO₂), decrescendo levemente em seguida, descartando a possibilidade de fracionamento de plagioclásio, pelo menos até, aproximadamente, 65% de SiO₂.

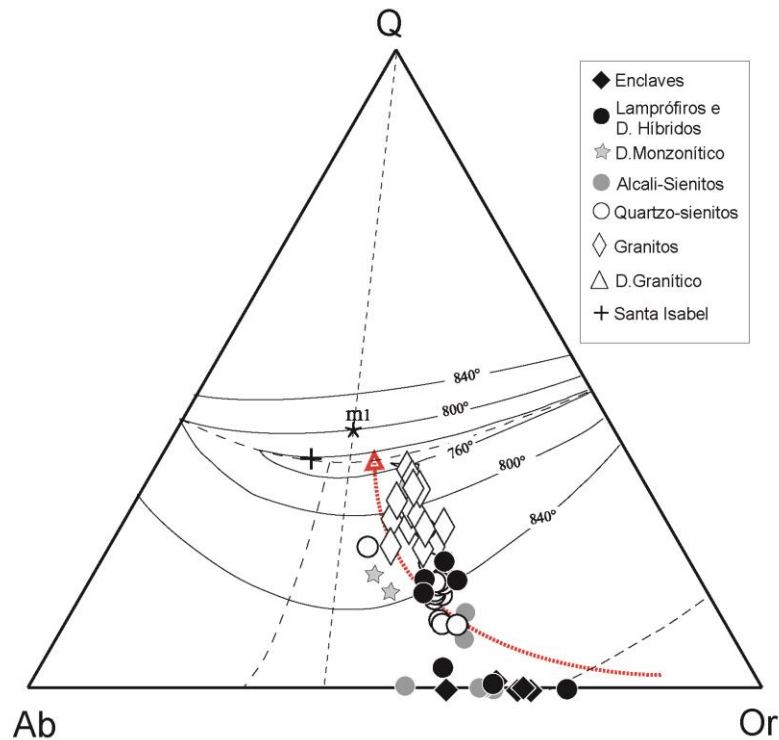


Figura 38. Evolução das composições das amostras do MCS no diagrama normativo Quartzo (Qz) - Albita (Ab) - Ortoclásio (Or), com isotermas para 2 kbar como apresentado por Morse (1980). A curva pontilhada representa a tendência de evolução de um magma potássico saturado em sílica segundo as simulações realizadas por este autor. m1 = ponto mínimo.

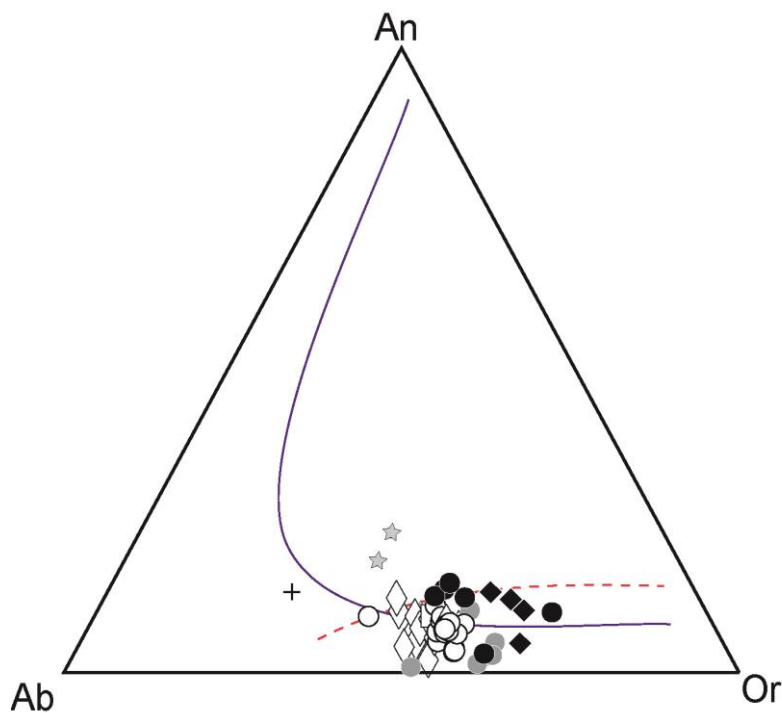


Figura 39. Disposição das amostras do MCS no diagrama ternário normativo Anortita (An) - Albita (Ab) - Ortoclásio (Or). A curva cheia representa o *solidus* e a tracejada o *liquidus*, segundo Tuttle & Bowen (1958). Legenda como na figura anterior.

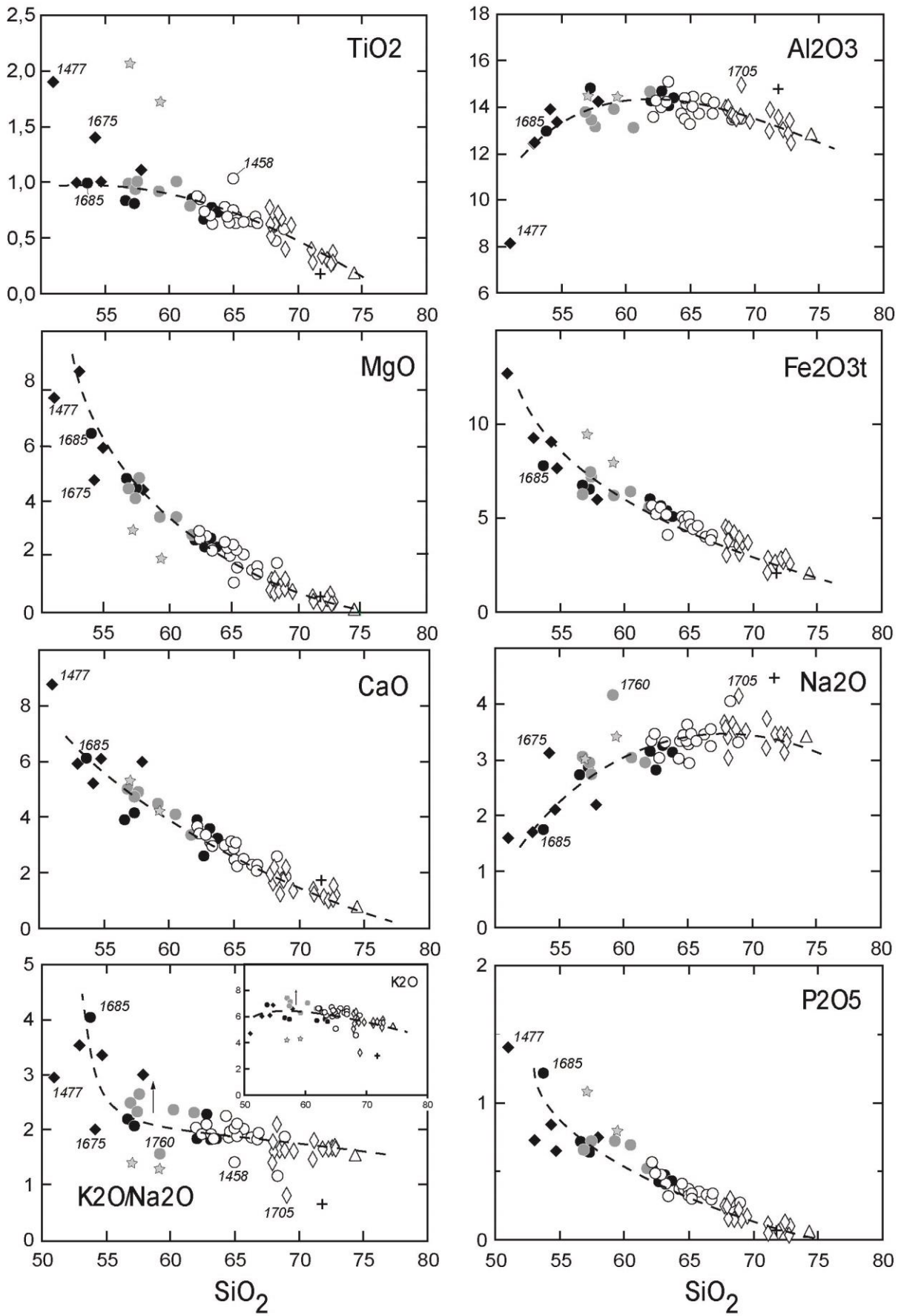


Figura 40. Diagramas de correlação entre SiO_2 -elementos maiores para as rochas do MCS. Legenda como nas figuras anteriores.

A amostra 1760 da fácies álcali-feldspato sienítica é anormalmente enriquecida em Na_2O e não rica em CaO , sugerindo se tratar de acumulação de uma fase mais rica em albita. A correlação é negativa para a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, sugerindo que uma parte importante do K_2O está associada aos minerais máficos nos termos menos evoluídos. A inflexão em torno de 55% de SiO_2 pode marcar o início da maior participação do feldspato alcalino no sistema. O aumento de K_2O numa faixa restrita de SiO_2 (57-59%), representada pelas amostras da fácies álcali-feldspato-sienítica mais ricas em fragmentos de fenocristais de feldspato alcalino, reforçam a interpretação de uma etapa com envolvimento de acumulação de feldspato alcalino.

Como apontado nos capítulos anteriores, alguns enclaves e as rochas da fácies álcali-feldspato sienítica, principalmente, apresentam feições relacionadas a processos de segregação mineral e acumulação. O comportamento destas rochas alinhadas com as demais fácies (exceto os diques monzoníticos) em tendências evolucionais únicas sugere que as curvas observadas representem evoluções que envolvem a mistura de cumulado e líquido. Este processo na evolução de magmas cristalizados a pressões crustais têm sido frequentemente invocado para explicar as evoluções químicas de rochas plutônicas (McBirney, 1984; Cullers *et al.*, 1993). Uma evolução similar ao do MCS, envolvendo cumulos sieníticos, lamprófiros (minettes) sienitos e granitos, tem sido observada nos maciços sieníticos potássico-ultrapotássicos de Piquiri (Nardi *et al.*, 2008) e Morro do Afonso (Rios *et al.*, 2007).

VI.2 Elementos Traços

VI.2.1. Comportamento e Evolução Química

Os resultados analíticos obtidos para as diferentes fácies do MCS podem ser visualizados na tabela 19. Destes resultados, comparando-se com as composições dos granitos tipo I (cf. Collins *et al.*, 1982; Wilson, 1989; Winter 2001), chama a atenção para os valores: elevados de Ba (4822 ppm a 388 ppm), Sr (1406 ppm a 174 ppm) e elementos terras raras (ΣETR até 1516 ppm); moderados de Rb (568 ppm a 146 ppm), Th (175 ppm a <5 ppm), Zr (1401 ppm a 117 ppm), Pb (136 ppm a 23 ppm) e; relativamente baixos de Hf (30 ppm a < 8 ppm), Nb (72 ppm a 10 ppm) e Y (76 ppm a 19 ppm). Os valores constantes dos metais de transição Cr (até 300ppm), Ni (até 164 pm) e V (até 170 ppm) podem ser considerados altos para seus respectivos teores de sílica. O comportamento geoquímico de alguns destes elementos pode ser analisado nos diagramas binários correlacionados ao óxido de silício (Fig. 41).

Tabela 19. Análises químicas dos elementos traços e ETR para as rochas das diferentes fácies do MCS.

Amostra	Enclaves Máficos					Enc. Mic. 972	Lamprófiros e Diques Híbridos						Dique Monzonítico		Fácies Alkali-Feldspato-Sienítica					
	1477	968	1675	1479	981		1685	1683	1682	1778	1706	1672	1671	1755	1748	974	1212	1760	1476	1213
As	17,2	6,4	8,0	5,6	2,6	12,0	6,6	12,8	10,5	<8	17,0	20,0	1,8	3,1	<8	11,1	17,3	<8	13,0	7,0
B						14														
Ba	1712	1767	2778	3073	2388	378	4822	2731	2717	2354	2184	2050	2123	2113	2062	3162	3186	2991	2699	2773
Be	19,8	14,6	<3	6,2	9,9	7,0	10,6	5,6	5,8	<3	<3	<3	6,4	4,4	<3	13,3	12,5	<3	4,0	10,0
Bi	0,20	0,14	<20	0,12	0,12	<10	0,15	0,48	0,22	<20	<20	<20	< 0,08	0,13	<20	0,12	0,16	<20	<20	0,21
Cd	0,68	0,33	<3	0,31	0,40	2	< 0,3	0,56	0,33	<3	<3	<3	< 0,3	< 0,3	<3	< 0,3	0,44	<3	<3	0,34
Co	46,7	49,6	39,0	37,3	27,8	43,0	34,0	44,7	28,0	21,0	18,0	20,0	32,8	26,9	27,0	38,7	22,0	26,0	26,0	15,0
Cr	241	300	112	281	178	500	111	107	121	57	74	60	77	50	22	136	138	98	114	76
Cs	15,2	28,5	<5	9,6	3,4	47,0	18,6	6,7	6,9	9,0	6,0	14,0	5,0	8,6	7,0	7,0	11,0	<5	9,0	8,5
Cu	73,0	9,6	52,0	41,1	5,7	40,0	47,2	47,5	5,9	18,0	24,0	23,0	24,3	20,4	40,0	24,5	49,5	17,0	47,0	21,5
Ga	23,9	28,1	22,0	23,0	25,1		21,2	22,1	20,8	22,0	24,0	21,0	23,6	25,5	29,0	22,4	21,7	20,0	21,0	24,3
Ge	2,13	1,79		1,68	1,47		1,75	1,39	1,37				1,39	1,46		1,67	1,65			1,41
Hf	29,8	12,9	<8	11,8	16,3	< 8	12,3	8,7	8,3	<8	11,0	9,0	9,3	13,2	17,0	17,0	17,0	14,0	19,0	13,5
Li			35						51	64	74			84				<3	67	
Mo	8,13	2,53	<3	3,49	1,18	44	3,32	0,75	0,66	<3,8	<3	<3	2,06	2,63	<3	2,35	1,55	<3	4,2	2,70
Nb	58,6	22,1	21,0	13,3	46,1	32,0	20,9	17,0	16,1	21,0	17,0	24,0	19,7	32,7	41,0	25,4	28,8	31,0	41,0	25,2
Ni	164	174	56	106	108	237	116	77	80	20	32	23	31	20	8	82	90	57	77	52
Pb	69,5	24,9	60,0	60,4	61,7	203,0	55,9	75,8	50,2	65,0	59,0	73,0	26,4	22,7	69,0	46,8	101,0	72,0	106,0	83,6
Rb	349	568	290	382	340	943	453	223	216	262	299	265	246	204	248	336	311	251	368	313
S			59			265			219	80	852			799				<50	101	
Sb	0,49	0,21	<8	0,16	0,12		0,18	4,49	3,90	<8	<8	<8	0,54	< 0,1	<8	0,29	0,50	<8	<8	0,23
Sc			9,3						<3	21	4,6			6,6				4,6	21	
Sn	10,86	5,71	<5	4,37	8,76		5,50	2,85	2,82	<5	<5	<5	8,21	4,19	<5	9,13	6,01	<5	<5	5,04
Sr	694	766	999	1027	994	100	1406	985	989	1067	1079	1093	906	1000	738	1178	1072	1173	1126	1186
Ta	3,24	1,24	<5	0,62	2,75	<5	1,53	1,09	1,06	<5	<5	<5	1,51	2,01	<5	2,20	2,07	<5	<5	1,71
Th	107	52	<5	22	87	<5	57	42	40	28	15	43	54	19	19	63	93	30	171	77
U	30,8	10,0	<10	5,9	22,5	28,0	46,4	7,7	8,0	<10	<10	<10	9,9	4,7	<10	13,2	16,1	<10	15,0	16,2
V	170	114	136	119	77	182	109	83	85	77	68	65	72	115	91	95	91	58	80	62
W	105	74	<10	110	91		55	114	79	<10	<10	<10	232	141	44	191	3	<10	<10	2
Y	75,7	32,9	39,0	32,9	37,5	9,0	36,9	25,3	25,5	28,0	34,0	33,0	27,1	42,4	37,0	38,1	37,7	48,0	56,0	32,3
Zn	187	173	123	132	144		118	102	90	74	80	77	67	144	132	89	114	117	92	77
Zr	1401	540	255	502	626	92	507	380	356	287	382	283	399	577	331	703	723	214	441	530
La	365,73	185,57	125,50	151,19	234,94		153,12	165,14	176,27	134,00	97,76	92,13	162,23	137,45	113,10	197,45	211,05	116,70	57,70	235,84
Ce	679,75	338,40	188,90	296,31	443,19		331,05	310,55	302,83	360,00	210,20	251,70	295,74	295,05	260,60	381,34	436,89	272,90	118,90	411,52
Pr	74,14	36,32		34,23	53,59		36,46	34,05	35,37				31,22	38,53		43,16	44,20			50,14
Nd	285,38	129,10	99,55	125,80	198,15		133,31	121,99	127,80	102,90	60,03	62,86	104,37	140,82	91,91	154,45	156,78	90,69	37,12	155,81
Sm	42,38	21,06	13,19	19,90	31,35		22,32	19,44	20,14	12,52	13,89	10,51	15,53	22,63	16,65	24,45	23,79	16,55	5,82	21,33
Eu	7,48	4,35	2,40	4,37	6,32		5,10	4,05	4,29	2,66	2,45	1,95	3,04	5,49	2,26	4,77	4,81	2,78	0,84	4,92
Gd	28,30	12,56	8,04	12,74	17,32		13,97	11,13	11,52	6,77	8,19	5,74	9,19	15,40	8,22	14,42	14,31	8,01	4,56	15,28
Tb	3,47	1,54		1,51	2,03		1,72	1,29	1,38				1,18	1,83		1,81	1,82			1,70
Dy	15,67	7,39	4,44	6,75	8,89		7,83	5,78	6,04	4,31	4,96	3,99	5,62	8,91	4,91	8,44	8,17	4,86	3,53	7,23
Ho	2,42	1,10	0,96	1,01	1,23		1,21	0,84	0,88	0,70	0,92	0,76	0,86	1,62	0,98	1,17	1,24	0,97	0,70	1,16
Er	6,11	2,93	1,98	2,74	3,30		3,27	2,14	2,30	1,60	2,11	1,78	2,38	3,77	1,83	3,22	3,29	2,26	1,89	2,84
Tm	0,78	0,36		0,35	0,38		0,42	0,25	0,26				0,32	0,43		0,40	0,37			0,35
Yb	4,37	2,28	1,70	2,04	2,53		2,39	1,63	1,69	0,88	1,67	1,55	1,97	2,60	1,17	2,64	2,32	1,97	1,40	2,01
Lu	0,71	0,35	0,17	0,29	0,37		0,34	0,23	0,21	0,12	0,35	0,27	0,30	0,39	0,19	0,35	0,32	0,33	0,21	0,32
Total ETR	1516,70	743,32	446,83	659,23	1003,60		712,50	678,50	690,98	626,45	401,26	432,21	633,95	674,93	501,81	838,06	909,35	518,01	232,67	910,45
(Ce/Yb) _N	40,3	38,5	28,8	37,6	45,4		35,9	49,5	46,4	106,6	32,5	42,0	38,9	29,3	57,5	37,4	48,7	35,9	22,0	53,0
Eu/Eu*	0,621	0,755	0,659	0,784	0,753		0,821	0,770	0,788	0,800	0,647	0,695	0,716	0,848	0,523	0,714	0,737	0,652	0,479	0,792

Tabela 19. (continuação)

Amostra	Fácies Quartzzo-Sienítica										Fácies Quartzzo-Sienítica									
	1733	1484	979	969	1674	976	1487	978	975	1458	973	980	1215	1689	1767	1766	1678	977	1754	
As	17,0	27,0	9,8	4,6	4,9	8,0	9,4	14,0	24,0	<8	4,4	2,6	6,0	<8	3,2	3,6	<8	4,7	12,0	
B								29	56				17							
Ba	2378	2335	2310	2194	1759	2235	2029	1826	2198	1249	1974	2163	1960	1796	1908	2082	1782	1339	1538	
Be	<3	11,5	10,8	11,2	18,1	11,7	12,7	7,0	12,0	<3	14,8	9,1	7,0	<3	11,4	10,0	<3	14,5	<3	
Bi	<20	0,37	0,28	0,12	0,15	0,23	0,26	<10	<10	<20	0,16	0,19	< 10	<20	0,16	0,16	<20	0,13	<20	
Cd	<3	0,33	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	2,00	2,00	<3	< 0,3	< 0,3	2	<3	< 0,3	< 0,3	<3	< 0,3	<3	
Co	22,0	46,8	36,6	36,9	37,3	55,2	46,8	24,0	29,0	15,0	10,5	31,4	26,0	14,0	44,1	49,0	16,0	48,3	12,0	
Cr	95	89	82	73	95	71	56	76	94	14	55	48	89	45	42	40	37	48	34	
Cs	11,0	13,3	8,2	6,7	7,9	9,9	9,6			<5	9,6	3,8	8,0	7,0	6,6	5,8	8,0	7,6	11,0	
Cu	38,0	30,3	24,3	9,5	23,8	21,9	22,3	21,0	31,0	25,0	8,3	14,8	10,0	16,0	20,2	29,4	22,0	< 5	20,0	
Ga	27,0	23,5	21,9	23,4	24,9	24,9	24,6			26,0	25,0	25,9		26,0	25,2	23,5	23,0	25,8	25,0	
Ge		1,31	1,36	1,52	1,62	1,25	1,42				1,40	1,36			1,31	1,34		1,48		
Hf	9,0	12,3	10,4	11,6	17,9	11,0	11,6	11,0	9,0	25,0	12,2	11,7	<8	12,0	11,5	11,4	10,0	8,0	8,0	
Li	22									49				39			74		49	
Mo	<3,2	2,29	1,27	3,39	1,60	1,76	1,75	5,00	12,00	<3	8,34	2,15	8	<3	1,35	3,23	<3	1,47	<3	
Nb	26,0	28,5	22,5	25,5	43,1	24,3	30,9	32,0	31,0	74,0	31,9	25,9	26,0	33,0	27,2	25,6	34,0	20,5	33,0	
Ni	50	57	44	49	59	44	35	56	80	6	33	26	55	24	24	31	21	27	18	
Pb	94,0	99,5	80,9	56,4	84,5	85,2	78,3	82,0	94,0	69,0	72,8	71,9	78,0	74,0	80,5	90,1	97,0	58,9	91,0	
Rb	303	299	308	304	321	334	335	310	337	312	399	318	285	365	338	326	455	246	350	
S	<50							52	174	78			116	<50			<50		65	
Sb	<8	0,91	0,45	0,14	0,15	0,38	0,40			<8	0,13	0,12		<8,1	0,15	0,11	10	0,22	<8	
Sc	12									<3				<3			<3		9,3	
Sn	<5	5,70	4,54	5,69	9,29	5,05	6,43			<5	6,86	5,74		<5	6,00	5,36	<5	4,92	<5	
Sr	935	784	761	865	757	768	765	874	613	500	688	899	617	806	809	738	756	712	679	
Ta	<5	2,08	1,73	2,13	2,64	2,00	2,66	<5	<5	<5	2,62	2,54	< 5	<5	2,55	2,37	<5	1,56	<5	
Th	35	86	79	94	167	125	99	95	80	92	111	93	81	74	112	102	80	95	103	
U	<10	15,3	15,2	25,4	33,8	20,8	18,5	<10	11,0	<10	28,3	17,3	< 10	12,0	25,5	16,8	45,0	12,9	34,0	
V	73	71	59	52	58	55	52	51	28	48	50	48	44	45	42	41	42	39	37	
W	<10	284	227	214	278	436	366			<10	3	251		<10	418,98	406	<10	408	<10	
Y	30,0	42,8	22,6	23,4	28,8	24,3	24,9	19,0	23,0	69,0	27,7	64,3	19,0	27,0	29,9	24,3	43,0	21,3	51,0	
Zn	93	87	82	64	70	90	60			82	73	64		64	74	60	95	48	63	
Zr	247	485	417	456	739	457	516	458	394	190	488	473	330	343	470	456	329	304	324	
La	108,80	161,43	142,37	166,90	140,13	179,48	160,51			27,83	157,01	289,99		99,99	249,04	193,29	96,13	605,45	175,20	
Ce	248,40	283,23	263,76	306,71	281,03	325,53	285,85			74,70	325,20	368,19		231,20	396,44	333,77	263,20	677,04	151,30	
Pr		33,90	27,98	31,55	34,08	31,38	34,81				34,52	52,23			37,54	32,89		58,38		
Nd	67,50	127,18	94,61	107,69	111,78	101,59	111,01			19,84	120,60	180,11		69,20	122,57	112,02	62,95	143,22	108,20	
Sm	13,37	20,69	14,42	16,22	16,98	15,02	15,17			4,54	18,41	26,57		12,04	16,97	16,17	15,73	15,01	13,94	
Eu	2,04	3,64	3,01	3,37	3,70	3,25	3,44			0,88	3,32	5,01		1,77	3,00	3,07	2,29	3,12	2,25	
Gd	7,64	12,35	8,89	9,29	12,20	8,31	9,87			3,38	10,04	18,07		5,79	8,75	8,99	7,74	9,68	9,35	
Tb		1,58	1,11	1,16	1,45	1,10	1,23				1,29	2,22			1,26	1,17		1,13		
Dy	2,66	7,88	5,23	5,32	6,39	5,26	5,72			3,26	6,02	10,80		3,39	5,84	5,38	4,89	4,91	5,54	
Ho	0,50	1,24	0,78	0,76	1,16	0,78	0,94			0,64	0,87	1,77		0,68	0,92	0,79	0,97	0,74	1,15	
Er	1,22	3,10	1,99	2,15	2,69	2,05	2,42			1,65	2,42	4,74		1,85	2,33	2,12	2,07	1,98	2,66	
Tm		0,40	0,25	0,28	0,34	0,28	0,31				0,29	0,62			0,34	0,28		0,26		
Yb	0,78	2,66	1,72	1,82	1,97	1,74	1,89			1,37	2,13	3,91		1,58	2,09	1,88	1,86	1,60	2,01	
Lu	0,17	0,40	0,23	0,29	0,35	0,26	0,29			0,27	0,34	0,54		0,28	0,30	0,26	0,31	0,27	0,27	
TOTAL ETR	453,07	659,69	566,36	653,52	614,26	676,03	633,47			138,36	682,44	964,75		427,78	847,39	712,07	458,13	1522,79	471,87	
(Ce/Yb) _N	82,7	27,5	39,7	43,6	36,9	48,4	39,2			14,2	39,6	24,4		37,8	49,1	46,1	36,7	109,7	19,5	
Eu/Eu*	0,564	0,642	0,754	0,769	0,749	0,807	0,806			0,660	0,676	0,659		0,571	0,674	0,707	0,562	0,740	0,567	

Tabela 19 (continuação)

Amostra	Fácies Granítica												(Dique)	St. Isabel	
	1787	983	1746	1783	1711	1705	1751	1750	1466	1747	982	1786	971	970	1459
As	<8	0,9	<8	0,9	<8	<8	< 0,5	19,0	<8	<8	1,2	<8		2,0	5,0
B													12	16	< 0,5
Ba	1201	922	1574	1504	873	573	1342	615	499	662	763	466	388	551	391
Be	<3	6,6	11,0	7,8	<3,1	<3	9,2	8,9	7,0	4,1	5,8	4,6	5,0	5,0	1,8
Bi	<20	< 0,08	<20	< 0,08	<20	<20	< 0,08	<20	<20	<20	< 0,08	<20	< 10	< 10	< 0,08
Cd	<3	0,33	<3	0,45	<3	<3	< 0,3	<3	<3	<3	< 0,3	<3	1	1	< 0,3
Co	14,0	43,6	13,0	50,7	11,0	9,9	31,0	<8	<8	<8	43,5	<8	17,0	13,0	67,4
Cr	14	8	41	8	12	26	< 5	11	7	10	9	10	44	48	8
Cs	<5	3,1	8,0	2,7	<5	<5	1,1	6,0	<5	7,0	3,4	7,0	5,0	5,0	1,0
Cu	24,0	13,9	8,8	10,2	15,0	5,9	17,8	10,0	9,7	8,2	5,7	9,2	7,0	13,0	< 5
Ga	31,0	25,8	28,0	28,1	29,0	28,0	28,8	32,0	28,0	29,0	23,1	29,0			22,0
Ge		1,34		1,47			1,73				1,20				0,88
Hf	21,0	17,0	10,0	19,4	20,0	<8	18,0	<8	<8	<8	3,1	<8	< 8	< 8	3,4
Li	21		112		55	48		34	75	29		5,3			
Mo	5,7	3,26	<3	14,86	3	<3	4,54	<3	7,6	3	1,31	16	9	8	< 0,4
Nb	71,0	56,9	41,0	72,4	63,0	20,0	61,8	46,0	69,0	38,0	10,6	38,0	50,0	42,0	9,0
Ni	6	< 5	24	< 5	5	16	< 5	4	<3	4	< 5	<3	25	21	6
Pb	105,0	50,1	120,0	67,9	95,0	51,0	111,7	106,0	136,0	129,0	37,8	134,0	69,0	39,0	26,9
Rb	322	336	479	410	479	146	325	516	535	440	284	479	417	312	104
S	136		105		200	<50		<50	<50	64		88	50	57	
Sb	<8	< 0,1	<8	< 0,1	<8	<8	< 0,1	<8	<8	9,8	< 0,1	13			< 0,1
Sc	<3		12		<3	<3		<3	<3	19		<3			
Sn	<5	6,94	<5	9,06	<5	<5	6,49	<5	<5	<5	2,42	<5			1,80
Sr	342	428	594	311	450	454	305	330	328	333	555	168	174	523	245
Ta	<5	4,63	<5	5,75	<5	<5	4,27	<5	<5	<5	1,28	<5	7	<5	0,58
Th	84	175	73	131	126	<5	89	124	159	135	52	166	132	152	13
U	11,0	21,1	18,0	41,5	21,0	<10	12,5	25,0	28,0	42,0	8,5	27,0	11,0	35,0	3,7
V	35	28	39	31	30	52	30	17	15	15	16	<8	14	10	15
W	<10	448	<10	566	<10	14	331	<10	<10	12	456	<10			723
Y	87,0	43,4	37,0	73,0	66,0	29,0	49,6	44,0	57,0	38,0	13,5	49,0	80,0	20,0	9,3
Zn	83	35	77	40	47	58	31	36	46	47	24	63			57
Zr	221	714	339	832	371	124	737	242	269	316	117	259	342	261	152
La	287,00	356,78	81,64	390,81	203,40	279,90	362,56	95,79	168,80	144,10	219,21	248,40			38,36
Ce	631,20	651,68	150,20	811,70	299,90	510,00	622,96	231,00	255,70	295,00	319,26	565,20			66,66
Pr		60,29		70,68			60,62				25,72				6,46
Nd	238,40	180,02	55,52	219,63	122,50	180,00	209,33	54,13	82,82	65,38	68,65	146,30			20,57
Sm	31,16	23,34	8,17	31,79	16,04	21,20	26,72	8,12	14,28	13,04	7,63	16,72			3,46
Eu	4,14	2,95	1,36	4,09	1,74	2,43	3,28	0,91	1,07	1,26	1,39	1,65			0,71
Gd	15,93	13,49	6,02	19,15	9,33	15,09	14,85	4,63	7,76	5,56	4,22	12,46			2,47
Tb		1,91		2,74			2,12				0,60				0,32
Dy	13,68	9,26	3,44	13,41	7,00	10,43	10,43	3,68	5,09	3,86	3,00	6,35			1,66
Ho	2,32	1,48	0,68	2,18	1,50	1,95	1,78	0,82	1,11	0,73	0,45	0,97			0,27
Er	5,78	4,32	1,77	6,57	3,78	4,61	4,54	1,71	2,95	1,76	1,31	2,20			0,79
Tm		0,56		0,87			0,66				0,17				0,10
Yb	3,99	3,70	1,15	5,88	2,12	3,00	4,45	1,46	2,14	1,38	1,01	1,65			0,61
Lu	0,48	0,48	0,23	0,82	0,35	0,47	0,72	0,31	0,37	0,25	0,12	0,22			0,12
SETR	1234,08	1310,27	310,17	1580,33	667,65	1029,08	1325,01	402,54	542,09	532,31	652,73	1002,12			142,58
(Ce/Yb) _N	41,0	45,6	33,9	35,7	36,6	44,0	36,3	41,1	30,9	55,2	82,2	88,7			28,3
Eu/Eu*	0,507	0,465	0,566	0,468	0,398	0,395	0,457	0,413	0,282	0,385	0,682	0,335			0,710

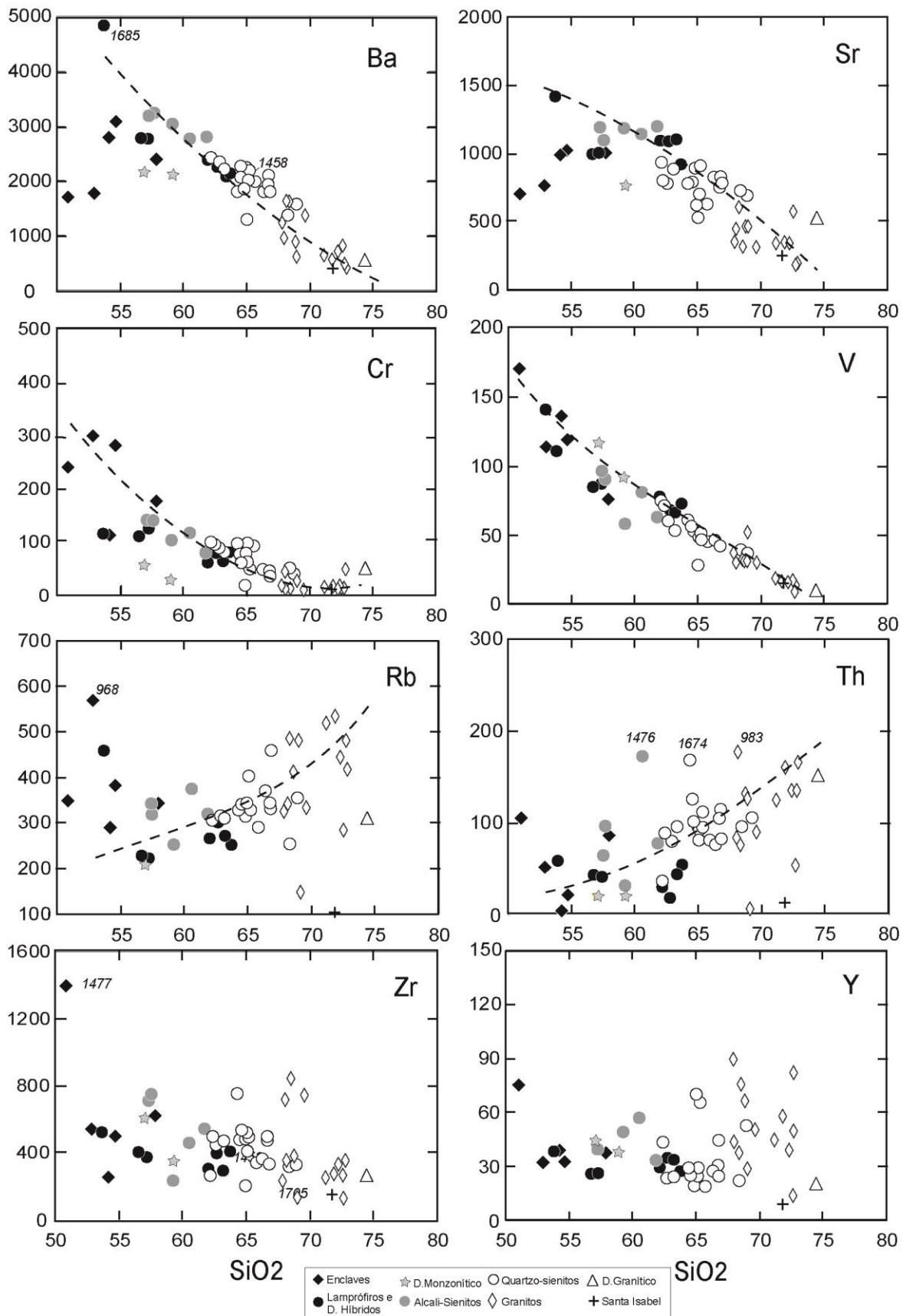


Figura 41. Diagramas de correlação entre SiO₂-elementos traços para as rochas do MCS.

Os elementos Ba e Sr mostram comportamento compatível, caracterizado pela diminuição dos teores com o incremento da sílica. Nos diagramas observa-se que os enclaves, alguns lamprófios e os diques monzoníticos se situam deslocados da tendência melhor definida pelas fácies mais félsicas. O valor mais alto de Ba e Sr é dado pelo lamprófiro mais preservado (amostra 1685). Estas feições devem refletir as variações nas taxas de acumulação/fracionamento dos feldspatos, eventuais incorporações de xenocristais entre os termos mais máficos e, em menor proporção, a influência da apatita precoce (Sr).

O Cr e o V mostram um comportamento acentuadamente compatível, ressaltando a excelente correlação do V com a sílica. Este comportamento é consistente com a cristalização precoce do diopsídio e dos óxidos de Fe-Ti.

Rb e Th mostram tendências a comportamento incompatível com a diferenciação. Os conteúdos mais altos de Rb em alguns enclaves e lamprófios (notadamente amostras 968 e 1685), refletir possivelmente a presença das micas precoces nestas rochas. Os mais altos conteúdos de Th associados aos termos mais evoluídos são sugestivos de envolvimento de material crustal na evolução do MCS. Por outro lado, a ausência de aumentos significativos no conteúdo de Al_2O_3 com a diferenciação tornaria este processo menos efetivo. Dada a identificação da torita como uma fase acessória tardia nas rochas do MCS (vide capítulo anterior), acredita-se que os maiores conteúdos de Th estão relacionados principalmente à presença desta fase.

Zr e Y apresentam grande dispersão, sendo difícil inferir sobre o comportamento geoquímico. Esta complexidade reflete possivelmente as variações nas taxas de acumulação do zircão e da apatita. No caso da amostra 1477, os altos conteúdos destes elementos corroboram com a acumulação precoce destes minerais, tal como sugerido pelas observações petrográficas.

A partir dos diagramas multielementares (*spiderdiagrams*), normalizados aos valores do condrito de Thompson (1982) para as diferentes fácies do MCS, observam-se, de uma maneira geral, depressões pronunciadas em Nb, Sr, P e Ti, forte pico em Th (tirando o efeito de algumas poucas amostras, entre elas a 1705 e a 1458, quem vem apresentado comportamento diferente com outros elementos) e baixos valores de K^* (Figs. 42 e 43). Os granitos apresentam padrão mais fracionado e os vales e os picos mais pronunciados. Os diques monzoníticos ocorrem dentro da faixa composicional dos enclaves e lamprófios, contudo os vales em Ti e P são bem modestos e não mostra o pico em Th (Fig.42). A amostra do Complexo Santa Isabel mostrou um padrão similar aos granitos, exceto para o pico em Th, embora esteja mais empobrecido.

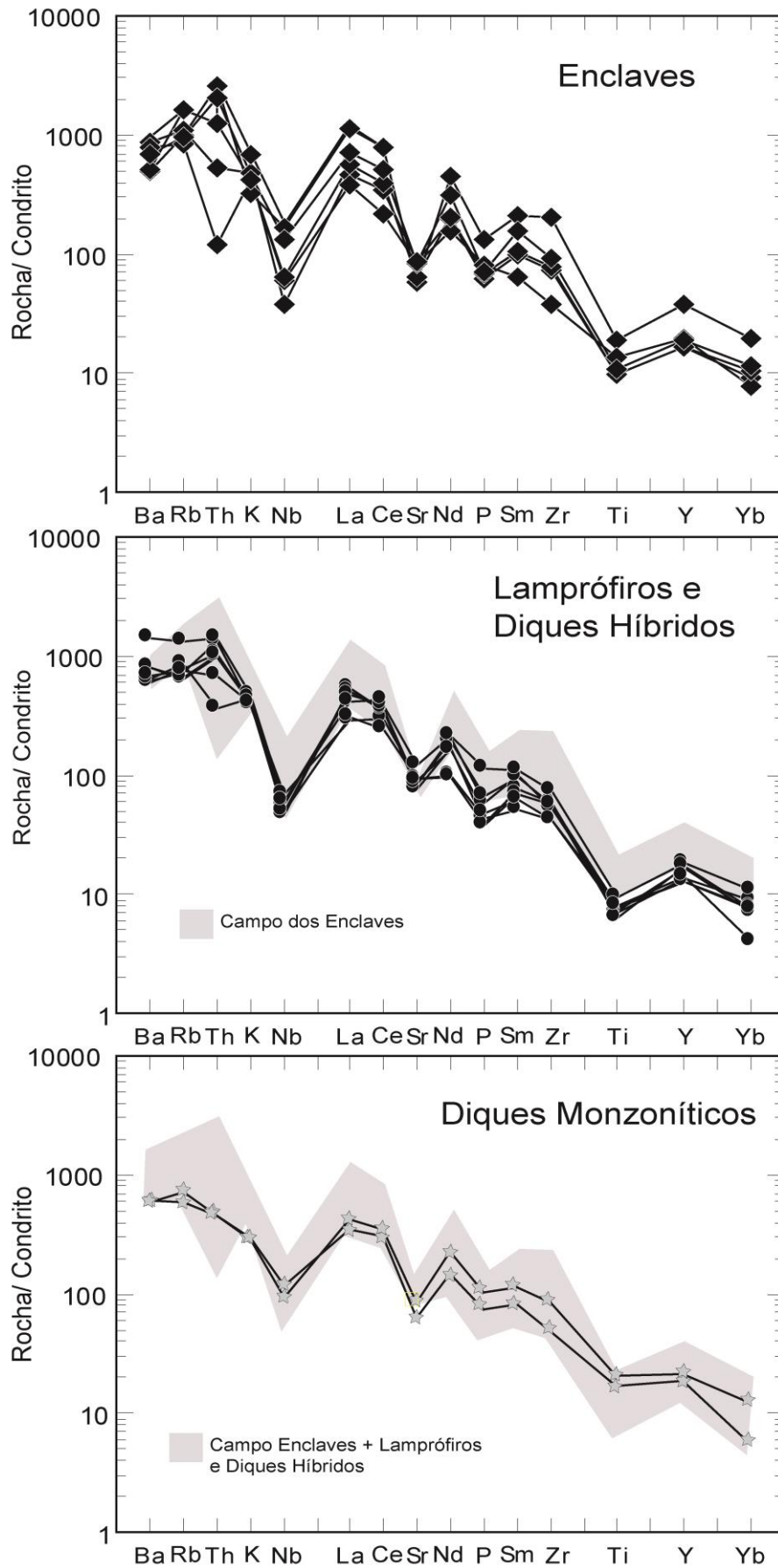


Figura 42. Diagramas multielementares (*Spiderdiagrams*) para os enclaves, lamprófiros, diques híbridos e diques monzoníticos do MCS. Valores normalizados ao condrito de Thompson (1982), exceto K, Rb e P.

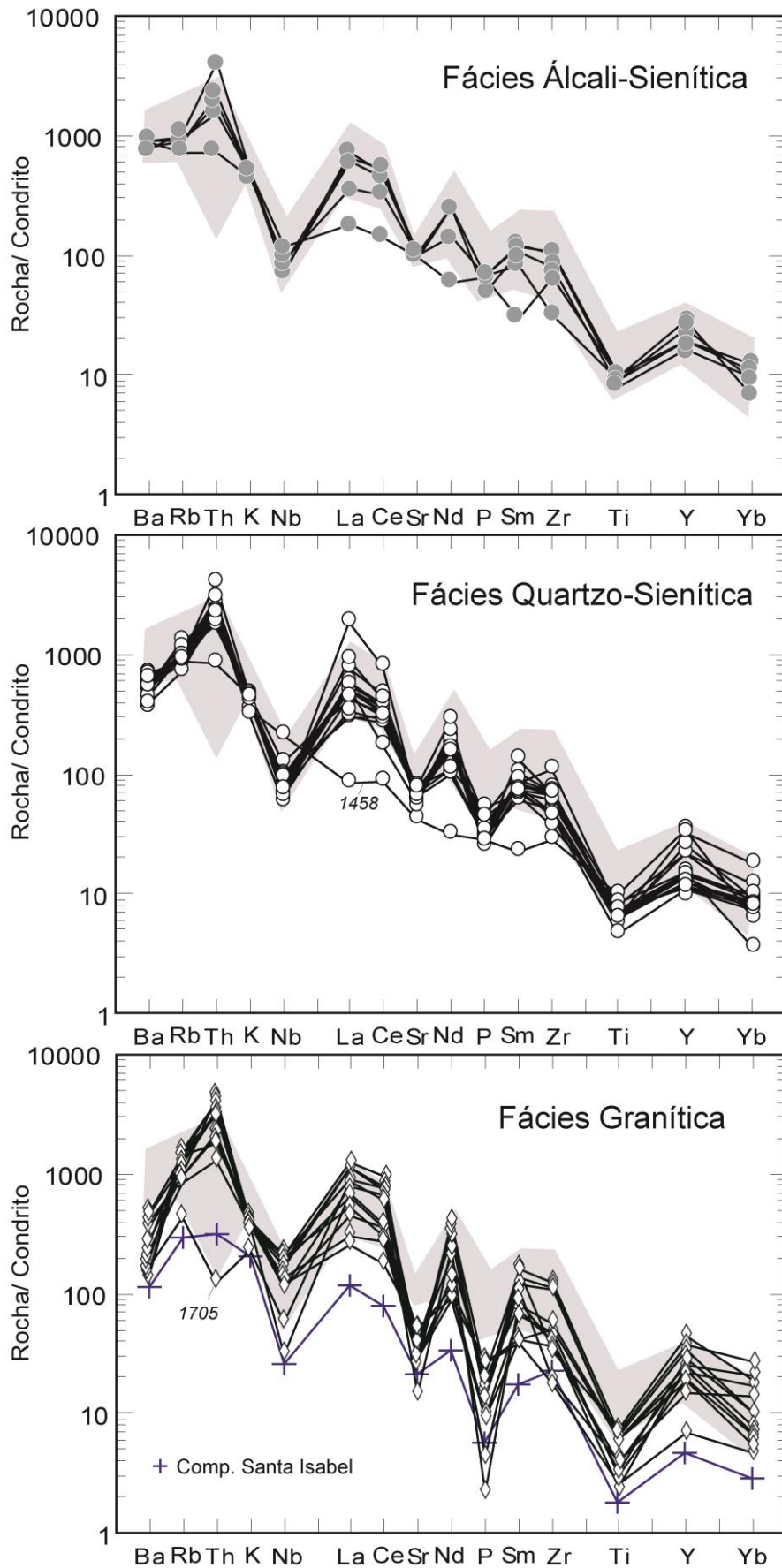


Figura 43. Diagramas multielementares (*Spiderdiagrams*) para as fácies álcali-feldspato sienítica, quartzo-sienítica e granítica do MCS. Valores normalizados ao condrito de Thompson (1982), exceto K, Rb e P. A área em cinza comum aos três gráficos corresponde ao campo dos enclaves e lamprófiros.

As depressões observadas podem ser explicadas pelo fracionamento de óxidos de Fe-Ti (Ti, Nb), apatita (P, \pm Sr) e feldspato alcalino (Sr e baixo K*), o que é consistente com as observações dos diagramas binários descritos anteriormente. Da mesma forma, os picos em Th e suas variações são controlados pela presença da torita. A alternância de depressões e picos em Th foi também observada nos padrões dos diagramas das rochas da região de Guanambi (Rosa *et al.*, 1996; Rosa, 1999) e Estreito (Santos, 2005), no sudoeste da Bahia. Por outro lado, dada a persistência da geometria das curvas para os diferentes graus de diferenciação, que refletem o caráter cogenético das diferentes fácies do MCS, as depressões e picos não podem ser interpretados unicamente pelo efeito localizado de taxas de acumulação e fracionamento de algumas fases minerais. Neste sentido, as feições observadas são indicativas que representam também a assinatura geoquímica da fonte (magma genitor). Esta assinatura, caracterizada pelos altos conteúdos em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE, ex: K, Ba, Sr) e baixos nos elementos de alta atividade iônica (HFSE, ex: Nb, Ti, Ta, Hf) tem sido muitas vezes associadas às suítes potássicas-ultrapotássicas orogênicas (Thompson & Flower, 1986; Foley *et al.*, 1987; Leat *et al.*, 1988; Ringwood, 1990; Corriveau & Gorton, 1993; Pla Cid *et al.*, 2002; Yang *et al.*, 2005, dentre outros). A deficiência em HFSE tem sido relacionada a ambientes com o envolvimento em subducção (ex. Pearce, 1982; Foley *et al.*, 1987; Ringwood, 1990).

▪ Elementos Terras Raras

Os espectros dos elementos terras raras normalizados pelos condrito C1 de Evensen *et al.* (1978) para as diferentes fácies do MCS são caracterizados, de uma forma geral, pelo padrão similar, com forte enriquecimento dos ETR leves (ETRL) em relação aos terras raras pesados ($110 < Ce_N / Yb_N < 14$), refletindo um magma fortemente fracionado, e moderada anomalia em európio ($Eu / Eu^*_{\text{médio}} = 0,64$) (Figs. 44 e 45; Tab.19).

Os enclaves, lamprófiros e diques híbridos apresentam uma faixa composicional muito similar, tendo estes últimos o padrão menos enriquecido deste conjunto. Ainda neste conjunto, a amostra 1477, de origem cumulática, se destaca pela mais alta concentração de ETR ($\Sigma ETR = 1516$ ppm; Ce = 680 ppm) e maior anomalia negativa de európio ($Eu / Eu^* = 0,62$), refletindo os efeitos de acumulação da apatita, como indicado pelo alto conteúdo de P₂O₅ e fracionamento de um feldspato. A amostra 1778 mostra a maior inclinação dos espectros ($Ce_N / Yb_N = 104$).

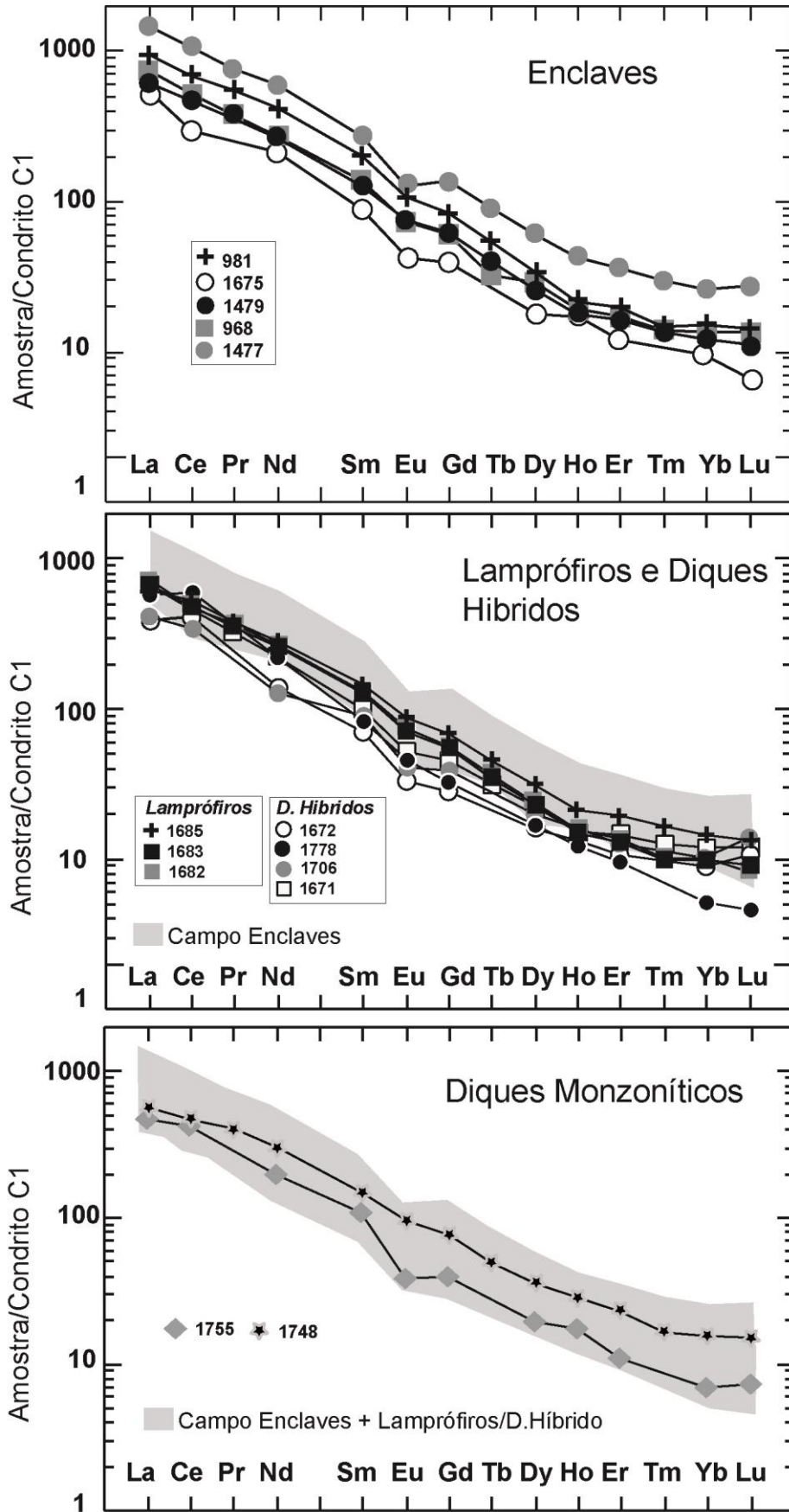


Figura 44. Espectro dos ETR para os enclaves, lamprófiros, diques híbridos e diques monzoníticos do MCS com valores normalizados ao condrito C1 de Evensen *et al.*(1978).

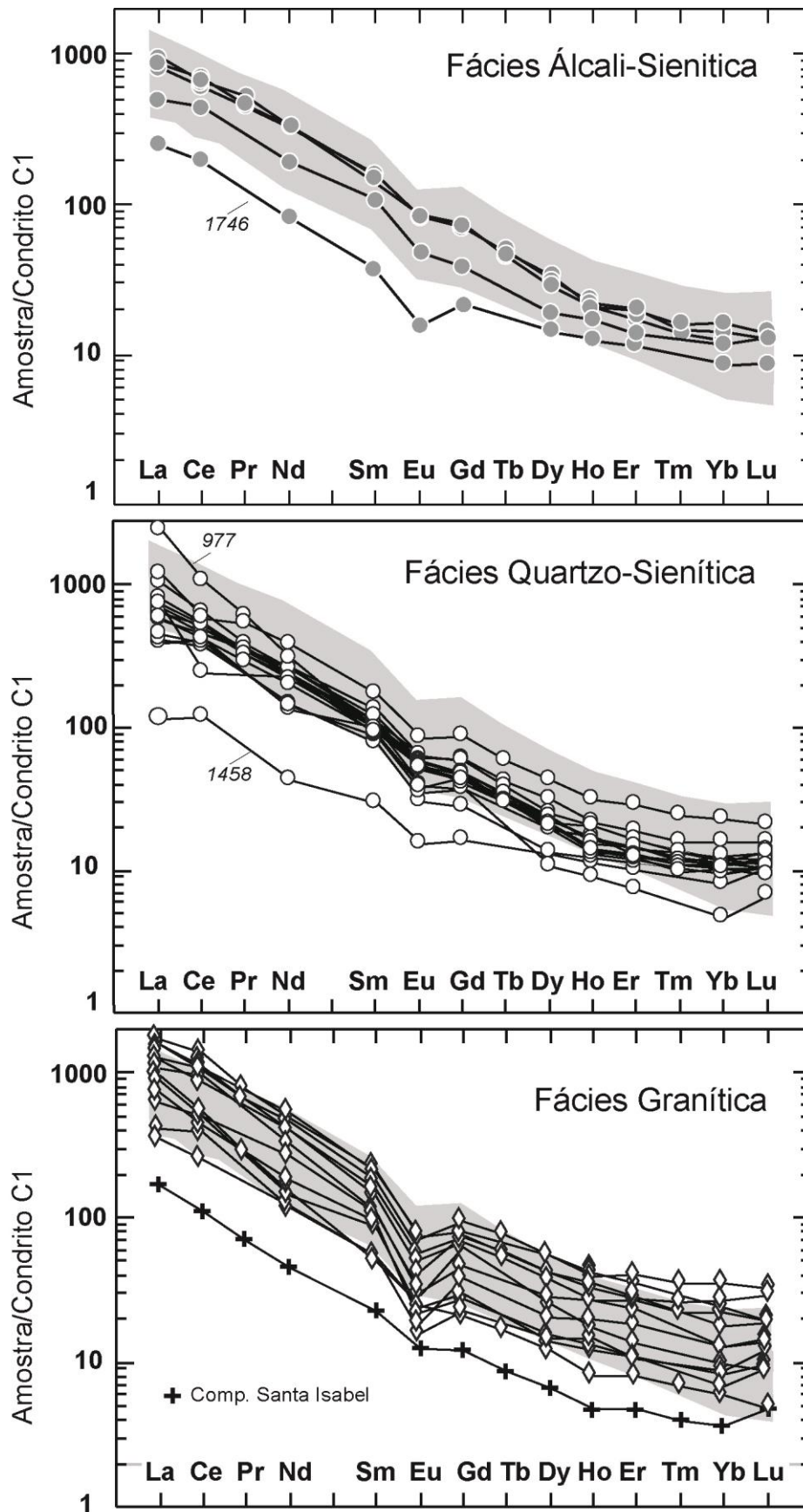


Figura 45. Espectro dos ETR para as fácies álcali-feldspato sienítica, quartzo-sienítica e granítica do MCS.enclaves com valores normalizados ao condrito C1 de Evensen *et al.*(1978). A área em cinza comum aos três gráficos corresponde ao campo dos enclaves e lamprófiros.

As duas amostras dos diques monzoníticos mostram um comportamento similar aos enclaves lamprófiros e diques híbridos, entretanto chamando a atenção para a anomalia negativa de Eu mais pronunciada na amostra 1755 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,52$), compatível com o alto valor de anortita normativa (14; Tab. 18). O comportamento dos diques monzoníticos nos diagramas multielementares e ETR é indicativo que eles são cogenéticos as demais fácies do MCS. Este comportamento não era esperado considerando as evoluções químicas observadas para os elementos maiores em rocha e minerais. Diante disto, é possível que estes monzonitos mantenham a mesma assinatura da fonte porém, por se tratar de manifestações tardias (diques), eles possam ter evoluído sob condições físico-químicas diferentes ou sofrido maior interação com as encaixantes.

Os álcali-feldspato-sienitos mostram um padrão muito similar aos enclaves, lamprófiros e diques híbridos, excetuando a amostra 1746 que tem um padrão menos fracionado, se situa fora do envelope composicional dos enclaves e lamprófiros e apresenta uma anomalia negativa de európio mais expressiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,5$ contra $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,72$ da média das outras quatro amostras). Eles não apresentam anomalias positivas de európio como era de se esperar para uma fácies cumulática. Este mesmo comportamento foi observado para rochas com claras feições de processos de acumulação de feldspato alcalino nos maciços de sieníticos de Morro do Afonso (Rios, 1997; Rios *et al.*, 2007) e Piquiri (Nardi *et al.*, 2008).

Os quartzo-sienitos também mostram padrão similar, com exceção da amostra 1458 (quartzo-sienito gnáissico) que, diante das observações apresentadas anteriormente, pode ser descartada de uma análise conjunta. A anomalia negativa torna-se mais frequente em relação às fácies anteriores, embora seja considerada moderada ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,68$). Chama a atenção os altos conteúdos da amostra 977 ($\Sigma\text{ETR} = 1523$ ppm).

Os granitos são caracterizados pela maior variação composicional entre as fácies do MCS e pela frequente e mais significativa anomalia de európio ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{médio}} = 0,45$ contra $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{médio}} = 0,70$ das demais fácies). Esta feição é sugestiva do fracionamento de plagioclásio na geração das rochas mais evoluídas do MCS e é coerente com os maiores conteúdos de Na_2O dos granitos e as observações petrográficas (aumento dos conteúdos modais de plagioclásio).

A amostra do Complexo Santa Isabel mostra-se fora do envelope composicional, num padrão mais empobrecido, mas com uma inclinação compatível com as fácies do MCS.

Os espectros são ainda caracterizados pela fraca variação nos conteúdos médios dos ETR para rochas com diferentes graus de diferenciação, o que parece refletir a assinatura geoquímica da fonte, enriquecida em ETRL. O enriquecimento em ETRL tem sido uma feição comumente observada nas suítes potássicas-ultrapotássicas orogênicas descritas na literatura (vide referências anteriores) e sienitos potássicos paleoproterozóicos do leste da Bahia (Conceição, 1993).

VI.3 Composições Isotópicas de Sr e Nd

As razões isotópicas de Sr e Nd e os conteúdos destes elementos nas cinco amostras representativas das três principais fácies do MCS estão sumariados na tabela 20. As razões iniciais de estrôncio (Sr_i) e os valores do épsilon neodímio (ϵ_{Nd}) foram calculados para a idade de 2053 Ma, utilizando-se $^{87}Sr/^{86}Sr_{CHUR} = 0,7045$, $^{87}Rb/^{86}Sr_{CHUR} = 0,0816$, $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR} = 0,512638$ e $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR} = 0,1967$, respectivamente. As constantes de decaimento utilizadas foram àquelas recomendadas por Faure (1986).

Tabela 20: Composições de Sr e Nd em rocha para as rochas do MCS.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sr_i	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ϵ_{Ndt} (T=2,05 Ga)
969	309,4	911,0	0,9824	$0,7355 \pm 0,0001$	0,704	15,29	104	0,0889	$0,510784 \pm 0,008$	-7,83
974	339,9	1149,5	0,8553	$0,7294 \pm 0,0001$	0,706	25,31	161,87	0,0946	$0,510877 \pm 0,012$	-7,50
979	316,8	843,9	1,0858	$0,7361 \pm 0,0001$	0,707	18,11	116,77	0,0938	$0,510826 \pm 0,010$	-8,30
982	329,5	453,7	2,1007	$0,7686 \pm 0,0001$	0,704	8,04	54,14	0,0898	$0,510737 \pm 0,006$	-8,99
983	260,6	559,9	1,3463	$0,7458 \pm 0,0009$	0,707	24,79	186,1	0,0806	$0,510591 \pm 0,006$	-9,41

Os valores das razões iniciais de estrôncio (Sr_i) nas amostras analisadas se situam 0,704 a 0,707 e os valores de épsilon neodímio (ϵ_{Nd}) entre -7,5 e -9,4. Estes valores dispostos no clássico diagrama Sr_i versus ϵ_{Ndt} , posicionam-se no quadrante das fontes enriquecidas, com valores próximos ao pólo do reservatório manto enriquecido tipo I (EM-I, Zindler & Hart, 1986) (Fig. 46). Este posicionamento é relativamente próximo a de outros corpos sieníticos paleoproterozoicos do Cráton do São Francisco (ex: sienitos de Itiúba, São Felix e Santanópolis no Cinturão Móvel Salvador-Curacá; Morro do Afonso, no Núcleo Serrinha) e sienitos neoproterozoicos da Província da Borborema (ex. Triunfo e Bom Jardim; Fig.46).

Para estes sienitos, a assinatura enriquecida em elementos crustais se deve a uma assinatura da fonte (manto metassomatizado), com menor ou nenhuma contribuição dos processos de assimilação das encaixantes durante a evolução dos magmas (Conceição *et al.*, 1997; Guimarães & Da Silva Filho, 1998; Ferreira *et al.*, 1997; Ferreira *et al.*, 2000; Rosa *et al.*, 2000).

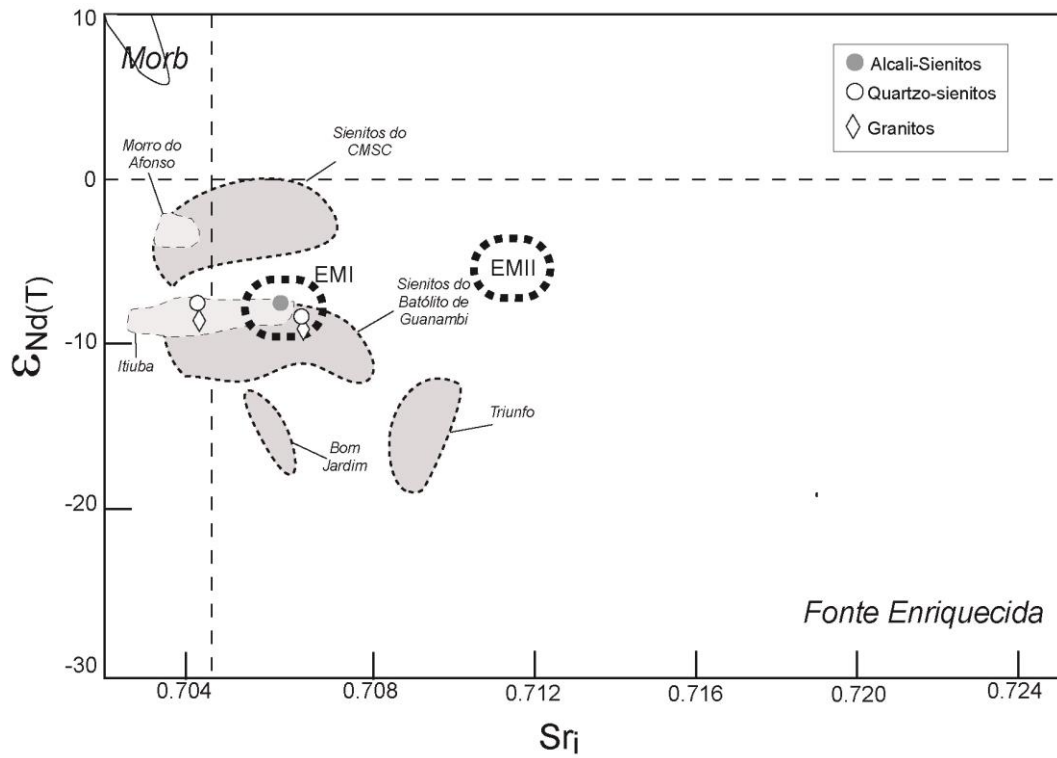


Figura 46. Disposição das amostras do MCS no gráfico razão inicial Sr_i versus $\epsilon_{Nd}(T)$, para o tempo 2,05 Ga, e os campos das composições das rochas sieníticas paleoproterozóicas do Estado da Bahia e das rochas sieníticas neoproterozóicas da Província da Borborema (campos conforme Rosa *et al.*, 2000).

CAPÍTULO VII

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

VII.1 Origem Magmática e Ambiente Geotectônico

Os estudos litogeoquímicos mostraram que as rochas do MCS são de natureza alcalino-potássica. O caráter potássico pode ser ressaltado pela disposição das amostras do MCS no diagrama $K_2O \times SiO_2$ (Fig. 47), onde elas alocam-se no campo dos “shoshonitos” de Peccerillo & Taylor (1976), com exceção de uma amostra de um granito (número 1705). Este caráter potássico diminui com os termos mais evoluídos, enquanto que os termos mais máficos - lamprófiros, enclaves e alguns álcali-feldspato-sienitos - são ultrapotássicos, segundo os critérios classificatórios de Foley *et al.* (1987). Estes mesmos termos, no diagrama da figura 47, se situam dentro do envelope composicional dos minettes de Rock (1991). Embora os sienitos e granitos do MCS guardem algumas características geoquímicas que se pode indicar a afinidade shoshonítica, eles são distinguidos e atribuídos, neste estudo, como membros evoluídos das séries ultrapotássicas principalmente pelas mais elevadas razões K_2O/Na_2O , pelo papel subordinado do plagioclásio na evolução geoquímica e pela associação geoquímica e espacial com lamprófiros ultrapotássicos. A coexistência de lamprófiros ultrapotássicos e sienitos tem sido observada, no Brasil, nos maciços de Morro do Afonso (Rios *et al.*, 2007; Plá Cid *et al.*, 2008) e Piquiri (Plá Cid *et al.*, 2005; Nardi *et al.*, 2008), de idades paleoproterozoica e neoproterozoica, respectivamente. Sienitos paleoproterozoicos associados a lamprófiros ultrapotássicos são amplamente descritos no oeste da Província Churchill, no Canadá (ex: Le Cheminant, 1987; Cousens *et al.*, 2001; Peterson *et al.*, 2002).

Levando em consideração o caráter cogenético evidenciado pelo comportamento e evoluções geoquímicas nas rochas e minerais das diferentes fácies do MCS, dentre outros aspectos, as composições geoquímicas dos lamprófiros e dos enclaves microgranulares podem ser interpretadas como as mais próximas do magma parental ultrapotássico gerador do MCS. Obviamente, estas composições não devem ser interpretadas como em equilíbrio com o manto, pois além de serem termos mais evoluídos que os magmas ultrapotássicos originais, elas mostram feições de mistura com os sienitos, re-equilíbrio às condições crustais mais rasas e leve alteração tardia ou após a solidificação.

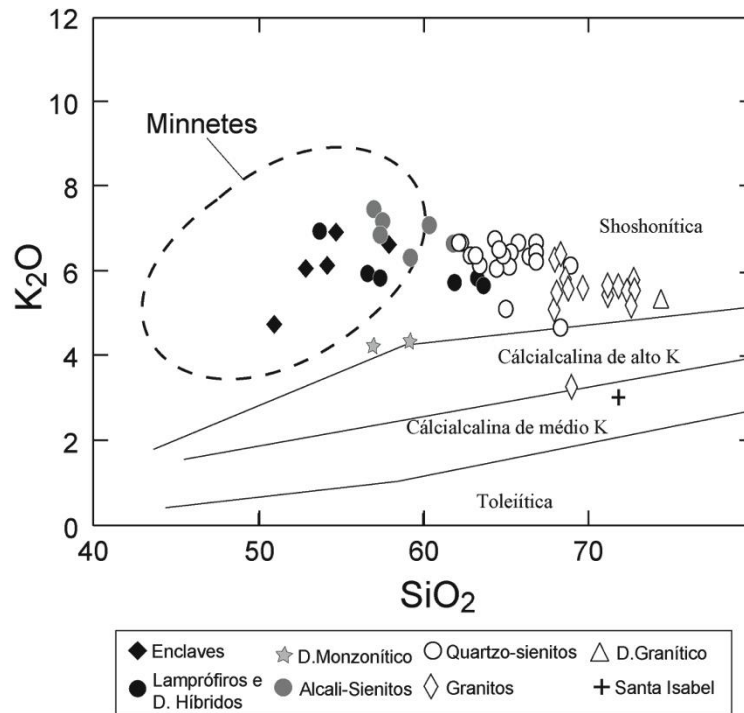


Figura 47. Disposição das amostras do MCS no diagrama K_2O versus SiO_2 com os campos definidos por Peccerillo & Taylor, 1976). O círculo tracejado corresponde ao campo dos minnetes após Rock (1991).

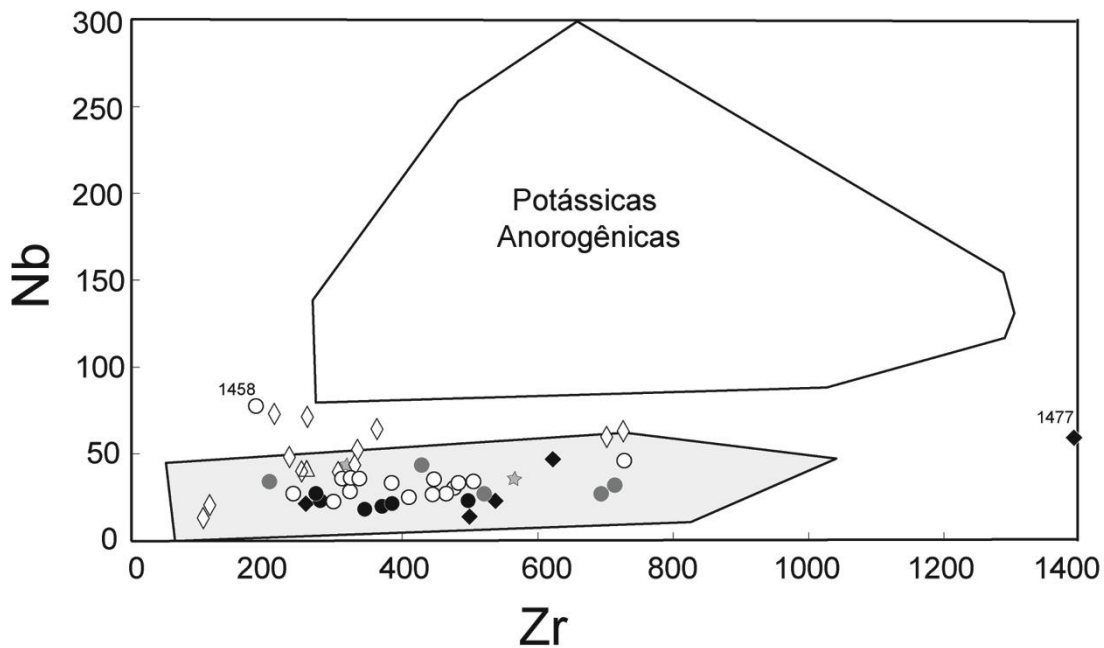


Figura 48. Diagrama Nb/Zr com os campos discriminatórios das suítes potássicas-ultrapotássicas correlacionadas ou não a ambientes orogênicos, segundo Leat *et al.* (1986). Legenda como na figura anterior.

A origem de rochas máficas muito ricas em potássio, associados a altos conteúdos de elementos reconhecidamente “crustais” (LILE; ex. Ba, Rb, Sr, Th), em combinação com relativamente altos conteúdos de elementos tradicionalmente elevados em magmas máficos-ultramáficos (ex. Mg, Cr, Ni), requer um ambiente petrológico não usual.

A observa forte assinatura crustal em materiais primitivos tem sido explicada de dois modos principais: (i) através de significativa contaminação crustal (assimilação ou mistura) em magmas máfico-ultramáficos ascendentes ou (ii) por fusão parcial de região mantélica que tenha sido metassomaticamente modificada por fluidos derivados de material subductado.

Muitas evidências indicam que a assimilação de material crustal ou mistura com magmas crustais não tiveram desempenhado um papel importante na geração dos lamprófiros e sienitos derivados. Entre elas cita-se:

- Os conteúdos dos elementos-traço são bem mais elevados que a média da crosta continental. Nesse caso a contribuição crustal através de assimilação deveria diluir os valores de MgO, Ni e Cr o que não ocorre, mesmo nos termos mais evoluídos do MCS.

- A ausência de significantes anomalias de Eu nos lamprófiros e enclaves sugerem que o plagioclásio, abundante em rochas crustais, não participou significativamente durante o processo de cristalização.

- Não é evidente a presença de xenólitos, em diferentes escalas, nos lamprófiros e MMEs, o que poderia indicar interação com material crustal. Xenocristais foram observados, contudo eles mostram claras feições de terem sido incorporados dos sienitos encaixantes. A presença de xenocristais de feldspato alcalino com zoneamento oscilatório, é uma feição típica da fácies álcali-feldspato-sienítica indicando retrabalhamento da câmara magmática provavelmente por convecção.

Do exposto, a assinatura geoquímica rica em LILE, observada nas rochas do MCS, reflete, muito possivelmente, as características da sua região fonte. De fato, muitos autores (e.g. Peccerillo, 1985; Coriveau & Gorton, 1993; Thompson & Flower, 1986; Leat *et al.*, 1986; Peterson *et al.*, 1994; dentre outros) têm adotado o modelo de fusão parcial de um manto previamente metassomatizado por fluidos derivados de subducção para explicar a origem dos magmas máfico-ultramáficos ultrapotássicos. As várias evidências de sienitos e granitos potássicos associados a lamprófiros e enclaves ultrapotássicos têm ampliado este conceito de forma a incluir os termos saturados em sílica como produtos derivados deste magmatismo.

A assinatura geoquímica de ambiente com envolvimento de subducção para o MCS foi demonstrada anteriormente, sendo reconhecida principalmente pelos baixos conteúdos em HFSE (ex. Zr, Nb, Ta, Ti). Em especial, as rochas do MCS são caracterizadas pela muito baixa razão Nb/Zr (0,04 - 0,14, excluindo a amostra 1458), que contrasta com os sienitos intraplaca que possuem

Nb/Zr usualmente maior que 100. O comportamento entre Nb e Zr pode ser evidenciado no diagrama da figura 48, onde a maior parte das amostras se situa no campo das rochas potássicas-ultrapotássicas orogênicas e pós-colisionais, segundo Leat *et al.* (1986). Apesar de este diagrama ter sido definido para rochas com $\text{SiO}_2 < 60\%$, constata-se que não há grande variação dos conteúdos de Nb, principalmente entre os termos mais máficos e sieníticos.

A assinatura isotópica de Sr e Nd do MCS, caracterizada por valores negativos de épsilon neodímio (-7 a -9) e relativamente baixas razões iniciais de estrôncio (0,704 a 0,707), é compatível com as fontes mantélicas enriquecidas e tem valores correlacionáveis aos de muitas suítes potássicas descritas na literatura.

As idades modelos (T_{DM}) obtidas nas amostras do MCS se situam entre 2,6-2,7 Ga, sugerindo, portanto que o enriquecimento na fonte (evento metassomático) ocorreu bem antes de sua colocação paleoproterozoica. Neste sentido, a orogenia transamazônica não seria responsável pelo evento metassomático responsável pela assinatura observada ou teria um papel subordinado. Este tem sido um ponto de grande debate e de pouco consenso entre os pesquisadores, contudo vale ressaltar que existem outros registros de rochas ultrapotássicas paleoproterozoicas ou mais jovens, com idades modelos (T_{DM}) neoarqueanas, como no Craton do Wyoming (Estados Unidos; ex. Buhmann *et al.*, 2000) e na Província Churchill (escudo canadense; Peterson *et al.*, 2002, Cousens *et al.*, 2001). Este último registro mostra um contexto muito próximo ao do MCS, com idades modelos (T_{DM}) de 2,8 Ga obtidas para os minettes paleoproterozoicos (1.83 Ga) de Christopher Island. Para estes minettes, Cousens *et al.* (2001) sugeriu a existência de um imenso reservatório neoarqueano que permaneceu isolado (e isotopicamente fechado) na litosfera até o evento orogênico paleoproterozoico que promoveu a colocação dos magmas na crosta. A existência de um grande reservatório isolado, dentre outros fatores, estaria relacionada ao baixo ângulo da placa subductada. Embora necessite de um tratamento mais adequado, mesmo porque este modelo vai de encontro com os modelos petrogenéticos clássicos que preconizam domínios localizados de enriquecimento no manto litosférico (p. ex. Foley, 1992b; Esperança *et al.*, 1997), paralelos podem ser feitos com o magmatismo sienítico paleoproterozoico da Bahia. As similaridades químicas, mineralógicas, geocronológicas e isotópicas entre os sienitos potássicos baianos (cf. Conceição 1990, 1993; Conceição *et al.*, 2003; Rosa *et al.*, 1996) sugerem que eles tenham sido gerados a partir de um mesmo reservatório enriquecido, de grandes dimensões, no Neoarqueano.

Admitindo as evidências geoquímicas e isotópicas como suficientes para caracterizar a existência de uma fonte enriquecida no Neoarqueano, é possível ainda se levantar a possibilidade de que pelo menos uma parte do produto desta fonte tenha conseguido se colocar na crosta ainda no arqueano. Não existem registros de rochas neoarqueanas ultrapotássicas no Craton do São

Francisco e, no mundo, são raros (cf. Blichert-Toft *et al.*, 1996; Laflèche *et al.*, 1991). Eventuais “candidatos”, no sudoeste da Bahia, seriam os “enclaves” de rochas básico-ultrabásicas, descritos no âmbito do Complexo Santa Isabel.

As observações de campo (rochas preservadas, abundantes estruturas de fluxo magmático, disposição em arco dos álcali-feldspato-sienitos, etc.), geocronológicas (idade de cristalização que pós data o pico do metamorfismo transamazônico no sudoeste da Bahia), mineraloquímicas (assembleias máficas magnesianas, re-equilíbrios e condições relativamente rasas, etc.), petrológicas e geoquímicas (discutidas anteriormente neste capítulo), impõe se pensar que o MCS é um representante do magmatismo pós-tectônico no sudoeste da Bahia, com características que remetem aos corpos alcalinos referenciados na literatura como pós-colisionais (Sylvester, 1989) ou pós-orogênicos (Bonin, 1990). Pearce (1996) enfatiza a dificuldade de se classificar os granitos pós-colisionais com base em dados químicos, por causa da grande variação de fontes. De qualquer forma, as amostras do MCS lançadas no clássico diagrama discriminante de ambientes Rb *versus* Y+Nb (Pearce, 1996), se situam, em sua maioria, no domínio dos granitos pós-colisionais (Fig.49) e reforçam as observações anteriores.

Este contexto de “calmaria” tectônica é reconhecidamente um ambiente favorável à eficácia do processo de cristalização fracionada. Zhao *et al.* (1995), dentre outros autores, tem demonstrado a possibilidade de se gerar sienitos a partir da evolução de magmas potássicos por cristalização fracionada. Paim (1998), por sua vez, utilizando-se de modelamento geoquímico com elementos maiores, demonstrou que a cristalização fracionada foi o principal processo responsável pela distribuição faciológica observada no MCS. Neste mesmo trabalho foi ressaltado a menor importância da interação com as encaixantes, a nível de reservatório crustal, na evolução do MCS.

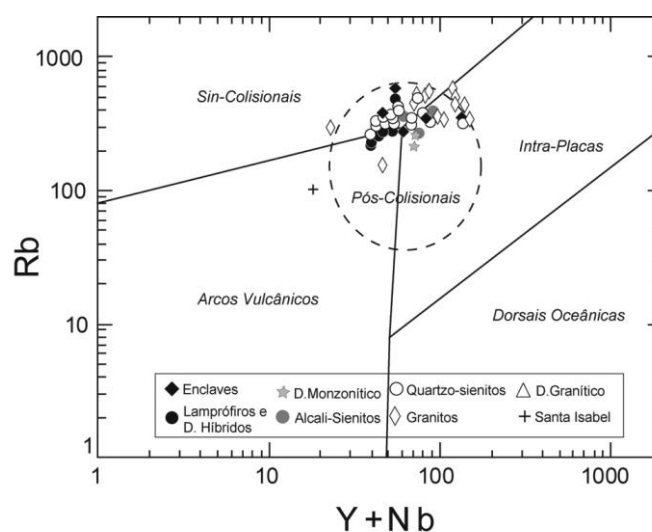


Figura 49. Disposição das amostras do MCS no diagrama Rb versus Y+Nb de Pearce (1996).

VII.2 Conclusões

As principais conclusões do presente estudo podem ser resumidas como abaixo:

- O MCS é um *pluton* paleoproterozoico (U-Pb 2,05 Ga) de forma elíptica e grande expressão topográfica, encaixado na interface entre os terrenos gnáissicos-migmatíticos do Complexo Santa Isabel (idades entre 2,9 e 3,6 Ga) e o Greenstone Belt de Riacho de Santana (U-Pb 2,2 Ga). Sua colocação ocorreu em condições crustais rasas, em regime passivo, ao final do evento transamazônico.

- Ele é constituído predominantemente por biotita-hornblenda quartzo-sienitos leucocráticos, biotita-mozogranitos hololeucocráticos e biotita-actinolita álcali-feldspato-sienitos mesocráticos, estes últimos interpretados como cumulos de flotação. Os termos mais máficos são representados por autólitos sieníticos (enclaves máficos microgranulares e segregações máficas cumuláticas), diques lamprófíricos (minettes) e, em menor proporção, diques monzoníticos finos.

- O estudo petrográfico destas rochas colocou em evidência a predominância de texturas ígneas e apontam para sequência e condições de cristalização muito próximas. A sequência é caracterizada pela cristalização precoce dos minerais acessórios (opacos, apatita, zircão), diopsídio e fenocristais zonados de feldspato alcalino (ortoclásio pertítico), evoluindo com a desestabilização do diopsídio com o aumento da $f(\text{O}_2)$ e cristalização da hornblenda e feldspato alcalino (microclina), seguindo com a cristalização do plagioclásio, da biotita e do quartzo, estes últimos essencialmente intersticiais.

- O MCS é uma intrusão alcalina, potássica, saturada em sílica, metaluminosa, enriquecida em LILE (ex. Ba, Sr, K) e empobrecida em HFSE (ex. Nb, Y, Ti). Os minettes e os autólitos constituem termos ultrapotássicos. Os diagramas multielementares são caracterizados pelos vales pronunciados em Nb, Sr, P e Ti, pelo elevado pico em Th e o forte paralelismo entre as curvas para rochas com diferentes graus de diferenciação. Os espectros dos ETR são marcados pelo forte fracionamento dos ETRL, pela moderada anomalia em európio e pela semelhança dos espectros.

- As evoluções geoquímicas observadas em rocha e minerais, o caráter cogenético evidenciado nos diagramas multielementares e as evidências petrográficas mostram que a cristalização fracionada foi o principal processo atuante na evolução do MCS.

- O perfil geoquímico apresentado pelas rochas do MCS, a associação de sienitos e lamprófiros cogenéticos e a assinatura isotópica suportam a afinidade com as suítes potássicas-ultrapotássicas cujos magmas originais seriam gerados a partir de um manto litosférico metassomatizado.

CAPÍTULO VIII

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, **35** (2): 525-541.
- ALKMIM, F. F. ; BRITO NEVES, B. B. ; ALVES, J. A. C. (1993) Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. *In: DOMINGUEZ, J.M.L.& MISI, A. (Eds.) O cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq. Salvador-BA, 215p.*
- ALMEIDA, F.F.M. (1969) Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 23, Salvador, Anais: 29-46.*
- ALMEIDA, F. F. M. (1977) O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7** (4): 349-364.
- ARCANJO J.B.; MARQUES-MARTINS A.A.; LOUREIRO H.S.C.; DELGADO, I.M.; SOUZA, J.D.; NEVES, J.P.; OLIVEIRA, J.E.; TEIXEIRA, L.R.; VARELA P.H.L.; GOMES, R.D.; SANTOS, R.A.; MELO, R.C. (2005) Projeto Vale do Paramirim, Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador, CBPM, Série arquivos abertos 22, 82 p.
- ANDERSON, J. L. & SMITH, D. R. (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Am. Mineral.*, **80**: 549-559.
- AZZOUNI-SEKKAL, A. & BONIN, B. (1998) Les minéraux accessoires des granitoides de la suite taourirt, Hoggar (Algérie): conséquences pétrogénétiques. *J. Afri. Earth Sci.*, **26**: 65-87.
- AYER, J.A. (1998) The mafic minerals of the Falcon Island ultrapotassic pluton, Lake of the Woods, Ontario: Progressive reduction during fractionation. *Can. Mineral.*, **36**: 49-66.
- BACHINSKI, S.W. & SIMPSON, E.L. (1984) Ti-phlogopites of the Shaw's Cove minette: a comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths. *Am. Mineral.* **69**: 41-56.
- BARBOSA, O. & MOUTINHO DA COSTA, L. A. (1973) Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco, 2ª Etapa de Campo, Fase IV, Rio de Janeiro-RJ, DNPM/CPRM/PROSPEC, 8 vols.
- BARBOSA, J.S.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. (Coords.) (1996) Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia - Esc. 1:1.000.000. Secretaria da Indústria Comércio e Mineração do Estado da Bahia, SGM/PPPG/FAPEX/CPGG, Salvador-BA, 295p.
- BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. (2002) Geological and Geochronological Features and the Paleoproterozoic Collision of The Four Archean Crustal Segments of The São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Revista da Academia Brasileira de Ciências.* **74** (2): 343-359.
- BARBOSA, J. S. F. ; SABATE, P. ; MARINHO, M. M. (2003) O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Rev. Bras. Geoc.*, **33** (1): 3-6.

- BARBOSA, J. S. F. & SABATÉ, P. (2004) Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precamb. Res.*, **133** (3): 1-27.
- BARBOSA, J.S.F. (Coord) (2012) Geologia da Bahia: Pesquisa e atualização. Série de Publicações Especias, 13, 2 v. Salvador, CPBM-UFBA.
- BARBOSA, J. S. F. : CRUZ, S. P. : SOUZA, J. S. (2012) Terrenos Metamórficos do Embasamento. In BARBOSA, J. (Coord) Geologia da Bahia: Pesquisa e atualização. Série de Publicações Especiais, 13, (v. 1, 101-199). Salvador, CPBM-UFBA.
- BARBOSA, N.S.; TEIXEIRA, W.; BASTOS LEAL, L.R.; MENEZES LEAL, A.B. (2013) Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Geol. USP*, **13** (4): 63-88.
- BEA, F. (1996) Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protholiths; implications for the chemistry of crustal melts. *J. Petrol.*, **37**: 521-552.
- BLICHERT-TOFT, J. ; ARNDT, N. T. ; LUDDEN, J.N. (1996) Precambrian alkaline magmatism. *Lithos*, **2/3**: 97-111.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral Petrol.*, **104**: 208-224.
- BINGEN, B.; DEMAIFFE, D. & HERTOGEN, J. (1996) Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**: 1341-1354.
- BONIN, B. (1980) Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux: l'exemple de la Corse. Thèse Doct., UPMC-França, 2 vols., 870 p.
- BONIN, B. (1990) From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol. J.*, **25**: 261-270.
- BONIN, B. (1995) Pétrologie Endogène. Collection géosciences, Dunod, Paris, 336p.
- BONIN, B & GIRET, A. (1985) Clinopyroxene compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline ring complexes. *J. Afr. Earth Sci.*, **3**: 175-183.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; TORQUATO, J. R. F. (1980) Evolução Geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. INDA & F.B. DUARTE (Eds.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Sec. Minas do Estado da Bahia. Textos Básicos. SME/CPM, **3**:1-101.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, **5**: 310-357.
- BUHLMANN, A.L.; CAVELL, P.; BURWASH, R.A.; CREASER, R. A.; LUTH, R.W. (2000) Minette bodies and cognate mica-clinopyroxenite xenoliths from the Milk River area, southern Alberta: Records of a complex history of the northern part of the Archean Wyoming craton: *Can. J. Earth Sci.*, **37**: 1629-1650.

- CARCANGIU, G.; PALOMBA, M.; TAMANINI, M. (1997) REE-bearing minerals in the albitites of central Sardinia, Italy. *Mineral. Mag.*, **61**: 271-283.
- CARMICHAEL, I.S.E & NICHOLLS, J. (1967) Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, **72**: 4665-4687.
- CARVALHO, B.B. & JANASI, V. A. (2012) Crystallization conditions and controls on trace element residence in the main minerals from the Pedra Branca Syenite, Brazil: An electron microprobe and LA-ICPMS study. *Lithos*, **153**: 208-223.
- CHESNER, C.A. & ETTLINGER, A.D. (1989) Composition of volcanic allanite from the Toba Tuffs, Sumatra, Indonésia. *Am. Mineral.*, **74**: 750-758.
- CLARK, A.M. (1984) Mineralogy of the rare earth elements. In: P. Henderson (ed.) Rare earth elements geochemistry, Elsevier, Amsterdam, p. 33-61.
- COLLINS, W. J.; BEAMS, S. D.; WHITE, A. J. R.; CHAPPELL, B. W. (1982) Nature e origin A-types granites with particular reference to southeatern Austrália. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**: 184-200.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) Pétrologie du massif syénitique d’Itiuba: contribution à l’étude minéralogique des roches alcalines dans l’Etat de Bahia (Brésil). Thèse Doct., Université Paris-Sud, Centre d’Orsay, 395p.
- CONCEIÇÃO, H. (1993) Petrology of the Syenites from Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia-Brazil): Geodynamic Significance. *An. Acad. Bras. Ci.*, **65** (Supl.1): 17-32.
- CONCEIÇÃO, H. (1999) Petrologia dos sienitos paleoproterozóicos do Estado da Bahia. Defesa de Memorial, Concurso Professor Titular, Departamento de Geoquímica, IGEO-UFBA.
- CONCEIÇÃO, H.; RIOS, D.R.; ROSA, M.L.S. (1995) Petrologia da associação sienito-lamprófiro: Caso da intrusão de Morro do Afonso (Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia). *Geochim. Brasil.*, **9** (1): 91-109.
- CONCEIÇÃO, H. & OTERO, O.M.F. (1996) Magmatismo granítico e alcalino no estado da Bahia: uma epítome do tema. SGM, Salvador-BA, 133p.
- CONCEIÇÃO, H.; OLIVEIRA, O.M.C.; MARTIN, H.; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, R.V.; PLÁ CID, J. (1997) Petrologia do magmatismo alcalino potássico com afinidade lamprofírica e assinatura de subducção no sul do Estado da Bahia: Maciço Sienítico de Anuri. *Geochim. Brasil.*, **11**(2): 171-186.
- CONCEIÇÃO, H. & CRUZ, M. J. M. (1998) Sienitos Alcalino-Potássicos e Ultrapotássicos do Estado da Bahia. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe. v.4, 216 p.
- CONCEIÇÃO, H. ; ROSA, M.L.S. ; MACAMBIRA, M.J.B. ; SCHELLER, T. ; MARINHO, M.M. ; RIOS, D.C. (2003) 2.09 Ga Idade mínima da cristalização do Batólito Sienítico Itiúba: um problema para o posicionamento do clímax do metamorfismo granulítico (2.05–2.08 Ga) no Cinturão Móvel Salvador-Curacá, Bahia? *Rev. Bras. Geoc.*, **33** (3): 391–394.

- CONCEIÇÃO, R.V. (1994) Petrologia dos sienitos potássicos do Maciço de Santanópolis e alguns aspectos do embasamento granulítico. Dissertação Mestrado. CPG em Geologia, Igeo-UFBA, 275p.
- CONCEIÇÃO, R.V.; NARDI, L.V.S.; CONCEIÇÃO, H. (2000) The Santanópolis Syenite: Genesis and Evolution of Paleoproterozoic shoshonitic syenites in Northeastern Brazil. *Intern. Geol. Rev* **42**: 941-957.
- CONTICELLI, S. (1998) Effects of crustal contamination on ultrapotassic magma with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, central Italy. *Chem. Geol.*, **149**: 51-81.
- CORRIVEAU, L. & GORTON, M. P. (1993) Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the Southwestern Grenville Province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**: 262-279.
- COUSENS, B.L. ; ASPLER, L.B. ; CHIARENZELLI, J.R. ; DONALDSON, J.A. ; SANDEMAN, H. ; PETERSON, T.D. ; LECHEMINANT, A.N. (2001) Enriched Archean lithospheric mantle beneath western Churchill Province tapped during Paleoproterozoic orogenesis: *Geology*, **29**: 827-830.
- CRUZ, S.C.P.; BARBOSA, A.C.; BARBOSA, J. S. F.; JESUS, S.S.G.P.; MEDEIROS, E.L.M.; FIGUEIREDO, B.S.; LEAL. A.B.M.; LOPES, P.R.S.; SOUZA, J.S. (2014a) Mapa Geológico da Folha Guanambi (SD-23-Z-B-II), Escala 1/100.000. Convênio UFBA-CPRM. (*download* em <http://www.cprm.gov.br/>).
- CRUZ, S.C.P.; BARBOSA, A.C.; BARBOSA, J. S. F.; JESUS, S.S.G.P.; MEDEIROS, E.L.M. ; FIGUEIREDO, B.S.; LEAL. A.B.M.; LOPES, P.R.S.; SOUZA, J.S. (2014b) Mapa Geológico da Folha Espinosa (SD-23-Z-B-V), Escala 1/100.000. Convênio UFBA-CPRM. (*download* em www.cprm.gov.br/).
- CULLERS, R. J.; STONE, J.; ANDERSON, L.; SASSARINI, N.; BICKFORD, M. E. (1993). Petrogenesis of Mesoproterozoic Oak Creek and West McCoy Guich plutons, Colorado: an example of cumulate unmixing of a mid-crustal, two mica granite of anorogenic affinity. *Precamb. Res.*, **62** (1/2): 139-169.
- DALY, R.A. (1910) Origin of the alkaline rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **21**: 87-115.
- DALTON DE SOUZA, J.; KOSIN, M.; MELO, R. C.; SANTOS, R. A.; TEIXEIRA, L.R.; SAMPAIO, A. R.; GUIMARÃES, J. T.; VIEIRA BENTO, R.; BORGES, V. P.; MARTINS, A.A.M.; ARCANJO, J.B.; LOUREIRO, H.S.C.; ANGELIM, L.A. (2003) Mapa Geológico do Estado da Bahia – escala 1.1.000.000. Salvador, CBPM-CPRM.
- DANDERFER A.; DE WAELE B.; PEDREIRA A.J.; NALINI H.A. (2009) New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precamb. Res.*, **170**: 116-128.
- DA SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; THOMPSON, R.N. (1993) Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro Belt, NE Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism. *Precamb. Res.*, **52**: 323-342.

- DA SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; KOZUCH, M. (1996) Mineral chemistry and tectonic significance of neoproterozoic ultrapotassic plutonic rocks from the Cachoeirinha-Salgueiro Fold Belt, Northeastern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **38** (7): 649-664.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1966) Rock-forming minerals, 3. Sheet Silicates. John Wiley and Sons, New York, 528p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1986): Rock-Forming Minerals. **1B**. Disilicates and Ring Silicates (2^a ed.). John Wiley & Sons, New York.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992) Rock-forming minerals. Longmans. London, 558p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A & ZUSMAN, J. (1996) Rock-forming minerals. 5B. Non silicates: sulfates, carbonates, phosphates, halide. London, 383p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A & ZUSMAN, J. (1997a) Rock-forming minerals. 2A. Single-chain silicates London, 688p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A & ZUSMAN, J. (1997b) Rock-forming minerals. 2B. Double chains silicates. 2^a ed., London, 764p.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991) Enclaves and granite petrology. Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, 625p.
- DOLASSE, W.A.C. (1971) Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. *Am. Mineral.* **56**: 447-464.
- DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds) (1993) O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq. Salvador-BA, 215p.
- DORAIS, M.J. & FLOSS, C. (1992) An ion and electron microprobe study of the mineralogy of enclaves and host syenites of the Red Hill Complex, New Hampshire, USA. *J. Petrol.*, **33**: 1193-1218.
- DROOP, G.T.R. (1987) A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Min. Magaz.*, **51**: 431-435.
- EDGAR, A.D. (1989) Barium and strontium enriched apatite in lamproites from West Kimberley, western Australia. *Am. Mineral.*, **74**: 889-895.
- EDGAR, A.D., GREEN, D.H., AND HIBBERSON, W.O. (1976) Experimental petrology of a highly potassic magma. *J. Petrol.*, **17**: 339-356.
- EDGAR, A.D & ARIMA, M. (1983) Conditions of phlogopite crystallization in ultrapotassic volcanic rocks. *Min. Magaz.*, **47**: 11-19.
- EDGAR, A.D & ARIMA, M. (1985) Fluorine and chlorine contents of phlogopites crystallized from ultrapotassic rock compositions in high pressure experiments: implications for halogen reservoirs in source region. *Am. Mineral.*, **70**: 529-536.

- EDGAR, A.D.; LLOYD, F.E.; VUKADINOVIC, D. (1994) The role of fluorine in the evolution of ultrapotassic magmas. *Min. Petrol.*, **51**: 173-193.
- ESPERANÇA, S.; CARLSON, R.W.; SHIREY, S.B.; SMITH, D. (1997) Dating crust-mantle separation: Re-Os isotopic study of mafic xenoliths from central Arizona. *Geology*, **25**: 651-654.
- EWART, A. (1982) The mineralogy and petrology of tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: R.S. Thorpe (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and related rocks*. John Willey & Sons, New York, 25-95.
- EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; ONIONS, R. K. (1978) Rare Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **42**: 1199-1212.
- FAURE G. (1986) *Principles of Isotopic Geochemistry*. John Willey & Sons, New York. 589 p.
- FERNANDES, P.E.C.A.; MONTES, M.L.; BRAZ, E.R.C.; MONTES, A.S.L.; SILVA, L. L.; OLIVEIRA, F. L. L.; GHIGNONE, J.I.; SIGA Jr, O.; CASTRO, H.E.F. (1982) Geologia. In: MME. Projeto Radambrasil, Folha SD.23 Brasília. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro-RJ, DNPM, **29**: 25-180.
- FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; WHITNEY, J.A. (1992) Imiscibilidade de líquidos como o principal processo na formação de sienitos ultrapotássicos e piroxenitos associados, no Precambriano do Nordeste do Brasil. *Anais Acad. bras. Cien.*, **64**(4): 367-382
- FERREIRA, V.P. & SIAL, A.N (1993) Mica-pyroxenite as probable source for ultrapotassic and potassic magmas in northern Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, **65** (1): 51-61.
- FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; CRUZ, M.J.M. (1995) Mineral chemistry of mica-pyroxenite xenoliths in neoproterozoic ultrapotassic syenitic magmas, NE Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, **67**(2): 307-319.
- FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., LONG, L.E., PIN, C. (1997) Isotopic signature of Neoproterozoic to Cambrian ultrapotassic syenitic magmas, Northeastern Brazil: evidence for an enriched mantle source. *Int. Geol. Rev.*, **39**: 660-669.
- FERREIRA, M.A.F. ; FERREIRA, V. P.; SIAL, A.N. ; PIMENTEL, M.M. (2002) Origin and intensive parameters in the crystallization of ultrapotassic syenites : the Serra do Man Pluton, northeast Brazil. *Gond. Research*, **5** (2): 275-285.
- FIGUEIREDO, B.S. ; CRUZ, S.C.P. ; RIBEIRO, P.A. ; FLECK, A. (2013) Geologia e arcabouço estrutural da sequência metavulcanossedimentar Urandi, Bahia. *Braz. J. Geol.*, **43** (2): 355-372.
- FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (1987) *Alkaline igneous rocks*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 30, Blackwell.
- FLOWER, M.J.F. (1974) Phase relation of titan-acmite in the system Na₂O-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ at 1000 bars total water pressure. *Amer. Mineral.*, **59**: 536-548.

- FOLLEY, S.F. (1992a) Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *In*: PECCERILLO, A. & FOLEY, S.H. (Eds.) Potassic and ultrapotassic magmas and their origin: *Lithos*, **28**: 187-204.
- FOLLEY, S.F. (1992b) Vein plus wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *In*: PECCERILLO, A. & FOLEY, S.H. (Eds.) Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, **28**: 435-453.
- FOLLEY, S.F. (1993) An experimental study of olivine lamproite: first results from the diamond stability field. *Geochim. Cosmoch. Acta.* **57**: 483-494.
- FOLEY, S.F.; VENTURELLI, G.; GREEN, D.H.; TOSCANI, L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constrains for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.*, **24**: 81-134.
- FOLLEY, S.F. & PECCERILLO, A. (1992) Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, **28**: 181-185.
- FÖRSTER, H.-J. (2000) Cerite-(Ce) and thorian synchysite-(Ce) from the niederbobritzsch granite, erzgebirge, Germany: implications for the differential mobility of the LREE and Th during alteration. *Can. Mineral.* **38**: 67-79.
- FROST, B. R., ARCULUS, R. J., BARNES, C. G., COLLINS, W. J., ELLIS, D. J. & FROST, C. D. (2001) A geochemical classification of granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**: 2033 - 2048.
- FROST, B.R. & LINDSLEY, D.H. (1991) occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *In*: Oxide minerals. Petrologic and magnetic significance. D. H. Lindsley (ed.). *Rev. Mineral.* **25**: 433-468.
- GHIORSO, M.S. & SACK, R.O. (1991) Thermochemistry of the oxide minerals. *In*: Oxide minerals. Petrologic and magnetic significance. D. H. Lindsley (ed.). *Rev. Mineral.* **25**: 221-264.
- GILL, J. B. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.
- GIRET, A.; BONIN, B. ; LÉGER J.M. (1980) Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Can. Mineral.* **18**: 481-495.
- GUIDOTTI, C.V. (1984) Micas in metamorphic rocks. *In*: Micas. S. W. Bailey (ed.), *Rev. Mineral.*, **13**: 357-468.
- GUIMARÃES, I. & DA SILVA FILHO, A. (1998) Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for evolution of the shoshonitic brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **40**: 500-527.
- GUIMARÃES, J.T. ; ALKIMIN, F.A. ; CRUZ, S. P. (2012) Supergrupos Espinhaço e São Francisco. *In* BARBOSA, J. (Coord) Geologia da Bahia: Pesquisa e atualização. Série de Publicações Especiais, 13, (v. 2, 33-85). Salvador, CPBM-UFBA.

- GUIMARÃES, J. T.; NOGUEIRA, A. C. ; Borges, V.P. (2012) Mapa Geológico da Folha Riacho de Santana, (SD-23-X-D-V) Escala 1/100.000. CPRM. (*download* em www.cprm.gov.br/).
- HAASE, C.S.; CHADAM, J.; FEINN, D.; ORTOLEVA, P. (1980) Oscillatory zoning in plagioclase feldspar. *Science*, **209**: 272-274.
- HAMMARSTRON, J.M. & ZEN, E.A. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**: 1297-1313.
- HELZ, R.T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5Kb$ as a function of oxygen fugacity. *J. Petrol.*, **14**: 249-302.
- HENDERSON, P. (1980) rare earth element partition between sphene, apatite, and other coexisting minerals of the Kangerdlugssuaq intrusion, E. Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**: 81-85.
- HIBBARD, M.J. (1995) Petrography to petrogenesis. Prentice-Hall, Inc. New Jersey-USA, 587p.
- HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, G.C.; PETERS, E.K.; STOWELL, H.H.; SISSON, V.B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, **72**:231-239.
- HUGHES, C.J. (1982) Igneous Petrology. Elsevier, New York, 551p.
- HUTCHINSON, C. S. (1974) Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons Inc. 527p.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, **21**: 853-863.
- JANASI, V.A. (1992) Rochas sieníticas e mangeríticas-charnoquíticas neoproterozóicas da região entre Caldas e Campestre, MG: aspectos petrológicos. Tese de Doutorado, IG-USP, 298p.
- JANASI, V.A. (1993) Petrogenesis and tectonic setting of the neoproterozoic capitiva K-syenitic massif, SW Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **23** (2): 129-138.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; McREATH, I.; BRITO NEVES, B. B.; BARTELS, R. L. (1976) Novos dados Geocronológicos sobre o Cráton do São Francisco no Estado da Bahia. 29º Congr. Bras. Geol., Anais. **4**: 185-204.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. (1989) Experimental calibration of aluminium-in-hornblende geobarometer with application to long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.
- JORDT-EVANGELISTA, H.; PERES, G.G.; MACAMBIRA, M.J.B. (2000) Pb/Pb single zircon dating of paleoproterozoic calc-alkaline/alkaline magmatism in the southeastern São Francisco Craton region, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30** (1): 174-176.
- LAFLÈCHE, M.R.; DUPUY, C.; DOSTAL, J. (1991) Archean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt. *Precam. Res.*, **52**: 71-96.

- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982) Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Res.*, **14**: 515-526.
- LAURI, L. S. (2004) Petrogenesis of felsic igneous rocks associated with the Paleoproterozoic Koillismaa layered igneous complex, Finland. Academic dissertation, University of Helsinki, Finland.
- LEAHY, G.A.S. (1997) Caracterização petrográfica e litogeoquímica da Intrusão Sienítica de Ceraíma (Sudeste da Bahia). Dissertação Mestrado. CPG em Geologia-Igeo-UFBA, 110p.
- LEAKE, B.E (1971) On aluminous and edenitic amphiboles. *Mineral Mag.*, **38**: 389-407.
- LEAKE, B.E.; WOOLEY, 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. *Am. Mineral.*, **82**: 1019-1037.
- LEAT, P.Y.; THOMPSON, R.N.; MORRINSON, M.B.; HENDRY, G.L.; TRAYHORN, S.C. (1986) Geodynamic significance of post-Variscan intern and extern potassic magmatism in SW England. *Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci.*, **77**: 349-360.
- LECHEMINANT, A. N. (1987) Early Proterozoic Alkaline Igneous Rocks, District of Keewatin, Canada: Petrogenesis and Mineralization: Geological Society, London, Special Publication, **33**: 219-240.
- LE MAITRE, R. W.; BATEMMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BAS, M. J.; SABINE, P. A.; SCHMIDT, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLEY, R. A. & ZANNTTIN, B. (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendation of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Londres. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, 193p.
- LEWIS, J.D. (1987) The geology and geochemistry of the lamproites of the Ellendale Field, West Kimberley Region, Western Australia. Msc. Thesis, The University of Western Australia, Perth.
- LIMA, E.F., NARDI, L.V.S. (1998) Química mineral das rochas vulcânicas e lamprófiros espessartíticos da associação shoshonítica de Lavras do Sul-RS. *Rev. Bras. Geoc.*, **28** (2): 113-124.
- LINDSLEY, D.H. (1983) Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, **68**: 477-493.
- LUDDINGTON, S. (1978) The biotite-apatite geothermometer revisited. *Am. Mineral.*, **63**: 551-553.
- MANNIAR, P. D. & PICCOLI, A. (1989) Tectonic Discrimination on Granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**(5): 635-646.

- MARCELOT, G.; BARDINTZEFF, J-M; MAURY, R.; RANÇON, J-P. (1988) Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from some alkaline and orogenic basic lavas. *Bull. Soc. Géol. France* (8), IV, **5**: 851-859.
- MASCARENHAS, J. F. (1990) Uma síntese sobre a geologia da Bahia. SGM, Salvador-BA, 96p.
- MASCARENHAS, J.F. (1979) Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. (Coord.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. *Textos Básicos. SME/CPM*, Salvador-BA, **2**: 57-165.
- MASCARENHAS, J.F. & GARCIA, T.W. (1989) Texto explicativo do mapa geocronológico do Estado da Bahia. SGM, Salvador-BA, 189p.
- McBIRNEY, A. R. (1984) Igneous Petrology. Freeman, Cooper & Company, San Francisco - USA, 504p.
- McDOWELL, S.D. & WILLYE, P. J. (1971) Experimental studies of igneous rock series: the Kungnat complex of southwest Greenland. *J. Geol.*, **79**: 173-194.
- McMAHON, T.P. (1994) Pliocene intrusions in the Gunung Bijih (Ertsberg) Mining District, Irian Jaya, Indonésia: petrography and mineral chemistry. *Int. Geol. Review*, **36**: 820-849.
- MEDEIROS, E.L.M. ; CRUZ, S.C.P. ; BARBOSA, J. S. F.; CARNEIRO, M.A.; JESUS, S.S.G.P.; ARMSTRONG, R.; BRITO, R.; DELGADO, I. (2011) Ortonaisses migmatíticas do complexo Santa Isabel na região de Urandi Guanambi, Bahia: análise estrutural, geocronologia e implicações tectônicas. In : SBG, 13º Simp. Nac. Est. Tect. e 7º Intern. Symp. Tect., Campinas. Resumos expendidos (em CD-ROM).
- MENEZES LEAL, A. B.; PAUL, D.; SILVEIRA, W. P.; BASTOS LEAL; L. R., CRUZ; S. C. P.; PRAZERES SANTOS, J. (2008) Geoquímica das rochas meta-vulcânicas máficas do greenstone belt de Riacho de Santana, Bahia, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**(3): 476-487.
- MENZIES, M. A & HAWKESWORTH, C. J. (1987) Mantle Metassomatism. Academic Press. London, 472p.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1994) Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth Sci. Rev.*, **31**: 73-87.
- MITCHELL, R.H. & BERGMAN, S.C. (1991) Petrology of lamproite. *Trans. Geol Soc. South. Afri.* **88**: 411- 437.
- MORIMOTO, C. N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineral Mag.*, **52**: 535-550.
- MORSE, S.A. (1980) Basalts and phase diagrams: an introduction to the quantitative use of phase diagrams in igneous petrology. Springer-Verlag, N.Y.-USA, 493p.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A.; PORTELA, A.C. P.; MARCHETTO, C.M.L.; SANTOS, E.L.; MENEGUETTO, G.; STEIN, J.H.; BATISTA, M.B.; MOSSMANN, R; SILVA, W.G. (1976) Projeto Leste do Tocantins-Oeste do Rio São Francisco - Relatório final. PROSPEC. Convênio DNPM/CPRM. Rio de Janeiro-RJ. 12 vols.

- MOUTINHO DA COSTA, L.A. & SILVA, W.G. (1980) Projeto Santo Onofre; Mapeamento Geológico. Relatório Final. TRISERVICE. Convênio CPRM/DNPM. 21 vols.
- MULLER, D. & GROVES, D.I. (1993) Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geol. Rev.* **8**: 383-406.
- MULLER, D. & GROVES, D.I. (1995) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Lecture notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin, 210 p.
- MUNOZ, J.L. (1984) F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: Micas. S. W. Bailey (ed.), *Rev. Mineral.*, **13**: 469-493.
- NARDI L.V.S.; PLÁ CID, J.; BITENCOURT, M.F. (2007) Geochemistry of mafic microgranular enclaves and their relationship with the host syenite within the mantle pressure lamprophyre-syenite systems (Piquiri Massif) of Southern Brazil. *Mineral Petrol.*, **91**: 101–116.
- NARDI, L.V.S.; PLÁ CID, J.; BITENCOURT, M.F.; STABEL, L. (2008) Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *An. Acad. bras. Ci.*, **80** (2): 353-371.
- NEMEC, D. (1966) Plagioclase albitization in the lamprophyric and lamproid dykes at eastern border of the Bohemian massif. *Beit. Min. Petrog.*, **12**: 340-353.
- NEWMANN, E.R. (1976) Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks. *Lithos*, **9**: 85-109.
- NOCKOLDS, S.R. (1947) The relation between chemical composition and parageneses in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, **245**: 401-420.
- NOYES, H.J.; WONES, D.R.; FREY, F.A. (1983) a tale of two plutons: Petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peak plutons, central Sierra Nevada, California. *J. Geol.*, **91**: 353-379.
- OTTEN, M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**: 189-199.
- PAIM, M., M. (1998a) Petrologia da intrusão sienítica potássica de Cara Suja (Sudoeste da Bahia). Dissertação de mestrado. CPG Geoquímica e Meio Ambiente -IGEO/UFBA, 148 p.
- PAIM, M. M.; ROSA, M. L. S.; CONCEICÃO, H. (1994) Plutão sienítico-monzonítico de Cara Suja: aspectos geológicos e petrográficos. 46ª Reunião anual da SBPC, Vitória/ES. Anais:737.
- PAIM, M. M.; ROSA, M. L. S.; CONCEICÃO, H. (1995) Petrografia da intrusão de Cara Suja. 47ª Reunião Anual da SBPC, São Luis-MA. Anais, **2**: 737.
- PAIM, M. M.; ROSA, M. L. S.; CONCEICÃO, H. (1996) Petrologia do Plutão Sienítico de Cara Suja. In: Simpósio de Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas. 39º Congr. Bras. Geol. Salvador-BA, Anais, **6**: 403-405.

- PAIM, M. M.; ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H. (1997a) Litogeoquímica do Plutão Sienítico de Cara Suja (Sudoeste da Bahia). VI Congr. Bras. Geoquim. Salvador - BA. Anais, **2**: 791-794.
- PAIM, M. M.; CONCEIÇÃO, H; ROSA, M.L.S.; CRUZ FILHO, E. B.; PEIXOTO, A. A. (1997b) Os Cumulatos Feldspáticos do Plutão Sienítico de Cara Suja (Sudoeste da Bahia). VI Congr. Bras. Geoquim. Salvador - BA. Anais, **2**: 836 - 838.
- PAIM, M., M. (1998b) Petrologia da Intrusão Sienítica Potássica de Cara Suja (Sudoeste da Bahia). Organizado por CONCEIÇÃO, Herbet, CRUZ, Manoel J. M.: Sienitos Alcalino-Potássicos e Ultrapotássicos do Estado da Bahia. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, v.4, p.111-141.
- PAIM, M. M.; CONCEIÇÃO, H; ROSA, M.L.S.; CRUZ FILHO, B. E.; SANTOS, E. B. ; PEIXOTO, A. A. ; LEAHY, G.A.(1998) Maciço de Cara Suja: Petrologia de uma intrusão tardia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (Sudoeste da Bahia) e implicações geoquímicas para a gênese dos magmas sieníticos alcalinos-potássicos. Organizado por CONCEIÇÃO, Herbet, CRUZ, Manoel Jerônimo M., SÁ, Haroldo J. S., SABATÉ, Pierre. Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, v.5, p.41-59.
- PAIM, M. M.; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; BARRETO SANTOS, E; BASTOS LEAL, L.R. (1999a). Aspectos geoquímicos dos lamprófiros (minettes) associados ao maciço sienítico de Cara Suja - Sudoeste da Bahia. V Congr, Geol. Países LÍng. Port. & VII Congres. Bras. Geol., Porto Seguro-BA, *Anais*: 566-568.
- PAIM, M. M.; ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; OBERLI, F.; MEIER, M.; MARTIN, H.; BASTOS LEAL, L. R.; SANTOS, E.B.; LEAHY, G. A. S. (1999b) Geochronological data of Cara Suja syenitic intrusion, southwestern of Bahia State (Brazil). II South American Symposium On Isotope Geology, Córdoba - ARG. *Actas*: 94-97.
- PAIM, M. M.; ROSA, M. L.S.; CONCEIÇÃO, H.; SANTOS, E. B. (2000) Geology and petrology of syenitic-granitic Cara Suja massif, southwestern of Bahia State. 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro-Brasil. Abstracts Volume (em CD-ROM).
- PAIM, M. M. ; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; CRUZ, M. J. M. (2000) Mineral Chemistry of syenitic-granitic Cara Suja massif, southwestern of Bahia State. 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro-Brasil. Abstracts Volume (em CD-ROM).
- PAIM, M.M. ; PLA CID, J. ; ROSA, M.L.S. ; CONCEIÇÃO, H. ; NARDI, L.V.S. (2002a) Mineralogy of lamprophyres and mafic enclaves associated with the Paleoproterozoic Cara Suja Syenite, Northeast Brazil. *Int. Geol. Rev.* **44** (11): 1017–1036.
- PAIM, M.M. ; PLA CID, J. ; ROSA, M.L.S. ; CONCEIÇÃO, H. ; NARDI, L.V.S. (2002b) Petrografia e Mineraloquímica dos enclaves e lamprófiros do maciço alcalino-potássico de Cara Suja, SW da Bahia. *In*: 41^o Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. p.461.
- PAIM, M.M. ; PLA CID, J. ; ROSA, M.L.S. ; CONCEIÇÃO, H. ; NARDI, L.V.S. (2002c) Diques e enclaves lamprófricos associados ao maciço sienítico de Cara Suja (SW da Bahia) *In*: II Simposio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão. p.86.

- PARODI, G.C.; DELLA VENTURA, G.; MOTTANA, A.; RAUDSEPP, M. (1994) Zr-rich non metamitic perrierite-(Ce) from holocrystalline ejecta in Sabatini Volcanic Complex (Latium, Italy). *Miner. Magaz.*, **58**: 607-613.
- PASSCHIER, C.W. ; MYERS, J.S. ; KRÖNER, A. (1990) Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains. Springer-Verlag, 150p.
- PEACOCK, M. A. (1934). Classification of igneous rock series. *J. Geology* **39**: 689 -710.
- PEARCE, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (ed.) Andesites. Wiley, Chichester, p. 525-548.
- PEARCE, J.A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- PECCERILLO, A (1985) Roman comagmatic province (central Italy): evidence for subduction-related magma genesis. *Geology*, **13** (2): 103-106.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**: 63-81.
- PERINI, G.; CONTICELLI, S.; FRANCALANCI, L.; DAVIDSON, J. (2000) The relationship between potassic and calc-alkaline post-orogenic magmatism at Vico volcano, central Italy. *J. Volc. Geoth. Res.*, **95**: 247-272.
- PERRING, C.S.; ROCK, N.M.S.; GOLDING, S.D. ROBERTS, D.E. (1989). Criteria for the recognition of metamorphosed or altered lamprophyres: a case study from Archean of Kambalda, western Australia. *Precamb. Res.*, **43**: 215-237.
- PETERSON, T.D.; ESPERANCA, S.; LECHEMINANT, A.N. (1994) Geochemistry and origin of the Proterozoic ultrapotassic rocks of the Churchill Province, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **51**: 251-276.
- PETERSON, T.D. ; VAN BREEMEN, O. ; SANDEMAN, H. ; COUSENS, B. (2002) Proterozoic (1.85-1.75 Ga) igneous suites of the Western Churchill Province: granitoid and ultrapotassic magmatism in a reworked Archean hinterland. *Precamb. Res.*, **119**: 73-100.
- PETROVSKY, M.N; MITROFANOV, F.P.; PETROVSKAYA, L.S.; BAYANOVA, T.B. (2009) New massif of Archean alkaline syenites in the Murmansk domain of the Kola peninsula. *Doklady Earth Sciences*, **424** (1): 77-81.
- PIWINSKI, A.J. (1973) Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California. Part II. *Neues jahrb. Miner. Monatsh.* **5**: 193-215.
- PLÁ CID, J.; NARDI, L.V.S. CONCEIÇÃO, H; BONIN, B (1999a) Petrogenesis of the neoproterozoic alkaline ultrapotassic suites of the northeast Brazil: Major-and-trace elements evidence from pyroxene chemistry and numerical modeling. *Int. Geol. Rev.*, **41**: 1005-1027.
- PLÁ CID, J.; NARDI, L.V.S. ; CONCEIÇÃO, H. (1999b) O magmatismo sienítico-shoshonítico e ultrapotássico saturado em sílica no Brasil. V Congr, Geoq. Países LÍng. Port. & VII Congres. Bras. Geoq., Porto Seguro-BA, *Anais*: 578-580.

- PLÁ CID, J., NARDI, L.V.S., CONCEIÇÃO, H., BONIN, B., JARDIM DE SÁ, E.F. (2000) The Alkaline Silica-Saturated Ultrapotassic Magmatism of the Riacho do Pontal Fold Belt, NE Brazil: An example of syenite-granite Neoproterozoic association. *J. South Am. Earth Sci.*, **13** (7): 661-683.
- PLA CID J. ; NARDI, L.V.S. ;ENRIQUE, P. (2002) Textural relations of lamprophyric mafic microgranular enclaves and petrological implications for the genesis of potassic syenitic magmas: the example of Piquiri Syenite, southern Brazil. *Pesq. Geoc.*, **29**: 21-30.
- PLÁ CID J.; NARDI, L.V.S.; STABEL L.Z.; CONCEIÇÃO, R.V.; BALZARETTI, N.M. (2003) High-pressure minerals in mafic microgranular enclaves: evidences for co-mingling between lamprophyric and syenitic magmas at mantle conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **145**: 444-459.
- PLÁ CID J.; NARDI, L.V.S.; ENRIQUE P.; MERLET, C.; BOYER, B. (2005) SIMS analysis on trace and rare earth elements in coexisting clinopyroxene and mica from minette mafic enclaves in potassic syenites crystallized under high pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**: 675–688.
- PLA CID, J. ; RIOS, D.C. ; CONCEIÇÃO, H. (2006) Petrogenesis of mica–amphibole-bearing lamprophyres associated with the Paleoproterozoic Morro do Afonso syenite intrusion, eastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **22**: 98–115.
- PLÁ CID, J.; CAMPOS, C.S.; NARDI, L. V.S.; FLORISBAL, L.(2008) Petrology of gameleira potassic lamprophyres, São Francisco Craton. *An. Acad. bras. Ci.*, **84** (2): 377-398
- PRAZERES SANTOS, J. (2010) Rochas Meta-vulcânicas Máficas da Unidade Intermediária do greenstone belt de Riacho de Santana, Estado da Bahia: Estudo petrográfico e geoquímico. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências /UFBA, 113p.
- REN, K.;YAN,G.; CAI,J.; MU, B.; LI, F.;GU, L.; ZHAO, F.; CHU, Z. (2005) Geochemical and Sr-Nd isotopic study of alkaline syenites in Liangtun-Kuangdonggou, Liaoning Province, China: Evidence for enriched mantle before 1.86 Ga and implications. *Chinese Journal of Geochemistry*, **24** (3): 232-242.
- RICHARD, L.R. (1994) Mineralogical and petrological data processing system (MINPET).
- RIEDER, M.; CAVAZZINI, G.; D'YAKONOV, Y.S.; FRANK-KAMENETSKII; V.A.; GOTTARDI, G.; GUGGENHEIM, S.; KOVAL, P.V.; MULLER, G.; NEIVA, A.M.R.; RADOSLOVICH, E.W.; ROBERT, J-L.; SASSI, F.P.; TAKEDA, H.; WEISS, Z.; WONES, D.R. (1998) Nomenclature of the Micas. *Can. Mineral.*, **36**: 905-912.
- RINGWOOD, A.E. (1990) Slab-mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chem. Geol.*, **82**: 187-207.
- RIOS, D.C. (1997) Petrologia do magmatismo potássico-ultrapotássico e lamprofírico de Morro do Afonso, Bahia. Dissertação Mestrado. CPG em Geologia, IGEO-UFBA, 237p.
- RIOS, D.C.; CONCEIÇÃO, H.; DAVIS, D.W.; PLA CID, J.; ROSA, M.L.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; Mc REATH, I.; MARINHO, M.M.; DAVIS, W.J. (2007) Paleoproterozoic potassic–

- ultrapotassic magmatism: Morro do Afonso Syenite Pluton, Bahia, Brazil. *Precamb. Res.*, **154**: 1-30.
- ROCHA, G.M.F.; SOUZA, S.L.; GARRIDO, I.A.A. (1998) Distrito manganésífero de Urandi-Licínio de Almeida, Bahia : geologia e potencialidade econômica. Série Arquivos Abertos, CBPM, **12**, 34p.
- ROCK, N.M.S. (1991) Lamprophyres. Blackie, Glasgow, 285p.
- ROCK, N.M.S. & GROVES, M. (1988) Can lamprophyres resolve the genetic controversy mesothermal gold deposits? *Geology*, **16**: 1538-1541.
- RODRIGUES, J. B.; GUIMARÃES, J. T.; BORGES, V. P.; CARVALHO, C. B.; NOGUEIRA, A. C. (2012) Ryacian zircon age of metabasaltic rocks from Riacho de Santana Greenstone Belt, Bahia (Brazil). *VIII South American Symposium on Isotope Geology*. Medellin. CD-ROM.
- RONSOBO, J.G. (1989) Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South Greenland and the petrological implications. *Am. Mineral.*, **74**: 865-869.
- ROSA, M.L.S. (1999). Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese de Doutorado, CPG Geologia, IGEO/UFBA, 186p.
- ROSA, M.L.S.; PAIM, M.M.; CONCEIÇÃO, H. (1994) O Batólito monzonítico de Guanambi: aspectos gerais sobre a geologia, petrologia e tectônica. 46^a Reunião Anual da SBPC, Vitória/Es. Anais:738.
- ROSA, M.L.S. & CONCEIÇÃO, H. (1995) Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do maciço sienítico de São Félix. *Geochim. Brasil.*, **9** (2): 201-219.
- ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; PAIM, M. M. (1995a) Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi-Urandi (Oeste da Bahia): Geologia. XVI Simp. Reg. Geol. do Nordeste. Recife-PE, Bol. **14** (1): 297-300.
- ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; PAIM, M. M. (1995b) Aspectos litogeoquímicos do Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi-Urandi (Oeste da Bahia): V Congr. Bras. Geoquim., Niteroi - R.J., Res. Exp. (em CD-ROM).
- ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; PAIM, M. M.; SANTOS, E. B.; ALVES DA SILVA, F. C.; LEAHY, G. A. S.; BASTOS LEAL, L. R. (1996a) Magmatismo potássico-ultrapotássico pós a tardi-orogênico (associado à subducção) no oeste da Bahia: batólito monzo-sienítico de Guanambi-Urandi e os sienitos de Correntina. *Geochim. Brasil.*, **10** (1): 27-42.
- ROSA, M. L. S.; PAIM, M. M.; SANTOS, E. B.; LEAHY, G. A. S.; CRUZ FILHO, B. E.; PEIXOTO, A. A.; MARTIN, H.; CONCEIÇÃO, H. (1996b) Batólito Monzo-sienítico Guanambi-Urandi. Mais um exemplo de magmatismo potássico/ultrapotássico na Bahia? In: Simpósio de Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas. 39º Congr. Bras. de Geol. Salvador-BA. Anais, **6**: 406-407.

- ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; MARTIN, H.; BOSQ, C.; PAIM, M. M.; SANTOS, E. B.; LEAHY, G. A. S. (1997) The late intrusions of the Guanambi-Urandi monzosyenitic batholith, State of Bahia, NE Brazil: geology, petrology and geochemistry. In: Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM II), Salvador, Bahia, Brazil. Ext. Abst. and Program: 233-234.
- ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; OBERLI, F.; MEIER, M.; MARTIN, H.; MACAMBIRA, M.; J. B.; SANTOS, E. B.; PAIM, M. M.; LEAHY, G. A. S.; LEAL, L. R. B. (2000). Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi batolith, southwestern Bahia State (NE Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **30** (1): 62-65.
- ROWINS, S.M.; LALONDE, A.E.; CAMERON, E.M.I. (1991) Magmatic oxidation in the syenitic Murdock Creek intrusion, Kirkland lake, ontário: evidence from the ferromagnesian silicates. *J. Geol.*, **99**: 395-414.
- SALLET, R. (1988) Étude pétrologique et métalogenétique d'un secteur du district á fluorine de Santa Catarina-Brésil. Thèse de Doctorat UP-6, França.
- SALLET, R. (2000) Fluorine as a tool in the petrogenesis of quartz-bearing magmatic associations: application of an improved F-OH biotite-apatite thermometer grid. *Lithos*, **50**: 241-253.
- SANTOS, E. B. (2005) Magmatismo Alcalino Potássico Paleoproterozoico no Sudoeste da Bahia e Nordeste de Minas Gerais: Evidência de Plutonismo Orogênico Associado a Arco Continental. Tese de Doutorado, CPG Geologia, IGEO/UFBA, 163p.
- SANTOS, E. B. ; ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; PAIM, M. M.; LEAHY, G. A. S. (2000) Magmatismo alcalino-potássico paleoproterozoico no SW da Bahia e NE de Mnas Gerais, Maciço do Estreito : geologia, idade, petrografia e litogeoquímica. *Geochim. Brasil.*, **14** (2): 249-267.
- SCHMIDT, M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**: 304-310.
- SCOATES, J.S.; FROST, C.D.; MITCHELL, J.N.; LINDSLEY, D.H.; FROST, B.R. (1996) A residual liquid origin for minzonitic rocks in proterozic anorthosite complexes: the Sybille intrusion, Lamaries Anorthosite Complex, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **108**: 1357-1371.
- SHEPPARD, S. & TAYLOR W.R. (1992) Barium- and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bundney, Northern Territory, Australia. *Lithos*, **28** (3-6): 303-352.
- SIAL, A. N. (1986) Granite types of northeast Brazil: current knowledge. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 54-72.
- SILITOE, A. H. (1972) Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **83** (3): 813-817.
- SILVEIRA, W. P.; FRÓES, R.J.B.; LEAL, L. R. B. (1996) Geologia e potencial metalogenético do Greenstone Belt de Riacho de Santana. In: 34º Congr. Bras. Geol., Anais, **1**: 109-112.

- SILVEIRA, W P. & GARRIDO, I. A. A. (1998) Projeto Riacho de Santana. Relatório Final - CBPM, Salvador - BA, 8 Vols.
- SILVEIRA, W.P. & GARRIDO, I.A.A. (2000) Geologia, Pesquisa Mineral e Potencialidade Econômica do Greenstone Belt Riacho de Santana. Série Arquivos Abertos, CBPM, **14**, 39p.
- SPEAR, F.S. (1981) An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.*, **281**: 697-734.
- SPENCER, K. L. & LINDSLEY, D. H. (1981) A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.*, **66**: 1189-1201.
- SPRY, A. (1969) *Metamorphic Textures*, Pergamon Press, Oxford. 350p.
- STORMER, J.C. & CARMICHAEL, S.E. (1971) Fluorine-hydroxyl exchange in apatite and biotite: a potential igneous geothermometer. *Contrib. Min. Petrol.*, **31**: 121-131.
- STRECKEISEN, A. (1976) Plutonic Rocks - Classification and nomenclature recommended by the IUGS (Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks). *Geotimes*. 26-30.
- STRECKEISEN, A. (1979) A classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres and melilitic rocks. Recommendations and suggestion of the IUGS on the Systematic of igneous Rocks. *Geology*, **7**: 331-335.
- SYLVESTER, P.J. (1989) Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, **97**: 261-280.
- TÁVORA, F. J.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. (1967) Determinações de Idade Potássio - Argônio em Rochas da Região Central de Bahia. *In: 21º Congr. Bras. Geol. Anais*: 234-244.
- TCHAMENI, R., MEZGER, K., NSIFA, N.E. AND POUCLLET, A. (2001) Crustal origin of early Proterozoic syenites in the Congo craton (Ntem Complex), southern Cameroon. *Lithos*, **57**: 23-42.
- TEIXEIRA, W. (1993) Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco - implicações tectônicas. *In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (Eds.) O cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq. Salvador-BA*, 215p.
- TEIXEIRA, L.R. (2000) Projeto Vale do Paramirim: relatório temático de Litogeoquímica. Salvador: CPRM. (*download em www.cprm.gov.br/publique/media/rel_leo4.pdf*) .
- THOMAS, W.M. & ERNST, W.G. (1990) The aluminium content of hornblende in calc-alkaline rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 Kbars. *In: R.J. Spencer & I. Ming Chou (eds.) Fluid-mineral interaction: a tribute to HP Eugster. Geochem. Soc Spec. Pub.*, **2**: 59-63.
- THOMPSON, R.N. (1977) Primary basalts and magma genesis III: Alban Hills, Roman comagmatic province, Central Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**: 91-108.
- THOMPSON, R.N. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scot. J. Geol.*, **18**: 49-107.

- THOMPSON, R.N. & FOWLER, M.B. (1986) Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from Scottish Caledonites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**:507-522
- TULLOCH, A.J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products. *Contrib. Mineral. Petrol.* , **69**: 105-117.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ - KAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O). *Geol. Soc. Am. Memoir*, **74**: 153 p.
- VETRIN, V.R. & RODIONOV, N.V. (2009) Geology and geochronology of neoproterozoic anorogenic magmatism of the Keivy structure, Kola Peninsula. *Petrology*, **17** (6) : 537-557. WIEDEMANN, C.M. (1993) The evolution of the Early Paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of Coastal Mobile Belt, in the State of Espírito Santo, Eastern Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, **65** (1):163-181.
- VYHNAL, C. R.; McSWEEN, H. Y.; SPEER, J.A (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Am. Mineral.*, **76**: 176-188.
- YANG, J-H.; CHUNG, S.-L.; WILDE, S. A.; WU, F.-Y.; CHU, M.-F.; LO, C.-H. ; FAN, H.-R. (2005) Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd–Sr isotopic evidence. *Chem. Geol.*, **214**: 99-125.
- YAVUZ, F. (1998) BIOAPAG-PC: program for an apatite geothermometer. *Computer & Geosciences*, **24** (9): 885-891.
- WATSON, E.B. (1979a) Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**: 407-419.
- WATSON, E.B. (1979b) Apatite saturation in basic and intermediate magmas. *Geophys. Res. Lett.*, **6**: 937-940.
- WEINBERG, R.F.; SIAL, A.N.; PESSOA, R.R. (2001) Magma flow within the Tavares Pluton, NE Brazil: Compositional and thermal convection. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **113**: 508-520.
- WILSON, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London-U.K., 466 p.
- WINKLER, H.G.F. (1976) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, New York. 334p.
- WINTER, O.D. (2001) *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 796p.
- WONES, D.R. (1989) Significance of assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic magmas. *Min. Geol.*, **31**: 191-212.
- WOOD, S.A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturated water pressure. *Chem. Geol.*, **88**: 99-125.

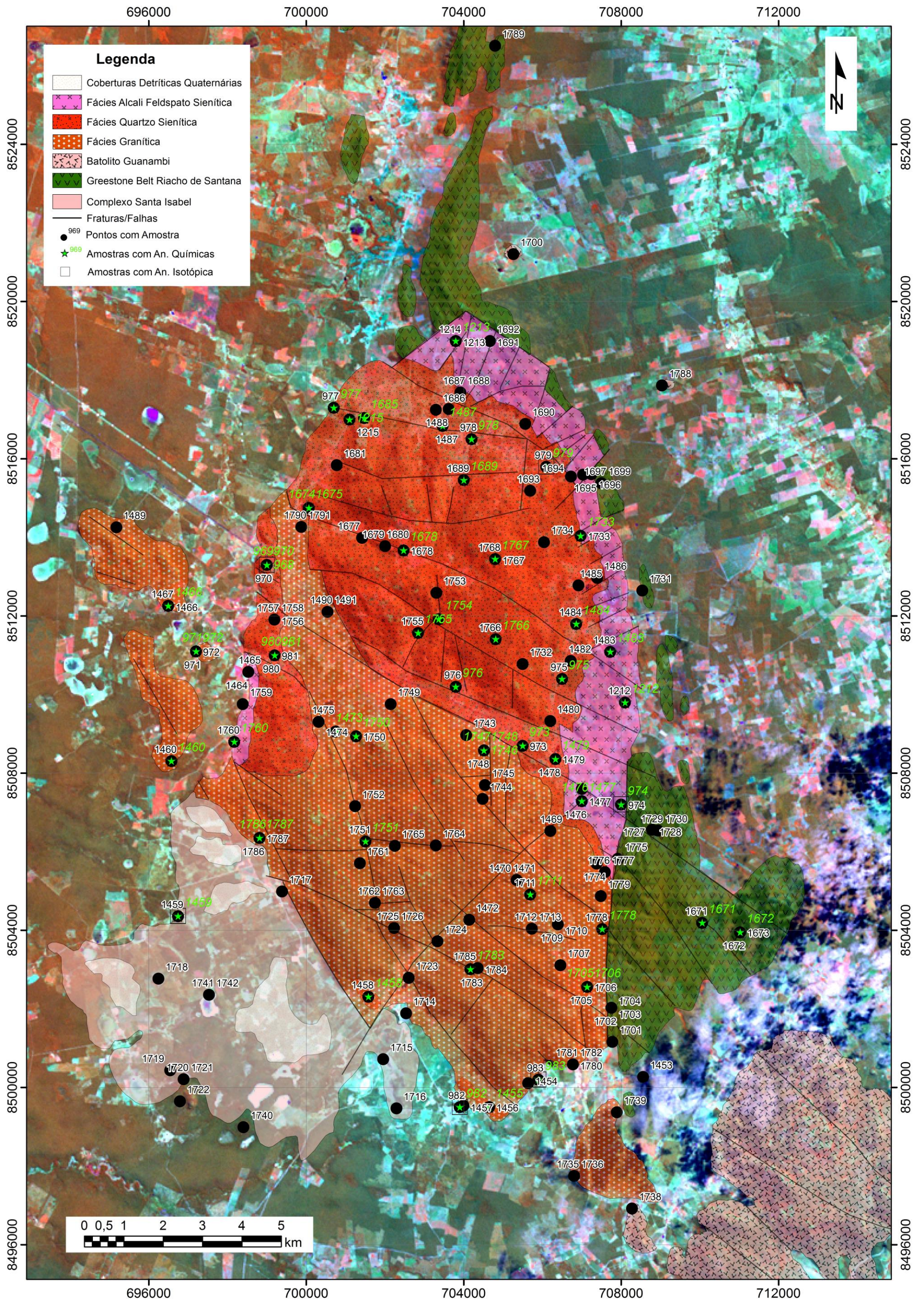
- WOOD, S. & RICKETTS, A. (2000) Allanite-(Ce) from the eocene casto Granite, Idaho: Response to hydrothermal alteration. *Can. Mineral.*, **38**: 81-100.
- WYMAN, D. & KERRICH, R. (1988) Alkaline magmatism, major structure and gold deposits: implications for greenstone belt gold metalogeny. *Econ. Geol.*, **83**: 454-461
- ZEN, E-AN & HAMMARSTON, J.M. (1984) Magmatic epidote and its petrological significance. *Geology*, **12**: 515-518.
- ZHAO, J.-X.; SHIRAIISHI, K.; ELLIS, D. J.; SHERATON, J. W. (1995) Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: Implications for the origin of syenitic magmas. *Geochim. Cosm. Acta*, **59** (7): 1363-1382.
- ZHU, C. & SVERJENSKY, D. (1992) F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite. *Geoch. Cosm. Acta*, **56**: 3435-3467.
- ZINDLER, A. & HART, S. R. (1986) Chemical Geodynamics, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 493 - 571.

ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO E AMOSTRAS TRABALHADAS

ANEXO I.1

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO E DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS SOBRE IMAGEM LANDSAT



ANEXO I.2

LISTA DE PONTOS E AMOSTRAS TRABALHADAS

N° Campo	N° Amostra	Coordenadas		Litologia (Descrição campo)	Petrogr.	Química Mineral	Química Rocha			Isótopos			
		Latitude	Longitude				Maior	Traç.	ETR	Rb-Sr	Sm-Nd	U-Pb (Diluic.)	U-Pb (L.abl.)
CS - 01 A	968	699000	8513300	Enclave máfico	x	x	x	x	x				
CS - 01 B	969	699000	8513300	Quartzo-sienito grosso	x	x	x	x	x	x	x		
CS - 01 C	970	699000	8513300	Dique granítico	x		x	x					
CS - 02 A	971	697200	8511100	Granito grosso	x		x	x					
CS - 02 B	972	697200	8511100	Enclave rico em mica	x		x	x					
CS - 03	973	705500	8508700	Quartzo-sienito/granito grosso	x	x	x	x	x				
CS - 05	974	708000	8507200	Álcali-sienito grosso isotrópico	x	x	x	x	x	x	x	x	
CS - 07	975	706500	8510400	Quartzo-sienito	x		x	x					
CS - 09	976	703800	8510200	Quartzo-sienito	x		x	x	x				
CS - 12	977	700700	8517300	Quartzo-sienito	x		x	x	x				
CS - 14	978	704200	8516500	Quartzo-sienito	x		x	x					
CS - 15	979	706100	8515800	Quartzo-Sienito/sienito "traquitoide"	x	x	x	x	x	x	x		
CS - 17 A	980	699200	8511000	Quartzo-sienito grosso	x		x	x	x				
CS - 17 B	981	699200	8511000	Enclave máfico	x	x	x	x	x				
CS - 21	982	703900	8499500	Granito grosso	x	x	x	x	x	x	x		
CS - 23	983	705900	8500200	Granito grosso c/ molibdenita	x	x	x	x	x	x	x		
CS - 220	1212	708100	8509800	Álcali-sienito grosso isotrópico	x	x	x	x	x				
CS - 221A	1213	703800	8519000	Álcali-sienito grosso isotrópico	x		x	x					
CS - 221 B	1214	703800	8519000	Enclave (xenólito)	x		x	x	x				
CS - 223	1215	701100	8517000	Quartzo-sienito grosso	x		x	x	x				
CS - 317	1453	708562	8500270	Granito fino									
CS - 23 A	1454	705639	8500110	Granito com enclave									
CS - 318	1455	704648	8499500	Sienito porfirítico "traquitoide"			x						
CS - 318 A	1456	704648	8499500	Quartzo-sienito mais fino									
CS - 319	1457	703998	8499540	Granito cinza claro									
CS - 20	1458	701580	8502310	Quartzo-sienito gnáissico	x		x	x	x				
321	1459	696745	8504360	Gnaisse - Santa Isabel	x		x	x	x				x
CS - 325	1460	696576	8508310	Quartzo-sienito gnáissico			x						
CS - 326	1461	691001	8508870	Granito gnáissico fino									
CS - 18 A	1462	698531	8510580	Sienito máfico (segregação máfica)									
CS - 18 B	1463	698531	8510580	Sienito máfico c/ pórfiros zonados									
CS - 18 C	1464	698531	8510580	Sienito "traquitoide"									
CS - 18 D	1465	698531	8510580	Sienito homogêneo, grosso									
CS - 328	1466	696496	8512260	Granito fino (Serra Jibóia)	x		x	x	x				

N° Campo	N° Amostra	Coordenadas		Litologia (Descrição campo)	Petrogr.	Química Mineral	Química Rocha			Isótopos			
		Latitude	Longitude				Maior	Traç.	ETR	Rb-Sr	Sm-Nd	U-Pb (Diluiç.)	U-Pb (L.a.)
CS - 328 A	1467	696496	8512260	Enclave									
CS - 330	1468	707003	8507600	Álcali-sienito grosso isotrópico									
CS - 331	1469	706206	8506530	Quartzo-sienito foliado									
CS - 333	1470	705349	8505280	Rocha máfica fina, alguns pórfiros	x								
CS -333 A	1471	705349	8505280	Máfica fina c/grandes pórfiros felds.									
CS -336	1472	704143	8504270	Granito fino foliado									
CS -337	1473	700750	8509060	Granito grosso			x						
CS - 338 A	1474	700314	8509310	Quartzo-sienito									
CS - 338 B	1475	700314	8509310	Dique granítico fino									
CS - 339 A	1476	707003	8507290	Álcali-sienito grosso isotrópico	x		x	x	x				
CS - 339 B	1477	707003	8507290	Autólito sienítico máfico	x	x	x	x	x				
CS - 340 A	1478	706332	8508360	Quartzo-sienito "traquitoide"	x								
CS - 340 B	1479	706332	8508360	Autólito sienítico máfico	x		x	x	x				
CS - 6	1480	706201	8509330	Quartzo-sienito									
CS - 341 A	1481	706723	8510860	Quartzo-sienito "traquitoide"									
CS - 341 B	1482	706723	8510860	Autólito sienítico máfico									
CS - 342	1483	707724	8511090	Álcali-sienito grosso isotrópico			x						
CS - 343	1484	706861	8511800	Quartzo-sienito "traquitoide"	x		x	x	x				
CS - 344	1485	706920	8512780	Quartzo-sienito "traquitoide"									
CS - 8	1486	707395	8512970	Quartzo-sienito "traquitoide"									
CS - 13	1487	703466	8516840	Quartzo-sienito	x		x	x	x				
CS - 346	1488	703623	8517270	Sienito traquitoide									
CS - 347	1489	695179	8514260	Quartzo-sienito/granito fino									
CS - 350 A	1490	700542	8512110	Quartzo-sienito/granito grosso	x								
CS - 350 B	1491	700542	8512110	Granito mais rico em mica	x								
CS - 382	1671	710061	8504190	Subvulcânica félsica - pórfiros feldsp.	x	x	x	x	x				
CS - 383 A	1672	711024	8503950	Subvulcânica félsica - pórfiros feldsp.	x		x	x	x				
CS - 383 B	1673	711024	8503950	Ultramáfica encaixante (GBRS)									
CS - 384 A	1674	700066	8514750	Quartzo-sienito traquitoide	x		x	x	x				
CS - 384 B	1675	700066	8514750	Enclave máfico porfirítico	x		x	x	x				
CS - 384 C	1676	700066	8514750	Enclave sienítico fino - glómeros biot.									
CS - 385	1677	701422	8513990	Quartzo - sienito/granito grosso	x								
CS - 386	1678	702475	8513670	Quartzo-sien/Granito grosso	x		x	x	x				

N° Campo	N° Amostra	Coordenadas		Litologia (Descrição campo)	Petrogr.	Química Mineral	Química Rocha			Isótopos			
		Latitude	Longitude				Maior	Traç.	ETR	Rb-Sr	Sm-Nd	U-Pb (Diluic.)	U-Pb (L.a.)
CS - 417 B	1713	705734	8504040	Veio qtzo-Ba-F-Pb (Cu)									
CS - 420	1714	702541	8501890	Granito fino									
421	1715	701959	8500720	Gnaiss félsico -Santa Isabel									
422	1716	702296	8499470	Rocha bandada félsica - St. Isabel	x								
CS - 424	1717	699389	8504990	Granito fino foliado									
425	1718	696248	8502770	Migmatito félsico (St.Isabel)	x								
426	1719	696545	8500440	Granito fino/médio (Santa Isabel?)									
427 A	1720	696889	8500210	Migmatito félsico (St.Isabel)									
427 B	1721	696889	8500210	Sienito Isotrópico grosso									
428	1722	696794	8499650	Migmatito félsico (St.Isabel)									
CS - 429	1723	702606	8502790	Granito textura grossa									
CS - 430	1724	703336	8503720	Granito textura grossa									
CS - 432 A	1725	702232	8504060	Granito textura grossa									
CS - 432 B	1726	702232	8504060	Granito grosso alterado									
433 A	1727	708789	8506560	Metapelítica c/ andalusita									
433 B	1728	708789	8506560	Metapelítica avermelhada									
434 A	1729	708942	8506540	Filito verde									
434 B	1730	708942	8506540	Filito vermelho									
435	1731	708541	8512650	Filito grafitoso c/ cianita									
CS - 437	1732	705500	8510780	Quartzo-sienito grosso									
CS - 438	1733	706972	8514040	Quartzo-sienito "traquitoide"	x		x	x					
CS - 439	1734	706045	8513880	Quartzo-sienito grosso	x								
CS - 440 A	1735	706807	8497750	Granito grosso									
CS - 440 B	1736	706807	8497750	Dique granítico fino									
CS - 441	1738	708280	8496920	Granito grosso									
CS - 443	1739	707894	8499370	Granito									
CS - 445	1740	698408	8498990	Granito fino									
446 A	1741	697533	8502360	Migmatito/gnaiss (St.Isabel)									
446 B	1742	697533	8502360	Migmatito félsico (St.Isabel)									
CS - 447	1743	704068	8508970	Granito fino/médio									
CS - 449	1744	704484	8507350	Granito fino									
CS - 450	1745	704543	8507700	Granito + rico em máficos									
CS - 451 A	1746	704516	8508580	Granito grosso foliado	x		x	x					

ANEXO II

ANÁLISES QUÍMICAS MINERAIS

ANEXO II.1
ANFIBÓLIOS

Amostra	Autólito Sienítico				Enclaves Máficos Microgranulares										
	1477	1477	1477	1477	968	968	968	968	968	968	968	981	981	981	981
Análise	88	89	95	96	10	18	19	20	21	3	8	59	61	62	65
Posição	b	b	c	b	b	c	b	c	b	b	c	c	b	c	c
SiO ₂	51,694	51,799	52,207	51,411	47,433	49,438	48,845	46,894	47,898	47,658	50,084	46,032	47,575	45,628	45,923
TiO ₂	0,093	0,128	0,163	0,143	0,135	0,192	0,195	0,609	0,277	0,289	0,224	0,308	0,259	0,415	0,301
Al ₂ O ₃	2,623	2,794	2,728	3,123	4,445	4,985	4,957	6,437	6,155	6,153	4,546	6,565	5,784	6,443	6,159
Cr ₂ O ₃	0,004	0,000	0,077	0,025	0,092	0,017	0,000	0,428	0,175	0,027	0,196	0,120	0,081	0,000	0,059
FeO	14,778	14,140	14,681	14,658	14,459	14,595	15,574	16,311	16,955	16,523	13,443	17,279	16,692	17,113	16,584
MnO	0,291	0,374	0,360	0,329	0,320	0,424	0,615	0,235	0,503	0,381	0,365	0,535	0,591	0,609	0,370
MgO	14,979	15,259	14,732	14,876	14,249	14,170	13,237	12,649	12,275	12,697	14,584	11,587	12,003	11,454	11,697
CaO	11,494	11,690	11,640	11,697	12,372	12,204	11,571	11,588	12,308	11,727	11,924	11,916	11,802	11,991	11,576
BaO	0,001	0,000	0,000	0,000	0,225	0,000	0,393	0,000	0,280	0,000	0,000	0,223	0,000	0,056	0,056
NiO	0,042	n.a.	0,020	0,050	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na ₂ O	1,182	1,089	1,116	1,282	0,914	1,084	1,131	1,433	0,933	1,233	0,996	0,759	0,814	0,907	1,317
K ₂ O	0,478	0,472	0,477	0,526	0,619	0,685	0,701	0,944	0,910	0,881	0,628	0,991	0,943	0,999	0,922
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,820	1,000	0,868	0,734	0,271	0,934	1,146	0,400	0,377	0,484	0,772
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,031	0,026	0,089	0,103	0,078	0,079	0,079	0,117	0,015	0,085	0,082
O=F,Cl					-0,359	-0,433	-0,406	-0,356	-0,149	-0,428	-0,518	-0,221	-0,166	-0,242	-0,362
Total*	97,659	97,765	98,231	98,104	95,755	98,387	97,770	98,009	98,869	98,153	97,697	96,611	96,770	95,942	95,456
Fórmula Estrutural com base em 23 Oxigênios															
Si	7,482	7,475	7,526	7,430	7,126	7,209	7,194	6,930	7,035	7,023	7,311	6,930	7,109	6,941	7,016
Al ^{IV}	0,448	0,475	0,464	0,532	0,787	0,791	0,806	1,070	0,965	0,977	0,689	1,070	0,891	1,059	0,984
Ti	0,010	0,014	0,011	0,016	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,061	0,036	0,000	0,023	0,072	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
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 ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	0,055	0,051	0,101	0,092	0,094	0,094	0,128	0,097	0,125
Ti	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,021	0,022	0,068	0,031	0,032	0,025	0,035	0,029	0,047	0,035
Cr	0,000	0,000	0,009	0,003	0,011	0,002	0,000	0,050	0,020	0,003	0,023	0,014	0,010	0,000	0,007
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,023	0,000	0,016	0,000	0,000	0,013	0,000	0,003	0,003
Fe ⁺³	0,523	0,505	0,446	0,473	0,480	0,434	0,601	0,575	0,472	0,596	0,394	0,636	0,501	0,497	0,423
Ni	0,005	0,002	0,006	0,004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,036	0,046	0,044	0,040	0,041	0,052	0,077	0,029	0,063	0,048	0,045	0,068	0,075	0,078	0,048
Mg	3,231	3,282	3,165	3,204	3,190	3,079	2,906	2,786	2,687	2,789	3,173	2,600	2,673	2,597	2,663
Fe ⁺²	1,205	1,166	1,324	1,276	1,265	1,346	1,318	1,441	1,610	1,441	1,247	1,540	1,585	1,681	1,696
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
Mg	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
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
Ca	1,782	1,808	1,798	1,811	1,992	1,907	1,826	1,835	1,937	1,852	1,865	1,922	1,890	1,955	1,895
Na	0,218	0,192	0,202	0,189	0,008	0,093	0,174	0,165	0,063	0,148	0,135	0,078	0,110	0,045	0,105
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
K	0,088	0,087	0,088	0,097	0,119	0,127	0,132	0,178	0,171	0,166	0,117	0,190	0,180	0,194	0,180
Na	0,114	0,112	0,110	0,171	0,258	0,213	0,149	0,246	0,203	0,204	0,147	0,144	0,125	0,222	0,285
A	0,202	0,199	0,197	0,267	0,376	0,341	0,281	0,423	0,373	0,370	0,264	0,334	0,305	0,416	0,465
F	-	-	-	-	0,390	0,461	0,404	0,343	0,126	0,435	0,529	0,190	0,178	0,233	0,373
Cl	-	-	-	-	0,008	0,006	0,022	0,026	0,019	0,019	0,020	0,030	0,004	0,022	0,021
OH*	-	-	-	-	1,603	1,532	1,573	1,631	1,855	1,545	1,451	1,780	1,818	1,745	1,606

Amostra	Lamprófiros				Dique Híbrido					Álcali-Feldspato-Sienito							
	1685	1685	1685	1685	1671	1671	1671	1671	1671	1212	1212	1212	974	974	974	974	974
Análise	33	4	5	9	59	61	65	68	71	28	29	35	c1-29	c2-24	c2-25	c2-26	c2-27
Posição	c	b	c	c	c	c	c	c	b	c	b	c	c	c	b	c	b
SiO ₂	49,238	49,114	48,487	48,821	50,740	48,787	49,788	48,173	49,037	54,964	53,976	54,174	51,333	50,651	49,198	48,386	49,449
TiO ₂	0,219	0,157	0,214	0,232	0,143	0,362	0,205	0,212	0,082	0,000	0,146	0,000	0,092	0,121	0,141	0,608	0,160
Al ₂ O ₃	5,088	5,043	5,258	5,200	4,181	4,288	3,839	4,716	3,613	1,023	1,623	1,266	2,512	2,791	4,183	4,264	3,287
Cr ₂ O ₃	0,051	0,067	0,038	0,000	0,000	0,027	0,007	0,037	0,026	0,157	0,059	0,038	0,047	0,013	0,049	0,051	0,053
FeO	16,855	16,897	17,254	17,069	17,212	17,878	17,312	18,304	16,953	12,353	12,322	12,970	14,574	14,679	15,806	15,324	14,208
MnO	0,327	0,256	0,324	0,315	0,479	0,266	0,340	0,315	0,340	0,416	0,346	0,466	0,332	0,472	0,488	0,426	0,379
MgO	13,351	13,452	12,923	13,092	11,373	10,953	11,389	10,698	11,701	16,068	15,798	14,777	16,041	15,397	14,382	14,523	15,334
CaO	11,775	11,967	11,787	11,587	12,482	12,279	12,242	12,058	12,142	11,818	11,675	12,324	11,579	11,436	11,362	11,294	11,365
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,276	0,000	0,034	0,000	0,206	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000
NiO	0,025	0,029	0,036	0,027	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,058	0,030	0,062	0,002	0,021
Na ₂ O	1,027	1,059	0,996	1,024	0,609	0,586	0,537	0,745	0,495	0,861	1,085	0,474	0,882	0,875	1,166	1,317	1,074
K ₂ O	0,702	0,649	0,731	0,700	0,411	0,521	0,433	0,634	0,337	0,322	0,388	0,143	0,357	0,410	0,594	0,688	0,483
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,524	0,497	0,419	0,208	0,338	0,167	0,669	0,449	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,081	0,072	0,148	0,108	0,002	0,048	0,042	0,013	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
O=F,Cl					-0,257	-0,242	-0,243	-0,136	-0,143	-0,092	-0,301	-0,195					
Total*	98,658	98,690	98,048	98,067	98,254	96,274	96,450	96,070	95,130	98,105	97,828	96,899	97,807	96,875	97,453	96,883	95,813
Fórmula Estrutural com base em 23 Oxigênios																	
Si	7,133	7,122	7,093	7,115	7,527	7,406	7,506	7,330	7,468	7,859	7,780	7,917	7,348	7,342	7,154	7,089	7,259
Al ^{IV}	0,867	0,862	0,907	0,885	0,473	0,594	0,494	0,670	0,532	0,141	0,220	0,083	0,424	0,477	0,717	0,736	0,569
Ti	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,013	0,015	0,067	0,018
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	0,219	0,168	0,113	0,108	0,155
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	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,002	0,000	0,000	0,009	0,258	0,173	0,189	0,176	0,116	0,031	0,056	0,135	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,024	0,001	0,023	0,025	0,016	0,041	0,023	0,024	0,009	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,006	0,008	0,004	0,000	0,000	0,003	0,001	0,004	0,003	0,018	0,007	0,004	0,005	0,001	0,006	0,006	0,006
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,002	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,737	0,715	0,742	0,787	0,000	0,067	0,062	0,167	0,220	0,174	0,144	0,000	0,776	0,770	0,845	0,790	0,746
Ni	0,003	0,003	0,004	0,003	-	-	-	-	-	-	-	-	0,007	0,003	0,007	0,000	0,002
Mn	0,040	0,031	0,040	0,039	0,060	0,034	0,043	0,041	0,044	0,050	0,042	0,058	0,040	0,058	0,060	0,053	0,047
Mg	2,883	2,907	2,817	2,844	2,514	2,478	2,559	2,426	2,656	3,424	3,394	3,218	3,422	3,326	3,117	3,171	3,355
Fe ⁺²	1,306	1,334	1,369	1,293	2,135	2,203	2,121	2,162	1,940	1,303	1,341	1,585	0,750	0,841	0,964	0,980	0,844
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	5,000	5,000
Mg	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	0,000
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	0,000
Ca	1,828	1,859	1,848	1,809	1,984	1,997	1,978	1,966	1,981	1,811	1,803	1,930	1,776	1,776	1,770	1,773	1,788
Na	0,172	0,141	0,152	0,191	0,016	0,003	0,022	0,034	0,019	0,189	0,197	0,070	0,224	0,224	0,230	0,227	0,212
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	2,000	2,000
K	0,130	0,120	0,136	0,130	0,078	0,101	0,083	0,123	0,066	0,059	0,071	0,027	0,065	0,076	0,110	0,129	0,090
Na	0,116	0,157	0,130	0,099	0,159	0,170	0,135	0,186	0,128	0,049	0,106	0,064	0,021	0,022	0,099	0,147	0,093
A	0,246	0,277	0,266	0,229	0,237	0,271	0,218	0,309	0,193	0,108	0,178	0,091	0,086	0,098	0,209	0,276	0,184
F	-	-	-	-	0,246	0,239	0,200	0,100	0,163	0,076	0,305	0,208	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	0,020	0,019	0,038	0,028	0,001	0,012	0,010	0,003	-	-	-	-	-
OH*	-	-	-	-	1,734	1,743	1,762	1,872	1,837	1,913	1,685	1,789	-	-	-	-	-

Amostra	Álcali-Feldspato-Sienito						Quartzo - Sienitos								
	974	974	974	974	974	974	979	979	979	979	979	979	979	973	973
Análise	c5-3	c5-4	c5-5	c5-6	c5-7	c5-8	1	11	12	2	26	3	4	68	70
Posição	c	b	c	b	c	b	c	c	b	b	c	c	b	c	b
SiO ₂	53,284	52,793	51,4	48,913	48,827	48,371	49,698	48,835	48,067	50,359	49,613	49,652	48,190	46,427	47,278
TiO ₂	0,023	0,071	0,119	0,213	0,177	0,157	0,276	0,756	0,168	0,247	0,255	0,300	0,161	0,333	0,160
Al ₂ O ₃	1,518	2,146	3,050	4,583	3,632	4,146	4,624	5,341	6,243	4,268	4,608	4,991	5,588	5,978	5,699
Cr ₂ O ₃	0,046	0,048	0,061	0,007	0,031	0,047	0,098	0,087	0,098	0,059	0,007	0,057	0,090	0,000	0,000
FeO	15,448	14,700	15,104	16,134	16,174	16,779	14,547	15,884	15,470	14,771	14,686	15,016	15,812	16,746	16,448
MnO	0,538	0,437	0,462	0,402	0,479	0,429	0,433	0,507	0,395	0,478	0,454	0,541	0,338	0,603	0,476
MgO	15,424	15,818	15,476	14,189	14,786	14,135	13,709	12,677	12,396	14,262	13,748	13,434	12,287	11,502	11,935
CaO	12,598	12,675	12,372	12,091	12,416	12,226	12,006	11,816	11,894	12,484	12,183	11,798	11,985	11,390	11,778
BaO	0,044	0,078	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,069	0,000	0,000	0,000	0,000	0,056	0,167
NiO	0,017	0,051	0,021	0,000	0,000	0,062	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na ₂ O	0,349	0,490	0,915	1,240	0,940	0,885	0,928	1,068	1,190	0,901	0,925	0,899	1,080	1,428	1,085
K ₂ O	0,165	0,247	0,417	0,615	0,579	0,597	0,592	0,675	0,763	0,518	0,559	0,660	0,696	0,852	0,808
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,901	0,502	0,950	0,478	0,953	0,689	0,557	0,772	0,746
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,066	0,142	0,070	0,040	0,040	0,034	0,126	0,067	0,041
O=F,Cl							-0,409	-0,276	-0,432	-0,219	-0,419	-0,306	-0,291	-0,355	-0,333
Total*	99,454	99,554	99,397	98,387	98,041	97,834	97,469	98,013	97,341	98,644	97,612	97,765	96,618	95,799	96,288
Fórmula Estrutural com base em 23 Oxigênios															
Si	7,569	7,482	7,324	7,108	7,113	7,071	7,309	7,184	7,149	7,304	7,296	7,265	7,218	7,067	7,136
Al ^{IV}	0,254	0,359	0,512	0,785	0,624	0,715	0,691	0,816	0,851	0,696	0,704	0,735	0,782	0,933	0,864
Ti	0,002	0,008	0,013	0,023	0,019	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,175	0,152	0,151	0,084	0,244	0,197	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
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 ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,110	0,110	0,244	0,033	0,095	0,126	0,205	0,140	0,150
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,084	0,019	0,027	0,028	0,033	0,018	0,038	0,018
Cr	0,005	0,005	0,007	0,001	0,004	0,005	0,011	0,010	0,012	0,007	0,001	0,007	0,011	0,000	0,000
Ba	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,010
Fe ⁺³	0,463	0,476	0,550	0,640	0,614	0,714	0,349	0,373	0,279	0,373	0,344	0,458	0,236	0,415	0,395
Ni	0,002	0,006	0,002	0,000	0,000	0,007	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,065	0,052	0,056	0,049	0,059	0,053	0,054	0,063	0,050	0,059	0,057	0,067	0,043	0,078	0,061
Mg	3,265	3,341	3,286	3,073	3,210	3,080	3,005	2,779	2,748	3,083	3,013	2,930	2,743	2,609	2,685
Fe ⁺²	1,198	1,115	1,098	1,237	1,113	1,141	1,440	1,581	1,645	1,418	1,463	1,380	1,744	1,717	1,682
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
Mg	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
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
Ca	1,917	1,925	1,889	1,883	1,938	1,915	1,892	1,862	1,896	1,940	1,920	1,850	1,924	1,858	1,905
Na	0,083	0,075	0,111	0,117	0,062	0,085	0,108	0,138	0,104	0,060	0,080	0,150	0,076	0,142	0,095
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
K	0,030	0,045	0,076	0,114	0,108	0,111	0,111	0,127	0,145	0,096	0,105	0,123	0,133	0,165	0,156
Na	0,014	0,060	0,142	0,232	0,204	0,166	0,157	0,167	0,239	0,193	0,184	0,105	0,237	0,279	0,222
A	0,043	0,104	0,217	0,346	0,311	0,277	0,268	0,294	0,383	0,289	0,288	0,228	0,370	0,445	0,378
F	-	-	-	-	-	-	0,419	0,234	0,447	0,219	0,443	0,319	0,264	0,372	0,356
Cl	-	-	-	-	-	-	0,017	0,035	0,018	0,010	0,010	0,008	0,032	0,017	0,010
OH*	-	-	-	-	-	-	1,564	1,731	1,536	1,771	1,547	1,673	1,704	1,611	1,633

ANEXO II.2

MICAS

Autólito Sienítico

Amostra	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477		
	12	13	14	26	27	28	29	3	42	43	5	6	7	107	108	113	
Análise																	
Posição	c	c	b	c	b	b	c	c	c	b	c	b	c	c	b		
SiO ₂	40,500	39,621	37,973	36,972	38,759	39,900	39,172	40,785	40,170	39,567	39,478	39,878	38,964	39,175	39,262	38,852	
TiO ₂	0,479	1,668	0,890	1,362	1,300	0,783	1,582	0,567	1,289	0,928	1,383	0,821	1,313	1,143	1,136	1,463	
Al ₂ O ₃	12,740	12,665	12,132	11,843	12,026	12,023	12,421	12,568	12,192	12,091	12,238	12,183	11,973	11,888	11,862	11,499	
Cr ₂ O ₃	0,018	0,000	0,083	0,000	0,000	0,039	0,144	0,000	0,183	0,127	0,018	0,195	0,004	0,029	0,032	0,015	
FeO	13,592	16,192	15,361	15,578	15,746	14,666	15,347	13,954	15,864	15,703	15,648	14,669	14,840	16,569	16,576	17,005	
MnO	0,206	0,177	0,326	0,210	0,068	0,164	0,249	0,235	0,171	0,158	0,251	0,237	0,140	0,247	0,209	0,213	
MgO	18,479	15,853	15,950	16,092	16,408	17,461	16,212	18,219	16,406	16,364	16,262	16,452	15,870	15,709	16,135	15,520	
CaO	0,034	0,043	0,045	0,000	0,029	0,054	0,000	0,029	0,063	0,001	0,000	0,011	0,012	0,000	0,000	0,017	
BaO	0,386	0,000	0,421	0,000	0,000	0,000	0,305	0,000	0,192	0,344	0,000	0,194	0,000	0,000	0,000	0,088	
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,041	0,097	0,051
Na ₂ O	0,039	0,075	0,117	0,061	0,037	0,037	0,047	0,014	0,086	0,116	0,029	0,000	0,036	0,023	0,035	0,043	
K ₂ O	10,357	10,249	9,991	9,701	10,125	10,403	10,113	10,228	10,273	10,352	9,847	10,449	9,859	10,650	10,595	10,424	
F	3,404	3,269	2,640	3,351	2,655	3,563	3,261	3,296	2,934	2,125	3,182	2,504	2,756	-	-	-	
Cl	0,285	0,256	0,271	0,211	0,215	0,272	0,272	0,239	0,274	0,280	0,276	0,151	0,224	-	-	-	
Total	100,519	100,068	96,200	95,381	97,368	99,365	99,125	100,134	100,097	98,156	98,612	97,744	95,991	95,470	95,940	95,190	
O=F,Cl	1,562	1,492	1,234	1,506	1,215	1,623	1,496	1,496	1,359	1,021	1,464	1,122	1,262	-	-	-	
Total*	98,957	98,576	94,966	93,875	96,153	97,742	97,629	98,638	98,738	97,135	97,148	96,622	94,729	-	-	-	
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																	
Si	5,933	5,885	5,866	5,795	5,883	5,954	5,875	5,972	5,943	5,939	5,927	5,988	5,970	5,925	5,908	5,912	
Al ^{IV}	2,067	2,115	2,134	2,188	2,117	2,046	2,125	2,028	2,057	2,061	2,073	2,012	2,030	2,075	2,092	2,063	
Ti	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	
Z	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	8,000	
Al ^{VI}	0,133	0,102	0,074	0,000	0,035	0,068	0,071	0,142	0,070	0,078	0,092	0,145	0,132	0,045	0,012	0,000	
Ti	0,053	0,186	0,103	0,143	0,148	0,088	0,178	0,062	0,143	0,105	0,156	0,093	0,151	0,130	0,129	0,142	
Fe ⁺²	1,665	2,011	1,984	2,042	1,999	1,830	1,925	1,709	1,963	1,971	1,965	1,842	1,901	2,096	2,086	2,164	
Mn	0,026	0,022	0,043	0,028	0,009	0,021	0,032	0,029	0,021	0,020	0,032	0,030	0,018	0,032	0,027	0,027	
Mg	4,034	3,509	3,672	3,759	3,712	3,883	3,624	3,976	3,618	3,661	3,639	3,682	3,624	3,541	3,618	3,520	
Cr	0,002	0,000	0,010	0,000	0,000	0,005	0,017	0,000	0,021	0,015	0,002	0,023	0,000	0,003	0,004	0,002	
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,005	0,012	0,006	
Y	5,913	5,831	5,887	5,972	5,902	5,895	5,847	5,918	5,836	5,850	5,886	5,815	5,827	5,852	5,887	5,862	
Ba	0,022	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,011	0,020	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,005	
Ca	0,005	0,007	0,007	0,000	0,005	0,009	0,000	0,005	0,010	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,003	
Na	0,011	0,022	0,035	0,019	0,011	0,011	0,014	0,004	0,025	0,034	0,008	0,000	0,011	0,007	0,010	0,013	
K	1,936	1,942	1,969	1,940	1,961	1,980	1,935	1,911	1,939	1,982	1,886	2,002	1,927	2,055	2,034	2,024	
X	1,974	1,971	2,037	1,958	1,976	2,000	1,967	1,919	1,985	2,037	1,894	2,015	1,940	2,062	2,044	2,044	
F	1,577	1,536	1,290	1,661	1,275	1,681	1,547	1,526	1,373	1,009	1,511	1,189	1,335	-	-	-	
Cl	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	-	-	-	
OH*	2,422	2,464	2,709	2,338	2,725	2,318	2,452	2,473	2,626	2,990	2,488	2,810	2,664	-	-	-	
[OH,F,Cl]*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	-	-	-	
Cations	15,887	15,802	15,924	15,930	15,879	15,894	15,814	15,838	15,821	15,887	15,780	15,830	15,767	15,914	15,932	15,906	
#Mg	0,71	0,64	0,65	0,65	0,65	0,68	0,65	0,70	0,65	0,65	0,65	0,67	0,66	0,63	0,63	0,62	

Amostra	Autólito Sienítico						Enclave Microgranular						Lamprófiro			
	1477	1477	1477	1477	1477	1477	968	968	968	968	968	968	968	968	1685	1685
Análise	114	123	124	126	129	133	14	15	16	17	22	23	4	5	48	49
Posição	c						c	b	c	b	c	b	c	b	c	b
SiO ₂	39,123	39,258	39,106	39,271	38,447	39,196	39,029	39,219	39,125	39,475	38,805	39,114	38,390	36,118	36,843	38,367
TiO ₂	1,450	1,206	0,912	1,021	0,934	1,076	0,635	0,545	1,421	0,679	1,251	0,739	0,493	0,597	1,093	0,754
Al ₂ O ₃	11,779	11,832	11,900	11,807	12,043	12,028	12,670	13,036	12,623	12,617	12,706	12,283	12,975	12,601	12,008	12,576
Cr ₂ O ₃	0,000	0,058	0,089	0,067	0,025	0,058	0,142	0,101	0,193	0,035	0,162	0,171	0,152	0,059	0,256	0,028
FeO	16,777	17,200	16,884	16,868	16,509	16,194	14,253	14,408	14,060	13,832	14,795	14,262	14,280	14,109	14,568	14,847
MnO	0,245	0,181	0,275	0,209	0,292	0,231	0,355	0,324	0,456	0,160	0,215	0,246	0,152	0,238	0,137	0,330
MgO	15,858	15,354	15,669	15,660	15,500	16,123	17,033	17,096	15,736	17,067	15,521	16,607	17,100	16,930	16,506	16,443
CaO	0,000	0,004	0,000	0,013	0,006	0,014	0,012	0,084	0,015	0,019	0,067	0,082	0,046	0,033	0,000	0,000
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,135	0,000	0,000	0,501	0,000	0,000	0,222	0,000	0,000	0,668	0,496	0,266
NiO	0,079	0,103	0,080	0,117	0,071	0,053	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,003	0,030	0,035	0,000	0,027	0,027	0,028	0,058	0,047	0,066	0,054	0,067	0,066	0,051	0,051	0,018
K ₂ O	10,406	10,474	10,473	10,533	10,070	10,586	10,219	10,200	9,755	9,830	9,974	9,764	9,995	10,093	10,181	10,216
F	-	-	-	-	-	-	3,432	2,952	2,318	2,822	2,202	2,126	3,096	3,272	3,650	3,064
Cl	-	-	-	-	-	-	0,058	0,069	0,152	0,041	0,112	0,069	0,067	0,056	0,080	0,032
Total	95,720	95,700	95,420	95,570	94,060	95,590	97,866	98,593	95,901	96,643	96,086	95,530	96,812	94,825	95,869	96,941
O=F,Cl	-	-	-	-	-	-	1,471	1,274	1,045	1,207	0,978	0,926	1,334	1,403	1,573	1,305
Total*	-	-	-	-	-	-	96,395	97,319	94,856	95,436	95,108	94,604	95,478	93,422	94,296	95,636
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																
Si	5,902	5,934	5,924	5,938	5,901	5,908	5,891	5,866	5,944	5,956	5,912	5,954	5,837	5,696	5,769	5,863
Al ^{IV}	2,095	2,066	2,076	2,062	2,099	2,092	2,109	2,134	2,056	2,044	2,088	2,046	2,163	2,304	2,216	2,137
Ti	0,003	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	0,015	0,000
Z	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	8,000
Al ^{VI}	0,000	0,043	0,050	0,043	0,080	0,046	0,146	0,165	0,204	0,200	0,193	0,158	0,163	0,038	0,000	0,128
Ti	0,161	0,137	0,104	0,116	0,108	0,122	0,072	0,061	0,162	0,077	0,143	0,085	0,056	0,071	0,114	0,087
Fe ⁺²	2,117	2,174	2,139	2,133	2,119	2,041	1,799	1,802	1,786	1,745	1,885	1,816	1,816	1,861	1,908	1,897
Mn	0,031	0,023	0,035	0,027	0,038	0,029	0,045	0,041	0,059	0,020	0,028	0,032	0,020	0,032	0,018	0,043
Mg	3,565	3,459	3,538	3,529	3,545	3,622	3,832	3,811	3,563	3,838	3,524	3,767	3,875	3,979	3,852	3,744
Cr	0,000	0,007	0,011	0,008	0,003	0,007	0,017	0,012	0,023	0,004	0,020	0,021	0,018	0,007	0,032	0,003
Ni	0,010	0,013	0,010	0,014	0,009	0,006	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	5,884	5,856	5,886	5,871	5,902	5,874	5,911	5,893	5,797	5,884	5,793	5,878	5,948	5,988	5,923	5,902
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,041	0,030	0,016
Ca	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,013	0,002	0,003	0,011	0,013	0,007	0,006	0,000	0,000
Na	0,001	0,009	0,010	0,000	0,008	0,008	0,008	0,017	0,014	0,019	0,016	0,020	0,019	0,016	0,015	0,005
K	2,003	2,020	2,024	2,032	1,972	2,036	1,968	1,947	1,891	1,892	1,939	1,896	1,939	2,031	2,034	1,992
X	2,004	2,029	2,034	2,034	1,989	2,046	1,978	2,006	1,907	1,915	1,979	1,929	1,966	2,093	2,080	2,013
F	-	-	-	-	-	-	1,638	1,396	1,114	1,347	1,061	1,023	1,489	1,632	1,808	1,481
Cl	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	-	-	-	-	-	-	2,361	2,603	2,886	2,653	2,939	2,976	2,511	2,368	2,192	2,519
[OH,F,Cl]*	-	-	-	-	-	-	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Cations	15,888	15,885	15,921	15,905	15,890	15,920	15,889	15,899	15,704	15,799	15,772	15,807	15,914	16,081	16,003	15,915
#Mg	0,63	0,61	0,62	0,62	0,63	0,64	0,68	0,68	0,67	0,69	0,65	0,67	0,68	0,68	0,67	0,66

Lamprófiro																
Amostra	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1683
Análise	65	66	67	68	78	79	84	85	14	15	19	20	27	28	30	74
Posição	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	c
SiO₂	37,182	38,041	38,474	36,904	35,930	37,879	36,599	39,225	38,965	39,301	38,475	39,476	39,707	38,689	39,724	38,011
TiO₂	1,324	0,703	1,370	1,040	1,243	0,539	1,214	0,739	0,564	0,487	0,569	0,419	0,709	0,754	0,564	2,305
Al₂O₃	12,047	12,307	12,273	11,952	11,957	12,200	11,790	12,035	12,659	12,453	12,323	11,692	12,395	12,402	12,243	14,539
Cr₂O₃	0,000	0,094	0,158	0,212	0,092	0,104	0,169	0,000	0,094	0,047	0,050	0,006	0,063	0,079	0,007	0,000
FeO	15,247	14,140	14,959	15,131	14,683	14,220	14,761	14,611	15,803	15,404	15,903	14,470	15,159	15,321	15,156	16,304
MnO	0,249	0,184	0,160	0,111	0,196	0,259	0,293	0,362	0,167	0,261	0,239	0,204	0,248	0,238	0,199	0,125
MgO	15,889	17,127	16,356	16,673	15,784	16,924	15,769	17,058	16,751	17,093	16,795	18,159	17,206	16,952	16,882	14,306
CaO	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,071	0,009	0,097	0,052	0,059	0,011	0,039	0,011	0,003	0,027	0,052
BaO	0,000	0,000	0,114	0,305	0,344	0,000	0,038	0,114	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,017	0,045	0,042	0,056	0,064	0,053	0,024	0,051
Na₂O	0,042	0,016	0,079	0,056	0,086	0,056	0,109	0,153	0,043	0,005	0,000	0,007	0,031	0,036	0,023	0,065
K₂O	10,179	10,232	9,997	10,086	10,086	9,626	9,885	10,168	10,617	10,465	10,284	10,224	10,481	10,569	10,551	10,262
F	3,362	3,895	2,511	3,660	2,973	3,155	3,303	3,314	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,071	0,052	0,080	0,062	0,131	0,055	0,091	0,096	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	95,592	96,791	96,535	96,192	93,505	95,088	94,030	97,972	95,730	95,620	94,690	94,750	96,070	95,100	95,400	96,020
O=F,Cl	1,448	1,663	1,093	1,569	1,311	1,353	1,432	1,439	-	-	-	-	-	-	-	-
Total*	94,144	95,128	95,442	94,623	92,194	93,735	92,598	96,533	-	-	-	-	-	-	-	-
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																
Si	5,808	5,850	5,861	5,760	5,745	5,874	5,809	5,928	5,852	5,891	5,846	5,940	5,911	5,844	5,955	5,690
Al^{IV}	2,192	2,150	2,139	2,199	2,253	2,126	2,191	2,072	2,148	2,109	2,154	2,060	2,089	2,156	2,045	2,310
Ti	0,000	0,000	0,000	0,042	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	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	8,000
Al^{VI}	0,027	0,081	0,065	0,000	0,000	0,104	0,015	0,072	0,094	0,092	0,053	0,014	0,086	0,053	0,118	0,256
Ti	0,156	0,081	0,157	0,081	0,147	0,063	0,145	0,084	0,064	0,055	0,065	0,047	0,079	0,086	0,064	0,259
Fe⁺²	1,992	1,819	1,906	1,975	1,963	1,844	1,960	1,847	1,985	1,931	2,021	1,821	1,887	1,936	1,900	2,041
Mn	0,033	0,024	0,021	0,015	0,027	0,034	0,039	0,046	0,021	0,033	0,031	0,026	0,031	0,030	0,025	0,016
Mg	3,699	3,925	3,713	3,878	3,761	3,911	3,730	3,842	3,749	3,818	3,803	4,072	3,817	3,816	3,772	3,192
Cr	0,000	0,011	0,019	0,026	0,012	0,013	0,021	0,000	0,011	0,006	0,006	0,001	0,007	0,009	0,001	0,000
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002	0,005	0,005	0,007	0,008	0,006	0,003	0,006
Y	5,906	5,941	5,880	5,974	5,910	5,969	5,911	5,891	5,926	5,940	5,984	5,987	5,917	5,937	5,883	5,770
Ba	0,000	0,000	0,007	0,019	0,022	0,000	0,002	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,012	0,002	0,016	0,008	0,009	0,002	0,006	0,002	0,000	0,004	0,008
Na	0,013	0,005	0,023	0,017	0,027	0,017	0,034	0,045	0,013	0,001	0,000	0,002	0,009	0,011	0,007	0,019
K	2,029	2,007	1,943	2,008	2,057	1,904	2,002	1,960	2,034	2,001	1,993	1,963	1,991	2,037	2,018	1,960
X	2,041	2,012	1,974	2,044	2,106	1,933	2,039	2,028	2,055	2,012	1,995	1,971	2,001	2,048	2,029	1,987
F	1,661	1,894	1,210	1,807	1,503	1,547	1,658	1,584	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	-	-	-	-	-	-
OH*	2,339	2,105	2,790	2,193	2,496	2,452	2,342	2,416	-	-	-	-	-	-	-	-
[OH,F,Cl]*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	15,948	15,954	15,854	16,018	16,015	15,902	15,950	15,919	15,981	15,952	15,979	15,958	15,918	15,985	15,912	15,757
#Mg	0,65	0,68	0,66	0,66	0,66	0,68	0,66	0,68	0,65	0,66	0,65	0,69	0,67	0,66	0,66	0,61

Amostra	Lamprófiro							Dique Híbrido							Àlcali-Feldspato-Sienito		
	1683	1683	1683	1683	1683	1683	1683	1671	1671	1671	1671	1671	1671	1212	1212	1212	
Análise	75	77	78	85	86	70	71	53	55	56	63	64	66	37	38	44	
Posição	b	c	b	c	b	c	b	c	c	b	c	b	c	c	b	c	
SiO ₂	37,493	37,183	36,903	38,105	37,457	37,846	37,179	35,598	37,330	36,485	37,172	35,653	36,490	39,124	38,502	39,210	
TiO ₂	2,499	1,975	1,937	1,630	1,598	3,274	3,318	0,823	0,846	0,916	1,541	0,799	0,698	2,739	2,525	2,140	
Al ₂ O ₃	15,080	15,149	15,131	14,620	14,515	14,150	14,074	14,614	15,308	14,723	14,549	15,037	14,424	11,355	11,360	11,433	
Cr ₂ O ₃	0,042	0,696	0,440	0,015	0,039	0,026	0,056	0,186	0,007	0,146	0,411	0,166	0,025	0,000	0,111	0,000	
FeO	16,367	16,401	16,341	15,498	15,717	16,255	16,319	18,785	19,080	18,945	20,792	20,263	19,671	17,291	17,671	16,360	
MnO	0,125	0,142	0,119	0,125	0,170	0,087	0,155	0,177	0,359	0,087	0,265	0,315	0,136	0,204	0,353	0,177	
MgO	13,452	14,120	14,112	14,422	14,375	13,331	13,580	11,187	11,365	11,337	11,277	11,412	11,208	14,368	13,997	14,916	
CaO	0,193	0,000	0,000	0,013	0,021	0,749	0,732	0,057	0,000	0,000	0,000	0,000	0,061	0,124	0,107	0,034	
BaO	0,141	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,102	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
NiO	0,011	0,019	0,020	0,046	0,020	0,025	0,070	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Na ₂ O	0,007	0,063	0,062	0,270	0,170	0,058	0,026	0,016	0,020	0,039	0,024	0,051	0,046	0,075	0,060	0,000	
K ₂ O	9,997	10,284	10,232	10,480	10,257	9,799	10,057	10,142	9,540	9,965	9,986	9,765	9,878	9,750	9,758	10,110	
F	-	-	-	-	-	-	-	1,370	1,370	1,174	1,076	0,978	1,598	2,244	2,016	2,625	
Cl	-	-	-	-	-	-	-	0,084	0,113	0,113	0,122	0,097	0,084	0,424	0,357	0,336	
Total	95,410	96,030	95,300	95,220	94,340	95,600	95,570	93,039	95,440	93,931	97,216	94,535	94,319	97,698	96,817	97,341	
O=F,Cl	-	-	-	-	-	-	-	0,615	0,628	0,545	0,508	0,455	0,711	1,136	1,010	1,257	
Total*	-	-	-	-	-	-	-	92,425	94,812	93,385	96,708	94,080	93,608	96,562	95,807	96,084	
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																	
Si	5,651	5,585	5,584	5,738	5,703	5,690	5,618	5,693	5,769	5,743	5,691	5,611	5,765	5,940	5,909	5,974	
Al ^{IV}	2,349	2,415	2,416	2,262	2,297	2,310	2,382	2,307	2,231	2,257	2,309	2,389	2,235	2,032	2,055	2,026	
Ti	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	0,029	0,036	0,000	
Z	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	8,000	
Al ^{VI}	0,331	0,268	0,283	0,334	0,309	0,198	0,125	0,447	0,558	0,475	0,317	0,400	0,452	0,000	0,000	0,027	
Ti	0,283	0,223	0,220	0,185	0,183	0,370	0,377	0,099	0,098	0,108	0,177	0,095	0,083	0,284	0,255	0,245	
Fe ⁺²	2,063	2,060	2,068	1,952	2,001	2,044	2,062	2,512	2,466	2,494	2,662	2,667	2,599	2,195	2,268	2,085	
Mn	0,016	0,018	0,015	0,016	0,022	0,011	0,020	0,024	0,047	0,012	0,034	0,042	0,018	0,026	0,046	0,023	
Mg	3,022	3,161	3,182	3,237	3,262	2,987	3,058	2,666	2,618	2,660	2,573	2,677	2,639	3,251	3,201	3,387	
Cr	0,005	0,083	0,053	0,002	0,005	0,003	0,007	0,024	0,001	0,018	0,050	0,021	0,003	0,000	0,013	0,000	
Ni	0,001	0,002	0,002	0,006	0,002	0,003	0,009	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Y	5,721	5,815	5,823	5,730	5,784	5,616	5,657	5,773	5,788	5,767	5,814	5,901	5,794	5,756	5,784	5,766	
Ba	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ca	0,031	0,000	0,000	0,002	0,003	0,121	0,119	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,020	0,018	0,006	
Na	0,002	0,018	0,018	0,079	0,050	0,017	0,008	0,005	0,006	0,012	0,007	0,015	0,014	0,022	0,018	0,000	
K	1,922	1,971	1,975	2,013	1,992	1,879	1,939	2,069	1,881	2,001	1,951	1,961	1,991	1,888	1,911	1,965	
X	1,964	1,989	1,993	2,094	2,046	2,017	2,065	2,084	1,893	2,013	1,958	1,976	2,016	1,931	1,946	1,971	
F	-	-	-	-	-	-	-	0,693	0,670	0,584	0,521	0,487	0,799	1,077	0,978	1,265	
Cl	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	
OH*	-	-	-	-	-	-	-	3,307	3,330	3,415	3,478	3,513	3,201	2,921	3,020	2,734	
[OH,F,Cl]*	-	-	-	-	-	-	-	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
Cations	15,685	15,804	15,817	15,825	15,830	15,633	15,722	15,856	15,681	15,780	15,772	15,877	15,810	15,687	15,730	15,737	
#Mg	0,59	0,61	0,61	0,62	0,62	0,59	0,60	0,51	0,51	0,52	0,49	0,50	0,50	0,60	0,59	0,62	

Àlcali-Feldspato-Sienito																	
Amostra	1212	1212	1212	1212	974	974	974	974	974	974	974	974	974	974	974	974	974
Análise	45	52	56	57	c1-73	c1-74	c3-55	c3-56	c3-57	c3-58	c3-60	c4-61	c4-62	c4-63	c4-64	c4-65	c4-66
Posição	b	c	c	b	c	b	c	b	c	b	b	c	b	c	b	c	b
SiO₂	39,121	38,464	37,521	37,710	39,499	39,081	39,870	39,349	39,969	38,543	38,605	38,742	38,599	40,124	39,908	39,475	39,449
TiO₂	1,918	1,588	2,078	2,450	1,083	0,439	0,733	0,426	0,920	0,857	0,960	1,079	0,994	0,542	0,291	0,533	0,527
Al₂O₃	11,298	11,734	11,233	10,894	12,085	12,399	12,201	11,269	11,468	11,567	11,758	12,217	12,184	12,342	12,573	12,100	12,246
Cr₂O₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,034	0,006	0,006	0,000	0,055	0,000	0,063	0,000	0,030	0,011	0,002	0,055	0,008
FeO	16,270	16,859	16,702	16,765	15,502	15,025	17,255	15,634	16,101	16,468	17,465	16,469	16,378	15,984	15,252	16,247	16,603
MnO	0,153	0,152	0,257	0,199	0,221	0,241	0,291	0,255	0,310	0,188	0,218	0,330	0,234	0,301	0,297	0,234	0,305
MgO	15,160	14,948	13,789	13,714	16,676	16,774	17,480	17,743	17,487	17,050	16,412	16,604	16,612	17,909	18,117	16,845	16,819
CaO	0,011	0,000	0,015	0,018	0,000	0,033	0,000	0,003	0,033	0,076	0,070	0,000	0,000	0,036	0,042	0,027	0,059
BaO	0,166	0,277	0,774	0,000	0,155	0,211	0,000	0,420	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO	-	-	-	-	0,107	0,041	0,000	0,017	0,151	0,041	0,185	0,044	0,021	0,068	0,100	0,079	0,038
Na₂O	0,031	0,085	0,026	0,000	0,066	0,070	0,057	0,065	0,103	0,063	0,060	0,059	0,060	0,076	0,066	0,037	0,079
K₂O	9,723	9,930	9,647	9,740	9,990	9,943	9,553	9,427	9,246	9,302	9,320	9,415	9,432	9,554	9,493	9,613	9,439
F	2,751	2,069	1,914	2,064	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,285	0,423	0,312	0,346	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	96,887	96,529	94,268	93,900	95,420	94,260	97,450	94,610	95,840	94,160	95,120	94,960	94,540	96,950	96,140	95,240	95,570
O=F,Cl	1,287	1,062	0,947	1,025	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total*	95,600	95,467	93,321	92,875	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																	
Si	5,988	5,914	5,927	5,959	5,926	5,926	5,875	5,960	5,957	5,877	5,857	5,854	5,856	5,905	5,903	5,933	5,914
Al^{IV}	2,012	2,086	2,073	2,029	2,074	2,074	2,120	2,012	2,015	2,079	2,103	2,146	2,144	2,095	2,097	2,067	2,086
Ti	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,006	0,028	0,028	0,044	0,039	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	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	8,000	8,000
Al^{VI}	0,026	0,040	0,019	0,000	0,064	0,143	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,035	0,047	0,095	0,078	0,078
Ti	0,221	0,184	0,247	0,279	0,122	0,050	0,076	0,020	0,075	0,055	0,070	0,123	0,113	0,060	0,032	0,060	0,059
Fe⁺²	2,083	2,168	2,207	2,216	1,945	1,905	2,126	1,980	2,007	2,100	2,216	2,081	2,078	1,967	1,887	2,042	2,082
Mn	0,020	0,020	0,034	0,027	0,028	0,031	0,036	0,033	0,039	0,024	0,028	0,042	0,030	0,038	0,037	0,030	0,039
Mg	3,458	3,425	3,246	3,230	3,729	3,791	3,839	4,005	3,884	3,875	3,711	3,739	3,756	3,928	3,994	3,773	3,758
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,006	0,000	0,008	0,000	0,004	0,001	0,000	0,007	0,001
Ni	-	-	-	-	0,013	0,005	0,000	0,002	0,018	0,005	0,023	0,005	0,003	0,008	0,012	0,010	0,005
Y	5,807	5,836	5,753	5,751	5,906	5,925	6,078	6,040	6,030	6,059	6,055	6,020	6,018	6,050	6,057	6,000	6,021
Ba	0,010	0,017	0,048	0,000	0,009	0,013	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,002	0,000	0,003	0,003	0,000	0,005	0,000	0,000	0,005	0,012	0,011	0,000	0,000	0,006	0,007	0,004	0,009
Na	0,009	0,025	0,008	0,000	0,019	0,021	0,016	0,019	0,030	0,019	0,018	0,017	0,018	0,022	0,019	0,011	0,023
K	1,899	1,948	1,944	1,964	1,912	1,924	1,796	1,822	1,758	1,810	1,804	1,815	1,825	1,794	1,791	1,843	1,805
X	1,920	1,990	2,003	1,967	1,941	1,962	1,812	1,866	1,793	1,841	1,833	1,832	1,843	1,821	1,817	1,859	1,838
F	1,332	1,006	0,956	1,031	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,001	0,001	0,001	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OH*	2,668	2,993	3,043	2,967	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
[OH,F,Cl]*	4,000	4,000	4,000	4,000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	15,726	15,826	15,756	15,717	15,846	15,887	15,890	15,906	15,823	15,899	15,889	15,852	15,861	15,871	15,874	15,858	15,858
#Mg	0,62	0,61	0,60	0,59	0,66	0,67	0,64	0,67	0,66	0,65	0,63	0,64	0,64	0,67	0,68	0,65	0,64

Amostra Análise Posição	Àlcali-Feldspato-Sienito					Quartzo-Sienito										
	974	974	974	974	974	979	979	979	979	979	979	969	969	969	969	969
	c5-67	c5-69	c5-70	c5-71	c5-72	10	15	17	5-inc	6-inc	9	c1-28	c1-29	c1-30	c1-31	c1-32
	c	c	b	c	b	b	c	b	c	b	c	c	b	c	b	c
SiO ₂	39,146	38,658	38,312	38,054	39,376	39,115	36,895	38,609	36,049	37,843	38,310	39,227	38,786	39,557	38,112	39,588
TiO ₂	0,801	0,953	0,922	0,772	0,717	0,742	0,918	0,862	0,902	0,627	1,112	0,519	0,479	0,494	0,401	0,428
Al ₂ O ₃	12,037	12,177	11,717	11,638	11,369	12,989	12,820	13,084	12,477	12,988	13,195	12,298	12,609	12,701	12,322	12,644
Cr ₂ O ₃	0,014	0,045	0,044	0,050	0,036	0,179	0,088	0,027	0,086	0,158	0,000	0,033	0,015	0,000	0,000	0,044
FeO	16,562	16,796	16,568	16,727	15,904	16,508	16,396	17,060	17,410	16,730	17,056	15,163	15,798	16,357	15,955	14,556
MnO	0,283	0,310	0,317	0,241	0,326	0,128	0,209	0,390	0,444	0,250	0,199	0,323	0,269	0,305	0,385	0,367
MgO	16,997	16,914	16,635	16,450	17,282	15,155	14,587	14,786	14,882	14,971	14,748	17,881	18,034	17,628	17,775	17,828
CaO	0,008	0,007	0,056	0,004	0,007	0,054	0,054	0,000	0,068	0,120	0,006	0,000	0,014	0,000	0,015	0,000
BaO	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
NiO	0,004	0,062	0,030	0,055	0,009	-	-	-	-	-	-	0,046	0,058	0,000	0,116	0,029
Na ₂ O	0,060	0,052	0,054	0,046	0,057	0,043	0,015	0,009	0,043	0,028	0,045	0,036	0,053	0,077	0,041	0,032
K ₂ O	9,595	9,454	9,392	9,599	9,488	10,193	9,987	10,193	10,041	10,123	10,180	9,884	9,832	9,752	9,725	9,782
F	-	-	-	-	-	2,440	2,168	2,023	2,081	2,008	1,925	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	0,139	0,133	0,129	0,116	0,133	0,107	-	-	-	-	-
Total	95,510	95,430	94,050	93,640	94,570	97,685	94,269	97,170	94,597	95,978	96,881	95,410	95,950	96,870	94,850	95,300
O=F,Cl	-	-	-	-	-	1,090	0,973	0,910	0,928	0,905	0,859	-	-	-	-	-
Total*	-	-	-	-	-	96,595	93,296	96,261	93,669	95,073	96,022	-	-	-	-	-
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																
Si	5,882	5,826	5,860	5,861	5,956	5,909	5,797	5,865	5,695	5,826	5,830	5,871	5,793	5,848	5,777	5,901
Al ^{IV}	2,118	2,163	2,113	2,113	2,028	2,091	2,203	2,135	2,305	2,174	2,170	2,129	2,207	2,152	2,202	2,099
Ti	0,000	0,011	0,027	0,025	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,000
Z	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	8,000
Al ^{VI}	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,222	0,172	0,208	0,019	0,182	0,196	0,040	0,013	0,061	0,000	0,124
Ti	0,091	0,097	0,079	0,064	0,066	0,084	0,109	0,098	0,107	0,073	0,127	0,058	0,054	0,055	0,025	0,048
Fe ⁺²	2,081	2,117	2,119	2,155	2,012	2,086	2,155	2,167	2,300	2,154	2,171	1,898	1,973	2,022	2,023	1,815
Mn	0,036	0,040	0,041	0,031	0,042	0,016	0,028	0,050	0,059	0,033	0,026	0,041	0,034	0,038	0,049	0,046
Mg	3,806	3,799	3,792	3,776	3,896	3,412	3,416	3,347	3,504	3,435	3,345	3,988	4,014	3,884	4,016	3,961
Cr	0,002	0,005	0,005	0,006	0,004	0,021	0,011	0,003	0,011	0,019	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,005
Ni	0,000	0,008	0,004	0,007	0,001	-	-	-	-	-	-	0,006	0,007	0,000	0,014	0,003
Y	6,031	6,065	6,041	6,039	6,021	5,842	5,889	5,874	6,000	5,896	5,864	6,035	6,096	6,060	6,127	6,002
Ba	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
Ca	0,001	0,001	0,009	0,001	0,001	0,009	0,009	0,000	0,012	0,020	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000
Na	0,017	0,015	0,016	0,014	0,017	0,013	0,004	0,003	0,013	0,008	0,013	0,010	0,015	0,022	0,012	0,009
K	1,839	1,818	1,833	1,886	1,831	1,965	2,002	1,975	2,024	1,988	1,976	1,887	1,873	1,839	1,881	1,860
X	1,858	1,834	1,858	1,901	1,849	1,986	2,016	1,978	2,048	2,016	1,991	1,898	1,891	1,861	1,895	1,870
F	-	-	-	-	-	1,166	1,078	0,972	1,040	0,977	0,926	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	-	-	-
OH*	-	-	-	-	-	2,834	2,922	3,028	2,960	3,022	3,073	-	-	-	-	-
[OH,F,Cl]*	-	-	-	-	-	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	-	-	-	-	-
Cations	15,889	15,899	15,899	15,940	15,870	15,828	15,905	15,852	16,049	15,912	15,855	15,933	15,987	15,921	16,022	15,872
#Mg	0,65	0,64	0,64	0,64	0,66	0,62	0,61	0,61	0,60	0,61	0,61	0,68	0,67	0,66	0,67	0,69

Quartzo-Sienito																	
Amostra	969	969	969	969	969	969	969	969	969	969	969	969	969	969	969	969	969
Análise	c1-33	c2-34	c2-35	c2-36	c2-37	c2-38	c2-39	c3-40	c3-42	c4-43	c4-44	c4-45	c4-46	c4-47	c4-48	c5-49	c5-50
Posição	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b
SiO₂	38,566	39,922	39,072	39,209	38,193	38,714	38,694	38,028	38,418	39,518	39,267	39,848	39,588	39,646	39,859	39,022	39,843
TiO₂	0,525	0,632	0,498	0,637	0,600	0,784	0,460	1,725	1,300	0,631	0,536	0,623	0,435	0,579	0,514	0,787	0,762
Al₂O₃	12,222	12,210	12,411	12,491	12,155	12,265	12,350	12,454	12,838	12,342	11,967	12,404	12,393	12,685	12,724	12,769	13,177
Cr₂O₃	0,000	0,062	0,075	0,000	0,045	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,024	0,047	0,023	0,000	0,008	0,006	0,000
FeO	14,796	15,706	15,335	15,590	15,834	16,542	16,018	17,312	16,762	15,246	15,271	16,358	16,754	15,876	15,655	15,378	15,662
MnO	0,378	0,372	0,287	0,366	0,408	0,207	0,310	0,364	0,522	0,390	0,353	0,347	0,340	0,390	0,451	0,311	0,311
MgO	17,628	17,871	17,619	17,189	16,918	17,233	17,608	15,369	15,780	17,505	17,757	17,832	17,512	17,767	17,545	17,653	17,743
CaO	0,008	0,000	0,000	0,000	0,023	0,046	0,000	0,000	0,000	0,031	0,081	0,043	0,057	0,058	0,060	0,000	0,018
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO	0,198	0,035	0,122	0,006	0,012	0,070	0,064	0,029	0,000	0,000	0,046	0,075	0,000	0,029	0,023	0,041	0,116
Na₂O	0,040	0,121	0,089	0,045	0,010	0,065	0,061	0,041	0,076	0,095	0,062	0,014	0,000	0,032	0,083	0,036	0,058
K₂O	9,690	9,487	9,745	9,617	9,757	9,430	9,812	9,409	9,435	9,497	9,264	9,747	9,458	9,586	9,601	9,739	9,706
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	94,050	96,420	95,250	95,150	94,020	95,360	95,380	94,730	95,130	95,260	94,630	97,340	96,560	96,650	96,520	95,740	97,400
O=F,Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigénios																	
Si	5,856	5,905	5,861	5,883	5,838	5,827	5,823	5,792	5,806	5,908	5,911	5,863	5,874	5,857	5,889	5,819	5,832
Al^{IV}	2,144	2,095	2,139	2,117	2,162	2,173	2,177	2,208	2,194	2,092	2,089	2,137	2,126	2,143	2,111	2,181	2,168
Ti	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	0,000
Z	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	8,000	8,000
Al^{VI}	0,044	0,034	0,056	0,093	0,028	0,003	0,014	0,029	0,094	0,083	0,034	0,015	0,042	0,067	0,105	0,064	0,106
Ti	0,060	0,070	0,056	0,072	0,069	0,089	0,052	0,198	0,148	0,071	0,061	0,069	0,049	0,064	0,057	0,088	0,084
Fe⁺²	1,879	1,943	1,924	1,956	2,024	2,082	2,016	2,205	2,119	1,906	1,922	2,013	2,079	1,962	1,934	1,918	1,917
Mn	0,049	0,047	0,036	0,047	0,053	0,026	0,040	0,047	0,067	0,049	0,045	0,043	0,043	0,049	0,056	0,039	0,039
Mg	3,989	3,939	3,939	3,844	3,854	3,865	3,949	3,489	3,554	3,900	3,983	3,910	3,873	3,912	3,863	3,923	3,871
Cr	0,000	0,007	0,009	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,005	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000
Ni	0,024	0,004	0,015	0,001	0,001	0,008	0,008	0,004	0,000	0,000	0,006	0,009	0,000	0,003	0,003	0,005	0,014
Y	6,044	6,044	6,035	6,013	6,035	6,074	6,079	5,971	5,981	6,009	6,054	6,065	6,088	6,057	6,019	6,038	6,030
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	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	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,007	0,000	0,000	0,000	0,005	0,013	0,007	0,009	0,009	0,009	0,000	0,003
Na	0,012	0,035	0,026	0,013	0,003	0,019	0,018	0,012	0,022	0,028	0,018	0,004	0,000	0,009	0,024	0,010	0,016
K	1,877	1,790	1,865	1,841	1,903	1,811	1,884	1,828	1,819	1,811	1,779	1,830	1,790	1,807	1,810	1,853	1,813
X	1,890	1,825	1,891	1,854	1,913	1,837	1,902	1,841	1,842	1,844	1,810	1,841	1,800	1,825	1,843	1,863	1,832
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OH*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
[OH,F,Cl]*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	15,935	15,869	15,926	15,867	15,948	15,911	15,980	15,812	15,823	15,853	15,864	15,906	15,887	15,882	15,862	15,901	15,862
#Mg	0,68	0,67	0,67	0,66	0,66	0,65	0,66	0,61	0,63	0,67	0,67	0,66	0,65	0,67	0,67	0,67	0,67

Amostra	Quartzo-Sienito										Monzogranito					
	969	969	969	969	973	973	973	973	973	973	983	983	983	983	983	983
	c5-51	c5-52	c5-53	c5-54	73	74	81	82	83	87	28	29	30	39	40	45
Posição	c	b	c	b	c	b	c	b	c	c	c	b	c	c	b	c
SiO ₂	39,124	38,649	39,626	39,449	38,547	39,402	39,632	37,432	37,782	38,155	39,182	40,034	40,165	38,124	38,594	38,240
TiO ₂	0,712	1,145	0,619	0,536	0,649	0,673	0,619	0,324	0,808	0,543	1,412	1,292	1,473	1,481	1,395	1,168
Al ₂ O ₃	12,694	12,951	12,708	12,870	11,369	12,365	11,738	11,710	11,905	11,574	14,041	13,940	14,255	13,904	13,626	13,219
Cr ₂ O ₃	0,032	0,000	0,049	0,070	0,058	0,000	0,000	0,000	0,131	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,320	0,000
FeO	15,447	15,059	14,984	14,670	13,753	14,713	13,790	14,307	14,378	14,135	16,389	15,773	16,203	15,074	16,288	16,368
MnO	0,365	0,335	0,213	0,292	0,433	0,424	0,394	0,450	0,454	0,361	0,328	0,449	0,457	0,352	0,157	0,547
MgO	17,473	16,713	18,277	18,428	16,468	16,479	16,817	15,995	15,649	16,054	13,593	13,987	13,562	13,452	12,837	13,422
CaO	0,000	0,043	0,000	0,015	0,000	0,038	0,000	0,034	0,071	0,000	0,046	0,024	0,000	0,082	0,000	0,016
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,501	0,000	0,223	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO	0,139	0,052	0,099	0,185	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,046	0,067	0,060	0,034	0,036	0,051	0,041	0,064	0,064	0,004	0,000	0,054	0,041	0,017	0,025	0,000
K ₂ O	9,537	9,910	9,474	9,575	10,156	9,590	10,028	9,896	9,802	9,870	10,128	10,188	9,983	10,216	9,983	10,268
F	-	-	-	-	2,769	2,895	2,669	2,822	2,541	2,842	2,703	2,308	2,456	2,627	2,627	2,383
Cl	-	-	-	-	0,095	0,058	0,104	0,013	0,111	0,100	0,139	0,173	0,103	0,179	0,221	0,149
Total	95,570	94,920	96,110	96,120	94,333	97,189	95,832	93,270	93,696	93,687	97,961	98,220	98,698	95,509	96,074	95,780
O=F,Cl	-	-	-	-	1,209	1,245	1,171	1,194	1,120	1,242	1,201	1,050	1,081	1,187	1,206	1,071
Total*	-	-	-	-	93,124	95,944	94,661	92,076	92,576	92,445	96,760	97,170	97,618	94,322	94,868	94,709
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																
Si	5,843	5,817	5,857	5,831	6,007	5,966	6,042	5,936	5,933	5,996	5,902	5,965	5,958	5,880	5,936	5,911
Al ^{IV}	2,157	2,183	2,143	2,169	1,993	2,034	1,958	2,064	2,067	2,004	2,098	2,035	2,042	2,120	2,064	2,089
Ti	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
Z	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	8,000
Al ^{VI}	0,078	0,114	0,071	0,074	0,096	0,172	0,151	0,124	0,136	0,140	0,394	0,413	0,451	0,408	0,406	0,319
Ti	0,080	0,130	0,069	0,060	0,076	0,077	0,071	0,039	0,095	0,064	0,160	0,145	0,164	0,172	0,161	0,136
Fe ⁺²	1,929	1,895	1,852	1,814	1,793	1,863	1,758	1,897	1,888	1,858	2,064	1,965	2,010	1,945	2,095	2,116
Mn	0,046	0,043	0,027	0,037	0,057	0,054	0,051	0,060	0,060	0,048	0,042	0,057	0,057	0,046	0,020	0,072
Mg	3,889	3,749	4,026	4,060	3,825	3,718	3,821	3,780	3,662	3,760	3,051	3,106	2,998	3,092	2,942	3,092
Cr	0,004	0,000	0,006	0,008	0,007	0,000	0,000	0,000	0,016	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,039	0,000
Ni	0,017	0,006	0,012	0,022	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	6,043	5,937	6,062	6,074	5,854	5,885	5,852	5,901	5,859	5,875	5,712	5,686	5,681	5,663	5,665	5,734
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,007	0,000	0,002	0,000	0,006	0,000	0,006	0,012	0,000	0,007	0,004	0,000	0,014	0,000	0,003
Na	0,013	0,020	0,017	0,010	0,011	0,015	0,012	0,020	0,019	0,001	0,000	0,015	0,012	0,005	0,008	0,000
K	1,817	1,903	1,786	1,806	2,019	1,852	1,950	2,002	1,964	1,979	1,946	1,937	1,889	2,010	1,959	2,025
X	1,830	1,929	1,804	1,818	2,030	1,903	1,962	2,041	1,995	1,980	1,954	1,956	1,901	2,029	1,966	2,027
F	-	-	-	-	1,365	1,386	1,287	1,415	1,262	1,412	1,287	1,088	1,152	1,281	1,278	1,165
Cl	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
OH*	-	-	-	-	2,635	2,614	2,713	2,585	2,738	2,587	2,712	2,912	2,847	2,718	2,722	2,835
[OH,F,Cl]*	-	-	-	-	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Cations	15,873	15,866	15,866	15,891	15,884	15,788	15,814	15,942	15,854	15,855	15,665	15,642	15,582	15,692	15,631	15,762
#Mg	0,67	0,66	0,68	0,69	0,68	0,67	0,68	0,67	0,66	0,67	0,60	0,61	0,60	0,61	0,58	0,59

Monzogranito																
Amostra	983	982	982	982	982	982	982	982	982	982	982	982	982	982	982	982
Análise	46	1	2	3	4	5	6	c1-10	c1-11	c1-8	c3-12	c3-13	c3-14	c3-17	c3-18	c3-19
Posição	b	c	b	c	c	b	c	c	b	c	c	b	c	b	c	c
SiO₂	38,710	37,903	38,438	36,380	38,977	37,139	38,356	38,140	37,989	37,219	38,340	37,919	37,918	36,613	36,643	38,492
TiO₂	0,977	1,007	1,051	0,606	1,905	1,159	1,603	1,532	1,348	1,528	1,322	1,343	1,619	1,058	1,020	1,483
Al₂O₃	13,674	14,808	14,781	14,751	14,221	14,553	13,637	13,798	14,135	13,807	13,773	13,616	13,933	14,273	14,184	13,996
Cr₂O₃	0,000	0,029	0,005	0,009	0,015	0,008	0,000	0,001	0,017	0,004	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,020
FeO	15,968	18,932	20,138	19,962	19,814	20,385	19,636	19,164	18,948	19,579	20,029	18,825	20,316	21,068	20,513	20,109
MnO	0,317	0,240	0,226	0,281	0,302	0,209	0,302	0,335	0,221	0,256	0,315	0,287	0,216	0,341	0,315	0,311
MgO	13,574	12,837	13,006	13,410	12,184	12,206	12,538	12,510	12,638	12,053	13,176	13,100	12,241	11,728	12,048	12,334
CaO	0,051	0,040	0,014	0,046	0,015	0,001	0,021	0,029	0,065	0,052	0,016	0,000	0,012	0,044	0,000	0,029
BaO	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
NiO	-	0,023	0,000	0,044	0,040	0,000	0,000	0,006	0,051	0,000	0,000	0,006	0,019	0,002	0,000	0,000
Na₂O	0,023	0,039	0,031	0,024	0,031	0,015	0,061	0,110	0,079	0,059	0,049	0,071	0,073	0,033	0,036	0,062
K₂O	10,002	9,614	8,901	8,408	9,462	9,392	9,775	9,729	9,901	9,746	8,424	9,564	9,352	9,287	9,371	9,338
F	2,284	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,173	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	95,753	95,470	96,590	93,920	96,970	95,070	95,930	95,350	95,390	94,300	95,440	94,730	95,700	94,460	94,130	96,170
O=F,Cl	1,040	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total*	94,713	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios																
Si	5,940	5,753	5,763	5,630	5,830	5,706	5,823	5,815	5,788	5,765	5,812	5,808	5,777	5,694	5,705	5,820
Al^{IV}	2,060	2,247	2,237	2,370	2,170	2,294	2,177	2,185	2,212	2,235	2,188	2,192	2,223	2,306	2,295	2,180
Ti	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
Z	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	8,000
Al^{VI}	0,413	0,403	0,375	0,321	0,338	0,342	0,263	0,295	0,327	0,286	0,274	0,267	0,280	0,311	0,309	0,315
Ti	0,113	0,115	0,119	0,071	0,214	0,134	0,183	0,176	0,154	0,178	0,151	0,155	0,186	0,124	0,119	0,169
Fe⁺²	2,049	2,403	2,525	2,584	2,479	2,619	2,493	2,444	2,414	2,536	2,539	2,412	2,589	2,740	2,671	2,543
Mn	0,041	0,031	0,029	0,037	0,038	0,027	0,039	0,043	0,029	0,034	0,040	0,037	0,028	0,045	0,042	0,040
Mg	3,104	2,904	2,906	3,093	2,716	2,795	2,837	2,843	2,870	2,782	2,977	2,991	2,780	2,718	2,796	2,779
Cr	0,000	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002
Ni	-	0,003	0,000	0,005	0,005	0,000	0,000	0,001	0,006	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000
Y	5,720	5,862	5,954	6,112	5,791	5,919	5,815	5,802	5,802	5,816	5,982	5,862	5,864	5,940	5,937	5,848
Ba	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
Ca	0,008	0,007	0,002	0,008	0,002	0,000	0,003	0,005	0,011	0,009	0,003	0,000	0,002	0,007	0,000	0,005
Na	0,007	0,011	0,009	0,007	0,009	0,004	0,018	0,033	0,023	0,018	0,014	0,021	0,022	0,010	0,011	0,018
K	1,958	1,862	1,703	1,660	1,806	1,841	1,893	1,893	1,925	1,926	1,629	1,869	1,818	1,843	1,862	1,801
X	1,973	1,880	1,714	1,675	1,817	1,846	1,915	1,930	1,959	1,952	1,646	1,890	1,841	1,860	1,872	1,824
F	1,109	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OH*	2,891	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
[OH,F,Cl]*	4,000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	15,693	15,742	15,668	15,787	15,608	15,764	15,729	15,731	15,761	15,768	15,628	15,752	15,706	15,799	15,809	15,672
#Mg	0,60	0,55	0,54	0,54	0,52	0,52	0,53	0,54	0,54	0,52	0,54	0,55	0,52	0,50	0,51	0,52

Amostra	Monzogranito								Dique Monzonítico					
	982	982	982	982	982	982	982	982	1748	1748	1748	1748	1748	1748
	c3-20	c3-21	c3-22	c4-23	c4-24	c4-25	c4-26	c4-27	51	52	56	57	58	59
Posição	b	b	b	c	b	c	b	c	c	b	c	b	c	b
SiO ₂	36,613	38,215	37,770	38,424	37,452	38,901	37,951	38,168	37,219	37,619	37,031	36,988	37,067	37,033
TiO ₂	1,047	1,319	1,205	1,520	1,028	1,358	0,861	0,466	1,019	1,198	1,184	1,229	1,319	0,776
Al ₂ O ₃	14,401	13,945	14,320	14,214	14,558	13,884	13,995	14,486	14,365	14,182	13,952	14,065	14,322	14,556
Cr ₂ O ₃	0,038	0,000	0,000	0,000	0,017	0,008	0,005	0,039	0,000	0,009	0,012	0,012	0,004	0,000
FeO	20,945	18,868	20,232	20,633	20,650	19,891	19,890	20,062	21,103	21,577	21,936	21,735	21,680	21,645
MnO	0,293	0,234	0,302	0,338	0,300	0,208	0,272	0,267	0,382	0,430	0,395	0,374	0,345	0,385
MgO	11,613	13,442	13,126	12,283	12,117	13,052	13,266	13,425	11,330	11,590	11,272	11,222	11,169	11,472
CaO	0,000	0,024	0,015	0,017	0,085	0,000	0,027	0,004	0,034	0,000	0,000	0,031	0,000	0,007
BaO	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
NiO	0,000	0,032	0,000	0,006	0,099	0,000	0,049	0,000	0,000	0,017	0,020	0,024	0,000	0,000
Na ₂ O	0,054	0,062	0,057	0,026	0,033	0,049	0,043	0,066	0,036	0,040	0,031	0,023	0,059	0,069
K ₂ O	9,308	9,305	8,392	9,391	9,094	9,235	9,330	9,415	10,233	10,350	10,458	10,396	10,359	10,353
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	94,310	95,450	95,420	96,850	95,430	96,590	95,690	96,400	95,720	97,010	96,290	96,100	96,320	96,300
O=F,Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios														
Si	5,698	5,793	5,737	5,784	5,730	5,837	5,772	5,760	5,733	5,729	5,708	5,705	5,695	5,690
Al ^{IV}	2,302	2,207	2,263	2,216	2,270	2,163	2,228	2,240	2,267	2,271	2,292	2,295	2,305	2,310
Ti	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
Z	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 ^{VI}	0,340	0,285	0,301	0,306	0,355	0,294	0,281	0,337	0,341	0,275	0,243	0,262	0,290	0,327
Ti	0,123	0,150	0,138	0,172	0,118	0,153	0,098	0,053	0,118	0,137	0,137	0,143	0,152	0,090
Fe ⁺²	2,726	2,392	2,570	2,597	2,642	2,496	2,530	2,532	2,718	2,748	2,828	2,804	2,786	2,782
Mn	0,039	0,030	0,039	0,043	0,039	0,026	0,035	0,034	0,050	0,055	0,052	0,049	0,045	0,050
Mg	2,693	3,037	2,971	2,755	2,763	2,919	3,007	3,019	2,601	2,630	2,589	2,580	2,558	2,627
Cr	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,005	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni	0,000	0,004	0,000	0,001	0,012	0,000	0,006	0,000	0,000	0,002	0,002	0,003	0,000	0,000
Y	5,924	5,898	6,019	5,875	5,932	5,890	5,959	5,980	5,828	5,849	5,853	5,842	5,831	5,875
Ba	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	0,000	0,004	0,002	0,003	0,014	0,000	0,004	0,001	0,006	0,000	0,000	0,005	0,000	0,001
Na	0,016	0,018	0,017	0,008	0,010	0,014	0,013	0,019	0,011	0,012	0,009	0,007	0,018	0,021
K	1,848	1,800	1,626	1,803	1,775	1,768	1,810	1,813	2,011	2,011	2,057	2,046	2,031	2,030
X	1,864	1,822	1,645	1,814	1,799	1,782	1,827	1,833	2,027	2,023	2,066	2,058	2,048	2,051
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OH*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
[OH,F,Cl]*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	15,789	15,720	15,665	15,689	15,730	15,672	15,786	15,812	15,856	15,872	15,919	15,899	15,879	15,927
#Mg	0,50	0,56	0,54	0,51	0,51	0,54	0,54	0,54	0,49	0,49	0,48	0,48	0,48	0,49

ANEXO II.3

FELDSPATOS

Amostra	Autólito Sienítico															
	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477
	100	109	110	111	112	115	127	128	91	92	93	94	97	98	99	18
Posição	c	inc	b	c-int	b	b	c	c	c	b	c	b	c	b	c	c
Mineral	Feld	Plag	Feld	Plag	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld
SiO ₂	63,808	67,989	63,858	68,233	63,815	64,547	62,944	63,227	64,253	64,226	63,366	63,627	64,198	64,159	63,759	64,815
TiO ₂	0,000	0,015	0,020	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,007	0,038	0,047	0,007	0,058	0,000	0,005	0,118
Al ₂ O ₃	18,218	19,898	18,229	19,659	18,552	18,146	18,106	18,014	18,235	18,473	18,365	18,401	18,095	18,356	18,165	18,089
Cr ₂ O ₃	0,001	0,031	0,001	0,015	0,003	0,006	0,038	0,000	0,003	0,048	0,000	0,041	0,029	0,000	0,000	0,000
FeO	0,062	0,175	0,085	0,117	0,090	0,234	0,172	0,060	0,134	0,094	0,090	0,099	0,069	0,058	0,086	0,249
MnO	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,063	0,000	0,012	0,009	0,000	0,000	0,000	0,023	0,078
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,000	0,012	0,000	0,005	0,018	0,022	0,000	0,000	0,000	0,005
CaO	0,011	0,472	0,000	0,407	0,004	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,008	0,011	0,000	0,025	0,017	0,000
BaO	0,267	0,019	0,857	0,000	0,717	0,256	0,636	0,663	0,586	0,477	0,524	0,582	0,366	0,381	0,342	0,000
NiO	0,000	0,005	0,000	0,010	0,022	0,017	0,000	0,005	0,009	0,015	0,000	0,019	0,013	0,000	0,000	-
SrO	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
Na ₂ O	0,395	11,363	0,402	11,591	0,457	0,402	0,376	0,377	0,421	0,449	0,442	0,390	0,876	5,556	0,398	0,503
K ₂ O	16,940	0,090	16,830	0,070	16,785	16,926	17,054	17,044	16,959	16,952	16,933	16,765	15,893	9,885	17,062	16,343
Total	99,702	100,083	100,282	100,102	100,445	100,574	99,343	99,489	100,607	100,789	99,802	99,964	99,597	98,420	99,857	100,200
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios																
Si	11,928	11,890	11,914	11,927	11,875	11,957	11,876	11,905	11,931	11,895	11,870	11,886	11,964	11,889	11,920	11,990
Al	4,010	4,098	4,005	4,047	4,066	3,959	4,023	3,994	3,987	4,029	4,051	4,048	3,971	4,006	4,000	3,941
X	15,938	15,988	15,919	15,974	15,941	15,916	15,899	15,899	15,918	15,924	15,921	15,934	15,935	15,895	15,920	15,947
Ti	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,005	0,007	0,001	0,008	0,000	0,001	0,016
Fe	0,010	0,026	0,013	0,017	0,014	0,036	0,027	0,009	0,021	0,015	0,014	0,015	0,011	0,009	0,013	0,039
Mn	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,010	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,012
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,003	0,000	0,001	0,005	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001
Ba	0,020	0,001	0,063	0,000	0,052	0,019	0,047	0,049	0,043	0,035	0,038	0,043	0,027	0,028	0,025	0,000
Ca	0,002	0,088	0,000	0,076	0,001	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,005	0,003	0,000
Na	0,143	3,853	0,145	3,929	0,165	0,144	0,138	0,138	0,152	0,161	0,161	0,141	0,317	1,996	0,144	0,180
K	4,040	0,020	4,006	0,016	3,985	4,000	4,105	4,094	4,017	4,005	4,047	3,996	3,778	2,337	4,070	3,857
Sr	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
Ni	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	-
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	4,215	3,994	4,230	4,038	4,217	4,208	4,330	4,308	4,234	4,234	4,275	4,214	4,141	4,375	4,260	4,089
Cations	20,153	19,982	20,149	20,012	20,158	20,124	20,229	20,207	20,152	20,158	20,196	20,148	20,076	20,270	20,180	20,036
Ab	3,4	97,3	3,5	97,7	4,0	3,5	3,3	3,3	3,6	3,9	3,8	3,4	7,7	46,0	3,4	4,5
An	0,0	2,2	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0
Or	96,5	0,5	96,5	0,4	96,0	96,5	96,7	96,6	96,4	96,1	96,1	96,5	92,3	53,9	96,5	95,5

Amostra	Autólito Sienítico								Enclaves Microgranulares							
	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	1477	968	968	968	968	968	981	981	981
	19	30	31	36	40	41	46	47	11	12	13	6	7	11	12	19
Posição	b	c	b	c	c	b	c	b	c-int	c	b	c	b	c	b	c
Mineral	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Plag	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld
SiO ₂	62,69	64,8	64,921	65,093	64,799	66,584	63,771	65,793	66,839	64,000	63,067	63,338	62,926	66,641	65,061	64,547
TiO ₂	0,027	0,051	0,038	0,031	0,096	0,017	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	18,157	18,355	18,994	18,941	18,670	19,058	17,654	18,351	21,389	19,126	18,912	18,756	18,623	19,185	18,544	18,600
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,157	0,000	0,055	0,000	0,020	0,063	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,100	0,110	0,063	0,000	0,000	0,363	0,161	0,197	0,196	0,148	0,232	0,172	0,287	0,000	0,043	0,071
MnO	0,133	0,000	0,055	0,066	0,000	0,009	0,056	0,000	0,102	0,000	0,100	0,028	0,000	0,042	0,000	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,006	0,005	0,037	0,000	0,018	0,000	0,017	0,000	0,005	0,030
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,152	0,000	0,000	1,905	0,000	0,000	0,030	0,045	0,081	0,000	0,000
BaO	0,753	0,040	1,346	0,954	1,148	0,553	0,079	0,436	0,230	0,231	0,347	0,289	0,808	0,642	0,440	0,169
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SrO	0,000	0,000	0,011	0,055	0,000	0,000	0,000	0,000	0,092	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,419	0,753	0,480	0,419	0,389	5,707	0,327	0,419	10,941	0,426	0,908	0,464	0,599	3,926	0,457	0,589
K ₂ O	16,460	15,832	15,875	16,294	16,322	8,188	16,663	16,351	0,072	16,254	15,378	16,052	15,911	11,071	16,128	16,117
Total	98,740	99,940	101,780	102,010	101,430	100,710	98,720	101,600	101,870	100,190	98,980	99,130	99,220	101,590	100,680	100,120
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios																
Si	11,876	11,981	11,891	11,891	11,917	11,941	12,009	12,011	11,579	11,851	11,821	11,864	11,835	11,950	11,975	11,939
Al	4,051	3,997	4,097	4,075	4,044	4,025	3,915	3,945	4,364	4,171	4,174	4,137	4,125	4,051	4,020	4,052
X	15,931	15,985	15,993	15,970	15,974	15,968	15,924	15,960	15,943	16,022	15,995	16,001	15,960	16,002	15,995	15,991
Ti	0,004	0,007	0,005	0,004	0,013	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe	0,016	0,017	0,010	0,000	0,000	0,054	0,025	0,030	0,028	0,023	0,036	0,027	0,045	0,000	0,007	0,011
Mn	0,021	0,000	0,009	0,010	0,000	0,001	0,009	0,000	0,015	0,000	0,016	0,004	0,000	0,006	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,001	0,010	0,000	0,005	0,000	0,005	0,000	0,001	0,008
Ba	0,056	0,003	0,097	0,068	0,083	0,039	0,006	0,031	0,016	0,017	0,025	0,021	0,060	0,045	0,032	0,012
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,029	0,000	0,000	0,354	0,000	0,000	0,006	0,009	0,016	0,000	0,000
Na	0,154	0,270	0,170	0,148	0,139	1,985	0,119	0,148	3,675	0,153	0,330	0,169	0,218	1,365	0,163	0,211
K	3,978	3,734	3,709	3,797	3,829	1,873	4,003	3,808	0,016	3,840	3,677	3,836	3,818	2,533	3,787	3,803
Sr	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	4,225	4,024	3,995	4,053	4,052	3,996	4,164	4,018	4,134	4,033	4,089	4,063	4,155	3,965	3,990	4,045
Cations	20,212	20,012	20,085	20,091	20,109	20,003	20,094	20,009	20,093	20,072	20,109	20,085	20,175	20,012	20,017	20,048
Ab	3,7	6,7	4,4	3,8	3,5	51,1	2,9	3,7	90,9	3,8	8,2	4,2	5,4	34,9	4,1	5,3
An	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	8,8	0,0	0,0	0,1	0,2	0,4	0,0	0,0
Or	96,3	93,3	95,6	96,2	96,5	48,2	97,1	96,3	0,4	96,2	91,8	95,6	94,4	64,7	95,9	94,7

Amostra	Enclaves Microgranulares					Lamprófiros										
	981	981	981	981	981	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1685
	2	3	4	5	8	1	23	25	26	31	32	34	35	36	38	39
	Posição	c	b	c	b	b-F	c	c	b	c	c	c	c	b	Feld	Plag
Mineral	Plag	Plag	Feld	Feld	Plag	Feld	Plag	Plag	Feld	Plag	Feld	Feld	Plag	Plag	Feld	Plag
SiO ₂	69,645	67,111	64,462	64,655	69,787	63,389	67,507	65,852	63,051	65,208	62,756	63,064	66,688	65,954	63,15	66,953
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,048	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,022	0,020	0,000	0,018	0,022
Al ₂ O ₃	19,954	20,512	18,378	18,655	20,299	18,520	19,877	20,563	18,836	21,160	18,781	18,634	20,107	20,855	18,668	20,196
Cr ₂ O ₃	0,000	0,044	0,000	0,055	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,013	0,006	0,015	0,001	0,016	0,000
FeO	0,179	0,067	0,000	0,294	0,102	0,129	0,086	0,055	0,185	0,102	0,161	0,175	0,107	0,059	0,131	0,075
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,012	0,025	0,000	0,000	0,027	0,037
MgO	0,000	0,013	0,000	0,000	0,008	0,000	0,008	0,000	0,003	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
CaO	0,378	1,218	0,000	0,028	0,501	0,000	0,565	0,998	0,014	2,048	0,008	0,008	0,652	1,378	0,003	0,866
BaO	0,067	0,101	0,542	0,812	0,101	1,323	0,000	0,000	1,247	0,017	2,138	1,248	0,000	0,017	1,451	0,016
NiO	-	-	-	-	-	0,009	0,000	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,009
SrO	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
Na ₂ O	11,400	10,724	0,402	0,433	11,096	0,371	11,432	11,082	0,504	10,390	0,498	0,443	11,373	10,732	0,387	11,171
K ₂ O	0,055	0,075	16,206	16,097	0,130	16,627	0,084	0,066	16,483	0,098	15,879	16,362	0,083	0,082	16,633	0,118
Total	101,680	99,870	99,990	101,030	102,120	100,400	99,560	98,630	100,330	99,040	100,270	99,990	99,050	99,080	100,480	99,470
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios																
Si	11,966	11,773	11,968	11,915	11,936	11,851	11,870	11,709	11,794	11,575	11,787	11,826	11,800	11,675	11,814	11,798
Al	4,038	4,238	4,018	4,049	4,089	4,078	4,116	4,306	4,149	4,423	4,154	4,115	4,190	4,347	4,113	4,191
X	16,004	16,011	15,986	15,964	16,031	15,929	15,986	16,015	15,943	15,998	15,941	15,941	15,990	16,022	15,927	15,989
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,003	0,000	0,003	0,003
Fe	0,026	0,010	0,000	0,045	0,015	0,020	0,013	0,008	0,029	0,015	0,025	0,027	0,016	0,009	0,020	0,011
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,004	0,000	0,000	0,004	0,006
Mg	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Ba	0,005	0,007	0,039	0,059	0,007	0,097	0,000	0,000	0,091	0,001	0,157	0,092	0,000	0,001	0,106	0,001
Ca	0,070	0,229	0,000	0,006	0,092	0,000	0,106	0,190	0,003	0,390	0,002	0,002	0,124	0,261	0,001	0,163
Na	3,798	3,648	0,145	0,155	3,680	0,134	3,898	3,821	0,183	3,576	0,181	0,161	3,902	3,683	0,140	3,817
K	0,012	0,017	3,838	3,784	0,028	3,966	0,019	0,015	3,933	0,022	3,805	3,914	0,019	0,019	3,970	0,027
Sr	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
Ni	-	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	3,911	3,924	4,022	4,059	3,830	4,221	4,038	4,034	4,240	4,007	4,177	4,203	4,064	3,973	4,244	4,030
Cations	19,920	19,942	20,047	20,082	19,868	20,150	20,024	20,049	20,183	20,005	20,118	20,144	20,054	19,995	20,171	20,019
Ab	97,9	93,7	3,6	3,9	96,8	3,3	96,9	94,9	4,4	89,7	4,5	3,9	96,5	92,9	3,4	95,3
An	1,8	5,9	0,0	0,2	2,4	0,0	2,6	4,7	0,1	9,8	0,1	0,0	3,1	6,6	0,0	4,1
Or	0,3	0,4	96,4	95,9	0,7	96,7	0,5	0,4	95,5	0,6	95,4	96,0	0,5	0,5	96,6	0,7

Amostra	Lamprófiros									Dique Híbrido				Alcali-Feldspato-Sienitos		
	1685	1685	1685	1685	1685	1685	1683	1683	1683	1671	1671	1671	1671	1212	1212	1212
	40	6	7	8	56	57	80	81	82	48	49	52	58	30	31	32
Posição	c			b			c			c-P		c-M		c		
Mineral	Plag	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Plag	Plag	Plag	Feld	Feld	Feld	Feld
SiO ₂	66,962	63,381	63,222	63,167	64,328	63,225	66,393	63,524	63,603	61,4406	61,772	62,026575	63,374	65,167	64,823	65,726
TiO ₂	0,017	0,022	0,000	0,000	0,027	0,000	0,013	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,041	0,000	0,012
Al ₂ O ₃	20,277	18,632	18,545	18,556	18,569	18,259	17,487	18,658	18,480	24,324	24,493	24,087	18,571	18,649	18,067	18,377
Cr ₂ O ₃	0,000	0,006	0,000	0,000	0,043	0,066	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,094	0,062	0,000
FeO	0,080	0,037	0,062	0,167	0,035	0,113	0,208	0,107	0,130	0,000	0,042	0,272	0,241	0,000	0,258	0,125
MnO	0,000	0,000	0,032	0,022	0,000	0,000	0,000	0,028	0,000	0,000	0,045	0,069	0,046	0,000	0,000	0,000
MgO	0,000	0,003	0,000	0,010	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,014	0,018	0,034
CaO	0,971	0,006	0,006	0,011	0,000	0,000	0,006	0,078	0,081	5,576	5,679	3,684	0,014	0,000	0,001	0,000
BaO	0,000	1,171	1,271	1,271	0,793	1,071	1,546	1,334	1,313	0,035	0,000	0,000	0,767	1,269	0,693	0,000
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,022	0,000	-	-	-	-	-	-	-
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,107	0,114	0,000	0,000	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	10,913	0,477	0,519	0,479	0,449	0,345	0,322	0,755	0,723	8,125	8,412	9,442	0,457	0,416	0,369	0,343
K ₂ O	0,173	16,555	16,483	16,505	16,113	16,148	15,526	16,415	16,287	0,062	0,073	0,058	16,774	15,894	16,072	16,015
Total	99,390	100,290	100,140	100,190	100,460	99,340	101,513	100,971	100,640	99,587	100,513	99,655	100,240	101,540	100,360	100,630
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios																
Si	11,799	11,842	11,842	11,833	11,920	11,899	12,158	11,816	11,853	10,661	10,635	10,745	11,840	11,947	12,005	12,041
Al	4,208	4,100	4,091	4,094	4,052	4,047	3,771	4,087	4,056	4,971	4,967	4,914	4,086	4,026	3,940	3,965
X	16,007	15,942	15,933	15,927	15,976	15,946	15,929	15,903	15,909	15,631	15,602	15,659	15,926	15,979	15,945	16,008
Ti	0,002	0,003	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,002
Fe	0,012	0,006	0,010	0,026	0,005	0,018	0,032	0,017	0,020	0,000	0,006	0,039	0,038	0,000	0,040	0,019
Mn	0,000	0,000	0,005	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,007	0,010	0,007	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,005	0,009
Ba	0,000	0,086	0,093	0,093	0,058	0,079	0,111	0,097	0,096	0,002	0,000	0,000	0,056	0,091	0,050	0,000
Ca	0,183	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,016	0,016	1,036	1,048	0,683	0,003	0,000	0,000	0,000
Na	3,729	0,173	0,189	0,174	0,161	0,126	0,114	0,272	0,261	2,734	2,808	3,172	0,166	0,148	0,133	0,122
K	0,039	3,946	3,939	3,944	3,809	3,877	3,627	3,895	3,872	0,014	0,016	0,013	3,998	3,717	3,797	3,743
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000	0,000	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000
Z	3,965	4,216	4,237	4,245	4,053	4,120	3,890	4,311	4,268	3,786	3,8844	3,921	4,268	3,970	4,035	3,893
Cations	19,972	20,158	20,170	20,172	20,087	20,145	19,819	20,214	20,177	19,419	19,917	20,083	20,250	20,040	20,030	19,901
Ab	94,4	4,2	4,6	4,2	4,1	3,1	3,0	6,5	6,3	72,2	72,2	82,0	4,0	3,8	3,4	3,2
An	4,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,4	27,4	27,4	17,7	0,1	0,0	0,0	0,0
Or	1,0	95,8	95,4	95,7	95,9	96,9	96,9	93,1	93,3	0,4	0,4	0,3	95,9	96,2	96,6	96,8

Alcali-Feldspato-Sienitos															
Amostra	1212	1212	1212	974	974	974	974	974	974	974	974	974	974	974	974
Análise	33	47	48	c1-13	c2-14	c3-15	c3-16	c4-17	c4-18	c4-19	c4-20	c5-21	c5-22	c5-23	c5-24
Posição	b-int	c	c	c	c	c	b	b	c	c-int	b	c	b	b	c
Mineral	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Plag	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld
SiO₂	65,02	63,573	64,003	63,091	63,29	64,09	64,209	63,547	63,762	66,453	63,729	64,278	63,924	63,446	63,475
TiO₂	0,026	0,000	0,112	0,327	0,043	0,051	0,054	0,000	0,000	0,000	0,007	0,024	0,000	0,058	0,018
Al₂O₃	18,527	18,184	18,736	18,335	18,444	18,444	18,366	18,428	18,267	21,177	18,438	18,260	18,240	18,369	18,442
Cr₂O₃	0,074	0,095	0,062	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,477	0,013	0,113	0,231	0,130	0,090	0,150	0,073	0,042	0,009	0,108	0,064	0,167	0,123	0,020
MnO	0,064	0,081	0,000	0,023	0,005	0,000	0,002	0,016	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,028	0,030
MgO	0,000	0,012	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
CaO	0,054	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	1,795	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
BaO	0,348	1,498	1,325	0,816	0,874	0,772	0,415	0,829	0,726	0,000	0,887	0,381	0,922	1,002	1,003
NiO	-	-	-	0,000	0,050	0,026	0,000	0,022	0,017	0,007	0,000	0,007	0,000	0,061	0,007
SrO	0,000	0,050	0,056	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na₂O	0,361	0,415	0,425	0,465	0,617	0,481	0,482	0,561	0,451	10,751	0,442	0,458	0,452	0,504	0,492
K₂O	16,337	15,855	15,662	15,691	15,987	15,913	16,029	15,873	15,920	0,116	15,953	16,071	16,073	15,894	16,032
Total	101,290	99,780	100,490	98,990	99,440	99,870	99,710	99,350	99,190	100,310	99,560	99,560	99,780	99,490	99,520
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios															
Si	11,934	11,922	11,878	11,869	11,875	11,932	11,949	11,908	11,950	11,634	11,918	11,973	11,941	11,897	11,897
Al	4,005	4,016	4,095	4,062	4,075	4,044	4,025	4,067	4,032	4,366	4,061	4,006	4,013	4,056	4,075
X	15,943	15,938	15,989	15,977	15,956	15,983	15,982	15,975	15,982	16,000	15,980	15,982	15,954	15,961	15,972
Ti	0,004	0,000	0,016	0,046	0,006	0,007	0,008	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,008	0,003
Fe	0,073	0,002	0,018	0,036	0,020	0,014	0,023	0,011	0,007	0,001	0,017	0,010	0,026	0,019	0,003
Mn	0,010	0,013	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,005
Mg	0,000	0,003	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
Ba	0,025	0,110	0,096	0,060	0,064	0,056	0,030	0,061	0,053	0,000	0,065	0,028	0,067	0,074	0,074
Ca	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,337	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,128	0,151	0,153	0,170	0,224	0,174	0,174	0,204	0,164	3,649	0,160	0,165	0,164	0,183	0,179
K	3,825	3,793	3,708	3,766	3,827	3,779	3,805	3,795	3,806	0,026	3,806	3,819	3,831	3,802	3,834
Sr	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	-	-	-	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,001
Cr	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	4,082	4,092	3,995	4,036	4,136	4,023	4,032	4,074	4,030	4,013	4,048	4,024	4,089	4,082	4,097
Cations	20,050	20,140	20,080	20,073	20,156	20,062	20,044	20,110	20,065	20,013	20,093	20,034	20,110	20,117	20,069
Ab	3,2	3,8	4,0	4,3	5,5	4,4	4,4	5,1	4,1	91,0	4,0	4,1	4,1	4,6	4,5
An	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Or	96,5	96,2	96,0	95,7	94,5	95,6	95,6	94,9	95,9	0,6	96,0	95,9	95,9	95,4	95,5

Quartzo-Sienitos																
Amostra	973	973	973	979	979	979	979	979	979	969	969	969	969	969	969	969
Análise	71	72	78	13	14	19	20	21	22	c2-1	c2-2	c3-3	c3-4	c3-5	c3-6	c4-7
Posição	c	b	c	c	b-F	ex	c	b	c	b	c	c	b-F	b-F	c	b
Mineral	Plag	Plag	Feld	Feld	Plag	Plag	Plag	Plag	Feld	Feld	Feld	Feld	Plag	Plag	Feld	Feld
SiO₂	66,2	68,204	62,949	63,463	66,200	64,701	65,717	68,745	63,580	63,954	64,173	64,256	70,248	69,313	69,436	64,576
TiO₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,044	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,020	0,007	0,009
Al₂O₃	19,447	19,690	17,426	18,751	19,995	23,195	21,459	20,222	18,745	17,870	17,835	17,969	19,250	19,761	19,467	18,130
Cr₂O₃	0,000	0,007	0,030	0,147	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,037	0,000
FeO	0,051	0,000	0,072	0,000	0,167	0,024	0,289	0,014	0,123	0,112	0,066	0,046	0,022	0,060	0,038	0,018
MnO	0,000	0,121	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,042	0,000	0,007	0,000	0,021
MgO	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,004	0,108	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000
CaO	0,701	0,674	0,000	0,036	0,759	1,125	0,635	0,489	0,000	0,000	0,000	0,000	0,337	0,812	0,386	0,000
BaO	0,000	0,000	0,462	1,033	0,390	0,000	0,142	0,000	0,570	0,633	0,357	0,449	0,000	0,034	0,034	0,550
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,019	0,000	0,000	0,035	0,057	0,026	0,022
SrO	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
Na₂O	11,007	11,120	0,388	0,865	10,218	10,254	9,599	11,667	0,517	0,283	0,524	0,453	12,033	11,870	12,112	0,368
K₂O	0,126	0,045	16,095	15,535	0,790	0,139	2,035	0,074	16,574	16,845	16,361	16,414	0,055	0,073	0,046	16,398
Total	97,530	99,870	97,460	99,830	98,563	99,440	99,986	101,225	100,113	99,720	99,340	99,630	101,980	102,020	101,590	100,090
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios																
Si	11,879	11,935	12,014	11,549	11,517	11,111	11,321	11,583	11,553	11,976	12,006	11,993	12,044	11,915	11,972	11,993
Al	4,110	4,058	3,917	4,019	4,097	4,691	4,353	4,013	4,011	3,941	3,929	3,950	3,887	4,001	3,953	3,965
X	15,989	15,993	15,931	15,568	15,620	15,802	15,674	15,596	15,564	15,917	15,936	15,943	15,931	15,919	15,926	15,959
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001
Fe	0,008	0,000	0,011	0,000	0,024	0,004	0,042	0,002	0,019	0,018	0,010	0,007	0,003	0,009	0,005	0,003
Mn	0,000	0,018	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,003
Mg	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,028	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,035	0,074	0,026	0,000	0,010	0,000	0,041	0,046	0,026	0,033	0,000	0,002	0,002	0,040
Ca	0,135	0,126	0,000	0,007	0,141	0,207	0,117	0,089	0,000	0,000	0,000	0,000	0,062	0,150	0,071	0,000
Na	3,830	3,773	0,144	0,305	3,447	3,414	3,206	3,812	0,182	0,103	0,190	0,164	4,000	3,957	4,049	0,133
K	0,029	0,010	3,919	3,607	0,176	0,030	0,448	0,016	3,842	4,024	3,905	3,908	0,012	0,016	0,010	3,885
Sr	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
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000
Z	4,002	3,928	4,116	4,012	3,814	3,656	3,850	3,921	4,084	4,191	4,131	4,119	4,077	4,137	4,137	4,064
Cations	19,991	19,921	20,082	19,654	19,460	19,458	19,534	19,518	19,689	20,154	20,093	20,095	20,008	20,058	20,065	20,063
Ab	95,9	96,5	3,5	7,8	91,6	93,5	85	97,3	4,5	2,5	4,6	4,0	98,2	96,0	98,0	3,3
An	3,4	3,2	0,0	0,2	3,8	5,7	3,1	2,3	0	0,0	0,0	0,0	1,5	3,6	1,7	0,0
Or	0,7	0,3	96,5	92	4,7	0,8	11,9	0,4	95,5	97,5	95,4	96,0	0,3	0,4	0,2	96,7

Amostra	Quartzo-Sienitos					Monzogranitos										
	969	969	969	969	969	983	983	983	983	983	983	982	982	982	982	982
	c4-8	c5-10	c5-11	c5-12	c5-9	33	34	35	36	37	38	c1-25	c2B-26	c2B-27	c2c-28	c2c-29
Posição	c	c	c	b	b	c	b-F	c-int	c-int	c	b	c	c	b	c	b
Mineral	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Feld	Plag	Feld	Feld	Plag	Plag	Plag	Feld	Plag	Feld	Plag
SiO ₂	63,957	64,33	63,803	63,889	63,946	65,152	64,967	63,043	64,744	62,925	64,173	64,629	64,517	69,01	65	69,009
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,001	0,003
Al ₂ O ₃	18,138	18,508	18,342	18,332	18,332	18,574	23,214	18,491	18,761	23,223	22,741	22,679	18,483	19,633	18,562	20,011
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,016	0,018	0,000	0,000	0,051	0,000	0,040	0,008	0,008	0,017	0,000	0,000	0,007
FeO	0,083	0,004	0,031	0,075	0,033	0,000	0,005	0,082	0,108	0,000	0,199	0,058	0,049	0,062	0,000	0,053
MnO	0,005	0,000	0,000	0,039	0,028	0,000	0,000	0,054	0,010	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,009
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,015	0,007	0,000	0,002	0,000	0,000
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	3,599	0,000	0,293	4,284	3,632	3,865	0,000	0,375	0,000	0,252
BaO	0,551	0,276	0,472	0,518	0,391	0,428	0,000	0,605	0,321	0,320	0,000	0,000	0,208	0,000	0,266	0,023
NiO	0,022	0,015	0,000	0,043	0,007	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
SrO	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
Na ₂ O	0,506	0,431	0,500	0,542	0,435	0,569	9,801	0,521	0,453	9,485	9,545	9,851	0,420	12,035	1,248	11,831
K ₂ O	16,002	16,371	16,125	16,053	16,127	16,263	0,093	16,446	16,224	0,118	0,159	0,083	16,299	0,074	14,966	0,061
Total	99,260	99,940	99,270	99,510	99,320	100,991	101,683	99,294	100,913	100,396	100,474	101,180	100,010	101,200	100,050	101,260
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios																
Si	11,969	11,943	11,938	11,934	11,949	11,666	10,991	11,558	11,610	10,850	11,001	11,291	11,956	11,942	11,976	11,920
Al	3,997	4,046	4,042	4,033	4,034	3,917	4,625	3,992	3,962	4,715	4,591	4,666	4,034	4,001	4,027	4,071
X	15,966	15,989	15,980	15,967	15,983	15,582	15,617	15,549	15,573	15,565	15,592	15,957	15,990	15,944	16,003	15,991
Ti	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	0,001	0,000	0,000
Fe	0,013	0,001	0,005	0,012	0,005	0,000	0,001	0,013	0,017	0,000	0,028	0,008	0,008	0,009	0,000	0,008
Mn	0,001	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000	0,000	0,009	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000
Ba	0,040	0,020	0,035	0,038	0,029	0,030	0,000	0,044	0,022	0,021	0,000	0,000	0,015	0,000	0,019	0,002
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,652	0,000	0,057	0,792	0,667	0,723	0,000	0,070	0,000	0,047
Na	0,184	0,155	0,181	0,196	0,158	0,198	3,216	0,185	0,158	3,171	3,173	3,337	0,151	4,038	0,446	3,963
K	3,820	3,877	3,849	3,825	3,845	3,715	0,020	3,846	3,712	0,026	0,035	0,018	3,853	0,016	3,518	0,013
Sr	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
Ni	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	4,058	4,053	4,070	4,077	4,041	3,943	3,891	4,107	3,967	4,020	3,907	4,088	4,030	4,134	3,983	4,034
Cations	20,064	20,062	20,085	20,082	20,053	19,556	19,508	19,700	19,562	19,606	19,499	20,045	20,035	20,078	20,005	20,027
Ab	4,6	3,8	4,5	4,9	3,9	5,1	82,7	4,6	4	79,5	81,9	81,8	3,8	97,9	11,3	98,5
An	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0	16,8	0	1,4	19,8	17,2	17,7	0,0	1,7	0,0	1,2
Or	95,4	96,2	95,5	95,1	96,1	94,9	0,5	95,4	94,5	0,7	0,9	0,4	96,2	0,4	88,7	0,3

Amostra Análise Posição Mineral	Monzogranitos									Dique Monzonítico				
	982	982	982	982	982	982	982	982	982	1748	1748	1748	1748	1748
	c2c-30	c3-31	c3-32	c3-33	c3-34	c3-35	c4-36	c4-37	c4-38	47	60	61	66	67
	c	c	b	b	c	c	b	c	c	c	c	b	c	b
	Plag	Feld	Plag	Feld	Feld	Plag	Plag	Plag	Feld	Feld	Plag	Plag	Feld	Feld
SiO ₂	67,285	65,532	67,537	64,27	65,177	64,3	68,779	63,476	64,283	63,419	61,378	61,333	64,258	65,389
TiO ₂	0,000	0,011	0,000	0,035	0,025	0,000	0,008	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,055	0,000
Al ₂ O ₃	20,640	19,141	19,978	17,970	18,583	22,254	19,245	23,237	18,058	18,142	23,618	23,486	18,664	18,658
Cr ₂ O ₃	0,009	0,000	0,031	0,000	0,055	0,011	0,020	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,041
FeO	0,042	0,000	0,056	0,139	0,000	0,004	0,027	0,007	0,084	0,163	0,149	0,125	0,005	0,013
MnO	0,000	0,002	0,007	0,032	0,000	0,000	0,016	0,016	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,008	0,000
CaO	1,274	0,588	1,009	0,014	0,004	3,796	0,368	4,245	0,000	0,006	5,380	5,125	0,000	0,029
BaO	0,000	0,185	0,000	0,254	0,000	0,138	0,092	0,000	0,000	1,016	0,000	0,000	1,736	0,325
NiO	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,015	0,000	0,000	0,150	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
SrO	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
Na ₂ O	11,478	3,976	11,575	0,577	1,532	9,993	11,959	9,488	0,504	0,457	8,499	8,856	0,387	3,030
K ₂ O	0,075	11,190	0,082	16,253	14,585	0,074	0,047	0,078	16,357	16,645	0,137	0,139	16,246	12,953
Total	100,800	100,630	100,280	99,560	99,960	100,590	100,560	100,550	99,490	99,870	99,160	99,090	101,360	100,440
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios														
Si	11,724	11,873	11,820	11,987	11,979	11,316	11,980	11,169	11,982	11,899	10,989	10,996	11,883	11,944
Al	4,235	4,084	4,118	3,947	4,022	4,612	3,948	4,815	3,964	4,009	4,980	4,959	4,065	4,014
X	15,959	15,958	15,938	15,939	16,004	15,928	15,929	15,984	15,953	15,908	15,969	15,955	15,948	15,958
Ti	0,000	0,001	0,000	0,005	0,003	0,000	0,001	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000
Fe	0,006	0,000	0,008	0,022	0,000	0,001	0,004	0,001	0,013	0,026	0,022	0,019	0,001	0,002
Mn	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000
Ba	0,000	0,013	0,000	0,019	0,000	0,010	0,006	0,000	0,000	0,075	0,000	0,000	0,126	0,023
Ca	0,238	0,114	0,189	0,003	0,001	0,716	0,069	0,800	0,000	0,001	1,032	0,984	0,000	0,006
Na	3,878	1,397	3,928	0,209	0,546	3,410	4,039	3,237	0,182	0,166	2,950	3,079	0,139	1,073
K	0,017	2,586	0,018	3,867	3,420	0,017	0,010	0,018	3,889	3,984	0,031	0,032	3,833	3,018
Sr	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
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
Z	4,139	4,110	4,144	4,125	3,967	4,154	4,130	4,058	4,084	4,257	4,035	4,119	4,109	4,132
Cations	20,098	20,081	20,082	20,083	19,971	20,092	20,065	20,042	20,037	20,165	20,004	20,074	20,057	20,090
Ab	93,8	34,1	95,0	5,1	13,8	82,3	98,1	79,8	4,5	4,0	73,5	75,2	3,5	26,2
An	5,8	2,8	4,6	0,1	0,0	17,3	1,7	19,7	0,0	0,0	25,7	24,0	0,0	0,1
Or	0,4	63,1	0,4	94,8	86,2	0,4	0,2	0,4	95,5	96,0	0,8	0,8	96,5	73,7

ANEXO II.4
APATITAS

Amostra	Autólito Sienítico			Enclave Microgranular			Lamprófiro		Álcali-feldspato-sienito						
	1477	1477	1477	968	968	968	1685	1685	1212	1212	1212	1212	1212	1212	
	Ab47	Ab49	Ab50	Ab11	Ab13	Ab16	Ab25	Ab32	A12	A13	Ab2	Ab3	Ab4	Ab5	
Posição	c	c	c	c	c	c	c	c	c	b	c	b	c	b	
SiO ₂	0,7	0,54	0,611	0,386	0,539	0,401	0,551	0,444	0	0,03	1,036	0,747	0,545	0,613	
ThO ₂	0,000	0,000	0,000	0,284	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,042	0,091	0,057	0,000	0,000	
FeO	0,081	0,091	0,000	0,315	0,000	0,241	0,180	0,000	0,011	0,000	0,201	0,111	0,082	0,218	
CaO	53,417	53,681	54,298	54,736	52,544	54,291	55,050	53,094	51,903	51,696	52,776	51,941	52,921	53,598	
SrO	0,125	0,000	0,000	0,000	0,000	0,063	0,000	0,062	0,187	0,042	0,376	0,042	0,063	0,335	
Na ₂ O	0,000	0,047	0,016	0,057	0,010	0,005	0,026	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,089	0,000	
La ₂ O ₃	0,338	0,232	0,199	0,032	0,000	0,000	0,000	0,056	0,042	0,000	0,369	0,430	0,369	0,291	
Ce ₂ O ₃	0,351	0,894	0,606	0,064	0,000	0,352	0,288	0,128	0,060	0,000	0,826	0,764	0,604	1,334	
Nd ₂ O ₃	0,297	0,297	0,946	0,000	0,000	0,000	0,074	0,260	0,111	0,445	0,887	0,518	0,887	0,517	
Y ₂ O ₃	0,049	0,114	0,081	0,340	0,032	0,146	0,016	0,000	0,000	0,081	0,196	0,065	0,016	0,000	
P ₂ O ₅	43,994	44,193	43,338	43,080	41,143	42,533	42,312	43,807	42,170	42,701	42,720	42,667	42,653	42,807	
Cl	0,053	0,048	0,040	0,000	0,001	0,045	0,000	0,000	0,000	0,000	0,056	0,027	0,003	0,021	
F	3,508	3,364	3,103	3,463	3,608	3,454	3,570	3,425	3,575	3,403	3,043	3,265	3,405	3,241	
Total	102,940	103,520	103,240	102,790	98,050	101,570	102,070	101,300	98,060	98,440	102,580	100,670	101,640	102,980	
O=F,Cl	1,490	1,430	1,320	1,460	1,520	1,460	1,500	1,440	1,510	1,430	1,290	1,380	1,430	1,370	
Total*	101,450	102,090	101,920	101,330	96,530	100,110	100,570	99,860	96,550	97,010	101,290	99,290	100,210	101,610	
Fórmula estrutural baseada em 26 (O,OH,F,Cl)															
P	6,275	6,303	6,181	6,145	5,868	6,067	6,035	6,248	6,015	6,091	6,093	6,086	6,084	6,106	
Si	0,118	0,091	0,103	0,065	0,091	0,068	0,093	0,075	0,000	0,005	0,175	0,126	0,092	0,103	
A	6,393	6,394	6,284	6,210	5,959	6,134 #	6,128	6,323	6,015	6,096	6,268	6,212	6,176	6,209	
Fe	0,011	0,013	0,000	0,044	0,000	0,034	0,025	0,000	0,002	0,000	0,028	0,016	0,012	0,031	
Ca	9,643	9,690	9,802	9,881	9,485	9,800	9,937	9,584	9,369	9,332	9,527	9,376	9,553	9,675	
Sr	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,006	0,018	0,004	0,037	0,004	0,006	0,033	
Na	0,000	0,015	0,005	0,019	0,003	0,002	0,008	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	
La	0,021	0,014	0,012	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,023	0,027	0,023	0,018	
Ce	0,022	0,055	0,037	0,004	0,000	0,022	0,018	0,008	0,004	0,000	0,051	0,047	0,037	0,082	
Nd	0,018	0,018	0,057	0,000	0,000	0,000	0,004	0,016	0,007	0,027	0,053	0,031	0,053	0,031	
Y	0,004	0,010	0,007	0,030	0,003	0,013	0,001	0,000	0,000	0,007	0,018	0,006	0,001	0,000	
Th	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,002	0,000	0,000	
X	9,731	9,816	9,921	9,991	9,491	9,877 #	9,995	9,621	9,402	9,372	9,740	9,509	9,715	9,870	
Cations	16,124	16,210	16,205	16,201	15,450	16,011	16,123	15,944	15,417	15,467	16,008	15,721	15,890	16,079	
Cl	0,015	0,014	0,011	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,008	0,001	0,006	
F	1,869	1,792	1,653	1,845	1,922	1,840	1,902	1,825	1,905	1,813	1,621	1,740	1,814	1,727	
OH	0,116	0,194	0,335	0,155	0,077	0,147	0,098	0,175	0,095	0,187	0,363	0,253	0,185	0,267	
XF/XOH	16,145	9,243	4,931	11,913	24,856	12,534	19,435	10,420	20,007	9,704	4,471	6,885	9,810	6,463	

Amostra	Quartzo-sienitos								Monzogranito					
	979	979	979	969	969	969	969	969	983	983	983	983	983	
	Ab19	Ab21	Ab22	Ab34	Ab35	Ab41	Ab43	Ab44	A6	Ab6	Ab7	Ab8	Ab9	
Posição	c	c	b	c	b	c	c	b	c	c	c	b	b	
SiO ₂	0,647	0,564	0,069	0,155	0,177	0,004	0,346	0,051	0	0,526	1,269	0,395	1,468	
ThO ₂	0,091	0,068	0,000	0,000	0,000	0,000	0,148	0,000	0,042	0,057	0,136	0,000	0,080	
FeO	0,000	0,146	0,175	0,046	0,145	0,067	0,077	0,184	0,081	0,104	0,098	0,000	0,076	
CaO	54,595	54,291	54,643	55,156	52,848	53,993	54,871	55,177	54,014	54,057	52,784	54,350	53,382	
SrO	0,000	0,000	0,000	0,083	0,000	0,166	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na ₂ O	0,037	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,084	0,000	0,000	0,016	0,026	0,000	
La ₂ O ₃	0,348	0,352	0,135	0,130	0,000	0,056	0,056	0,019	0,000	0,000	0,194	0,000	0,000	
Ce ₂ O ₃	0,574	0,447	0,000	0,160	0,000	0,064	0,000	0,096	0,000	0,319	0,922	0,096	0,192	
Nd ₂ O ₃	0,111	0,445	0,000	0,111	0,223	0,000	0,223	0,000	0,000	0,741	0,665	0,334	0,260	
Y ₂ O ₃	0,033	0,049	0,000	0,194	0,065	0,113	0,065	0,049	0,000	0,179	0,701	0,341	0,098	
P ₂ O ₅	42,405	43,109	44,103	42,002	44,346	44,350	44,195	44,015	41,776	42,804	42,012	42,911	41,799	
Cl	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,040	0,026	0,032	0,000	0,000	0,000	
F	3,565	3,259	3,319	3,515	3,470	3,320	3,478	3,518	3,481	3,388	3,235	3,548	3,264	
Total	102,410	102,740	102,460	101,552	101,310	102,170	103,460	103,230	99,450	102,210	102,070	102,000	100,820	
O=F,Cl	1,500	1,380	1,400	1,480	1,460	1,400	1,460	1,490	1,470	1,430	1,360	1,490	1,370	
Total*	100,910	101,360	101,060	100,072	99,850	100,770	102,000	101,740	97,980	100,780	100,710	100,510	99,450	
Fórmula baseada em 26 (O,OH,F,Cl)														
P	6,048	6,149	6,291	5,991	6,325	6,326	6,304	6,278	5,959	6,105	5,992	6,121	5,962	
Si	0,109	0,095	0,012	0,026	0,030	0,001	0,058	0,009	0,000	0,089	0,214	0,067	0,247	
A	6,157	6,244	6,302	6,017	6,355	6,326	6,362	6,287	5,959	6,194	6,206	6,187	6,209	
Fe	0,000	0,021	0,025	0,006	0,020	0,009	0,011	0,026	0,011	0,015	0,014	0,000	0,011	
Ca	9,855	9,800	9,864	9,957	9,540	9,747	9,905	9,960	9,750	9,758	9,528	9,811	9,636	
Sr	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,016	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na	0,012	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,027	0,000	0,000	0,005	0,008	0,000	
La	0,022	0,022	0,008	0,008	0,000	0,003	0,003	0,001	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	
Ce	0,035	0,028	0,000	0,010	0,000	0,004	0,000	0,006	0,000	0,020	0,057	0,006	0,012	
Nd	0,007	0,027	0,000	0,007	0,013	0,000	0,013	0,000	0,000	0,045	0,040	0,020	0,016	
Y	0,003	0,004	0,000	0,017	0,006	0,010	0,006	0,004	0,000	0,016	0,063	0,031	0,009	
Th	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,002	0,002	0,005	0,000	0,003	
X	9,938	9,904	9,897	10,013	9,590	9,790	9,944	10,025	9,765	9,855	9,724	9,876	9,686	
Cations	16,095	16,148	16,199	16,030	15,945	16,116	16,306	16,312	15,724	16,049	15,931	16,063	15,896	
Cl	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,011	0,007	0,009	0,000	0,000	0,000	
F	1,899	1,736	1,768	1,873	1,849	1,769	1,853	1,874	1,855	1,805	1,724	1,890	1,739	
OH	0,101	0,260	0,232	0,127	0,151	0,229	0,147	0,114	0,138	0,186	0,276	0,110	0,261	
XF/XOH	18,893	6,682	7,635	14,726	12,232	7,732	12,616	16,420	13,453	9,721	6,237	17,249	6,665	

ANEXO II.5
TITANITAS

Amostra	Autólito			MME				D. Hibrid	Álcali-Feldspato-Sienitos						
	1477	1477	1477	968	968	981	981	1671	974	974	974	974	974	974	974
Análise	20	130	131	26	27	14	7	57	c2-12	c3-13	c3-14	c4-15	c4-16	c5-17	c5-18
Posição	b-opc	cen	bor	c	b	b-opc	b-opc	c	b -opc	c	b	c	b	c	b
SiO2	29,910	30,016	30,534	28,955	29,327	28,898	30,943	30,826	30,124	29,489	29,633	29,697	29,438	30,594	29,258
TiO2	36,635	36,299	35,497	34,508	33,654	32,788	34,347	37,653	36,720	36,948	36,660	35,775	36,392	34,805	36,664
Al2O3	1,054	1,334	2,424	1,455	2,01	3,609	2,119	2,133	1,811	1,486	1,463	1,651	1,475	3,218	1,429
FeO	1,690	1,851	1,680	2,146	2,009	2,044	1,703	0,689	2,159	2,407	2,267	2,663	2,522	1,907	2,289
MnO	0,249	0,048	0,000	0,049	0,023	0,011	0,022	0,014	0,000	0,043	0,050	0,032	0,011	0,057	0,041
MgO	0,049	0,000	0,000	0,045	0,035	0,041	0,005	0,024	0,041	0,023	0,031	0,054	0,075	0,026	0,040
CaO	28,206	28,017	27,925	27,193	27,819	27,737	28,187	29,054	28,190	27,735	27,791	28,393	27,874	29,294	27,569
Na2O	0,012	0,018	0,000	0,012	0,037	0,021	0,071	0,014	0,004	0,023	0,054	0,002	0,029	0,024	0,038
K2O	0,000	0,020	0,019	0,000	0,016	0,025	0,005	0,074	0,014	0,002	0,058	0,016	0,000	0,010	0,032
Cr2O3	0,000	0,053	0,073	0,182	0,148	0,176	0,000	0,000	0,019	0,074	0,087	0,093	0,102	0,037	0,009
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028
F	1,115	n.a.	n.a.	0,730	0,000	0,000	0,000	0,618	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cl	0,028	n.a.	n.a.	0,012	0,016	0,000	0,000	0,012	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	98,950	97,656	98,152	95,290	95,090	95,350	97,400	101,110	99,090	98,230	98,094	98,376	97,918	99,972	97,397
O=F,Cl	0,480	-	-	0,310	0,000	0,000	0,000	0,260	-	-	-	-	-	-	-
Total*	98,470	-	-	94,980	95,090	95,350	97,400	100,850	-	-	-	-	-	-	-
Fórmula Estrutural com base em 20 (O,OH,F,Cl)															
Si	4,022	4,037	4,067	4,031	4,056	3,979	4,153	4,006	3,995	3,956	3,979	3,986	3,966	4,016	3,958
Al Total	0,167	0,212	0,381	0,239	0,327	0,585	0,335	0,326	0,283	0,235	0,232	0,261	0,234	0,498	0,228
Ti	3,706	3,672	3,555	3,614	3,501	3,396	3,467	3,681	3,663	3,727	3,702	3,611	3,687	3,436	3,730
Cr	0,000	0,006	0,008	0,020	0,016	0,019	0,000	0,000	0,002	0,008	0,009	0,010	0,011	0,004	0,001
Mg	0,010	0,000	0,000	0,009	0,007	0,008	0,001	0,005	0,008	0,005	0,006	0,011	0,015	0,005	0,008
Fe2	0,190	0,208	0,187	0,250	0,232	0,235	0,191	0,075	0,239	0,270	0,255	0,299	0,284	0,209	0,259
Mn	0,028	0,005	0,000	0,006	0,003	0,001	0,003	0,002	0,000	0,005	0,006	0,004	0,001	0,006	0,005
Na	0,003	0,005	0,000	0,003	0,010	0,006	0,018	0,004	0,001	0,006	0,014	0,001	0,008	0,006	0,010
Ca	4,064	4,038	3,985	4,056	4,122	4,092	4,053	4,046	4,006	3,987	3,998	4,084	4,023	4,120	3,997
K	0,000	0,003	0,003	0,000	0,003	0,004	0,001	0,012	0,002	0,000	0,010	0,003	0,000	0,002	0,006
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Cations	12,190	12,186	12,186	12,228	12,277	12,325	12,222	12,157	12,201	12,198	12,211	12,269	12,229	12,302	12,205
F	0,950	-	-	0,640	0,000	0,000	0,000	0,510	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,010	-	-	0,010	0,010	0,000	0,000	0,010	-	-	-	-	-	-	-

ANEXO II.6

ÓXIDOS DE Fe-Ti

Amostra Análise Posição	Quartzo-sienitos								Monzogranitos					Amostra Posição	Ilme nita	
	969	969	969	969	969	969	969	969	982	982	982	982	983		1477 (MEV)	969
	c1-1	c1-2	c2-3	c2-4	c4-6	c4-7	c5-8	c5-9	c1-16	c1-17	c2a-18	c2a-19	41		inc	c
	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c			
SiO ₂	0,041	0,025	0,022	0,035	0,000	0,020	0,000	0,072	0,028	0,034	0,050	0,082	0,004	SiO ₂	0,190	0,058
TiO ₂	0,000	0,144	0,008	0,026	0,032	0,041	0,029	0,022	0,019	0,247	0,013	0,000	0,000	TiO ₂	53,710	52,881
Al ₂ O ₃	0,042	0,015	0,038	0,000	0,037	0,007	0,026	0,039	0,037	0,016	0,029	0,043	0,032	Al ₂ O ₃	0,300	0,006
Cr ₂ O ₃	0,362	0,293	0,398	0,012	0,287	0,314	0,419	0,713	0,108	0,138	0,050	0,050	0,040	Cr ₂ O ₃	0,000	0,021
Fe ₂ O ₃	69,366	69,381	69,905	69,685	69,262	68,692	70,096	69,151	69,815	69,149	70,361	69,949	69,948	Fe ₂ O ₃	0,000	0,609
FeO	31,314	31,421	31,306	30,968	31,088	30,914	31,665	31,405	31,389	31,485	31,698	31,603	31,384	FeO	39,330	42,697
Na ₂ O	0,000	0,016	0,046	0,029	0,017	0,011	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	Na ₂ O	0,110	0,014
K ₂ O	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,043	0,000	0,018	0,003	0,009	0,000	K ₂ O	0,100	0,074
MnO	0,069	0,096	0,090	0,134	0,076	0,055	0,000	0,036	0,050	0,010	0,035	0,000	0,110	MnO	4,880	4,227
MgO	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	MgO	0,250	0,110
CaO	0,036	0,030	0,000	0,121	0,047	0,066	0,003	0,012	0,018	0,117	0,011	0,012	0,000	CaO	0,740	0,132
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,014	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	SrO	0,000	0,000
BaO	0,099	0,000	0,045	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,027	0,000	0,057	BaO	0,000	0,000
NiO	0,010	0,032	0,051	0,065	0,057	0,057	0,083	0,061	0,014	0,000	0,076	0,072	n.a.	NiO	0,000	0,000
TOTAL	101,347	101,455	101,909	101,075	100,908	100,195	102,336	101,568	101,516	101,214	102,353	101,820	101,576	TOTAL	99,610	100,829
Fórmula estrutural com base em 32 oxigênios														3 Oxigênios		
Si	0,012	0,008	0,007	0,011	0,000	0,006	0,000	0,022	0,008	0,010	0,015	0,025	0,001	Si	0,005	0,001
Ti	0,000	0,033	0,002	0,006	0,007	0,009	0,007	0,005	0,004	0,057	0,003	0,000	0,000	Ti	1,017	0,994
Al	0,015	0,005	0,014	0,000	0,013	0,003	0,009	0,014	0,013	0,006	0,010	0,015	0,011	Al	0,009	0,000
Cr	0,087	0,070	0,095	0,003	0,069	0,076	0,100	0,171	0,026	0,033	0,012	0,012	0,010	Cr	0,000	0,000
Fe(+3)	15,875	15,853	15,901	15,981	15,913	15,896	15,884	15,778	15,945	15,834	15,943	15,927	15,977	Fe(+2)	0,000	0,011
Fe(+2)	7,964	7,978	7,914	7,892	7,937	7,950	7,974	7,963	7,967	8,012	7,982	7,996	7,966	Fe(+3)	0,828	0,892
Na	0,000	0,009	0,027	0,017	0,010	0,007	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	Na	0,005	0,001
K	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,017	0,000	0,007	0,001	0,003	0,000	K	0,003	0,002
Mn	0,018	0,025	0,023	0,035	0,020	0,014	0,000	0,009	0,013	0,003	0,009	0,000	0,028	Mn	0,104	0,089
Mg	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Mg	0,009	0,004
Ca	0,012	0,010	0,000	0,040	0,015	0,022	0,001	0,004	0,006	0,038	0,004	0,004	0,000	Ca	0,020	0,004
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	SrO	0,000	0,000
Ba	0,012	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,007	Ba	0,000	0,000
Ni	0,002	0,008	0,012	0,016	0,014	0,014	0,020	0,015	0,003	0,000	0,018	0,018	-	Ni	0,000	0,000
Cations	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24 #	Cations	2,000	2,000