UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO
ALCALINO PONTA DO MORRO - MT**

MARIA ZÉLIA AGUIAR DE SOUSA

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome	Assinatura
Presidente: Prof. Dr. Excelso Ruberti
Examinadores: Prof. Dr. Ari Roisenberg
Prof. Dr. Celso de Barros Gomes
Prof. Dr. Herbert Conceição
Prof. Dr. Jaime Dexheimer Leite

SÃO PAULO
1997

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO
ALCALINO PONTA DO MORRO - MT**

Maria Zélia Aguiar de Sousa

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1997

SUMÁRIO

	pg.
RESUMO	IX
ABSTRACT	XII
AGRADECIMENTOS	XV
I. INTRODUÇÃO	01
I.1- Generalidades.....	01
I.2- Localização e Acesso	02
I.3- Aspectos da Geografia Física da Área	02
II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	05
II.1- Grupo Cuiabá.....	05
II.2- Granito São Vicente	08
II.3- Vulcânicas de Mimoso	10
II.4- Formação Furnas.....	11
II.5- Intrusivas Ponta do Morro	12
II.6- Depósitos Cenozóicos	13
III - METODOLOGIA	14
III.1- Trabalhos de Campo	14
III.2- Análise Petrográfica	14
III.3- Quimismo de Minerais	15
III.4- Quimismo de Rochas	17
III.5- Geocronologia.....	18
IV - GEOLOGIA LOCAL	19
V - PETROGRAFIA	25
V.1- Granitos	25
V.2- Sienitos primitivos.....	32
V.3- Sienitos evoluídos	39
V.4- Enclaves microgranulares.....	49

V.5- Diques	53
VI - QUÍMICA DE MINERAIS	58
VI.1- Feldspatos.....	58
VI.2- Anfibólios	71
VI.3- Piroxênios.....	86
VI.4- Olivinas	100
VI.5- Enigmatita	105
VI.6- Micas.....	109
VI.7- Espinélios (Fe e Ti) e Ilmenitas.....	118
VII - QUÍMICA DE ROCHAS	124
VII.1- Elementos Maiores e Menores.....	124
VII.2- Afinidades Geoquímicas.....	131
VII.3- Classificação Química das Rochas.....	135
VII.4- Ambientes Geotectônicos	137
VIII - GEOCRONOLOGIA.....	140
IX - CONSIDERAÇÕES PETROLÓGICAS E FINAIS.....	144
IX.1- Possível Gênese dos Enclaves Microgranulares	144
IX.2- Aspectos Texturais e Transformações Mineralógicas de Temperatura Mais Baixa ou Pós-Magmáticas	146
IX.3- Mineralogia Normativa e Locação das Rochas Estudadas no Tetraedro Granítico	148
IX.4- Condições de Cristalização	153
IX.4-1- Temperatura Inferida Através do Conteúdo de P ₂ O ₅	153
IX.4-2 - Assembléia Mineralógica Como Indicadora da Temperatura e Fugacidade de Oxigênio	154
IX.5- Considerações Finais	159
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	162

ÍNDICE DE FIGURAS

	pg.
Figura I-1: Mapa esquemático de localização e acesso à área	04
Figura II-1: Mapa simplificado da região.....	06
Figura IV-1: Vista panorâmica do Complexo Ponta do Morro.....	20
Figura IV-2: Mapa de localização de pontos de amostragem.....	21
Figura IV-3: Aspectos de afloramentos	22
Figura IV-4: Bloco de microssienito com enclaves do tipo microgranular félsico.....	23
Figura IV-5: Amostra de microgranito com enclaves do tipo microgranular máfico.....	23
Figura V-1: Diagrama QAP de classificação modal.....	26
Figura V-2 - Fotomicrografia: Granito- detalhe de intercrescimento gráfico.....	30
Figura V-3 - Fotomicrografia: Granito-intercrescimentos gráfico.....	30
Figura V-4 - Fotomicrografia: Microgranito-intercrescimento gráfico em mesopertitas	31
Figura V-5 - Fotomicrografia: Microgranito-agregado de egrina, ferro-winchita, feldspato alcalino, quartzo e	31
Figura V-6 - Fotomicrografia: Mela-sienito - pseudomorfo de fenocristal de salita.....	34
Figura V-7 - Fotomicrografia: Sienito médio amarelo-esverdeado- textura e anfibólio zonado	40
Figura V-8 - Fotomicrografia: Sienito médio amarelo-esverdeado- detalhe de anfibólio zonado.....	41
Figura V-9 - Fotomicrografia: Arfvedsonita sienito - grãos de ortoclásio e egrina alterada.....	43
Figura V-10 - Fotomicrografia: Riebeckita sienito - detalhe de transformação de egrina	43

Figura V-11 - Fotomicrografia: Fayalita sienito - textura e grãos de fayalita	46
Figura V-12 - Fotomicrografia: Fayalita sienito - detalhe de cristal de fayalita alterado	47
Figura V-13 - Fotomicrografia: Fayalita sienito - pseudomorfo de fayalita	47
Figura V-14 - Fotomicrografia: Fayalita sienito - cristal de egirina alterada para ferro-barroisita.....	48
Figura V-15 - Fotomicrografia: Fayalita sienito - associação de máficos.....	48
Figura V-16 - Fotomicrografia: Enclave microgranular máfico - ocelo e matriz.....	51
Figura V-17 - Fotomicrografia: Enclave microgranular máfico - detalhe de ocelo	52
Figura V-18 - Fotomicrografia: Enclave microgranular félsico - textura porfirítica com fenocristais.....	54
Figura V-19 - Fotomicrografia: Enclave microgranular félsico - detalhe de plagioclásio bytownítico	54
Figura V-20 - Fotomicrografia: Enclave microgranular félsico - detalhe de fenocristal de salita.....	55
Figura V-21 - Fotomicrografia: Traquito - textura glomero-porfirítica em matriz traquítica.....	57
Figura V-22 - Fotomicrografia: Traquito - textura pórfiro-traquítica	57
Figura VI-1.1: Variação composicional dos feldspatos das rochas mais primitivas	68
Figura VI-1.2: Variação composicional dos feldspatos de dois sienitos primitivos e quatro mais evoluídos.....	69

Figura VI-1.3: Variação composicional dos feldspatos de granitos, microgranitos e traquito.....	70
Figura VI-2.1: Locação dos anfibólios nos diagramas de classificação de Leake (1978).....	79
Figura VI-2.2: Locação dos anfibólios sódico-cálcicos e alcalinos nos diagramas de Leake (1978)	80
Figura VI-2.3: Locação dos anfibólios alcalinos nos diagramas de classificação de Leake (1978).....	81
Figura VI-2.4: Locação dos anfibólios nos diagramas Mg-Ca-Fe* e Ca-K-Na.....	82
Figura VI-2.5: Evolução composicional dos anfibólios no diagrama $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{VI}}$ versus $\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$	83
Figura VI-2.6: Diagramas de variação composicional dos anfibólios	84
Figura VI-2.7: Diagramas de variação composicional dos anfibólios	85
Figura VI-3.1: Composição dos piroxênios no diagrama de classificação (Q-J) do IMA (Morimoto, 1989).....	91
Figura VI-3.2: Composição dos piroxênios no diagrama de classificação (En-Wo-Fs) do IMA (Morimoto, 1989)	92
Figura VI-3.3: Distribuição dos piroxênios no diagram WEF-Jd-Ae (Morimoto, 1989)	93
Figura VI-3.4: Distribuição dos piroxênios no diagrama Na-Mg-Fe*	94
Figura VI-3.5: Comparação entre o “trend” composicional dos piroxênios do Complexo Ponta do Morro e da literatura	95
Figura VI-3.6: Diagramas de variação composicional dos piroxênios	97

Figura VI-3.7: Diagramas de variação composicional dos piroxênios	98
Figura VI-3.8: Diagramas de variação composicional dos piroxênios	99
Figura VI-4.1: Locação das olivinas no diagrama de classificação (Mg/Fe ²⁺ +Mg) <i>versus</i> (Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg) e no diagrama triangular MgO-FeO-MnO	103
Figura VI-4.2: Diagramas de variação composicional das olivinas.....	104
Figura VI-5: Diagramas de variação composicional das enigmatitas	108
Figura VI-6.1: Distribuição das micas no diagrama classificatório Al ^{IV} <i>versus</i> Fe/(Fe+Mg).....	113
Figura VI-6.2: Variação composicional das biotitas	114
Figura VI-6.3: Locação das biotitas nos diagramas (Al ^{IV} +Ti)-Mg-(Fe ²⁺ +Mn) e Al ₂ O ₃ -MgO-FeO	115
Figura VI-6.4: Locação das biotitas nos diagramas Mg-(Al ^{IV} +Al ^{VI})-Fe e Mg-K-Fe	116
Figura VI-6.5: Variação composicional núcleo e borda das biotitas	117
Figura VI-7.1: Locação dos minerais óxidos no diagrama FeO-TiO ₂ -Fe ₂ O ₃	121
Figura VI-7.2: Diagramas de variação composicional das ilmenitas e espinélios de Fe e Ti.....	122
Figura VII-1.1: Diagramas de Harker	128
Figura VII-1.2: Diagramas de Harker	129
Figura VII-1.3: Diagramas de variação de elementos traços <i>versus</i> sílica.....	130
Figura VII-2.1: Diagrama álcalis x sílica (Irvine & Baragar, 1971).....	131
Figura VII-2.2: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971)	132

Figura VII-2.3: Diagrama A/CNK x A/NK (Maniar & Piccoli, 1971).....	133
Figura VII-2.4: Diagramas Zr/TiO ₂ x SiO ₂ e Nb/Y x Zr/TiO ₂	134
Figura VII-3.1: Diagrama álcalis x sílica (Cox et al. , 1979).....	136
Figura VII-3.2: Diagrama ácalis x SiO ₂ (Middlemost, 1985)	137
Figura VII-4.1: Diagrama R ₁ - R ₂ (Batchelor & Bowden, 1985).....	138
Figura VII.4.2: Diagramas Y x Nb e (Y+Nb) x Rb (Pearce et al. , 1984).....	139
Figura VIII-1: Diagramas isocrônicos de referência Rb/Sr.....	142
Figura VIII-2: Diagramas isocrônicos de referência Rb/Sr	143
Figura IX-3: Diagramas Qz-Ab-Or e Ab-An-Or	150
Figura IX-4.1 Diagrama P ₂ O ₅ <i>versus</i> SiO ₂	153
Figura IX-4.2: Diagrama Temperatura (T) <i>versus</i> Fugacidade de Oxigênio (<i>f</i> O ₂)	156

ÍNDICE DE TABELAS

	pg.
Tabela II-1: Coluna estratigráfica simplificada da região do Complexo Ponta do Morro	05
Tabela V-1: Análises modais de rochas do Complexo Ponta do Morro.....	27
Tabela VI-1: Composição química e fórmula estrutural de feldspatos	60
Tabela VI-2: Composição química e fórmula estrutural de anfíbólios	73
Tabela VI-3: Composição química e fórmula estrutural de clinopiroxênios.....	87
Tabela VI-5.1: Composição química de olivinas	102
Tabela VI-5.1: Composição química de enigmatitas.....	107
Tabela VI-5.2: Composição química de enigmatitas da literatura	106
Tabela VI-6: Composição química e fórmula estrutural de biotitas.....	111
Tabela VI-7: Composição química de minerais óxidos	119
Tabela VII-1: Composição química de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro	126
Tabela VIII-1: Dados isotópicos Rb-Sr para as rochas dos Complexo Alcalino Ponta do Morro	141
Tabela IX-3: Composição normativa de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro	151

RESUMO

O Complexo Ponta do Morro, constitui uma associação de rochas de caráter predominantemente alcalino, configurando elevações, em forma de meia lua, ressaltadas na Planície do Pantanal Mato-grossense. Ocupa uma área de aproximadamente 7 km², situada a aproximadamente 150 km de Cuiabá, no Distrito de Mimoso, Município de Santo Antônio do Leverger, Estado de Mato Grosso. Insere-se em um contexto geológico regional que tem como representante do Pré-Cambriano Superior o Grupo Cuiabá, e do Paleozóico Inferior o Granito São Vicente e as Vulcânicas de Mimoso; sobre essas rochas, depositaram-se em discordância litológica, os sedimentos devono-silurianos da Formação Furnas e os Depósitos Cenozóicos.

Litotipos de composição granítica, e sienítica levemente supersaturada, se dispõem neste complexo, em afloramentos não contínuos, apresentando, em suas bordas ocidental e oriental, respectivamente, enclaves microgranulares e diques ácidos. Classificam-se, de acordo com o diagrama QAP, como álcali-feldspato granito, quartzo álcali-feldspato sienito, álcali-feldspato sienito, quartzo sienito e sienito; correspondentes aos granitos peralcalinos e às séries alcalina sódica e alumino-potássica, apresentando características de ambientes intra-placas, da classificação proposta por Bowden *et al.* (1984). Contexto geotectônico este, também confirmado, através do comportamento de elementos maiores e traços.

Os estudos petrográficos e geoquímicos evidenciaram que o Complexo Ponta do Morro é constituído por uma típica associação de granitóides alcalinos, anorogênicos, do tipo A, exibindo uma intensa variação textural e mineralógica, e caráter bimodal. Os sienitos mais primitivos (microsienito, melasienito, sienito médio, sienito fluidal) correspondem às composições metaluminosas e os mais evoluídos (fayalita sienito, sienito grosso, arfvedsonita sienito, riebeckita sienito) às peralcalinas; enquanto que, os granitos, litotipos mais abundantes, variam desde peraluminosos (biotita-granito) a peralcalinos (egirina-riebeckita granito), passando por termos metaluminosos (ferro-barroisita granito).

Os feldspatos estão presentes em todas as variedades litológicas estudadas, constituindo a fase mineral mais importante do ponto de vista quantitativo, estando representados apenas por feldspatos alcalinos, naquelas mais evoluídas, e também por plagioclásios cálcicos, nas mais primitivos. O feldspato alcalino, geralmente mesopertítico, apresenta preferencialmente um caráter *hipersolvus*. A presença de feldspato sódico, dissociado do potássico, é mais restrita, caracterizando os litotipos *subsolvus*, coincidentes geralmente, com termos menos evoluídos da série. Intercrescimentos micrográficos são muito comuns, principalmente nos granitos.

Os anfíbólios representam a fase máfica mais abundante das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. No enclave microgranular máfico, eles são cálcicos (tschermakita e hornblenda) e sódico-cálcico (barroisita); nos sienitos primitivos e enclave microgranular félsico eles variam, preferencialmente, de actinolita e tschermakita a ferro-hornblenda; enquanto que, nos sienitos mais diferenciados, ferro-winchita e ferro-barroisita evoluem para termos alcalinos, tais como arfvedsonita e riebeckita. Nos granitos, eles variam de ferro-hornblenda a riebeckita, passando por ferro-barroisita. Podem ser separados em dois grupos: um constituído por termos ricos em $(Ca+Al^{IV})$ e pobres em $(Si+Na+K)$, cristalizados num estágio magmático precoce; e um segundo caracterizado por anfíbólios pobres em $(Ca+Al^{IV})$ e ricos em $(Si+Na+K)$, tais como arfvedsonita e riebeckita, desenvolvidos em um estágio magmático tardio. Estudos experimentais, a 1 kb de pressão, indicam para a solução sólida arfvedsonita-riebeckita, cristalização sob baixas fugacidades de oxigênio, e temperaturas de 695°C, no tampão IW (ferro-wustita) (Ernst, 1962 in: O'Halloran, 1985).

Os clinopiroxênios são encontrados na maioria dos litotipos estudados, exibindo uma extensa variação composicional, indo de termos essencialmente cálcicos até sódicos, passando por termos cálcico-sódicos. Nas rochas mais primitivas, eles possuem composição mais cálcica, correspondentes às salitas, ferrosalitas e augitas; sendo considerados como os piroxênios mais precoces, cristalizados contemporaneamente ou depois da fayalita, antes dos plagioclásios e das mesopertitas, sob condições de baixa atividade de sílica. Os piroxênios cálcico-sódicos se cristalizaram depois dos cálcicos, contemporaneamente aos anfíbólios sódico-cálcicos; enquanto que, o piroxênio sódico (egirina) é tardio, caracteriza os litotipos mais diferenciados, e se cristaliza junto com quartzo e anfíbólios sódicos, evidenciando a composição alcalina do líquido residual.

A paragênese encontrada, bem como o conteúdo de P_2O_5 , sugerem que as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro iniciaram sua cristalização por volta de 900-800°C, sob baixa atividade de SiO_2 , com fO_2 entre os tampões QFM e MW, isto é, sob condições redutoras, como também evidenciado pelo baixo valor de mg# dos minerais ferromagnesianos primários. A cristalização de arfvedsonita-riebeckita, egirina e astrofilita pode ter ocorrido a 695°C; enquanto que, a associação mineralógica tardia (ferro-actinolita, biotita, magnetita) deve ter sido desenvolvida abaixo de 550°C, sob condições de também baixa fO_2 .

O mais provável esquema de cristalização dessas rochas, envolve a formação precoce de piroxênios e anfíbólios cálcicos + aenigmatita + fayalita + plagioclásio, seguida pela cristalização de piroxênios e anfíbólios cálcico-sódicos e uma posterior solidificação de feldspatos alcalinos + quartzo + anfíbólios e piroxênios sódicos + astrofilita (possivelmente) + biotita. Com uma assembléia de

cristalização tardia constituída principalmente por ferro-actinolita, óxidos, quartzo e sericita.

Dois tipos de enclaves microgranulares foram distinguidos nas rochas estudadas. O mais abundante, apresenta características de enclave microgranular félsico, possuindo as mesmas feições texturais e mineralógicas da fácies marginal hospedeira (microssienito, sienito médio e sienito fino), cuja presença foi interpretada como porções de margens resfriadas, remobilizadas pelo líquido, durante a sua colocação. O segundo, caracterizado como enclave microgranular máfico, ocorre apenas no microgranito, sendo constituído essencialmente por anfibólios e plagioclásio cálcicos; representando segregações de minerais magmáticos precoces.

As determinações radiométricas, pelo método Rb/Sr, forneceram idade de $100,1 \pm 1,1$ Ma e razão inicial de $0,70520 \pm 0,0010$ para a colocação deste complexo. Os baixos valores desta razão inicial, muito próximos daqueles da linha de evolução do manto, sugerem que as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro foram originadas de magmas de derivação mantélica. Provavelmente gerados na litosfera subcontinental, a exemplo do sucedido com outros complexos alcalinos brasileiros (Morro Redondo, Juquiá, Piratini, e Tunas).

As características químicas, mineralógicas e isotópicas das rochas estudadas indicam uma gênese relacionada com a cristalização fracionada de um magma de derivação mantélica, de composição metaluminosa (semelhante àquela do mela-sienito, microssienito e enclaves microgranulares), envolvendo piroxênios e anfibólios cálcicos e plagioclásio. Cujo fracionamento seria responsável pela condução de magmas metaluminosos, de composição dos sienitos primitivos, à magmas peralcalinos, de composição dos sienitos e granitos mais evoluídos. Infere-se ainda, que a cristalização precoce dos clinopiroxênios cálcicos enriqueceu o líquido em ferro, dos anfibólios cálcicos proporcionou uma maior saturação em sílica; enquanto que, o fracionamento dos plagioclásios cálcicos, foi o principal responsável pelo caráter peralcalino do líquido residual.

A remarcável semelhança mineralógica dos litotipos, sugere que os sienitos e granitos são consangüíneos; no entanto, o comportamento geoquímico diferenciado dos biotita-granitos evidencia que, apenas para eles, ocorreu uma provável atuação de contaminação crustal, responsável pelo maior enriquecimento em SiO_2 , pela diminuição relativa de Zr, MnO, Na_2O e K_2O , e pelo caráter peraluminoso desses granitos.

Outros processos além de fracionamento e contaminação crustal, tais como modificações subsolidus estão envolvidos na cristalização das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Isto é, durante a sua colocação, fluidos juvenis derivados da cristalização do magma, e fluidos crustais reciclados devem ter reagido com a rocha sólida, formando os produtos de alteração hidrotermal.

ABSTRACT

The Ponta do Morro Complex consists of an alkaline-dominated association outcropping as half-moon like elevations in marked contrast with the lowlands of the Matogrossense Pantanal basin realm. It covers an area up to 7 km² located 150 km from Cuiabá in the Mimoso District of Santo Antônio do Leverger Town, Mato Grosso State. The regional geological framework consists of the Neoproterozoic Cuiabá Group, the Early Paleozoic São Vicente Granite and Mimoso Volcanics which are overlain by the Devonian-Silurian Furnas Formation and Cenozoic sedimentary deposits.

Granites and slightly oversaturated syenites with microgranular enclaves and cut by acidic dikes occurs as dismembered outcrops, respectively in the eastern and western borders of the Complex. QAP classification encompass alkali-feldspar granites, quartz-alkali-feldspar syenites, alkali-feldspar syenites, quartz syenites and syenites which correspond to the peralkaline granites and the alkaline-sodic to alkaline-potassic series. Following the proposal of Bowden *et al.* (1984), the Complex is considered to have developed in an intra-plate tectonic environment which is also confirmed through the geochemical behaviour of major and trace elements.

Petrographic and geochemical studies showed the Complex to consist of a bi-modal, alkaline, anorogenic, A-type granitic association with strong textural and mineralogical variations. The more primitive syenites (microsyenite, mela-syenite and fluidal syenite) correspond to the meta-aluminous compositions and the more evolved ones (fayalite syenite, coarse-grained syenite, arfvedsonite syenite, riebeckite syenite) to the peralkaline compositions whereas the granites, by far the most abundant rock type, vary from peraluminous (biotite granite) to peralkaline (aegirine-riebeckite granite) with minor metaluminous Fe-barroisite granite.

Feldspars are the most important mineralogical phase being represented by alkaline-feldspar in the more evolved types and also by calcium-plagioclase in the more primitive ones. Alkaline mesoperthitic feldspar is typically hypersolvus while sodic-feldspar alone is more restricted characterizing the subsolvus types. Micrographic overgrowths are common specially in granitic compositions.

Amphibole is the most abundant mafic phase in the Ponta do Morro Alkaline Complex. Its composition varies from calcic (tschermakite and hornblende) to sodic-calcic (barroisite) in the mafic microgranular enclaves; from actinolite to tschermakite to Fe-hornblende in primitive syenites and felsic microgranular enclaves and from Fe-winchite and Fe-barroisite to arfvedsonite and riebeckite in the more evolved syenites. In the granites, the amphibole varies from

Fe-hornblende to Fe-barroisite to riebeckite which can be separated into two groups. The first one is (Ca+Al^{IV})-rich, (Si+Na+K)-poor crystallized in an early magmatic episode while the second one consists of (Ca+Al^{IV})-poor, (Si+Na+K)-rich amphiboles such as arfvedsonite-riebeckite developed in a late magmatic stage. Experimental studies indicated low fO_2 and temperatures at about 695°C for the crystallization of the arfvedsonite-riebeckite solid-solution.

Clinopyroxenes are widespread in most studied rocks presenting large compositional variations from calcic to calcic-sodic to sodic. In the more primitive rocks, clinopyroxene is calcic corresponding to salite, Fe-salite and augite and is considered the earlier pyroxene which crystallized together with or soon after fayalite and before the crystallization of plagioclase and meso-perthites, under low Si activity conditions. The calcic-sodic pyroxene crystallized after the calcic one along with the calcic-sodic amphibole while the sodic pyroxene (aegirine) crystallized together with quartz and sodic amphibole in the more evolved types from an alkaline residual liquid.

The mineralogical assemblages along with the P₂O₅ contents suggest that the Ponta do Morro Alkaline Complex started crystallizing at temperatures about 900-800°C under low Si activity and fO_2 between QFM and MW buffers, i.e., under reducing conditions as evidenced by the low mg# values for Fe-Mg primary phases. Crystallization of arfvedsonite-riebeckite, aegirine and astrophyllite may have occurred at temperatures around 695°C, whereas the late mineralogical assemblage (Fe-actinolite, biotite, magnetite) may have developed below 550°C under low fO_2 conditions as well.

The more likely crystallization path may have been as follows: early crystallization of calcic pyroxene and amphibole plus aenigmatite, fayalite and plagioclase which was succeeded by the crystallization of calcic-sodic pyroxenes and amphiboles and ending with the crystallization of alkaline-feldspar plus quartz, sodic pyroxene and amphibole, astrophyllite (probably) and biotite.

Two kinds of microgranular enclaves were distinguished in this study. The most common is of felsic composition with similar textural and mineralogical characteristics to that of its marginal facies host (microsyenite, medium and fine-grained syenite) which was interpreted as fragments of cooled margins engulfed during liquid ascent. The second one, the mafic enclaves, is restricted to the microgranite facies and consists of amphiboles and plagioclases. These enclaves are interpreted to have developed from the segregation of the earlier mineral phases.

Radiometric determinations by Rb/Sr systematics yielded an age of 100.1±1.1 Ma, with an initial ratio of 0.70520±0.0010, for the magmatic event. The low initial ratio found is close to those of the mantle evolution line suggesting the Ponta do Morro Alkaline Complex to have been generated from subcontinental

mantle derived magmas as happened with other brazilian alkaline complexes (Morro Redondo, Juquiá, Piratini and Tunas).

Chemical, mineralogical and isotopic characteristics of the Ponta do Morro Alkaline Complex suggest its origin from the fractional crystallization of a meta-aluminous subcontinental mantle derived magma involving amphibole, plagioclase and pyroxene. This process would be responsible for the observed trend, i.e., from meta-aluminous (primitive syenites) to peralkaline liquids (more evolved syenites and granites). It is also suggested that early crystallization of calcic clinopyroxene is responsible for iron enrichment, whilst amphibole fractionation is for raising silica saturation and calcic plagioclase for the peralkaline character of the residual liquid.

The remarkable similarity among the rock types of Ponta do Morro Alkaline Complex suggests syenites and granites being co-sanguineous, however the differentiated geochemical behaviour of biotite granites suggests crustal contamination to account for Si enrichment, relative depletion in Zr, MnO, Na₂O and K₂O and its peraluminous character.

A process other than fractional crystallization and crustal contamination are also involved in the formation of the Ponta do Morro Alkaline Complex. It is suggested that during the emplacement, magmatic juvenile fluids and recycled crustal fluids interacted with solid rocks giving rise to hydrothermally altered products.

AGRADECIMENTOS

O êxito de tudo o que realizamos depende de circunstâncias, das quais algumas são certas e outras, aleatórias; algumas só dependem do nosso esforço, outras, da colaboração de terceiros. Assim também acontece na elaboração de uma tese. Por mais que consideremos os nossos esforços despendidos em leitura, estudo, pesquisa, organização e sistematização, noites insones, tensões, horas-extras em laboratórios e bibliotecas, não podemos omitir ressaltar a participação daqueles que, direta ou indiretamente, nos ajudaram a chegar a este momento de conclusão de mais uma etapa de nossa formação acadêmica.

É por isso que o nosso primeiro espaço na apresentação do presente trabalho é dedicado, como de praxe, aos agradecimentos.

Inicialmente, desejamos manifestar publicamente os nossos agradecimentos e admiração ao nosso Professor Orientador, Dr. Excelso Ruberti, que com toda a sua capacidade intelectual e boa vontade, tornou-se elemento decisivo na concepção e elaboração da nossa tese, não só mostrando os rumos, mas percorrendo conosco todos os caminhos, desde os trabalhos de campo, realização das análises de microsonda eletrônica, até a fase final de redação e edição, tendo se manifestado mais que um orientador, mas se tornado um verdadeiro “cúmplice”.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa do Programa de Incentivo à Capacitação Docente (PICD).

À Universidade Federal de Mato Grosso pelo patrocínio das etapas de campo e diversas formas de apoio concedidos.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela permissão de uso de seus equipamentos e instalações, em especial: à Marta e Tadeu, da secretaria do Departamento de Mineralogia e Petrologia; ao Prof. Dr. Wilson Teixeira, Ivone Sonoki e Helen Sonoki, do Centro de Pesquisas Geocronológicas; ao Prof. Dr. Gergely Szabó e à Angélica, do Laboratório de Microscopia; à equipe do Laboratório de Microsonda Eletrônica; aos professores Dr. H.G.J. Ulbrich e Dr. Valdecir de Assis Janasi e à química Sandra Andrade pelas análises realizadas no Laboratório de Química e Plasma e ICP-AES do Departamento de Mineralogia e Petrologia; aos professores Dr. Rafael Hipólito e ao técnico Paulo Ernesto Mori do Laboratório de Química via úmida do Departamento de Mineralogia e Petrologia; enfim a toda equipe da Biblioteca, especialmente à Cida, Rosa e Estela.

A todos os professores do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da USP, em especial aos doutores Gergely Szabó, Francisco Rubens Alves, Valdecir Janasi e Sílvio Vlach.

A todos os colegas e amigos do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da USP, que nos auxiliaram e estimularam de formas diversas e sempre foram bons companheiros, especialmente a nossa “pequena”-grande amiga Ângela Beatriz de Menezes Leal, a Alcina Franca Barreto, Alba Betina dos Santos, Geysa Angelis Machado, Jayme Baéz Presser, Lucy Gomes Sant’Anna e Miriam Chieco Shinzato.

Ao aluno de geologia da USP, Gaston Eduardo Enrich Rojas, pela ajuda com o programa MINPET.

Aos colegas dos Departamentos de Recursos Minerais e Geologia Geral da Universidade Federal de Mato Grosso, particularmente à Prof^a Dr^a Raquel Quadros que em todo momento desses longos anos esteve pronta a nos ajudar, nos incentivando e quebrando os maiores “galhos”; e aos professores João de Batista Matos, Dr. Jayme D. Leite e Amarildo de Salina Ruiz.

Aos nossos ex-alunos, hoje geólogos, Carlos Humberto da Silva pela ajuda na confecção das tabelas e a José Ricardo Pisani, Júlio César Arrais, Shelma Roman Kato e Carla Rosane Barbosa pelo companheirismo nas etapas de campo.

Ao meu esposo e melhor amigo Joaquim Goulart e aos meus filhos Joaquim Luiz e Luiza, um agradecimento todo especial pelo amor, companheirismo, carinho, compreensão e paciência dedicados durante todas as fases deste trabalho.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1 - GENERALIDADES

As rochas alcalinas despertam grande interesse dos petrólogos, devido às suas peculiaridades químicas, mineralógicas, estruturais e econômicas. Ocorrências alcalinas acham-se presentes em quase todos os estados brasileiros, representando uma das mais expressivas feições geológicas do território nacional. Entretanto, em sua grande maioria concentra-se principalmente na porção meridional, dispostas ao longo do arco em torno dos limites leste e nordeste da Bacia do Paraná, e da faixa litorânea dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. O conhecimento dessas rochas se reveste de grande interesse científico como também econômico, tendo em vista as suas peculiaridades químicas, mineralógicas, estruturais e genéticas. Sob o aspecto científico, a investigação petrológica e geoquímica de associações alcalinas possibilita o conhecimento da seqüência evolutiva dessas rochas, das condições físico-químicas atuantes por ocasião de sua formação, do quadro genético e geotectônico regional, bem como da natureza do manto superior e crosta basal. Do ponto vista econômico, os maciços alcalinos são as principais fontes de óxidos e/ou silicatos de nióbio, titânio, zircônio, tório, urânio, alumínio, berílio e sódio, além das importantes concentrações de fosfatos de cálcio e terras raras.

A despeito desses fatores ressalta-se que o conhecimento dessas associações é muito restrito, mesmo considerando as ocorrências citadas na literatura, pois em sua grande maioria, elas foram apenas pesquisadas no âmbito de trabalhos de reconhecimento regional.

No Mato Grosso, estado onde estamos profissionalmente e afetivamente vinculadas, encontra-se, relatada na bibliografia, apenas uma ocorrência desse tipo de rocha, as "Intrusivas Ponta do Morro" (Del'Arco *et al.*, 1982), a qual escolhemos como objeto de nossa pesquisa. Ocupando uma área de aproximadamente 7 km² configuram elevações situadas à margem direita do rio Madeira ou Mutum, na localidade de Mimoso, município de Santo Antônio do Leverger.

As rochas alcalinas são difíceis de ser definidas e o termo "alcalino" tem sido usado com quatro diferentes sentidos (Bates & Jackson, 1980; *in*: Bonin, 1991). De acordo com a revisão da classificação de rochas alcalinas (Sörensen, 1974) que adota os índices de Shand, considerando as proporções moleculares $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$, rochas alcalinas são aquelas que possuem relações 1:1:6, seja deficientes em alumina e/ou em sílica. Nesta concepção se enquadram: (1)

rochas insaturadas em sílica, que podem ser saturadas em alumina (miasquíticas) ou não (agpaíticas); e (2) rochas saturadas ou supersaturadas em sílicas peralcalinas ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3>1$). No entanto, rochas metaluminosas a peraluminosas (com biotita), saturadas a supersaturadas em sílica, que ocorrem associadas a rochas alcalinas *s.str.*, podem a elas ser agrupadas, como suites alcalinas.

Segundo Bonin (1991) os granitos alcalinos apresentam uma mineralogia distinta, caracterizada por espécies sódicas e potássicas ricas em ferro. As composições químicas são contrastantes, podendo-se encontrar granitos peralcalinos, metaluminosos e peraluminosos, que se distinguem pelo decréscimo de $[(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}]$ (índice agpaítico A.I.) e aumento da razão $[\text{Al}/(2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})]$.

Os trabalhos petrográficos e químicos desenvolvidos nesta pesquisa, tiveram por objetivo a caracterização mineralógica, petrológica e geoquímica das rochas sieníticas, levemente supersaturadas e graníticas que constituem esse complexo alcalino. O estudo detalhado do quimismo das rochas e de seus minerais constituiu o enfoque primordial desta tese de doutoramento.

I.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Complexo Alcalino Ponta do Morro constitui elevações com aproximadamente 7 km², situadas à margem direita do Rio Mutum ou Madeira, no Distrito de Mimoso, Município de Santo Antônio do Leverger, Estado de Mato Grosso. Encontram-se delimitadas no mapa do Projeto RADAM BRASIL, folha SE 21-X-A, escala 1:1.000.000 (Del'Arco *et al.*, 1982), situando-se entre as coordenadas geográficas 16°15'08" e 16°18'22" de latitude Sul e 55°40'22" e 55°44'51" de longitude Oeste.

O acesso a Mimoso pode ser feito a partir de Cuiabá pela rodovia MT-040 passando por Santo Antônio do Leverger; ou pela BR-364 (Rodovia Cuiabá-Alto Araguaia) até o quilômetro 348, quando se tem acesso à MT-361 rumo a Barão de Melgaço, alcançando-se a partir do entrocamento, próximo a Croará, a estrada MT-040 que leva a Mimoso (Figura I-1). Dessa localidade, que dista aproximadamente 130 km de Cuiabá, até a área de estudo percorre-se aproximadamente 20 km de caminhos vicinais, em péssimas condições de tráfego, cujo traçado é anualmente alterado após cada enchente do Pantanal Mato-grossense.

I.3 - ASPECTOS DA GEOGRAFIA FÍSICA DA ÁREA

A feição geomorfológica dominante na área é a planície do Pantanal Mato-grossense com altitudes em torno de 100 m. Em níveis mais elevados

destacam-se: os metarenitos do Grupo Cuiabá (± 160 m), configurando as serras de Barão de Melgaço e de Mimoso; as rochas da Formação Furnas que constituem a Serra de São Jerônimo (± 300 m); e o Granito São Vicente (± 700 m), Vulcânicas de Mimoso e Complexo Ponta do Morro (± 423 m).

O sistema hidrográfico é formado por rios de médio porte como o Corixó e o Mutum, que apresentam sistema meandriforme e pertencem à Bacia do Rio Cuiabá.

O clima da região é definido como Tropical Quente Subúmido (Nimer, 1989), caracterizando-se por duas estações bem marcantes, verão úmido e inverno seco. O período úmido vai de novembro a março, sendo dezembro e janeiro os meses que apresentam maiores precipitações. O período seco começa em abril e termina em outubro, tendo em junho e julho o menor índice pluviométrico, geralmente nulo. No verão ocorre 80% da precipitação pluviométrica anual, que oscila entre 1.000 mm a 1.500 mm. No entanto, a origem das cheias e o alagamento do pantanal não estão diretamente ligados à pluviosidade e sim aos problemas hidrológicos, isto é, dificuldade de drenagem. As águas dos planaltos do Norte e do Leste se concentram na planície pantaneira formando uma rede de drenagem que interliga as baías e lagoas através de canais, porém sem possuir desnível suficiente para um pleno escoamento (Loureiro *et al.*, 1982).

Segundo esses autores (*op.cit.*), a vegetação nas áreas de acumulação inundáveis do pantanal, é do tipo Savana (ou Cerrado), que no Mato Grosso é representada por uma vegetação xeromórfica com fisionomia diversificada, variando de arbórea densa a gramíneo lenhosa tendo o seu uso quase exclusivo para o pastoreio. O longo período de encharcamento dos solos propicia a regeneração e desenvolvimento de espécies invasoras, que em determinados locais formam densos agrupamentos de árvores com alturas superiores a 5m e de difícil penetração. No entanto, anualmente, na época seca, são realizadas limpezas e queimadas para retirada dessas espécies, o que é, ecologicamente, drástico, mas por outro lado facilita o acesso à área e os trabalhos de campo.

LEGENDAS:

□ CIDADES	HIDROGRAFIA
○ LOCALIDADES	RODOVIA ESTADUAL
CAPITAL DO ESTADO	RODOVIA FEDERAL
INTRUSIVAS PONTA DO MORRO	

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DO COMPLEXO ALCALINO PONTA DO MORRO

O Complexo Ponta do Morro, de idade cretácica, insere-se num contexto geológico regional que tem como representantes do Pré-Cambriano Superior o Grupo Cuiabá, e do Paleozóico Inferior o Granito São Vicente e as Vulcânicas de Mimoso. Sobre ele, se depositaram em discordância litológica, os sedimentos siluro-devonianos da Formação Furnas, do Grupo Paraná, e depósitos Cenozóicos (Tabela II-1 e Figura II-1).

Este capítulo é portanto fundamentado essencialmente em dados da literatura e apresenta um panorama da Geologia Regional, dando ênfase aos aspectos petrográficos, estruturais, tectônicos e geocronológicos. As terminologias utilizadas por Del'Arco *et al.* (1982) para designar unidades lito-estratigráficas, tais como Vulcânicas de Mimoso e Intrusivas Ponta do Morro não serão modificadas nesta tese, por não se tratar de um trabalho de cunho regional. No entanto, quanto ao segundo termo, que corresponde às rochas objeto dessa tese, optou-se por se utilizar preferencialmente a expressão complexo, que as melhor caracteriza, em vez de intrusivas.

Tabela II.1 - Coluna estratigráfica simplificada da região do Complexo Ponta do Morro.

Cenozóico	Holoceno	Aluviões Atuais
	Quaternário	Formação Pantanal
	Pleistoceno	Depósitos Detríticos
Mesozóico	Cretáceo	Complexo Ponta do Morro
Paleozóico	Siluro-Devoniano	Grupo Paraná - Fm. Furnas
	Cambro-Ordoviciano	Granito São Vicente
		Vulcânicas de Mimoso
Pré-Cambriano	Superior	Grupo Cuiabá

II.1 - GRUPO CUIABÁ

O Grupo Cuiabá foi inicialmente definido por Evans (1894) que utilizou o termo "Cuiaba Slates" para designar ardósias com clivagem proeminente

Figura:II-1 Mapa simplificado da região das Intrusivas Ponta do Morro, adaptado de Del'Arco *et al.* (1982).

Legenda:

Ha	Aluviões Atuais
Qp	Formação Pantanal
Qd	Depósitos Detríticos
Kdλp	Intrusivas Ponta do Morro
SDf	Grupo Paraná - Formação Furnas
€Ov	Granito São Vicente e
€Oαm	Vulcânicas de Mimoso
Pecb	Grupo Cuiabá

aflorantes na Baixada Cuiabana. Posteriormente, Luz **et al.** (1980) distribuíram em oito unidades litoestratigráficas os constituintes deste grupo, caracterizado por uma seqüência predominantemente de filitos com intercalações de quartzitos, metagrauvacas e metaconglomerados com raras ocorrências de metacalcários e filitos calcíferos.

Em estudos mais recentes, Alvarenga (1988, 1990), descreveu o Grupo Cuiabá como um dos constituintes das Unidades Litoestratigráficas Inferior e Média de fácies intermediárias e distais da Faixa Paraguai. Apresentando grandes variações de espessuras e de fácies, o Grupo Cuiabá é definido como uma seqüência de metassedimentos de fácies talude e bacia profunda, depositados durante o Ciclo Brasileiro.

Segundo Alvarenga (1990) os ambientes de sedimentação da Faixa Paraguai foram influenciados por glaciação, traduzida no Grupo Cuiabá, por turbiditos e diamictitos glaciogênicos e presença de clastos caídos e material continental provavelmente transportados por "icebergs".

As rochas do Grupo Cuiabá localizadas na zona tectônica interna da Faixa Paraguai, apresentam o registro de quatro fases de deformação e um metamorfismo de fácies xisto-verde baixo, que apenas localmente atinge a zona da biotita (Alvarenga, 1986).

Segundo Alvarenga (1990), as três primeiras fases de deformação são co-axiais, sendo apenas a D1 bem representada por toda a cadeia, estando associada à recristalização sintectônica dos filitos nos planos de xistosidade, responsável pelo metamorfismo regional epizonal. A deformação brasileira mais tardia, a D4, está relacionada às dobras mais amplas de caráter regional, tendo seus eixos perpendiculares aqueles das outras fases. Desenvolvidos paralelamente ao intenso fraturamento dessa fase D4, encontram-se veios de quartzo, alguns dos quais mineralizados a ouro, causando o surgimento de explorações artesanais locais (os garimpos).

O ouro no Grupo Cuiabá se encontra remobilizado para litotipos hidrotermalizados, especialmente para zonas sulfetadas e para os veios de quartzo. No entanto, a constante presença de minerais de alta temperatura (como quartzo com prisma curto, magnetita com exsoluções de ilmenita, zircão e feldspato) e fragmentos de rochas vulcânicas ácidas nos diamictitos e turbiditos deste grupo, constatadas por Carvalho (1991), levou Carvalho & Moraes (1992) a admitir a hipótese de que o ouro pode ser atribuído tanto aos litotipos primários contenedores desse metal, como também às camadas de hidrotermalitos associados ao vulcanismo.

Luz **et al.** (1980) e Del'Arco **et al.** (1982) descreveram os seguintes representantes do Grupo Cuiabá na região:

- Metarenitos com intercalações subordinadas de filitos, ardósias e xistos, configurando as serras de Barão de Melgaço e Mimoso. Mais abundantes, os metarenitos são descritos como rochas duras, de tonalidades brancas, róseas ou amareladas, constituídas essencialmente por grãos de quartzo razoavelmente selecionados, cimentados por sílica, apresentando também minerais micáceos e grãos feldspáticos comumente caulinizados. Associados a eles, ocorrem veios de quartzo leitoso, muitas vezes drusiformes, com largura variando de 1 mm a 10 cm e quartzitos duros, de cor cinza esbranquiçada, constituídos por grãos finos de quartzo, imersos em matriz quartzosa que exhibe minúsculas plaquetas de sericita. Alguns desses metarenitos preservaram-se no topo dos relevos das Intrusivas Ponta do Morro, na forma de “roof pendants” (Luz *et al.*, 1980).

- Para leste, na borda ocidental da Serra de São Jerônimo, os metarenitos tornam-se subordinados aos filitos e xistos, os quais se ocultam sob os sedimentos da Formação Furnas. Esses metassedimentos pelíticos são geralmente micáceos com aspecto ardosiano, no entanto, nas proximidades da cidade de Barão de Melgaço, os metapelitos são duros, silicificados e exibem colorações mostarda e arroxeadas.

- Metagrauvacas foram identificadas na Fazenda Santana do Taquaral, ao sul do Granito São Vicente, apresentando textura fina, coloração acinzentada, constituídas por quartzo, feldspato e minerais máficos.

- Hornfels foram relatados como restritos às áreas onde ocorreram intrusões magmáticas, como aquelas que circundam o Granito São Vicente, as Vulcânicas de Mimoso e o Complexo Ponta do Morro. Del’Arco *et al.* (1982) descreveram amostras coletadas nas proximidades da fazenda Santana do Taquaral, como rochas de coloração escura, granulação fina a afanítica, destacando-se grânulos de cordierita. Exibem textura granoblástica a poiquiloblástica, constituída por cristais anédricos de quartzo, feldspatos, biotita e cordierita; podendo, esses dois últimos, se apresentar como poiquiloblastos com inclusões de quartzo, opacos, feldspato, epidoto e biotita.

II.2 - GRANITO SÃO VICENTE

O batólito São Vicente, situado a 60 km ao sudeste de Cuiabá, primeiramente estudado por Almeida (1954), compreende rochas de composição granítica que ocupam uma área aflorante de aproximadamente 430 km², sendo considerado como tardicinemático, colocado na faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no final do ciclo Brasileiro (Hasui & Almeida, 1970).

Essa intrusão ocorreu de modo discordante nos metassedimentos do Grupo Cuiabá, tendo neles desenvolvido uma auréola de metamorfismo de contato de dezenas a poucas centenas de metros de espessura. Essa auréola é caracterizada,

segundo Almeida e Mantovani (1975), por hornfels com cordierita, indicando que a colocação desse granito provocou forte elevação da temperatura, sob moderada pressão.

Os dados geocronológicos obtidos pelo método K/Ar em biotitas desse granito, lhe confere uma idade de 503 Ma (Hasui e Almeida, 1970). As datações Rb/Sr em rocha total indicam uma idade 500 ± 15 Ma que é considerada como aquela de colocação desse corpo ígneo (Almeida e Mantovani, 1975).

A estrutura arqueada alongada a NE denominada Arco São Vicente por Oliveira e Muhlmann (1967) possui relações diretas com a intrusão do Granito São Vicente, impondo orientações NE-SW aos metassedimentos do Grupo Cuiabá e provocando o arqueamento das camadas da Bacia do Paraná, fazendo com que estas mudem gradativamente, seus mergulhos de leste para norte e NNE (Barros *et al.*, 1982). Segundo Almeida (1986), as atividades tectônicas desse arco, que possuía como uma das maiores áreas de influência a borda noroeste da Bacia do Paraná, ocorreram durante o Paleozóico, não sendo identificável facilmente a sua atuação no Mesozóico, pois encontra-se muito erodido e coberto por depósitos Cenozóicos. No entanto, para esse autor, o caráter félsico saturado do magmatismo que originou o Complexo Ponta do Morro, parece refletir a reativação Mesozóica desse arco.

Almeida e Mantovani (1975) descreveram o Granito São Vicente como uma rocha leucocrática, de coloração rósea ou cinza, por vezes levemente orientada, algo cataclasada, de textura inequigranular, fina a grossa, podendo exibir-se algumas vezes porfirítica. Microscopicamente apresenta textura inequigranular e composição mineralógica essencial formada de ortoclásio, exibindo intercrescimentos micropertíticos; plagioclásio de composição entre oligoclásio e andesina; quartzo intersticial e biotita representando a única fase máfica primária. Como acessórios exibe apatita, zircão, magnetita, pirita, allanita e mais raramente fluorita e como minerais de alteração deutérica apresenta, epidoto, muscovita, sericita, hematita, clorita e calcita.

Na localidade de Águas Quentes, zona de ocorrência de fontes termais, Olivatti & Marques (1972) descreveram os seguintes litotipos:

- adamelitos porfiríticos de coloração róseo-avermelhada, com fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo e uma mesóstase fina essencialmente quartzo-feldspática, com palhetas de biotita;
- microadamelitos porfiríticos, isotrópicos, finos, de coloração rósea, com fenocristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio com plaquetas milimétricas de biotita;
- adamelitos grossos, granulares a porfiríticos, de coloração avermelhada, tendo como minerais acessórios: zirconita, rutilo e opacos.

- e delenitos de coloração vermelha escura, textura porfirítica com fenocristais de feldspato e quartzo imersos numa matriz microgranular. Encontrados preenchendo fraturas de espessura variável (10 a 50m).

Esta terminologia utilizada por Olivatti & Marques (1972) é hoje, considerada obsoleta, sendo portanto adequado substituir as expressões adamelito e delenito por, respectivamente, monzogranito (granito 3b) e riodacito, conforme sugerido por Le Maitre (1989).

Pinho *et al.* (1993) estudando esse batólito, o caracterizaram como granito do tipo I de mesozona, com colocação passiva, de composição variando de monzo a sienogranito, apresentando conteúdos de elementos traços compatíveis com ambientes intra-placa. Com relação aos elementos Terras Raras ficou evidenciado um pequeno fracionamento de leves sobre pesados e anomalia negativa de Eu, o que levou esses autores a sugerir que o magma parental desse granito, originou-se por fusão parcial de rochas básicas, sofrendo subseqüentes processos de cristalização fracionada, com participação de plagioclásio.

O Granito São Vicente, encontra-se localmente recoberto, em discordância litológica, pelos sedimentos da Formação Furnas do Grupo Paraná. Na sua parte sudoeste pode se encontrar encoberto, discordantemente, pelos sedimentos Quaternários da Formação Pantanal (Barros *et al.*, 1982) (Figura II-1). Associadas temporalmente ao Granito São Vicente, encontram-se nessa área rochas dacíticas, riodacíticas e riolíticas que constituem as Vulcânicas de Mimoso.

II.3 - VULCÂNICAS DE MIMOSO

As Vulcânicas de Mimoso foram primeiramente descritas por Luz *et al.*, (1980), que as associaram às rochas que ocorrem em elevações próximas à elas, depois individualizadas como Intrusivas Ponta do Morro. A esse conjunto denominaram informalmente Intrusivas Ácidas e Intermediárias de Mimoso.

Posteriormente, Del'Arco *et al.* (1982) através de estudos de campo, petrográficos e geocronológicos, individualizaram nesse conjunto, duas formações de rochas magmáticas de composição, coloração e idades diferentes. As Vulcânicas de Mimoso seriam portanto, compostas por dacito, riodacito e riolito de idade Cambro-Ordoviciano, associadas ao evento magmático que gerou o Granito São Vicente. E um segundo grupo de rochas, de caráter predominantemente alcalino, de idade cretácica, ao qual atribuíram o nome de Intrusivas Ponta do Morro.

Segundo Del'Arco *et al.* (1982) as Vulcânicas de Mimoso distribuem-se em três elevações ressaltadas na Planície Pantaneira, ocupando uma área total de 15 km², localizadas à margem direita do rio Mutum. São encontradas apenas nas vizinhanças da serra de Mimoso, sobre os metassedimentos do Grupo

Cuiabá, estando localmente encobertas pelos sedimentos inconsolidados da Formação Pantanal (Figura II-1).

Os litotipos identificados nesta sequência vulcânica foram descritos por esses autores como:

- Dacito de coloração esverdeada e textura porfirítica, com fenocristais, cujas dimensões variam até 1 cm, imersos em uma matriz fina. Os fenocristais são de plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e hornblenda (rara) e a mesóstase possui composição quartzo-feldspática, exibindo intercrescimentos gráficos, com pontuações de biotita e anfibólio. Cristais de titanita, apatita e zircão encontram-se associados à hornblenda e à biotita.

- Riodacito apresentando coloração cinza, texturas fanerítica fina e afanítica, com fenocristais de feldspato de dimensões variando de 0,5 a 2 cm. Microscopicamente exhibe matriz granular a microcristalina, constituída essencialmente por feldspatos (plagioclásio e feldspato alcalino), quartzo, turmalina, sericita, apatita, epidoto, opacos e clorita. Processos de devitrificação e saussuritização, além de microfraturas preenchidas por turmalina, são também identificados nesta mesóstase.

- Riolito de coloração preta com nuances cinza, isotrópica e porfirítica. Microscopicamente apresenta textura porfirítica com fenocristais de quartzo, feldspato, e opacos, imersos em matriz microcristalina contendo vidro, exibindo intercrescimento granofírico e micrográfico. O plagioclásio pode estar saussuritizado ou sericitizado e na mesóstase ele se dispõe comumente com hábito microlítico.

II.4 - FORMAÇÃO FURNAS

O Siluro-Devoniano está representado na região, pela Formação Furnas, que compreende a sequência arenosa basal da borda ocidental da Bacia do Paraná. Constitui um relevo “cuestiforme”, de aproximadamente 20 km de extensão, com cotas que atingem 300 m, cuja frente volta-se para a depressão do Pantanal Mato-grossense, definindo o acidente geográfico denominado Serra de São Jerônimo (Figura II-1). No contexto regional, ela recobre discordantemente os metassedimentos do Grupo Cuiabá, o Granito São Vicente e as Vulcânicas de Mimoso (Del'Arco *et al.*, 1982).

Segundo Assine *et al.* (1994), predominam na parte inferior da Formação Furnas, arenitos feldspáticos/caolínicos grossos, texturalmente imaturos. Na base ocorrem, descontinuamente, arenitos conglomeráticos e conglomerados quartzosos. Para o topo a quantidade de feldspatos decresce, passando a predominar arenitos granulometricamente mais finos, aos quais se entremeam níveis micáceos e/ou argilosos. Os arenitos apresentam sempre vários tipos de

estratificações cruzadas, tendo sido analisadas em detalhe por Bigarella **et al.** (1966).

Na área objeto deste trabalho, os arenitos são as rochas predominantes, possuindo geralmente granulação grossa, mais raramente fina e média. São essencialmente quartzosos com variações feldspáticas, com coloração variando de esbranquiçada a avermelhada, apresentando matriz siltico-argilosa e cimento silicoso e/ou ferruginoso (Del Arco **et al.**, 1982).

II.5 - INTRUSIVAS PONTA DO MORRO

As "Intrusivas" Ponta do Morro, objeto de nossa pesquisa, foram descritas por Del'Arco **et al.** (1982), como uma associação de rochas de caráter alcalino, incluindo granitos, quartzo monzonitos, sienitos pórfiros, microssienitos e nordmarkitos. Ocupam uma área de aproximadamente 7 km², constituindo elevações situadas à margem direita do rio Madeira ou Mutum, na localidade de Mimoso, município de Santo Antônio de Leverger (Figura II-1).

As primeiras referências a essas rochas foram feitas por Luz **et al.** (1980) que as descreveram como pertencentes ao conjunto "Intrusivas Ácidas e Intermediárias de Mimoso", admitindo uma provável relação genética com o Granito São Vicente. Deve-se portanto a Del'Arco **et al.** (1982), a separação desse conjunto em duas seqüências de rochas ígneas de composições e idades distintas.

A ocorrência de metarenitos do Grupo Cuiabá no topo dessas elevações, em forma de "roof pendants", levou Luz **et al.** (1980) a admitir que as Intrusivas Ponta do Morro soergueram os metassedimentos desse grupo, sem afetar significativamente o seu padrão estrutural. O contato entre essas duas unidades litoestratigráficas é, segundo Del'Arco **et al.** (1982), discordante apresentando localmente "hornfels" e xenólitos de composição metassedimentar. Estes autores inferem ainda, que essas rochas, que se encontram parcialmente recobertas por sedimentos Quaternários, já constituíam altos topográficos no final do Terciário, pois seus fragmentos podem ser vistos nos depósitos coluviais adjacentes.

Del'Arco **et al.** (1982) obtiveram pelo método Rb/Sr uma isócrona de 84 ± 6 Ma e razão inicial $0,709 \pm 0,002$ para três amostras desses sienito. O diagrama isocrônico (Figura VIII-1B) apresenta um espalhamento adequado e uma colinearidade dos pontos analisados, fato que, segundo esses autores, conferem aos dados uma boa confiabilidade. Essa idade os permitiu correlacionar o evento de formação dessas rochas com aqueles que deram origem aos complexos alcalinos, também cretácicos, do Estado de Goiás, tais como os de Santo Antônio da Barra (± 85 Ma, Hasui **et al.**, 1971); Iporá (± 78 Ma, Danni, 1974); Santa Fé (± 85 Ma, Barbour **et al.**, 1979); e Montes Claros (± 89 Ma, Figueiredo e Penna, 1973 e Schobbenhaus Filho **et al.**, 1975).

II.6 - DEPÓSITOS CENOZÓICOS

Os depósitos Cenozóicos ocupam nessa região uma extensa área (Figura II-1). Destacam-se entre eles os Depósitos Detríticos do Pleistoceno, a Formação Pantanal do limite Pleistoceno-Holoceno e os Aluviões Atuais, que são descritos por Del'Arco **et al.** (1982).

Os **Depósitos Detríticos** agrupam elúvios, colúvios, alúvios e lateritos ferruginosos, de idade Quaternária inferior, formados sob condições climáticas diferentes das atuais. Os coluviões e aluviões acham-se principalmente distribuídos ao redor das serras de Mimoso e de São Jerônimo, representando cones de dejeção coalescentes. Os lateritos ferruginosos ou "canga", apresentam-se sob a forma de nódulos com diâmetros variáveis dispersos em matriz argilo-siltosa, ou como concreções de óxidos e hidróxidos de ferro associados a grãos de quartzo. São abundantes onde dominam filitos do Grupo Cuiabá, como na base da Serra de São Jerônimo.

A **Formação Pantanal** compreende sedimentos aluvionais predominantemente arenosos, siltico-argilosos e argilosos, inconsolidados e semi-consolidados, com sedimentos areno-conglomeráticos nas camadas inferiores da seqüência. Possuem geralmente colorações cinza-claro, às vezes creme, e podem exibir manchas castanho-amareladas e/ou avermelhadas pelas concentrações de óxidos e hidróxidos de ferro, localmente com horizonte concrecionário. A Formação Pantanal foi primeiramente descrita por Oliveira & Leonardos (1943). Posteriormente, Figueiredo & Olivatti (1974) subdividiram essa formação em três unidades ou níveis de sedimentação: Qp1 - planície aluvial arenosa antiga; Qp2 - planície aluvial sub-recente, constituída essencialmente de sedimentos pelíticos correspondendo às áreas periodicamente inundáveis e Qp3 - aluviões recentes, areno-siltosos. Os sedimentos da Formação Pantanal repousam na área sobre as rochas do Grupo Cuiabá, sobre as Vulcânicas de Mimoso e depósitos detríticos.

Os **Aluviões Atuais** ocorrem na área, em todos os cursos de água e na planície lacustre de Mimoso, como sedimentos siltico-argilosos ou como sedimentos arenosos. Apresentam colorações claras, cinza a creme ou esbranquiçadas, às vezes exibindo manchas amareladas devido a concentrações de óxidos e hidróxidos de ferro. Podem também exibir coloração cinza mais escuro devido à presença de matéria orgânica.

CAPÍTULO III

METODOLOGIA

A pesquisa desenvolvida no Complexo Ponta do Morro é de enfoque petrológico, onde se procura caracterizar os fatores responsáveis pelas variações petrográficas e químicas observadas. As várias etapas do trabalho, foram processadas com o auxílio de técnicas diversas, sumarizadas a seguir.

III.1 - TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas. Na primeira, de reconhecimento e amostragem preliminar, percorreu-se os caminhos que contornam e/ou cortam o complexo estudado. Nessa época a vegetação estava densa (Figura IV-3A), assim dificultando o acesso aos afloramentos; o que não ocorreu no ano seguinte, quando previamente à segunda etapa de campo, haviam sido realizadas as costumeiras “queimadas” que proporcionaram melhores condições de trabalho (Figura IV-3B). Na segunda etapa, foram feitos então, perfis geralmente transversais ou paralelos à estrutura alongada do corpo, em forma de meia lua, buscando-se com isso uma amostragem representativa dos diversos litotipos.

A idéia de elaboração de um mapeamento faciológico foi então descartada, devido a grande variação granulométrica e textural encontrada, até mesmo em escala de afloramento, e à falta de continuidade destes, pois boa parte da estrutura acha-se encoberta por sedimentos Quaternários ou sobreposta aos metarenitos do Grupo Cuiabá, que aí ocorrem como “roof pendants”. Para a programação de campo foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:60.000 (VM-AST-10/1966); imagens de RADAR ampliadas para 1:100.000 e folhas topográficas (Serviço Geográfico do Exército, de 1973 a 1975) na escala 1:100.000 e ampliadas para 1:50.000.

Nas duas fases de campo contou-se com o apoio logístico da Universidade Federal de Mato Grosso e o auxílio de quatro atuais colegas e ex-alunos desta Instituição. Na segunda etapa, contou-se também com a colaboração do nosso orientador Prof. Dr. Excelso Ruberti.

III.2 - ANÁLISE PETROGRÁFICA

As descrições petrográficas foram desenvolvidas, dando ênfase à mineralogia e textura, através do estudo microscópico de 150 lâminas delgadas (confeccionadas no laboratório de laminação da Universidade Federal de Mato

Grosso) precedido pelo exame macroscópico das rochas. Determinou-se a composição modal de 25 amostras selecionadas como as mais representativas dos diversos litotipos, cujas seções delgadas, ainda sem laminulas, foram previamente submetidas à coloração seletiva dos feldspatos, segundo metodologia discutida por Hutchinson (1974), que pode ser sumarizada da seguinte forma:

Expor a lâmina aos vapores de ácido fluorídrico (40%) durante 30 segundos; em seguida imergí-la, por um igual período, em uma solução de cobaltonitrito de sódio, preparada a partir de nitrato de cobalto, ácido acético e nitrato de sódio. Após esse procedimento, a seção deverá ser lavada em água corrente, secada de maneira natural e coberta com laminula.

As análises modais foram realizadas ao microscópio de luz transmitida com auxílio de um vernier e um contador automático. O número de pontos determinados por seção variou de 1.000 a 3.600, em função das texturas e granulometrias apresentadas. Os dados disponíveis encontram-se plotados no diagrama QAP (Figura V-1) de Streckeisen (1976) buscando-se a classificação petrográfica e uma identificação com as séries de granitóides e rochas relacionadas propostas por Bowden *et al.* (1984), adaptadas de Lameyre & Bowden (1982).

III.3 - QUIMISMO DE MINERAIS

A partir do estudo petrográfico foram selecionadas cerca de 26 amostras de rocha para fins de análises químicas de minerais no Laboratório de microsonda e microscopia (varredura) eletrônicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, empregando-se instrumental de fabricação JEOL JXA-8600S, equipado com cinco espectrômetros, e automatizado com um sistema TRACOR. As determinações, foram efetuadas em seções delgadas polidas, cobertas por uma película de carbono, em metalizador automático de fabricação Bendix.

No total foram analisados 1931 pontos, dos quais 809 em feldspatos, 307 em piroxênios, 522 em anfibólios, 25 em enigmatitas, 27 em olivinas, 114 em biotitas e 102 em minerais opacos, buscando-se caracterizar todas as possíveis variações composicionais de cada mineral. Esses minerais foram analisados para elementos maiores, menores e para alguns traços selecionados. Os padrões empregados foram, a wollastonita (para Si e Ca), rutilo sintético (Ti), corindon (Al), cromita (Cr), hematita (Fe), rodonita (Mn), periclásio (Mg), Ni-olivina (Ni), andesina (Na), microclínio (K), conforme registrado no laboratório.

O procedimento analítico adotado foi o de rotina desse laboratório: as condições analíticas utilizadas foram, 15Kv para potencial de aceleração, e 20nA, para corrente do feixe eletrônico. O diâmetro do feixe incidente, foi fixado em 5 μ . Os tempos máximos de integração das contagens de pulsos, foram de 10

segundos para maioria dos elementos, 5 segundos para elementos mais voláteis (Na, K) e 20 segundos para os menores e traços. As intensidades dos pulsos foram automaticamente corrigidas para radiação de fundo, e para tempo-morto. Os efeitos de matriz (número atômico, absorção de massa e fluorescência secundária), foram corrigidos através do sistema TRACOR de automação da microsonda.

A exatidão dos resultados coligidos, varia com a concentração do elemento presente na fase mineral investigada, estimando-se erros em torno de 3% e 5%, para elementos maiores e menores, respectivamente. Enquanto que, os valores relativos à reprodutibilidade (precision), refletindo mais as condições operacionais, são de aproximadamente 1%.

Foram feitas rotineiramente, leituras em três pontos nas bordas, e de um a três nas porções centrais dos grãos conforme suas dimensões, objetivando avaliar o grau de homogeneidade dos cristais. Os resultados apresentados nas diversas tabelas e diagramas, correspondem, para cada amostra, a média aritmética das leituras tomadas nas bordas e núcleos dos mesmos, separando quando necessário, em fenocristais e cristais de matriz.

O tratamento dos dados, apresentados como porcentagem (%) em peso dos óxidos, tais como transformação em proporções catiônicas, fórmulas estruturais, componentes moleculares e diagramações, foi executado pelos programas MINFILE (Afifi & Essene, 1988) e MINPET (Richard, 1995).

Os feldspatos estão presentes em todas as variedades litológicas, sendo os minerais félsicos mais importantes do ponto de vista quantitativo. Foram analisados com o intuito de se obter suas composições moleculares, que se encontram plotadas no diagrama ternário Or-Ab-An. A presença de exsolução é comum sob formas de pertitas, micropertitas e mesopertitas. As duas fases foram analisadas separadamente e quando possível procurou-se reintegrar-se à composição das fases exsolvidas.

O estudo petrográfico revela que, dentre os máficos, os anfibólios são os mais abundantes sendo representados pela riebeckita, arfvedsonita, barroisita, hornblenda e actinolita. Os piroxênios, da série egrina-augita, também são freqüentes, ocorrendo bem preservados ou como grãos reliquiares associados a anfibólios. A olivina ferrífera foi detectada em apenas um litotipo, apresentando-se mais comumente alterada para iddingsita. Em algumas amostras de granito, biotita é o máfico principal e foi também estudada.

Os óxidos de Fe e Ti são comuns na maioria das rochas e também foram analisados. Eles são primários, euédricos, isolados ou como inclusões; ou então representam produtos de reações encontrando-se associados aos máficos. Exibem comumente lamelas de exsolução.

A determinação da composição química das principais fases minerais através de microsonda eletrônica constitui-se em ferramenta auxiliar de

grande valia para a descrição petrográfica. No entanto, a aplicação dos dados transcende essa função e é de importância fundamental em modelagens petrogenéticas envolvendo o quimismo de rochas, bem como na definição das condições físico-químicas (T, P, fO_2) de cristalização das rochas.

III.4 - QUIMISMO DE ROCHAS

Inicialmente, foram selecionadas cerca de 18 amostras consideradas como representativas dos principais litotipos do complexo, para fins de análise de elementos maiores e alguns traços.

As amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, quando frações de rocha de 1 a 4 Kg foram fragmentadas em britador de aço (< 5 mm) e quarteadas até a extração de alíquotas com 100-250 g. Utilizando moínhos de ágata, foram então pulverizadas a uma granulação inferior a 200 *meshes*.

Após preparação, essas amostras foram analisadas na Divisão de Laboratórios da GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda. (GEOLAB), através de técnicas diversas: fluorescência de raios-X (Si, Al, Ca, Fe_{total} , Ti, P, S, Cl, Rb, Sr, Ba, Zr); absorção/emissão atômica (Mn, Mg, Na, K); espectrografia óptica (Nb, Y, Ni); eletrodo de íon específico, após fusão alcalina (F); titulação com $KMnO_4$ (Fe^{2+}) e medida de volume de gás (CO_2). Para controle da qualidade das análises, foi inserida nesse grupo uma amostra de sienito do Maciço Capituva, cedida pelo professor Dr. Valdecir Janasi, da Universidade de São Paulo, analisada nos laboratórios do **Imperial College**, em Londres, por espectrometria de plasma induzido (ICP), sendo os resultados amplamente coincidentes (Tabela VII-1).

Após o estudo petrográfico detalhado, foram selecionadas, e da mesma forma preparadas, mais 25 amostras para análises por fluorescência de raios X (para a maioria dos elementos maiores e para Ti, P, Rb, Sr, Y, Zr e Nb), fotometria de chama (Na), volumetria (Fe^{2+} e Fe^{3+}) e gravimetria (H_2O), nos Laboratórios de Química do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Ressalte-se que nesse período, era ainda utilizado um equipamento de fluorescência de raios X da Zeiss-Jena, modelo VRA-30, da antiga Alemanha Oriental. Controlou-se os resultados desses laboratórios repetindo-se a análise de duas amostras previamente executadas na GEOLAB. Observou-se uma boa concordância para a maioria dos elementos, exceto os traços, quando os novos dados obtidos estavam muito diminuídos em relação aos da GEOLAB. Os resultados das duas amostras reanalisadas mostraram, em relação aos antigos dados, desvios de 27 e 47% para Rb; 26 e 100% para Sr; 46 e 50% para Y; 25 e 51% para Zr e 35 e 60% para Nb.

Diante deste impasse, optou-se por uma re-análise dessas 26 amostras, agora no Laboratório de Química e ICP-AES do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que vem produzindo ao longo destes dois primeiros anos de rotina analítica, resultados altamente confiáveis. As análises químicas de elementos maiores, menores e traços (V, Zr, Y, La, Sr, Ba) foram realizadas através de equipamento ARL-3410 sequencial, em soluções obtidas por fusão alcalina, com misturas de 0,75 g de tetra e metaborato de lítio e de 0,25 g de pó de rocha, e diluição final dos analitos de 1:1000, conforme metodologia descrita em Janasi *et al.* (1995). Os resultados de elementos maiores e menores são coincidentes com aqueles anteriormente obtidos na USP, no entanto como era esperado, os traços (Zr, Y e Sr) apresentaram geralmente teores mais elevados, sendo eles os utilizados nos diversos diagramas do capítulo de química de rochas. Quanto aos elementos Rb e Nb que não foram reanalisados, considerar-se-á, de forma cautelosa, os dados anteriormente obtidos por Fluorescência de Raios-X.

Os dados analíticos obtidos (Tabela VII-1) foram submetidos a tratamento estatístico, constituindo uma base para caracterização das diferentes séries de rochas, bem como modelagens petrogenéticas e de ambientes tectônicos.

III.5 - GEOCRONOLOGIA

Quatro amostras (duas de sienitos e duas de granitos) foram preparadas para realização de análises radiométricas, pelo método Rb/Sr, no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo). Conforme metodologia deste laboratório, a determinação quantitativa dos teores de Rb_{total} e Sr_{total} foi feita por fluorescência de raios-X para amostras com teores entre 50 e 500 ppm, enquanto que amostras com teores fora deste intervalo, tiveram suas concentrações determinadas por diluição isotópica, utilizando-se “spikes” enriquecidos em ⁸⁷Rb e ⁸⁷Sr de acordo com procedimentos descritos em Kawashita (1972).

As amostras foram selecionadas a partir da relação Rb/Sr, tendo sido escolhidas aquelas que possuíam valores mais amplamente distribuídos. As determinações isotópicas de Sr, após abertura das amostras com HF e HClO₄ a quente e separação do Rb e Sr em resinas de troca catiônica, foram efetuadas em espectrômetro de massa, modelo VG-354.

As constantes utilizadas para os cálculos das razões isotópicas e das idades, foram aquelas indicadas por Steiger & Jäger (1977): $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$; $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$; $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,593 \pm 0,0004$. Nos diagramas isocrônicos foi calculada a variância média quadrática ponderada MSWD (“mean square of weighted deviates”), que fornece o grau de colinearidade das amostras analisadas. Os erros foram calculados levando-se em consideração o desvio dos pontos em relação a melhor reta calculada.

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA LOCAL

O Complexo Alcalino Ponta do Morro é constituído essencialmente por litotipos de composição granítica e sienítica levemente supersaturada, que se dispõem de maneira não contígua. Do ponto de vista morfológico, corresponde a uma das maiores elevações da região, com cota de aproximadamente 400 metros acima do nível do mar, destacando-se consideravelmente em relação à planície do Pantanal Mato-grossense que possui altitudes em torno de 100 m (Figura IV-1). Exibe forma irregular, semelhante a uma meia lua, ocupando uma área de aproximadamente 7 km². Grande parte dessa estrutura se encontra, no entanto, sobreposta aos metarenitos do Grupo Cuiabá, que aí ocorrem como “roof pendants” ou encoberta por sedimentos Quaternários, acarretando afloramentos escassos e pouco contínuos.

Esse fato, associado a grande diversidade granulométrica, textural e composicional encontrada, até mesmo em escala de afloramento, impossibilitaram a elaboração de um mapeamento faciológico desse corpo. Como por exemplo em uma mesma exposição (ponto 3, Figura IV-2) encontram-se termos primitivo (mela-sienito) e diferenciado (microgranito). Na Figura IV-2 encontram-se destacados os pontos de amostragem, que correspondem ao primeiro número da etiqueta de cada amostra, utilizado nas tabelas de análises químicas, valendo ressaltar que cada um deles corresponde a mais de uma amostra, geralmente em torno de cinco.

Excetuando-se a presença de metarenitos do Grupo Cuiabá no topo da estrutura do Complexo Ponta do Morro, as outras relações de contato discordante entre ele e o Grupo Cuiabá, descritas por Del'Arco *et al.* (1982), tais como ocorrência de hornfels e xenólitos de composição metassedimentar, que evidenciam auréolas de metamorfismo de contato, não foram constatadas nesta pesquisa. Os hornfels não foram observados em campo devido, talvez, à cobertura mais recente, e os xenólitos de composição metassedimentar, por esses autores relatados, tratam-se de enclaves de caráter nitidamente ígneo.

Os litotipos desse complexo ocorrem como blocos, matacões e lajedos (Figuras IV-3A e IV-3B), exibindo aspecto maciço e fraturas NE e NW com mergulhos verticalizados. Diques traquíticos e riolíticos de espessuras decimétricas (30 a 50 cm) e extensões métricas, apresentando coloração cinza-clara até cinza-escura-rosada e granulação fina a muito fina, cortam os sienitos e granitos, preferencialmente nas bordas orientais do corpo, exibindo contatos bem marcados com as encaixantes.

Figura IV-1: Vista Panorâmica (E-W) do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Figura IV-2: Mapa de localização de pontos de amostragem do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

(A)

(B)

Figura IV-3: Aspectos dos afloramentos do Complexo Ponta do Morro. Observar as diferenças das paisagens correspondentes aos períodos úmido com vegetação mais densa (A) e seco, após a prática de “queimadas” (B).

Figura IV-4: Bloco fraturado de microssienito porfirítico apresentando enclaves do tipo microgranular félsico, de formatos alongados, coloração cinza e bordas cinza mais escuro.

Figura IV-5: Amostra de microgranito exibindo enclaves do tipo microgranular máfico, de coloração preta, e contatos definidos a reentrantes. Destacam-se nos enclaves ocelos milimétricos de composição microgranítica.

Em área aflorante, os granitos, texturalmente mais homogêneos, predominam sobre os sienitos. São rochas leucocráticas, cinza-esbranquiçadas, rosa ou verde-claro, exibindo textura inequigranular média a grossa e geralmente intercrescimento gráfico. Litotipos hololeucocráticos (rosa-acinzentado-claro até branco), de granulometria mais fina, que ocorrem na borda ocidental do complexo, de maneira volumetricamente mais restrita, foram classificados como microgranitos.

Os sienitos variam de leucocráticos (cinzas, brancos ou cremes) até melanocráticos (verde muito escuro a preto), passando por tipos mesocráticos (tonalidades diversas de cinza e verde). Possuindo granulometria desde muito fina até grossa, exibem texturas variáveis: inequigranulares, equigranulares, fluidais, predominando no entanto, as porfíricas.

Para distinção desses litotipos além das características macroscópicas e das feições petrográficas, utilizou-se dados de quimismo mineral e de rocha total. As suas descrições petrográficas encontram-se detalhadas no capítulo seguinte.

Rochas mais primitivas (microssienito porfírico, mela-sienito, sienito médio, sienito fluidal) ocorrem preferencialmente na borda ocidental do complexo, exibindo freqüentemente enclaves microgranulares cinza-escuros de formas alongadas predominantemente tabulares e tamanhos variados (centimétricos a decimétricos), com contatos nítidos e bordas de coloração ainda mais escura (Figura IV-4). Apesar de ser considerado como um termo mais evoluído, o microgranito também aflora na porção ocidental do corpo, possuindo enclaves microgranulares máficos, de coloração preta, formas diversas (às vezes ovóides), com dimensões centimétricas a decimétricas e contatos difusos, às vezes englobando ocelos do microgranito. Este segundo tipo de enclave é mais raro, ocorrendo apenas no citado litotipo (Figura IV-5).

CAPÍTULO V

PETROGRAFIA

O Complexo Alcalino Ponta do Morro é constituído essencialmente por litotipos de composição granítica e sienítica levemente supersaturada (Sousa & Ruberti, 1996). Os pontos que representam as determinações modais de 25 dessas amostras (Tabela V-1) distribuem-se, no diagrama de classificação modal QAP (Figura V-1) de Streckeisen (1976), segundo os campos dos álcali-feldspato granito, quartzo álcali-feldspato sienito, álcali-feldspato sienito, quartzo sienito e sienito; correspondendo aos granitos peralcalinos e às séries alcalina sódica e alumino-potássica (apenas três amostras), da classificação proposta por Bowden *et al.* (1984), modificada de Lameyre & Bowden (1982). Contrastantemente, o enclave microgranular máfico que não possui feldspato alcalino e quartzo, se situa no vértice P do diagrama, coincidindo com o campo dos dioritos.

De acordo com seus feldspatos alcalinos, essas rochas podem ser classificadas como granitóides *hipersolvus* e *subsolvus* (Tuttle & Bowen, 1958). O primeiro caracterizado por uma única variedade de feldspato alcalino (mesopertitas); e o segundo por duas variedades, correspondentes a um feldspato potássico pertítico e à albita ou oligoclásio, geralmente disposta em cristais pequenos, às vezes discretamente zonada.

Devido ao fato dos sienitos apresentarem uma intensa variação textural, de coloração e químico-mineralógica, foram descritos separadamente, podendo no entanto ser agrupados em primitivos e evoluídos. Os termos primitivos estão representados pelo mela-sienito, microssienito porfirítico, sienito médio, sienito médio amarelo-esverdeado, sienito fino porfirítico e fluidal, traquito porfirítico; enquanto que os litotipos mais evoluídos correspondem ao fayalita sienito, riebeckita sienito, arfvedsonita sienito e sienito grosso.

As descrições petrográficas desses litotipos, encontram-se dispostas a seguir, separadas em granitos, sienitos primitivos e evoluídos, enclaves e diques. Dados de quimismo mineral, obtidos por microsonda eletrônica, são utilizados sempre que necessário, a fim de se obter uma melhor caracterização destas rochas.

V.1- GRANITOS

O **Granito** é uma rocha leucocrática, cinza esbranquiçada, com nuances rosa ou verde-claro. Ele apresenta textura inequigranular média a grossa e cristais anédricos de feldspato (2-6 mm) exibindo geralmente intercrescimento gráfico. O quartzo, além de se apresentar associado ao feldspato pode possuir

Figura V-1: Distribuição das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama QAP, apresentando a classificação proposta por Bowden et al. (1984), adaptada de Lameyre & Bowden (1982), para séries de rochas graníticas. (CAT- série cálcio-alcalina tonalítica ou trondjemítica; CAG - série cálcio-alcalina granodiorítica; SAM- série subalcalina monzonítica; ALK- série aluminosa potássica; ANA- série alcalina sódica). Símbolos: enclave microgranular máfico, quadrados semi-cheios (metade superior cheia); enclave microgranular félsico, quadrados semi-cheios (metade inferior cheia); microssienito, círculos vazios; mela-sienito, quadrados cheios; sienito médio, círculos cheios; sienito fluidal, círculos semi-cheios; sienito médio amarelo-esverdeado, losangos semi-cheios; arfvedsonita sienito, triângulos vazios; riebeckita sienito, triângulos cheios; sienito grosso, quadrados vazios; fayalita sienito, triângulos cheios deitados; traquito, losangos cheios; riolito, losangos vazios; granito, cruces; microgranito, "x".

Tabela V-1
Análises modais de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro

litotipo amostra	Granitos				Microgranitos				Traquito	Riolito	EMM	EMF
	4-2B	10A	10D	30A	3-1A	3-1B	3-1C	3-1D	20	8-1	4-3	1-A
felds.alcalino	69.7	76.0	70.7	66.9	64.9	68.1	67.1	73.1	69.9	54.4	-	51.3
quartzo	27.3	18.0	22.2	29.0	31.3	28.2	28.3	23.9	0.2	14.0	-	-
plagioclásio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	31.1	21.1
piroxênio	-	1.2	0.5	-	0.6	1.0	0.8	0.7	-	-	5.7	12.4
anfíbólio	0.4	3.0	3.3	2.4	2.5	2.0	3.0	2.0	24.7	24.9	40.0	4.0
biotita	1.6	0.5	1.1	1.0	-	-	-	-	-	-	20.6	9.1
opacos	0.9	1.1	1.9	-	0.4	0.6	0.2	0.3	5.0	6.7	0.1	1.6
outros	0.1	0.2	0.2	0.6	0.3	0.1	0.6	tr	0.2	tr	2.5	0.5
n° de pontos	3610	2143	1062	1700	1103	2182	2451	3140	1742	1745	2990	2472
Q	28.1	19.1	23.9	30.2	32.5	29.3	29.7	24.6	0.3	20.5	0.0	0.0
A	71.9	80.9	76.1	69.8	67.5	70.7	70.3	75.4	99.7	79.5	0.0	70.8
P	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	29.2

litotipo amostra	Mela-sienito		Microssienito		Sm	Sienito fluidal			Sa-e	arfvS	riebS	fayS	Sg
	3-2	3-4	1-1	2-1	2-5	3-10	1-2	31B	18A	11C	16A	22B	6-3
felds.alcalino	55.4	56.8	64.9	73.7	70.7	78.3	70.7	77.3	76.4	83.2	72.3	77.0	85.9
quartzo	5.3	4.7	-	-	3.5	6.6	6.6	3.2	7.9	1.5	8.5	1.2	2.6
plagioclásio	15.8	6.9	2.9	4.7	11.6	-	-	-	1.6	-	-	-	-
piroxênio	10.9	11.7	18.5	11.0	2.5	4.6	4.9	6.6	3.2	6.0	2.3	8.4	-
anfíbólio	5.0	10.3	2.8	3.4	8.4	8.7	13.0	9.4	7.2	6.8	15.9	5.3	7.2
biotita	6.0	7.6	3.7	-	0.6	-	0.9	0.6	0.9	-	-	0.8	1.0
fayalita	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-	4.1	-
opacos	1.0	1.2	4.5	6.2	1.6	1.7	2.9	2.7	1.0	1.0	0.5	0.3	2.8
outros	0.6	0.7	0.5	1.0	1.1	0.1	1.0	0.2	1.8	1.4	0.5	3.7	0.5
n° de pontos	3578	1909	2439	1661	1884	1868	1931	3089	2230	1910	2351	2858	1719
Q	6.9	6.9	0.0	0.0	4.1	7.8	8.5	4.0	9.1	1.8	10.5	1.5	2.9
A	72.4	83.0	95.7	94.0	82.4	92.2	91.5	96.0	90.9	98.2	89.5	98.5	97.1
P	20.7	10.1	4.3	6.0	13.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Legenda: EMM, enclave microgranular máfico; EMF, enclave microgranular félsico; Sm, sienito médio; Sa-e, sienito amarelo-esverdeado; riebS, riebeckita sienito; arfvS, arfvedsonita sienito; fayS, fayalita sienito; Sg, sienito grosso.

dimensões maiores (até 2 mm) e ocorrer intersticial. Os máficos acham-se em concentrações de grãos anédricos (às vezes com formas esqueléticas) de dimensões variáveis (algumas atingindo 1 cm de comprimento e 1-5 mm de largura). Algumas amostras são mais enriquecidas em máficos. Observam-se, também, venulações de quartzo de cristalização tardia (com 2 mm de largura).

Oticamente, o granito apresenta textura gráfica e granofírica (Figuras V-2 e V-3), inequigranular a equigranular, média a grossa, sendo essencialmente constituída por ortoclásio pertítico a mesopertítico, quartzo, concentrações de máficos e opacos e traços de zircão. Na maioria das lâminas, observam-se minerais secundários provenientes da alteração do ortoclásio (argilo-minerais e sericita) ou dos máficos (biotita e óxidos). A textura granofírica deve provavelmente testemunhar um resfriamento rápido de um magma granítico hipovulcânico.

O feldspato alcalino varia de ortoclásio quase puro (Or_{96}) até albita (Ab_{98}) constituindo intercrescimentos micropertíticos, pertíticos e mesopertíticos, em grãos anédricos, de dimensões variáveis (2-6 mm), geralmente turvo pela alteração para argilo-minerais e sericita. Pode apresentar inclusões de máficos, às vezes em abundância. Alguns grãos exibem, entre si, contatos corroídos. Geralmente possuem geminação Carlsbad, mas foram detectados raros grãos com geminação combinada (albita+periclina). Às vezes observa-se um núcleo de ortoclásio pertítico, livre de intercrescimento gráfico, envolto por uma zona de ortoclásio intercrescida com quartzo que se dispõe de forma radial (Figura V-3). A albita ocorre sempre como intercrescimento pertítico em fio, em filme ou em grão. Em raras amostras, é encontrada em pequenos cristais individualizados, caracterizando-as como granito *sub-solvus*.

O quartzo ocorre mais comumente formando textura gráfica ou granofírica com o ortoclásio pertítico. Apresenta-se com aspectos vermiculares, cuneiformes ou lobados, principalmente nas bordas do feldspato. As vermículas são, às vezes, conectadas aos cristais de quartzo intersticial, representando a última fase cristalizada. O quartzo intergranular se apresenta sob formas anédricas, bem desenvolvido (± 2 mm). Ocorre também em agregados, formando micro-veios que se dispõem margeando os feldspatos pertíticos, exibindo freqüentemente extinção ondulante devido à recristalização sob tensão.

Os anfibólios apresentam uma ampla variação composicional. Nos granitos mais primitivos (peraluminosos) eles correspondem à ferro-actinolita e ferro-hornblenda; e nos mais evoluídos estão representados por termos sódico-cálcicos (ferro-barroisita e barroisita) e alcalinos (riebeckita). A ferro-actinolita de coloração verde-oliva a creme apresenta-se com hábito fibroso de tamanho submilimétrico e com disposição radial a sub radial, às vezes alterada para biotita. Os outros anfibólios ocorrem em cristais mais desenvolvidos de coloração marrom

e verde (riebeckita) ou em agregados associados aos clinopiroxênios e a diminutas palhetas de biotita, opacos e zircão.

Os piroxênios constituem uma fase mais rara, restrita aos granitos mais evoluídos (peralcalinos). Apresentam-se em pequenos grãos associados ao anfibólio ou mais desenvolvidos (1 mm), subédricos exibindo coloração verde-escuro. Foram classificados como pertencentes à série egrina-augita, exibindo uma discreta zonação, com núcleo mais cálcico e borda mais sódica.

A biotita é comum ocorrendo associada aos outros máficos ou em lamelas anédricas intersticiais, que podem se apresentar deformadas, como também em intercrescimento simplectítico com opacos ou anfibólio. Ocorre também como produto de alteração de anfibólio ou piroxênio. Mais raramente, pode representar a única fase máfica de alguns granitos, aqueles peraluminosos, caracterizando a fácies biotita-granito.

Como acessórios encontram-se opacos, que às vezes apresentam formas "pseudo dendríticas" de substituição; apatita, em minúsculas agulhas; e grãos de zircão, seja inclusos em anfibólio ou biotita, seja isolados, mais desenvolvidos.

O **microgranito** é hololeucocrático, de coloração rosa-acinzentada até branca, podendo exibir enclaves microgranulares máficos de dimensões centimétricas a decimétricas. Associados a esse microgranito observa-se fácies porfírica com fenocristais de quartzo e feldspato, cujas dimensões variam de alguns milímetros até 1 cm, imersos numa matriz fina (<0,5 mm) de coloração branca com pontuações de biotita.

Ao microscópio apresenta textura gráfica a granofírica fina constituída por quartzo e feldspato alcalino exibindo intercrescimentos pertítico a mesopertítico (Figura V-4). Difere do granito pelo tamanho dos grãos de feldspato e quartzo, geralmente menores do que 1 mm.

O intercrescimento entre os feldspatos é do tipo mesopertítico ou pertítico. Nas pertitas o hospedeiro tem composições Or_{96-78} e o hóspede Ab_{96} se dispondo em fios, filmes ou grãos, exibindo comumente geminação polissintética. As mesopertitas apresentam manchas sujas e límpidas de composições respectivamente Or_{78-46} e Ab_{97-63} . O quartzo ocorre de modo vermicular ou sob formas diversas, associado ou não ao ortoclásio.

Os máficos (anfibólios, clinopiroxênios e biotitas) ocorrem como cristais maiores dispersos ou em agregados. Predomina dentre eles o anfibólio que se apresenta em grãos anédricos, comumente incluindo quartzo e opacos, exibindo pleocroísmo verde-escuro, verde-acastanhado a castanho-avermelhado e composição determinada na microsonda de ferro-winchita.

Figura V-2: Granito - Detalhe de intercrescimento gráfico. 100x. Nicóis cruzados.

Figura V-3: Granito - Intercrescimento granofirico e gráfico. Observa-se que o cristal pertítico subédrico de maior dimensão exibe um núcleo quase desprovido de quartzo e bordas, em continuidade óptica, intercrescidas com quartzo disposto de forma radiada. 25x. Nicóis cruzados.

Figura V-4: Microgranito - Intercrescimento gráfico e granofirico em mesopertitas. 100x. Nicóis cruzados.

Figura V-5: Microgranito. Agregado de egrina, ferro-winchita, feldspato alcalino, quartzo, e raros grãos de opacos. 100x. Nicóis descruzados.

O clinopiroxênio (da série egrina-augita) é subédrico a anédrico, de coloração verde-escura, às vezes geminado. Comumente ocorre em agregados de cristais submilimétricos, associados ao anfibólio, quartzo e feldspato alcalino (Figura V-5). Ele pode apresentar-se com inclusões de quartzo e opacos, num intercrescimento simplectítico ou alterado para anfibólio. Análises de microsonda eletrônica indicam uma grande homogeneidade composicional, tanto entre núcleos e bordas quanto para os constituintes da matriz.

A biotita ocorre apenas em uma amostra de microgranito branco, onde não aparece piroxênio e anfibólio. Apresenta-se em agregados ou em palhetas dispersas, exibindo algumas vezes, deformações.

Nestas rochas encontram-se zircão, às vezes bem desenvolvido, apatita e opacos como acessórios e carbonato como mineral de alteração.

Associado ao microgranito foi identificada uma fácies de textura porfírica, dele diferindo por apresentar macro-fenocristais de quartzo e feldspato alcalino (Or_{94} e Ab_{97}) de dimensões que variam entre 2 e 10 mm, além de possuir biotita como único representante dos máficos.

V.2 - SIENITOS PRIMITIVOS

O mela-sienito possui textura porfírica e coloração variando de verde muito escuro até preto, exibindo fenocristais de feldspato róseo imersos numa matriz muito fina, constituída por feldspato, máficos e quartzo.

Em análise microscópica observa-se textura porfírica, com fenocristais (3-8 mm) de ortoclásio pertítico e ocasionalmente de plagioclásio tabular e clinopiroxênio geralmente alterado. A mesóstase é inequigranular muito fina e consiste de ortoclásio, plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio, anfibólio, apatita e opacos; predominando dimensões em torno de 0,1 mm e destacando-se grãos de até 0,5 mm (Figura V-6). Nessa matriz, observam-se sinais evidentes de percolação de líquidos tardios através de micro-fraturas da rocha, formando venulações de minerais secundários tais como anfibólio e biotita e quartzo.

O ortoclásio é o mineral dominante da rocha, ocorrendo como fenocristais pertíticos, de composições Or_{68} (hospedeiro) e $Ab_{88}An_5Or_7$ (hóspede). São anédricos ou mais raramente subédricos, com dimensões entre 3 e 8 mm, exibindo normalmente bordas corroídas e podendo constituir agregados com dimensões em torno de 1 cm. Geminação aparece raramente, e quando reconhecida, é do tipo Carlsbad ou combinada albita-periclina. Na mesóstase o ortoclásio é também anédrico com dimensões submilimétricas, apresentando inclusões de apatita, biotita e piroxênio e transformação para sericita e argilo-minerais.

O plagioclásio ocorre raras vezes como fenocristal, com dimensões menores do que o ortoclásio (2 mm) e composições que variam entre labradorita (An_{66}) e andesina (An_{37}) exibindo bordas de reação respectivamente $Or_{78}Ab_{22}$ e $Ab_{65}An_{10}Or_{25}$. Acha-se geralmente maclado segundo as leis da albita, albita-Carlsbad, ou albita-periclina-Carlsbad. É anédrico ou subédrico tabular, podendo exhibir-se imbricadamente. Quando tabular, observa-se uma nítida separação entre o núcleo de contatos retilíneos e a borda de reação, mais alterada com grande quantidade de inclusões de clinopiroxênio. Como constituinte da matriz o plagioclásio (andesina) é anédrico com dimensões submilimétricas.

O quartzo é intersticial, anédrico, ocasionalmente em forma de cunha ou intercrescido com o ortoclásio (intercrescimento gráfico) e apresentando inclusões de biotita.

Os máficos alcançam altos teores modais da rocha e acham-se representados pelo piroxênio, anfibólio e biotita.

O piroxênio ocorre com dimensões variando de 1,2 mm até diminutos grãos anédricos de 0,1 mm dispersos na mesóstase ou constituindo agregados. Os fenocristais correspondem à salita e são subédricos a anédricos, pouco alterados, sem zonação, exibindo um discreto pleocroísmo rosa-claro a verde-claro e geminação segundo (001). Acham-se geralmente uralitizados nas bordas e nos planos de clivagem. Quando a transformação é mais intensa, observa-se o formato reliquiar arredondado (2,5 mm) do clinopiroxênio totalmente substituído por diminutas agulhas de actinolita, dispostas preferencialmente de maneira radial ou sub radial (Figura V-6). A passagem do piroxênio para os minerais secundários (actinolita, hornblenda, biotita e opacos) torna-se visível. Por vezes ele se encontra discretamente alterado para biotita ou actinolita, porém alguns grãos encontram-se totalmente pseudomorfizados para esses minerais de alteração. Os piroxênios da matriz apresentam uma discreta zonação, com núcleo correspondente à salita e bordas augíticas ou mais enriquecidas em Fe coincidentes com ferrosalita. Piroxênios reliquiares encontram-se manchados por opacos arredondados.

Os anfibólios estão representados pela ferro-hornblenda castanha e pela actinolita verde-clara, ambos decorrentes de transformação do piroxênio. A actinolita ocorre em diminutas agulhas que se dispõem em aglomerados fibro-radiais substituindo o piroxênio. Nas bordas desse "pseudomorfo" o anfibólio se apresenta mais desenvolvido, em grãos arredondados ou em seções losangulares exibindo os dois traços de clivagem. Ocasionalmente, grãos de anfibólio encontram-se também dispersos na matriz.

A biotita ocorre na forma de palhetas anédricas com dimensões variadas, predominantemente 0,5 mm e pleocroísmo intenso de amarelo-ouro-alaranjado a castanho-escuro. Apresenta-se também em lamelas, espalhadas na

(N//)

(NX)

Figura V-6: Mela-sienito - Pseudomorfo de fenocristal arredondado de salita constituído por diminutas agulhas de actinolita, dispostas de maneira radial a sub-radial. Mesóstase inequigranular muito fina formada por ortoclásio, plagioclásio, quartzo, piroxênios (salitas e augitas), anfibólios (ferro-hornblenda castanha e actinolita verde-clara) e biotita. Observa-se, no canto superior direito, cristal mais desenvolvido de plagioclásio com núcleo mais cálcico e borda de reação mais sódica, exibindo cores de interferência cinza claro e escuro, respectivamente. 25x.

mesóstase, sem exibir orientação preferencial marcada. Por vezes, é subédrica, bem desenvolvida e geralmente associada ao piroxênio reliquiar e anfibólio de alteração. As seções basais se apresentam em grãos anédricos, de cor marrom-escuro, concentrados localizadamente.

Apenas em análises de microsonda eletrônica foram detectados, também neste litotipo, grãos de olivina correspondentes à ferro-hortonolita (Fa_{72}).

Como acessórios, estão presentes na mesóstase, quantidade significativa de apatita acicular e opacos anédricos associados aos máficos.

O **microssienito porfirítico** corresponde a uma rocha cinza-clara, de textura porfirítica com fenocristais de feldspato e máficos, imersos numa matriz fina a muito fina. Observam-se frequentemente enclaves.

Microscopicamente, apresenta textura porfirítica, com fenocristais (1 - 3 mm) de ortoclásio, plagioclásio e clinopiroxênio. A mesóstase é fina a muito fina, constituída por feldspato alcalino anédrico a subédrico, plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio, biotita e apatita acicular. Quartzo é uma fase ausente neste litotipo.

Os feldspatos alcalinos ocorrem como constituintes da matriz, correspondendo ao anortoclásio ($\text{Ab}_{61}\text{An}_4\text{Or}_{35}$), com dimensões predominantemente de 0,2 mm; ou como macro-fenocristais anédricos (± 3 mm) de composição do ortoclásio (Or_{80}), apresentando lamelas de albita (Ab_{96}) e inclusões de piroxênio nas bordas. Às vezes o contato entre os grãos de anortoclásio é serrilhado.

Os fenocristais de plagioclásio são geralmente euédricos, apresentam geminação polissintética ou combinada (albita+periclina+Carlsbad) e exibem zonação normal, com núcleo de composição bytownita-labradorita (An_{77-59}) e borda correspondendo à andesina (An_{46}). Comumente apresentam coroas de reação de composição albita/oligoclásio ($\text{Ab}_{86}\text{Or}_5$) que podem assumir maiores dimensões do que o plagioclásio reliquiar e geralmente incluem grande quantidade de diminutos grãos de piroxênio. Alguns fenocristais possuem inclusões de piroxênio e ocorrem saussuritizados e sericitizados. Na mesóstase o plagioclásio corresponde ao oligoclásio ($\text{Ab}_{74}\text{Or}_3$).

O clinopiroxênio ocorre em pequenos grãos arredondados (<0,1 mm) dispersos na matriz ou em fenocristais anédricos a subédricos, ambos de composições coincidentes com a ferrosalita. Os fenocristais possuem dimensões variando entre 1 e 2 mm e coloração levemente rosada, contendo inclusões de plagioclásio. Por vezes eles possuem cor rosa no centro e periferia mais esverdeada, correspondendo quimicamente a núcleos mais augíticos e bordas mais enriquecidas em ferro (ferrosalita). Alguns fenocristais se apresentam uralitizados nas bordas que exibem grande quantidade de pequeninos grãos de opacos.

Localmente encontra-se pseudomorfo da augita, agora constituído por poucos grãos reliquias e por opacos, anfibólio e biotita. É muito comum também a transformação do clinopiroxênio em biotita que se apresenta em lamelas anédricas de coloração castanha.

Os anfibólios estão representados pela ferro-hornblenda e pela ferro-actinolita. O primeiro exhibe pleocroísmo verde a castanho, ocorrendo em cristais isolados subédricos, ou mais raramente como produto de transformação do clinopiroxênio que às vezes encontra-se preservado sob forma de relictos. Enquanto que a ferro-actinolita de hábito acicular a fibroso e coloração verde-amarelada é, em geral, proveniente de uralitização, apresentando-se em agregados associados à apatita.

Raros grãos de olivina foram detectados, exibindo geralmente, uma ampla alteração para serpentina e opacos, encontrando-se às vezes, totalmente pseudomorfizados. Análises de microsonda eletrônica lhes conferem teores de fayalita variando de 54 a 81%, correspondendo à ferrohortonolita e hortonolita, respectivamente.

O sienito médio é leucocrático de coloração cinza-clara e granulação média, composto de ortoclásio pertítico (2 a 5 mm) com inclusões de máficos; plagioclásio (2 a 3 mm) e máficos, que se apresentam homogeneamente disseminados a localmente concentrados (2 mm). Algumas amostras exibem porções de granulação mais grossa e cor branca, constituída essencialmente por ortoclásio geminado segundo Carlsbad (1 a 2 cm) e concentrações "estiradas" de máficos de até 1 cm de comprimento. Exibem comumente enclaves de formas variadas.

Ao exame microscópico apresenta textura inequigranular com tendências porfiríticas, sendo constituída essencialmente por ortoclásio anédrico ou tabular e secundariamente por plagioclásio, quartzo e máficos.

Os fenocristais pertíticos tem como hospedeiro o ortoclásio (Or_{82}) e como hóspede a albita (Ab_{97}). Apresentam-se com dimensões que variam de 2 a 5 mm, exibindo, às vezes geminação Carlsbad e inclusões de máficos. Alteram-se para muscovita, sericita e minerais de argila. Quando em dimensões menores (± 1 mm) o feldspato alcalino (Or_{47}) exhibe geminação em grade, associado a plagioclásio, quartzo e máficos.

Os fenocristais de plagioclásio têm composição An_{50} (labradorita), apresentando menores tamanhos do que o ortoclásio e inclusões de máficos. Alguns grãos estão intensamente saussuritizados (epidoto, sericita e carbonato) e mais raramente, alterados para minerais de argila.

O piroxênio correspondente à ferrosalita ocorre em cristais com dimensões aproximadamente de 2 mm, euédricos a subédricos, com pleocroísmo verde-azulado a verde-acastanhado, alterando para anfibólio.

Os anfibólios estão representados por fenocristais não zonados de ferro-winchita; cristais menores euédricos a anédricos de ferro-barroisita, decorrentes ou não de transformação do piroxênio, incluem quartzo, apatita, zircão e opacos; e por anfibólio fibroso (ferro-actinolita) proveniente da transformação da ferrosalita, ocorrendo geralmente associado a opacos e quartzo.

Como minerais acessórios ou de alteração foram reconhecidos quartzo intersticial, carbonato, muscovita, sericita, epidoto, apatita, titanita, zircão, minerais de argila e opacos; estes últimos exibindo por vezes, formas dendríticas.

O sienito fino porfirítico e fluidal é uma rocha cinza-clara passando, em função de alteração deutérica, à progressiva coloração rosa. É constituída por fenocristais de feldspato com dimensões variando entre 5 e 8 mm imersos em uma matriz fina composta por feldspatos e máficos. Localmente, observa-se fenocristal máfico com bordas alteradas em cores mais claras e às vezes os máficos ocorrem em agregados. Comumente exibem enclaves.

Oticamente exibe textura "porfiróide" (serial), com uma matriz granular fina hipidiomórfica intersticial, constituída por feldspatos e máficos ripiformes que se acomodam entre os fenocristais de álcali-feldspatos. Esses fenocristais formam uma trama interligada de maneira caótica, acarretando interstícios triangulares, que são preenchidos pela matriz, constituída por minerais que comumente se dispõem de forma orientada, indicando uma possível textura de fluxo.

Os fenocristais de feldspato alcalino estão representados pela albita/oligoclásio ($\text{Ab}_{87}\text{An}_{10}\text{Or}_3$) e mais comumente por pertitas (hospedeiro= Or_{92-40} e hóspede= $\text{Ab}_{81}\text{An}_4\text{Or}_{15}$) e mesopertitas euédricas a subédricas, com muitas inclusões de clinopiroxênio e apatita principalmente nas partes centrais, e de anfibólio e opacos nas bordas. Mostram principalmente nas bordas, geminação combinada (albita+periclina). Quando em agregados, às vezes apresentam geminação Carlsbad e possuem contatos reentrantes. Esses fenocristais estão dispostos em uma matriz constituída por feldspatos alcalinos ripiformes que correspondem à albita ($\text{Ab}_{94}\text{An}_4\text{Or}_2$) ou ao ortoclásio (Or_{92}) exibindo, respectivamente, geminação polissintética ou em grade. Essas ripas, às vezes se dispõem de formas imbricadas, lembrando esferulitos. Comumente o ortoclásio exibe transformação muito intensa para sericita e minerais de argila.

O quartzo apresenta-se em cunha ou intersticial entre os cristais de feldspato alcalino com os quais exibe contatos retilíneos. Às vezes ocorre mais desenvolvido, porém fragmentado.

Os piroxênios estão representados tanto pela salita, verde-clara, que se transforma em biotita, como por cristais de cor rosa-claro, exibindo zonação com núcleo de composição da salita e borda correspondente à ferrosalita, ocorrendo geralmente uralitizado. Às vezes observa-se pseudomorfo do fenocristal de piroxênio consistindo de um núcleo de opaco, associado à salita reliquiar e anfibólio fibroso verde-azulado. O quartzo e a titanita também podem ocorrer associados a esta alteração. Em algumas lâminas dessa rocha o piroxênio é raro, sendo mais comum encontrá-lo na forma de relictos de dimensões menores. Apenas quando incluso nos fenocristais de ortoclásio o clinopiroxênio está inalterado.

O anfibólio identificado na microsonda como ferro-hornblenda, tem hábito fibroso, coloração verde-azulada, e ocorre como alteração do piroxênio ou isolado geralmente euédrico, possuindo pleocroísmo amarelo-acastanhado a verde-acastanhado, alterando-se em biotita.

A biotita ocorre como produto de transformação do piroxênio ou do anfibólio, ou se apresenta em lamelas isoladas deformadas, de pleocroísmo castanho-escuro a castanho-amarelado.

Como acessórios encontram-se zircão de contorno euédrico, associado aos máficos e apatita em cristais prismáticos, às vezes bem desenvolvidos, associada aos máficos e aos feldspatos.

O **traquito porfirítico** apresenta coloração cinza-esverdeada-escura e granulação fina, destacando-se fenocristais de feldspato de hábito tabular, geminados segundo a lei de Carlsbad.

Ao exame microscópico, constata-se que é um litotipo de mesma composição mineralógica do sienito fino porfirítico e fluidal, dele diferenciando-se por exibir granulometria mais fina e textura nitidamente porfirítica a glomeroporfirítica e matriz traquítica. Os fenocristais são de ortoclásio pertítico e mais raramente de albita, se apresentando freqüentemente tabulares, com dimensões entre 1 e 8 mm e possuindo abundantes inclusões de piroxênio, que se dispõem em forma de semi-círculo ou exibem orientação coincidente com a da mesóstase. Quando anédricos, os fenocristais de feldspato possuem dimensões menores (1 a 2 mm) e se agregam como glomérulos (6 a 8 mm) ou se dispõem em "sinneusis". Os máficos podem se integrar aos glomérulos, apresentando contudo, menores tamanhos ($\pm 0,5$ mm).

Os fenocristais estão dispostos numa matriz traquítica fina, formada de feldspatos alcalinos subédricos, tabulares (0,2 a 0,3 mm), geminados segundo a lei de Carlsbad ou da albita e máficos também alongados. Esses minerais acham-se perfeitamente orientados, indicando uma textura de fluidez; no entanto, contornam os fenocristais, se moldando a eles, continuando em seguida a orientação

preferencial da mesóstase. Nela, encontram-se também, raros grãos de quartzo intersticial e titanita bem desenvolvida.

Os máficos estão representados por duas variedades de piroxênio e de anfibólio, biotita e mineral de cor amarelo-ouro.

O **sienito médio amarelo-esverdeado** é uma rocha inequigranular média com tendências "porfiróides", constituída por feldspatos e agregados de máficos (Figura V-7).

Os feldspatos alcalinos são euédricos tabulares ou anédricos, de dimensões variando entre 2 e 7 mm (predominando 2 mm), impregnados de inclusões de piroxênio, anfibólio e opaco, ocorrendo geralmente turvos (alteração para argilo-minerais). Destacam-se grãos de ortoclásio pertítico, com hospedeiro e hóspede de composições, respectivamente, Or_{94-67} e Ab_{97} e anortoclásio límpido sem pertita de composições $Ab_{61}An_4Or_{35}$ e $Ab_{83}An_1Or_{16}$. Encontram-se também porções recristalizadas de composição albítica (Ab_{98}).

O quartzo pode ser intersticial, intercrescido com o feldspato ou bem desenvolvido.

O piroxênio exibe uma discreta zonação com núcleo augítico e borda mais enriquecida em Fe, correspondente ao limite augita/ferrosalita, composição semelhante àquela encontrada nos pequeninos grãos da matriz. Os cristais menores ocorrem geralmente associados a opacos euédricos, ou inclusos nos núcleos dos feldspatos. Comumente observa-se alteração dos piroxênios para anfibólio fibroso (ferro-actinolita).

Os anfibólios estão representados por uma variedade de coloração marrom (ferro-hornblenda) e outra verde (ferro-barroisita) comumente zonada, exibindo bordas fibrosas (ferro-actinolita) que evoluem para franjas de mineral amarelo-ouro (possivelmente astrofilita) (Figura V-8). Às vezes as fibras da ferro-actinolita incluem-se numa massa carbonática (Figura V-7), podendo estar associadas a ferro-barroisita, astrofilita(?) e quartzo. Observa-se também pseudomorfo da ferro-barroisita constituído pelo mineral amarelo-ouro fibroso a fibro-radial, pontuado por opacos com bordas de ferro-hornblenda.

A apatita é o mineral acessório mais comum, ocorrendo em diminutas agulhas dispersas na lâmina.

V.3 - SIENITOS EVOLUÍDOS

O **arfvedsonita sienito** possui textura inequigranular com porções mais grossas (± 1 cm) e mais finas (predominantemente 3 mm), exibindo coloração

(N//)

(NX)

Figura V-7: Sienito médio amarelo-esverdeado - Exibindo textura inequigranular média, constituída por ortoclásio mesopertítico, quartzo, anfibólio, apatita, opacos, mineral amarelo-ouro fibroso (possivelmente astrofilita) e carbonato. Observa-se anfibólio zonado com núcleo castanho a verde (ferro-barroisita) com franjas verde-azuladas de ferro-actinolita, cujas fibras se dispersam numa massa carbonática intersticial. 100x.

(N//)

(NX)

Figura V-8: Sienito médio amarelo-esverdeado - Detalhe de anfibólio zonado com núcleo e bordas de composições respectivamente coincidentes com ferro-barroisita e ferro-actinolita. A ferro-actinolita de aspecto fibroso evolui para franjas de mineral amarelo-ouro (possivelmente astrofilita). 100x.

creme-esverdeada e aproximadamente 10% de máficos. Os feldspatos ocorrem sempre com hábito tabular e geminação Carlsbad, às vezes imbricados. Os máficos possuem menores tamanhos (± 2 mm), podendo ocorrer em agregados. Observa-se pseudomorfo do piroxênio preenchido por minerais de alteração.

Ao exame microscópico exhibe textura inequigranular média a grossa, localmente intergranular, tendo o ortoclásio como principal constituinte, com dimensões variando entre 1 e 10 mm.

O ortoclásio se apresenta com geminação Carlsbad e hábito tabular, sem exhibir orientação preferencial, e às vezes se dispendo imbricadamente, formando triângulos preenchidos por máficos e opacos. Pode se apresentar pertítico tendo como hospedeiro Or_{90-50} e como hóspede albita pura até $\text{Ab}_{82}\text{Or}_{18}$. Nas porções da rocha onde a granulometria é mais fina, o ortoclásio exhibe contatos serrilhados. Altera-se formando manchas onde distingue-se carbonato, sericita e minerais de argila.

Os máficos têm dimensões de até 5 mm, predominando 2 mm. São subédricos exibindo às vezes contatos retilíneos com os feldspatos. Os piroxênios possuem uma ampla variação composicional, indo de ferrosalita em fenocristais castanhos até egrina-augita em cristais menores de coloração verde-escuro, exibindo pequena zonação com bordas mais sódicas do que o núcleo. A egrina comumente se apresenta alterada para agregados de riebeckita com hábito fibroso e aspecto de musgo (Figura V-9), podendo às vezes encontrar-se totalmente pseudomorfizada. Os piroxênios ocorrem também associados a um anfibólio de pleocroísmo verde-azulado a azul-acastanhado (arfvedsonita) e às vezes nele incluso, apresentando composição mais augítica. Os anfibólios também apresentam grande diversidade química, estando representados por termos sódico-cálcicos (ferro-winchita e ferro-barroisita) e por alcalinos (arfvedsonita e riebeckita). Predomina no entanto neste litotipo anfibólio alcalino de composição coincidente com arfvedsonita.

O quartzo é geralmente raro e representa uma fase de cristalização tardia, que ocorre ora intersticial, bordejando os feldspatos ou os máficos, ora em microvenulações.

Alteração dos minerais para carbonato é muito freqüente nessa rocha indicando um provável aporte de CO_2 .

O riebeckita sienito exhibe textura marcadamente inequigranular fina à média, constituída de feldspatos alcalinos (dimensões de 0,5 até 3 mm), máficos (0,2 a 1,5 mm) e quartzo (0,5 mm). Em algumas lâminas, observam-se porções de granulação mais fina, onde seus constituintes parecem ser recrystalizados.

Figura V-9: Arfvedsonita sienito - Grãos de ortoclásio mesopertítico e egrina de cor verde-escura exibindo bordas mais sódicas, passando para agregado de riebeckita de hábito fibroso e aspecto de musgo. 25x. Nicóis paralelos.

Figura V-10: Riebeckita sienito - Detalhe da transformação de egrina para riebeckita e ferro-winchita e grãos de quartzo resultantes do excesso de sílica da substituição piroxênio/anfibólio. 50x. Nicóis paralelos.

O feldspato alcalino é geralmente pertítico a mesopertítico exibindo porções de aspecto sujo (Or₉₅₋₃₈) e límpido (Ab₉₈). Apresenta-se como cristais anédricos bem desenvolvidos (até 3 mm), às vezes geminado segundo a lei de Carlsbad e com contatos difusos com os outros grãos. Altera-se para minerais de argila e possui inclusões de máficos. A albita encontra-se também individualizada exibindo geminação polissintética ou recristalizada.

O quartzo ocorre como material intersticial e sob formas vermiculares intercrescido com o feldspato alcalino. Pode também ser encontrado como grãos associados a riebeckita e ferro-winchita, resultantes do excesso de sílica da substituição piroxênio/anfibólio.

A riebeckita de coloração verde-escuro é o máfico dominante dessa rocha, ocorrendo em pequenos cristais associados aos feldspatos alcalinos ou em cristais maiores (Figura V-10). Destacam-se fenocristais zonados, exibindo tons verde-acastanhado no núcleo e verde-azulado nas bordas, de composições correspondentes à ferro-barroisita e riebeckita, respectivamente. A ferro-winchita, de pleocroísmo castanho-escuro a verde-escuro, é muito comum em algumas amostras apresentando-se em fenocristais quimicamente homogêneos e como coroa de alteração de clinopiroxênios. Algumas amostras apresentam anfibólio alterando-se para opacos, que ocorrem associados a grãos de quartzo/feldspato e a uma massa de carbonato e anfibólio fibroso.

O piroxênio ocorre em quantidade subordinada àquela dos anfibólios, às vezes em relictos no núcleo destes. Possui coloração verde-escuro e composição correspondente à série egirina-augita. Não apresenta zonação, mas encontram-se na matriz alguns cristais mais augíticos e outros mais sódicos.

O **sienito grosso** é uma rocha leucocrática, de coloração cinza-arroxeadas e granulação média a grossa. Ao microscópio exibe textura inequigranular, localmente intergranular, constituída por pertitas e mesopertitas, quartzo intersticial e agregados de máficos e opacos.

Os feldspatos estão representados por pertitas e mesopertitas subédricas, de hábito tabular (dimensões variáveis até 1 cm), geralmente geminados segundo a lei de Carlsbad com finas inclusões de máficos, e pela albita subédrica a anédrica de menores dimensões, exibindo geminação polissintética. Por vezes, as pertitas têm como hóspedes, grãos isolados de albita exibindo geminação polissintética ou periclina (pertita maculada), ou mais comumente em formas de filmes ou vênulas, que cortam obliquamente as linhas de geminação Carlsbad principal da pertita. Geralmente, ao longo destas linhas descontínuas, não ocorre deslocamento dos filmes de albita, sugerindo uma provável geminação anterior ao processo de exsolução. Os feldspatos pertíticos têm como hospedeiro

composições correspondentes a Or_{62} e como hóspede Ab_{98-82} e comumente exibem contatos do tipo serrilhado.

Os máficos são intersticiais ou intergranulares e estão representados apenas por anfibólio (riebeckita) e biotita. Constituem geralmente uma massa associada aos opacos, composta por riebeckita, às vezes fibrosa, e pela biotita de pleocroísmo verde a marrom.

Os opacos ocorrem associados aos máficos sendo mais abundantes que eles. O quartzo é raro e intersticial e a apatita encontra-se sempre inclusa nos feldspatos.

O **fayalita sienito** é uma rocha mesocrática, de coloração verde-escura a verde-clara. Exibe granulação fina a média, onde se destaca grande quantidade de máficos, que se encontram, muitas vezes, entrelaçados. Observam-se comumente opacos avermelhados em forma de crosta.

Ao exame óptico, apresenta textura inequigranular xenomórfica (Figura V-11), distinguindo-se porções de granulação fina (0,3 até 0,5 mm), que parecem recristalizadas e de granulação média (1 até 5 mm).

Os álcali-feldspatos são os minerais mais abundantes deste litotipo, ocorrendo como grãos anédricos equidimensionais, exibindo estruturas pertíticas e contatos irregulares (Figura V-11). Suas composições variam entre ortoclásio (Or_{96}) e albita pura (Ab_{99}). Termos mais ricos em cálcio foram encontrados no núcleo de pequenos cristais albiticos, levemente zonados, da porção mais fina da rocha, constituído por $Ab_{89}An_8Or_3$ e respectiva borda de composição $Ab_{96}Or_4$. Comumente observam-se nas pertitas, porções mais límpidas de composição albitica e de aspecto mais sujo correspondentes ao ortoclásio. Por vezes apresenta um único plano de geminação, geralmente não retilíneo; ocasionalmente observam-se geminações combinadas albita-periclina. Inclui comumente apatita, clinopiroxênio e anfibólio.

O quartzo é intersticial e raro, ocorrendo embaiado ou exibindo forma triangular (0,3 mm) e contato reto com o feldspato. O conjunto é cortado por grande quantidade de agulhas de apatita de tamanhos variados, atingindo até 1 mm de comprimento, inclusas nos feldspatos, no quartzo e também na fayalita.

Os máficos acham-se representados pela fayalita, clinopiroxênios, anfibólios e enigmatita. Biotita é muito rara e detectada em apenas uma amostra deste litotipo.

A fayalita é encontrada geralmente em grãos anédricos bem desenvolvidos (0,5 até 2 mm), arredondados a subarredondados (Figura V-11), com muitas inclusões de apatita acicular (Figura V-12 e V-13). Apresenta-se comumente muito alterada, principalmente ao longo das fraturas e nas bordas onde se distingue uma ampla substituição para anfibólio e piroxênio; no entanto, o

(N//)

(NX)

Figura V-11: Fayalita sienito - Textura inequigranular xenomórfica constituída essencialmente por feldspatos alcalinos, destacando-se grãos de fayalita, exibindo alteração incipiente para iddingsita, e de egrina zonada. 25x.

Figura V-12: Fayalita sienito - Detalhe de cristal de fayalita alterando para iddingsita e para anfibólio marrom (ferro-barroisita), cortado por apatita acicular posterior. 100x. Nicóis paralelos.

Figura V-13: Fayalita sienito - Pseudomorfo de fayalita constituído por iddingsita e riebeckita na borda superior esquerda, testemunhando o estágio mais avançado de alteração desse mineral. Observam-se também agulhas de apatita. 100x. Nicóis paralelos.

Figura V-14: Fayalita sienito - Cristal de egirina verde-escura exibindo manchas mais claras e anfibólio marrom crescendo em torno de suas bordas (ferro-barroisita), com inclusões de apatita (seções basais). No canto inferior esquerdo observa-se grão menor de ferro-barroisita apresentado egirina reliquiar. 50x. Nicóis paralelos.

Figura V-15: Fayalita sienito - Associação de máficos: piroxênio verde-claro (egirina), anfibólio verde-azulado, geralmente zonado (riebeckita), anfibólio marrom (ferro-barroisita) e enigmatita de cor marrom-avermelhado a preto-avermelhado. 25x. Nicóis paralelos.

produto de transformação mais comum da fayalita exibe coloração amarelalaranja, ocorrendo associada a opacos, correspondendo provavelmente, à iddingsita (Figura V-11, V-12 e V-13). Alguns grãos podem se apresentar totalmente pseudomorfizados pelos referidos materiais de alteração (Figura V-13), no entanto, às vezes se destacam, nesses pseudomorfos, pequeninos grânulos reliquias de fayalita.

Ao microscópio, os clinopiroxênios parecem estar representados por duas espécies. Uma com característica da egirina, que assume dimensões menores do que a fayalita e possui coloração verde, exibindo algumas vezes zonação, com núcleo verde-claro e borda verde-escuro (Figura V-11), e alterando-se parcialmente para um anfibólio de cor marrom-escuro-avermelhado (ferro-barroisita) (Figura V-14). A outra espécie ocorre na matriz, sem zonação aparente, de coloração verde muito escura. Em análises de microsonda eletrônica, constatou-se que os piroxênios dessa rocha apresentam uma ampla variação composicional indo desde ferrosalita e augita até egirina pura, passando pela série egirina-augita. Verificou-se que os fenocristais podem exibir zonação com núcleo e borda correspondentes à ferrosalita e à augita, respectivamente; enquanto que os pequenos grãos da matriz são mais homogêneos pertencentes à série egirina-augita. Foi detectado também outro tipo de fenocristal apresentando manchas verde-escuras de composição egirina-augita e manchas verde-claras correspondentes à egirina pura.

Os anfibólios correspondem à riebeckita verde-azulada e à ferro-barroisita de coloração marrom-avermelhado muito escuro, ambos associados ao clinopiroxênio e à enigmatita (Figura V-15).

A enigmatita ocorre em grãos anédricos, às vezes bem desenvolvidos. Apresenta-se associada aos anfibólios e piroxênios, exibindo sempre cores muito escuras variando de marrom-avermelhado a preto-avermelhado, sendo facilmente confundida com opacos (Figura V-15).

Observa-se ainda uma massa de birrefringência muito alta (carbonática) de alteração dos máficos associada à riebeckita e com contatos retos com o feldspato.

V.4 - ENCLAVES MICROGRANULARES

Enclaves microgranulares (máfico e félsico) constituem termos mais primitivos, sendo geralmente encontrados em litotipos da borda ocidental do complexo, respectivamente, em microgranito e em sienitos (microsienito, sienito médio e sienito porfirítico e fluidal).

O **enclave microgranular máfico** exibe macroscopicamente, textura porfirítica com fenocristais claros (rosa) de aproximadamente 2 mm de diâmetro,

imersos numa matriz muito fina de coloração preta. Apresenta-se sob formas diversas e dimensões centimétricas a decimétricas. Engloba, às vezes, ocelos ($\pm 1,2$ cm) do microgranito ou mais raramente de composição básica. Os contatos entre o enclave e a rocha encaixante (microgranito) são reentrantes.

Em análise microscópica observa-se contatos interpenetrativos com o microgranito, sem ocorrer no entanto, uma gradação entre eles. Exibe textura porfírica a glomeroporfírica, destacando-se fenocristais subédricos de plagioclásio geminado (1,2 mm) e ocelos de formas arredondadas (1-3 mm de diâmetro) constituídos por anfibólio e feldspatos (Figura V-16) ou mais raramente, constituído essencialmente por anfibólios, e piroxênios em proporção menor (Figura V-17). A mesóstase é muito fina e formada por diminutas ripas e pequenos grãos de anfibólio e piroxênio, permeados por plagioclásio e alguns cristais maiores de titanita, onde não foram encontrados quartzo e K-feldspato (Figura V-16 e V-17).

Os anfibólios possuem coloração castanho e verde constituindo a fase mineral mais abundante da rocha e exibindo transformação para biotita. Nas análises de microsonda constatou-se uma ampla variação composicional desses minerais, destacando-se: tschermakita-hornblenda detectada em fenocristais não zonados e na matriz; magnésio-hornblenda e tschermakita correspondendo respectivamente, a núcleo e borda de pequenos cristais; e anfibólio sódico-cálcico (barroisita) encontrado em fenocristais.

O piroxênio ocorre como fenocristais não zonados ou na matriz, possuindo coloração verde-clara e composição identificada como ferrosalita. Às vezes apresenta bordas alteradas para um mineral amarelo ouro e para opaco.

O plagioclásio é o segundo mineral mais abundante, ocorrendo como um constituinte da matriz fina, com composições que correspondem à albita (Ab_{88}) e andesina (Ab_{63}), ou como fenocristais bytowníticos (An_{85}) sericitizados, com inclusões de anfibólio, biotita e apatita. Diferentemente dos plagioclásios das outras rochas desse complexo, esses não exibem zonação nem bordas de reação.

A titanita ocorre bem desenvolvida associada aos máficos ou em microfenocristais.

O **enclave microgranular félsico** exibe coloração cinza-escura, que se torna ainda mais forte nos contatos com a rocha hospedeira, com a qual mostra contatos nítidos. É muito freqüente e sempre encontrado no microssienito, sienito médio e sienito fluidal, apresentando formas geralmente alongadas, predominantemente tabulares, e tamanhos variados (centrimétricos a decimétricos). No contato entre o enclave e a rocha encaixante (os sienitos), ocorrem reações caracterizadas por maior transformação dos feldspatos e por diminuição de granulometria em relação aos sienitos.

(N//)

(NX)

Figura V-16: Enclave microgranular máfico - Destaca-se ocelo constituído por feldspato e anfíbólio em matriz muito fina formada por diminutas ripas e pequenos grãos de anfíbólio (barroisita, hornblenda e tschermakita), piroxênio (ferrosalita) e biotita, permeados por plagioclásio e titanita. 25x.

(N//)

(NX)

Figura V-17: Enclave microgranular máfico - Detalhe de ocelo constituído essencialmente por hornblenda; e ferrosalita, em menor porporção. 50x.

Apresenta textura porfirítica a glomeroporfirítica com fenocristais de plagioclásio, álcali-feldspato e piroxênio imersos numa matriz muito fina, formada principalmente por feldspatos anédricos (<0,1 mm) e diminutos grãos arredondados de piroxênio e anfibólio, apatita, biotita e opacos (Figura V-18). Os glomérulos (3 a 4 mm) são constituídos por álcali-feldspato e piroxênio ou por plagioclásio e piroxênio.

O álcali-feldspato ocorre na mesóstase, com dimensões muito pequenas e composição $Ab_{50}An_3Or_{47}$, ou como macro-fenocristais anédricos (2-5 mm) de composição $Ab_{53}An_6Or_{41}$, exibindo inclusões de piroxênio e contatos de reação com a matriz, alterando-se nas microfraturas para minerais de argila.

O plagioclásio bytownítico (An_{84}) ocorre como fenocristais subédricos (± 3 mm), freqüentemente exibindo crescimento em "sinneusis" (Figura V-19), com inclusões de pequenos grãos de piroxênio. Geminam-se segundo a lei da albita, podendo também apresentar geminação combinada albita-Carlsbad. Às vezes, exibem bordas de reação de composição correspondente ao oligoclásio ($Ab_{81}An_{17}Or_2$), semelhante àquela encontrada no plagioclásio da matriz ($Ab_{81}An_{15}Or_4$).

O piroxênio ocorre como fenocristal (± 1 mm) ou como pequenos grãos constituintes da mesóstase. Os fenocristais que se encontram pouco alterados (para ferro-actinolita) exibem formas euédricas, coloração verde-clara e composições coincidentes com a salita (Figura V-20). No entanto, eles estão comumente alterados, apresentando opaco no centro, contornado por piroxênio reliquiar e uma envoltória externa de anfibólio (ferro-hornblenda) e biotita castanha-esverdeada. Às vezes, ocorre substituição total da salita, resultando num pseudomorfo constituído por núcleo de opaco circundado por anfibólio fibroso (ferro-actinolita) e consecutivamente por uma borda de biotita disposta imbricadamente. Localmente, observa-se o fenocristal de piroxênio sendo cortado por um micro-veio de grãos anédricos a subédricos (0,3 mm) de plagioclásio geminado. O piroxênio da matriz tem composição augítica, rica em ferro. Não foram detectadas zonações nos piroxênios e anfibólios.

Na mesóstase destacam-se diminutas agulhas de apatita e minúsculas palhetas de biotita (Figura V-20). Opacos ocorrem como pontuações ou mais desenvolvidos exibindo hábito esquelético.

V.5 - DIQUES

Os termos de composição mais evoluída (traquitos e riolitos) ocorrem geralmente na borda oriental do complexo em forma de diques.

O **traquito** possui coloração cinza-clara e granulometria muito fina, apresentando fenocristais de feldspato com hábito tabular (± 2 mm). Similarmente, encontra-se um litotipo cinza-escuro-rosado, que possui granulação ainda mais fina (<<0,1 mm).

Figura V-18: Enclave microgranular félsico - Textura porfirítica com fenocristais de pertita e piroxênio (salita) em uma matriz muito fina constituída por feldspato alcalino, plagioclásio, grãos arredondados submilimétricos de piroxênio (ferro-augita) e anfibólio (ferro-actinolita e ferro-hornblenda), biotita, apatita e opacos. 25x. Nicóis cruzados.

Figura V-19: Enclave microgranular félsico - Detalhe de plagioclásio bytownítico evidenciando crescimento em "sinneusis". 25x. Nicóis cruzados.

(N//)

(NX)

Figura V-20: Enclave microgranular félsico - Detalhe do fenocristal euédrico de salita (da Figura V-18), exibindo principalmente na parte superior alteração para ferro-actinolita de hábito fibroso. Mesóstase constituída de feldspatos, piroxênio (ferro-augita), anfibólio (ferro-hornblenda e ferro-actinolita), biotita, opacos e agulhas de apatita. 100x. Nicóis cruzados.

Ao microscópio apresenta textura porfirítica a glomeroporfirítica com matriz traquítica muito fina. A marcante orientação e o paralelismo das ripas de feldspato alcalino e anfibólio definem uma estrutura de fluxo e impõem à mesóstase uma textura traquítica bem nítida. No entanto, nas proximidades dos fenocristais, as pequeninas ripas se amoldam aos seus contornos, assumindo assim orientações diversas (Figuras V-21 e V-22).

Os fenocristais de feldspato alcalino se apresentam como prismas alongados euédricos de 1 a 3 mm, com predominância de 2 mm, exibindo geralmente geminação Carlsbad e às vezes ocorrendo em "sinneusis" ou constituindo glomérulos. Fenocristais de aspecto turvo possuem composições médias em torno de Or_{91} , mais raramente podem apresentar estrutura pertítica e ocasionalmente, inclusões de anfibólio. Outros fenocristais exibem núcleo límpido e borda turva de composições, respectivamente, $Ab_{55}An_6Or_{40}$ e $Ab_{38}An_2Or_{60}$ (Figura V-21). Esses minerais não possuem sempre o seu maior eixo coincidente com a orientação preferencial da mesóstase (plano de fluidez). Alteram-se em minerais de argila.

A mesóstase é muito fina, constituída por ripas ($<0,1$ mm) fortemente orientadas de feldspato alcalino (Or_{82-74} e Ab_{97-72}) e anfibólio verde correspondente à riebeckita (Figura V-21 e V-22). Nas análises petrográfica e química não foram verificadas as presenças de piroxênio e biotita. Comumente, as ripas da mesóstase esbarram no fenocristal e contornam se moldando a ele; posteriormente, acompanham a orientação preferencial da rocha. Dessa maneira, um prisma alongado de feldspato ou anfibólio pode apresentar localmente o seu maior eixo perpendicular à orientação do fluxo.

O quartzo é muito raro, e parece ser um produto secundário, sendo sempre encontrado preenchendo fraturas ou em micro-veios. Distinguem-se na lâmina minúsculos opacos euédricos de forma quadrática.

O **riolito** possui granulação fina e cor cinza-clara, exibindo raros fenocristais de feldspato de hábito tabular (3 mm). Localmente apresentam-se com granulação muito fina ($<0,1$ mm) e coloração um pouco mais escura.

Oticamente, apresenta textura discretamente porfirítica e mesóstase fina (0,3 mm) "traquitóide", exibindo porções isoladas, onde ripas orientadas se arranjam sob formas arredondadas. Semelhantemente, ocorre um litotipo com textura xenomórfica, equigranular, muito fina ($<0,1$ mm)

A matriz é constituída por ortoclásio, quartzo, anfibólio e opacos. O ortoclásio mostra-se subédrico tabular, geralmente pertítico, exibindo aspecto turvo devido a presença de inclusões e/ou alterações. O quartzo ocorre intersticial, embaiado, ou em vermiculas dentro do feldspato. Os opacos são vermelhos ou pretos e se encontram associados ao anfibólio (riebeckita), que apresenta pleocroísmo verde-escuro a verde-azulado e às vezes hábito fibroso.

Figura V-21: Traquito - Textura glomero-porfirítica em matriz traquítica. Observar fenocristal de feldspato pertítico subédrico e zonado, exibindo região central mais límpida e periferia mais turva. 25x. Nicóis cruzados.

Figura V-22: Traquito - Textura pórfiro-traquítica exibindo fenocristal tabular de feldspato pertítico. Na matriz o paralelismo das ripas de feldspato alcalino e riebeckita definem uma textura de fluxo, no entanto na proximidade do fenocristal esses pequeninos cristais se amoldam a ele, assumindo assim, orientações diversas. 25x. Nicóis cruzados.

CAPÍTULO VI

QUÍMICA DE MINERAIS

Considerado como um dos enfoques primordiais desta tese, o estudo do quimismo mineral dos litotipos do Complexo Alcalino Ponta do Morro, foi feito com base em análises de microsonda eletrônica das principais fases minerais, para 26 amostras selecionadas como representativas dos diversos granitos, sienitos, enclaves microgranulares e diques. Essas análises químicas foram realizadas no Laboratório de microsonda e microscopia (varredura) eletrônicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, conforme metodologia detalhada no capítulo III.

Foram investigados os feldspatos, anfibólios, piroxênios, olivinas, enigmatitas, biotitas e opacos. As características texturais mais relevantes e a variabilidade química destes minerais, bem como interpretações relativas às suas condições de cristalização, constituem os objetivos deste capítulo.

Quando em um mesmo litotipo, os grãos de uma fase mineral, apresentaram homogeneidade química, os resultados listados nas tabelas representam a média aritmética obtida a partir dos valores das bordas e dos núcleos dos cristais. Dessa forma, para amostras com pequena dispersão de valores, é fornecido para cada fase mineral, um número restrito de dados; enquanto que para outras, cujos minerais exibem faixa composicional mais ampla, tem-se um maior número de resultados analíticos, de forma a melhor exprimir a variação química de cada uma destes. Nas situações em que foram detectados zoneamentos, distingue-se nas tabelas dados de núcleo e borda, separadamente.

VI.1 - FELDSPATOS

Os feldspatos estão presentes em todas as variedades litológicas estudadas, constituindo a fase mineral mais importante do ponto de vista quantitativo. Estão representados apenas por feldspatos alcalinos naquelas mais evoluídas, e também por plagioclásios, nos litotipos mais primitivos.

As análises químicas representativas dos feldspatos estudados estão dispostas nas Tabelas VI-1, onde constam também as fórmulas estruturais calculadas na base de 32 átomos de oxigênio e as proporções moleculares dos componentes Or (ortoclásio), Ab (albita) e An (anortita) calculadas em função dos teores de K_2O , Na_2O e CaO , respectivamente.

Os feldspatos alcalinos representam os constituintes mais abundantes dessas rochas, ocorrendo em menor proporção apenas no mela-sienito

e no enclave microgranular félsico. Enquanto que, está representado no enclave microgranular máfico, apenas pela albita (Ab_{88}).

Nos litotipos porfiríticos ocorrem como megafenocristais, fenocristais e microfenocristais subédricos tabulares, às vezes se dispondo de formas imbricadas ou em "sinneusis", e como cristais constituintes da matriz; enquanto que nos granitos e sienitos de textura xenomórfica se dispõem de forma granular. Suas dimensões são muito variáveis, indo de submilimétricas na matriz de traquito, mela-sienito, microgranito e microssienito porfirítico, até 1 cm no sienito grosso, sendo mais comumente encontrados com tamanhos entre 2 e 4 mm. Geminações, quando presentes, são do tipo Carlsbad, ou mais raramente, combinadas (albita+periclina). Especialmente nos granitos, exibem intercrescimentos do tipo gráfico e granofírico.

Na maioria das rochas, apresentam lamelas de exsolução com dimensões e formas variadas, originando estruturas do tipo micropertíticas, pertíticas até mesopertíticas (quando existe alta densidade de exsolução). A presença dessas estruturas evidencia a participação de uma fase sódio-potássica em solução sólida que, por processos de equilíbrio durante as mudanças das condições físico-químicas, se desmisturou, resultando um feldspato que tem como hospedeiro e hóspede, termos mais ricos em potássio e sódio, respectivamente. De acordo com seus feldspatos alcalinos, a maioria desses litotipos é considerada como *hipersolvus*, por apresentar apenas pertitas; no entanto, alguns deles possuem dois tipos de feldspato alcalino, um feldspato potássico pertítico e albita, o que os caracteriza como *sub-solvus*.

Os feldspatos alcalinos apresentam, para todas as amostras, uma ampla variação composicional, indo do ortoclásio puro até a albita pura (Figuras VI-1.1, VI-1.2 e VI-1.3). Geralmente são muito pobres em CaO, exceto aqueles encontrados no sienito porfirítico e fluidal, que possuem teores de An da ordem de 10% e no fayalita sienito com An_8 . O teor de BaO é praticamente zero em todos os pontos analisados, implicando na inexistência do componente celsiana (Tabela VI-1).

As pertitas tem como hospedeiro Or_{98-70} e como hóspede Ab_{98-90} . Algumas análises da fase exsolvida corresponderam a teores de Ab inferiores a esse intervalo (até Ab_{82}), devendo resultar de problemas relacionados a uma interação do feixe eletrônico com as duas fases feldspáticas simultaneamente, assim tendo sido também analisado parte do hospedeiro. Comumente as mesopertitas exibem manchas de aspecto turvo e límpido, de composições Or_{78-46} e Ab_{97-63} , respectivamente.

O anortoclásio corresponde a feldspatos encontrados nos litotipos mais evoluídos, na matriz do microssienito porfirítico e em bordas corroídas do plagioclásio no mela-sienito (Figuras VI-1).

Tabela VI-1

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=32) de feldspatos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	1A BRpl	1A F ₁	1A F ₂	1A m ₁	1A m ₂	1A BRpl	1A BRpl	1A FnL	1A FbT	1A Fpl	1A m	1A P ₁	1A P ₂	4-3 Fpl	4-3 m ₁	4-3 m ₂
SiO ₂	64.87	48.08	66.14	65.61	66.84	66.64	62.13	67.62	68.44	47.81	66.42	65.90	65.66	47.16	65.80	60.44
Al ₂ O ₃	21.88	33.25	19.93	21.80	19.20	19.50	24.18	20.47	19.96	33.56	18.90	18.58	18.33	33.51	20.52	25.54
Fe ₂ O ₃	0.14	0.28	0.12	0.23	0.16	0.15	0.11	0.19	0.04	0.21	0.15	0.09	0.05	0.41	0.19	0.25
CaO	3.30	17.08	1.17	2.95	0.54	0.89	5.94	1.45	0.71	17.24	0.41	0.10	0.01	17.11	2.22	7.11
SrO	0.01	0.10	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.08	0.00	0.01	0.01	0.07	0.06	0.09
BaO	0.04	0.00	0.03	0.04	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.06	0.01	0.04	0.00
Na ₂ O	8.95	1.77	5.79	8.79	5.43	5.74	7.67	9.18	10.31	1.73	3.74	1.78	0.75	1.62	10.62	6.95
K ₂ O	0.40	0.03	6.83	0.63	7.79	7.21	0.17	1.41	0.34	0.04	10.73	13.90	15.61	0.14	0.40	0.16
Total	99.59	100.59	100.01	100.07	100.00	100.17	100.21	100.35	99.83	100.67	100.37	100.40	100.48	100.30	99.85	100.54
Si	11.464	8.774	11.831	11.527	11.973	11.909	10.981	11.823	11.954	8.721	11.985	12.018	12.040	8.669	11.628	10.695
Al	4.554	7.145	4.198	4.510	4.050	4.104	5.033	4.215	4.106	7.210	4.016	3.990	3.958	7.255	4.270	5.322
Fe ³⁺	0.019	0.038	0.016	0.030	0.022	0.020	0.015	0.025	0.005	0.029	0.020	0.012	0.007	0.570	0.025	0.033
Ca	0.625	3.339	0.224	0.555	0.104	0.170	0.125	0.272	0.133	3.370	0.079	0.020	0.002	3.370	0.420	1.348
Sr	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.010
Ba	0.003	0.000	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.004	0.001	0.003	0.000
Na	3.067	0.626	2.008	2.994	1.886	1.989	2.629	3.112	3.492	0.612	1.309	0.629	0.267	0.577	3.639	2.385
K	0.090	0.007	1.559	0.141	1.780	1.644	0.038	0.315	0.076	0.009	2.470	3.234	3.652	0.033	0.090	0.036
Cations	19.822	19.939	19.838	19.760	19.816	19.839	19.822	19.763	19.767	19.961	19.880	19.906	19.930	19.972	20.085	19.829
X	16.037	15.957	16.045	16.067	16.045	16.033	16.029	16.063	16.065	15.960	16.021	16.020	16.005	15.981	15.923	16.050
Z	3.785	3.982	3.793	3.693	3.771	3.806	3.793	3.700	3.702	4.001	3.859	3.886	3.925	3.991	4.162	3.779
Ab	81.1	15.8	53.0	81.1	50.0	52.3	69.3	84.1	94.4	15.3	33.9	16.2	6.8	14.5	87.7	63.3
An	16.5	84.1	5.9	15.0	2.8	4.5	29.7	7.4	3.6	84.4	2.0	0.5	0.1	84.7	10.1	35.8
Or	2.4	0.2	41.1	3.8	47.2	43.2	1.0	8.5	2.1	0.2	64.0	83.3	93.1	0.8	2.2	1.0

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal; P, pertita; H, hospedeiro; hp, hóspede; L, límpido; T, turvo; pl, plagioclásio; BR, borda de reação; i, interna; e, externa; 1, 2, etc., indivíduo 1, 2, etc.; recist, recristalizados.

Tabela VI-1 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=32) de feldspatos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	3-4 BRpl ₁	3-4 BRpl ₂	3-4 FH	3-4 Fhp	3-4 Fpl ₁ n	3-4 Fpl ₂ n	34c P	34c PL	34c pln	34c PT	2B b	2B b	2B pl n	2B pl b	2B BRi	2B BRe
SiO ₂	66.43	64.87	65.53	68.12	52.56	29.53	68.91	67.16	56.12	65.14	67.67	65.05	48.21	46.71	65.55	66.97
Al ₂ O ₃	21.11	18.70	18.60	20.34	30.96	25.79	19.45	18.87	27.57	18.21	19.54	18.31	33.53	33.73	22.16	20.20
Fe ₂ O ₃	0.13	0.10	0.09	0.18	0.20	0.18	0.15	0.18	0.23	0.41	0.10	0.06	0.15	0.16	0.12	0.06
CaO	2.02	0.09	0.22	0.93	13.40	7.20	0.09	0.08	9.93	0.01	0.38	0.02	16.82	17.62	3.26	1.14
SrO	0.03	0.02	0.02	0.00	0.09	0.07	0.01	0.01	0.12	0.00	0.02	0.00	0.08	0.07	0.03	0.01
BaO	0.20	0.08	0.08	0.02	0.04	0.14	0.01	0.04	0.06	0.05	0.02	0.05	0.01	0.01	0.05	0.04
Na ₂ O	7.11	2.39	3.32	9.50	3.68	6.59	10.55	5.73	5.38	1.94	8.65	0.63	1.88	1.49	8.47	8.14
K ₂ O	4.25	12.97	11.10	1.21	0.09	0.27	0.48	7.87	0.30	13.61	3.36	15.56	0.05	0.03	0.35	3.61
Total	101.28	99.22	98.96	100.30	101.02	99.77	99.65	99.94	99.71	99.37	99.74	99.68	100.73	99.82	99.99	100.17
Si	11.667	11.954	12.008	11.886	9.441	10.628	12.048	12.035	10.124	12.012	11.966	13.024	8.775	8.609	11.501	11.829
Al	4.366	4.058	4.014	4.180	6.549	5.422	4.005	3.982	5.857	3.955	4.069	3.986	7.187	7.321	4.579	4.202
Fe ³⁺	0.017	0.014	0.012	0.024	0.027	0.024	0.020	0.024	0.031	0.057	0.013	0.008	0.021	0.022	0.016	0.008
Ca	0.380	0.018	0.043	0.174	2.579	1.377	0.017	0.015	1.919	0.002	0.072	0.004	3.280	3.479	0.613	0.216
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000
Ba	0.014	0.006	0.006	0.001	0.003	0.010	0.001	0.003	0.004	0.004	0.001	0.004	0.001	0.001	0.003	0.003
Na	2.421	0.854	1.180	3.214	1.282	2.281	3.577	1.991	1.882	0.694	2.966	0.226	0.664	0.532	2.882	2.788
K	0.952	3.049	2.595	0.269	0.021	0.061	0.107	1.799	0.069	3.202	0.758	3.669	0.012	0.007	0.078	0.813
Cations	19.817	19.953	19.858	19.748	19.912	19.813	19.775	19.849	19.896	19.926	19.845	19.921	19.950	19.981	19.672	19.859
X	16.050	16.026	16.034	16.090	16.017	16.074	16.073	16.041	16.012	16.024	16.048	16.018	15.983	15.952	16.096	16.039
Z	3.767	3.927	3.824	3.658	3.895	3.739	3.702	3.808	3.884	3.902	3.797	3.903	3.967	4.029	3.576	3.820
Ab	64.5	21.8	30.9	87.9	33.0	61.3	96.6	52.3	48.6	17.8	78.1	5.8	16.8	13.2	80.7	73.0
An	10.1	0.5	1.1	4.8	66.4	37.0	0.5	0.4	49.6	0.0	1.9	0.1	82.9	86.6	17.2	5.7
Or	25.4	77.8	68.0	7.4	0.5	1.6	2.9	47.3	1.8	82.1	20.0	94.1	0.3	0.2	2.2	21.3

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal; P, pertita; H, hospedeiro; hp, hóspede; L, límpido; T, turvo; pl, plagioclásio; BR, borda de reação; i, interna; e, externa; 1, 2, etc., indivíduo 1, 2, etc.; recrist, recristalizados.

Tabela VI-1 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=32) de feldspatos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	2B n	2B P	2B recrist	2-1 PH	2-1 Php	2-1 Fpln	2-1 Fpln	2-1 Fplb	2-1 BRpl	2-1 m ₁	2-1 m ₂	3-1 PL	3-1 PL ₂	3-1 PL ₃	3-1 PT ₂	3-1 H
SiO ₂	67.37	66.07	66.35	66.26	69.40	49.78	54.16	57.48	66.55	67.10	63.41	68.28	69.50	69.78	67.42	65.33
Al ₂ O ₃	20.44	18.97	19.79	18.88	20.31	32.38	29.34	27.31	21.00	19.79	23.47	19.12	19.38	19.53	19.02	18.30
Fe ₂ O ₃	0.13	0.07	0.13	0.08	0.18	0.13	0.16	0.11	0.25	0.08	0.11	0.25	0.20	0.22	0.18	0.15
CaO	1.32	0.41	1.06	0.09	0.62	15.81	11.89	9.31	1.86	0.88	4.68	0.05	0.03	0.19	0.05	0.21
SrO	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.08	0.10	0.08	0.03	0.04	0.09	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04
BaO	0.06	0.05	0.08	0.16	0.02	0.02	0.04	0.04	0.08	0.18	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
Na ₂ O	9.80	3.91	5.97	2.28	10.54	2.58	4.51	5.88	9.44	6.75	8.25	6.96	9.22	10.55	5.92	2.02
K ₂ O	0.52	10.20	6.61	13.26	0.23	0.04	0.11	0.16	0.76	5.66	0.41	5.95	2.53	0.28	7.89	13.85
Total	99.65	99.69	100.00	101.05	101.30	100.82	100.31	100.37	99.97	100.48	100.47	100.63	100.87	100.57	100.49	99.93
Si	11.825	11.977	11.860	11.990	11.943	9.026	9.757	10.263	11.689	11.897	11.162	12.054	12.081	12.072	12.019	11.998
Al	4.225	4.050	4.166	4.023	4.116	6.914	6.224	5.743	4.344	4.132	4.865	3.975	3.967	3.979	3.993	3.958
Fe ³⁺	0.017	0.010	0.017	0.011	0.023	0.018	0.022	0.015	0.033	0.011	0.015	0.033	0.026	0.029	0.024	0.021
Ca	0.248	0.080	0.203	0.017	0.114	3.071	2.295	1.781	0.350	0.167	0.883	0.009	0.006	0.035	0.010	0.041
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.010	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.004	0.004	0.006	0.011	0.001	0.001	0.003	0.003	0.006	0.013	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Na	3.335	1.374	2.069	0.800	3.517	0.907	1.575	2.036	3.215	2.321	2.816	2.383	3.108	3.539	2.046	0.719
K	0.116	2.359	1.507	3.061	0.050	0.009	0.025	0.036	0.170	1.280	0.092	1.340	0.561	0.062	1.794	3.245
Cations	19.770	19.854	19.828	19.913	19.764	19.956	19.911	19.887	19.807	19.821	19.846	19.795	19.750	19.717	19.887	19.984
X	16.067	16.037	16.043	16.024	16.082	15.958	16.003	16.021	16.066	16.040	16.042	16.062	16.074	16.080	16.036	15.977
Z	3.703	3.817	3.785	3.889	3.682	3.998	3.908	3.866	3.741	3.781	3.804	3.733	3.676	3.637	3.851	4.007
Ab	90.2	36.0	54.7	20.6	95.5	22.7	40.4	52.8	86.1	61.6	74.3	63.9	84.6	97.3	53.1	18.0
Na	6.7	2.1	5.4	0.4	3.1	77.0	58.9	46.2	9.4	4.4	23.3	0.2	0.2	1.0	0.3	1.0
Or	3.1	61.9	39.9	78.9	1.4	0.2	0.6	0.9	4.6	34.0	2.4	35.9	15.3	1.7	46.6	81.0

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal; P, pertita; H, hospedeiro; hp, hóspede; L, límpido; T, turvo; pl, plagioclásio; BR, borda de reação; i, interna; e, externa; 1, 2, etc., indivíduo 1, 2, etc.; recrist, recristalizados.

Tabela VI-1 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=32) de feldspatos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localização	3-1 H ₂	3-1 hpL	3-1 hp	3-1 P	3-1 P	30a FP	30a FP	30a Pb	4-2B m	4-2B Php	4-2B Fn	4-2B Pn	4-2B Pb	10C P	10C P	10C P
SiO ₂	62.72	69.07	68.04	66.29	66.99	66.90	65.10	65.68	67.53	68.40	66.95	65.21	66.23	68.01	67.01	66.82
Al ₂ O ₃	16.85	19.81	18.32	18.73	18.96	18.60	18.39	18.33	19.45	20.10	18.82	18.37	18.56	18.90	19.08	18.29
Fe ₂ O ₃	0.11	0.14	0.11	0.14	0.17	0.14	0.28	0.40	0.04	0.10	0.14	0.03	0.11	0.32	0.12	0.28
CaO	0.00	0.36	0.30	0.10	0.18	0.32	0.02	0.03	0.35	0.78	0.23	0.00	0.06	0.02	0.01	0.00
SrO	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
BaO	0.00	0.01	0.04	0.03	0.01	0.02	0.05	0.03	0.00	0.01	0.03	0.04	0.04	0.00	0.06	0.07
Na ₂ O	0.39	10.31	12.82	3.93	6.59	6.61	0.97	2.94	8.79	10.38	5.26	0.41	3.12	7.47	4.65	2.45
K ₂ O	14.86	0.46	0.46	10.47	6.84	6.17	14.99	11.82	3.62	0.40	8.51	16.12	12.03	4.87	10.68	13.31
Total	94.97	100.18	100.09	99.70	99.76	98.77	99.80	99.23	99.79	100.18	99.94	100.19	100.16	99.61	101.61	101.22
Si	12.146	12.011	11.986	12.021	11.999	12.058	12.002	12.034	11.958	119.920	12.028	12.018	12.029	12.078	11.963	12.067
Al	3.843	4.057	3.801	4.000	3.999	3.948	3.993	3.955	4.056	4.125	3.982	3.987	3.970	3.953	4.011	3.890
Fe ³⁺	0.016	0.018	0.015	0.019	0.023	0.019	0.039	0.055	0.005	0.013	0.019	0.004	0.015	0.043	0.016	0.038
Ca	0.000	0.067	0.057	0.019	0.035	0.062	0.004	0.006	0.666	0.146	0.044	0.000	0.012	0.004	0.002	0.000
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
Ba	0.000	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.004	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.003	0.000	0.004	0.005
Na	0.146	3.476	4.379	1.382	2.289	2.310	0.347	10.440	3.018	3.508	1.832	0.147	1.099	2.572	1.610	0.858
K	3.671	0.102	0.103	2.422	1.563	1.419	3.526	2.763	0.818	0.089	1.950	3.790	2.787	1.103	2.432	3.067
Cations	19.822	19.732	20.344	19.865	19.909	19.817	19.915	19.859	19.921	19.802	19.857	19.949	19.915	19.753	20.038	19.925
X	19.005	16.086	15.802	16.040	16.021	16.025	16.034	16.044	16.019	16.058	16.029	16.009	16.014	16.074	15.990	15.995
Z	3.817	3.646	4.542	3.825	3.888	3.792	3.881	3.815	3.902	3.744	3.828	3.940	3.901	3.679	4.048	3.930
Ab	3.8	95.4	96.5	36.1	58.9	60.9	9.0	27.4	77.3	93.7	47.9	3.7	28.2	69.9	39.8	21.9
An	0.0	1.8	1.3	0.5	0.9	1.6	0.1	0.2	1.7	3.9	1.2	0.0	0.3	0.1	0.0	0.0
Or	96.2	2.8	2.3	63.4	40.2	37.4	90.9	72.5	21.0	2.4	51.0	96.3	71.5	30.0	60.1	78.1

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal; P, pertita; H, hospedeiro; hp, hóspede; L, límpido; T, turvo; pl, plagioclásio; BR, borda de reação; i, interna; e, externa; 1, 2, etc., indivíduo 1, 2, etc.; recrist, recristalizados.

Tabela VI-1 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=32) de feldspatos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localização	10C nT	10C Pn	10C Pb	13C FH	13C hp	13C m	20 FnL	20 FbT	20 FT	20 m ₁	20 m ₂	20 m ₃	20 m ₄	18a F ₁	18a F ₂	18a F ₃
SiO ₂	67.22	69.17	68.62	66.37	69.38	65.75	66.66	65.54	64.97	68.64	67.79	64.99	64.05	80.89	65.76	66.25
Al ₂ O ₃	18.92	19.48	19.36	18.65	19.73	18.37	20.11	19.37	18.40	19.54	19.33	19.98	18.25	11.05	17.83	19.02
Fe ₂ O ₃	0.17	0.26	0.28	0.05	0.09	0.06	0.15	0.37	0.06	0.20	0.16	0.05	0.28	0.09	0.27	0.17
CaO	0.00	0.02	0.03	0.02	0.28	0.00	1.11	0.35	0.42	0.11	0.04	0.02	0.00	0.05	0.00	0.33
SrO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.11	0.05	0.11	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.12	0.07
Na ₂ O	5.75	10.74	9.67	2.32	10.41	0.69	6.09	4.16	0.81	10.54	7.80	2.82	1.88	3.23	0.58	3.27
K ₂ O	7.81	0.30	1.99	13.22	0.36	15.53	6.48	9.84	15.34	0.44	4.55	12.10	13.10	4.59	15.93	11.01
Total	99.90	99.99	99.97	100.65	100.26	100.43	100.74	99.69	100.12	99.49	99.69	100.04	97.57	99.93	100.49	100.12
Si	12.040	12.048	12.034	12.034	12.042	12.048	11.829	11.885	11.975	12.023	12.021	11.824	11.995	13.802	12.085	11.984
Al	3.991	3.996	3.998	3.982	4.033	3.964	4.202	4.137	3.994	4.031	4.037	4.281	4.025	2.220	3.859	4.052
Fe ³⁺	0.023	0.034	0.037	0.007	0.012	0.008	0.020	0.050	0.008	0.026	0.021	0.007	0.039	0.012	0.037	0.023
Ca	0.000	0.004	0.006	0.004	0.052	0.000	0.211	0.068	0.083	0.021	0.008	0.004	0.000	0.009	0.000	0.064
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.008	0.004	0.008	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.009	0.005
Na	1.997	3.627	3.228	0.816	3.503	0.245	2.095	1.463	0.289	3.580	2.682	0.995	0.683	1.069	0.207	1.147
K	1.785	0.067	0.446	3.058	0.080	3.630	1.467	2.276	3.607	0.098	1.029	2.809	3.130	0.999	3.735	2.541
Cations	19.837	19.777	19.809	19.902	19.723	19.896	19.832	19.883	19.964	19.780	19.799	19.932	19.873	18.113	19.932	19.816
X	16.054	16.078	16.069	16.023	16.087	16.020	16.051	16.072	15.977	16.080	16.079	16.112	16.059	16.034	15.981	16.059
Z	3.783	3.699	3.740	3.879	3.636	3.876	3.781	3.811	3.987	3.700	3.720	3.820	3.814	2.076	3.951	3.757
Ab	52.8	98.1	87.9	21.0	96.4	6.3	55.5	38.4	7.3	96.8	72.1	26.1	17.9	51.5	5.3	30.6
An	0.0	0.1	0.2	0.1	1.4	0.0	5.6	1.8	2.1	0.6	0.2	0.1	0.0	0.4	0.0	1.7
Or	47.2	1.8	11.9	78.9	2.2	93.7	38.9	59.8	90.7	2.6	27.7	73.8	82.1	48.1	94.7	67.7

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal; P, pertita; H, hospedeiro; hp, hóspede; L, límpido; T, turvo; pl, plagioclásio; BR, borda de reação; i, interna; e, externa; 1, 2, etc., indivíduo 1, 2, etc.; recrist, recristalizados.

Tabela VI-1 (continuação)
Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=32) de feldspatos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localização	18a FL	18a recrist.	18a F	34 Fhp	34 H	34 Fhp	34 Fn	34 PH	34 m	6-3 F	6-3 Fb	6-3 PH	6-3 Php ₁	6-3 Php ₂	11 P ₁	11 P ₂
SiO ₂	66.80	69.54	68.17	65.88	65.77	67.18	66.12	66.49	67.82	68.36	68.73	67.50	69.68	69.49	66.80	67.45
Al ₂ O ₃	19.65	19.55	19.45	21.12	19.96	19.97	19.38	18.56	20.31	19.38	19.25	18.26	19.11	19.52	18.22	18.87
Fe ₂ O ₃	0.20	0.14	0.24	0.07	0.16	0.14	0.14	0.10	0.07	0.14	0.29	0.52	0.53	0.36	0.89	0.32
CaO	0.78	0.09	0.23	2.11	0.98	0.78	0.68	0.02	0.87	0.14	0.16	0.00	0.02	0.16	0.02	0.06
SrO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
BaO	0.13	0.01	0.05	0.02	0.05	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Na ₂ O	6.70	10.58	9.25	9.61	6.16	8.82	5.23	0.93	10.26	7.16	8.35	4.13	10.83	9.14	5.33	6.45
K ₂ O	5.83	0.29	2.61	0.46	6.63	2.56	8.29	15.48	0.38	5.67	4.05	10.40	0.27	2.80	8.06	6.71
Total	100.10	100.21	100.00	99.27	99.73	99.46	99.87	100.13	99.72	100.88	100.85	100.81	100.44	101.52	99.33	99.87
Si	11.897	12.071	11.992	11.643	11.804	11.887	11.902	11.971	11.875	12.028	12.039	12.100	12.089	12.036	12.066	12.043
Al	4.121	3.996	4.030	4.396	4.219	4.161	4.108	4.026	4.188	4.016	3.971	3.855	3.905	3.982	3.876	3.968
Fe ³⁺	0.027	0.018	0.032	0.009	0.022	0.019	0.019	0.014	0.009	0.019	0.038	0.070	0.069	0.047	0.121	0.043
Ca	0.149	0.017	0.043	0.400	0.188	0.148	0.131	0.004	0.163	0.026	0.030	0.000	0.004	0.030	0.004	0.011
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
Ba	0.009	0.001	0.003	0.001	0.004	0.001	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Na	2.314	3.561	3.155	3.293	2.144	3.026	1.826	0.332	3.483	2.443	2.836	1.436	3.643	3.070	1.867	2.233
K	1.325	0.064	0.586	0.104	1.518	0.578	1.904	3.638	0.085	1.273	0.905	2.378	0.060	0.619	1.857	1.528
Cations	19.842	19.728	19.841	19.846	19.899	19.820	19.892	19.988	19.804	19.807	19.820	19.839	19.770	19.785	19.792	19.827
X	16.045	16.085	16.054	16.048	16.045	16.067	16.029	16.011	16.072	16.063	16.048	16.025	16.063	16.065	16.063	16.054
Z	3.797	3.643	3.787	3.798	3.854	3.753	3.863	3.997	3.732	3.744	3.772	3.814	3.707	3.720	3.729	3.773
Ab	61.1	97.8	83.4	86.7	55.7	80.7	47.3	8.4	93.4	65.3	75.2	37.7	98.3	82.5	50.1	59.2
An	3.9	0.5	1.1	10.5	4.9	3.9	3.4	0.1	4.4	0.7	0.8	0.0	0.1	0.8	0.1	0.3
Or	35.0	1.8	15.5	2.7	39.4	15.4	49.3	91.5	2.3	34.0	24.0	62.3	1.6	16.6	49.8	40.5

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal; P, pertita; H, hospedeiro; hp, hóspede; L, límpido; T, turvo; pl, plagioclásio; BR, borda de reação; i, interna; e, externa; 1, 2, etc., indivíduo 1, 2, etc.; recrist, recristalizados.

Tabela VI-1 (continuação)
Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=32) de feldspatos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Locação	28 P ₁	28 P ₂	28 PH	28 Php	28 Pn	15a PL	15a PT	16 PT ₁	16 PT ₂	16 Fn	16 Fb	16 PL	16 m	50 b	50 bT
SiO ₂	67.88	68.28	66.06	69.10	65.89	69.50	65.45	65.42	68.28	67.80	66.09	68.68	66.85	68.80	67.50
Al ₂ O ₃	19.07	19.40	18.29	19.19	17.90	19.37	18.35	17.88	19.00	18.78	18.19	19.32	18.29	19.18	18.86
Fe ₂ O ₃	0.31	0.55	0.38	0.41	0.43	0.25	0.10	0.51	0.40	0.36	0.43	0.40	0.51	0.32	0.25
CaO	0.15	0.16	0.03	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.03	0.02	0.19	0.00	0.01	0.01
SrO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
BaO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	7.35	8.64	4.12	10.62	1.00	10.66	0.52	0.69	8.71	6.88	2.63	10.54	4.34	9.32	6.71
K ₂ O	5.38	2.90	10.27	0.38	14.95	0.27	15.84	15.49	3.20	6.07	12.49	0.33	9.83	2.30	6.26
Total	100.16	99.93	99.17	99.76	100.18	100.11	100.27	100.01	99.65	99.93	99.97	99.48	99.83	99.94	99.72
Si	12.030	120.130	12.047	12.070	12.088	12.081	12.032	12.060	12.061	12.067	12.052	12.035	12.079	12.070	12.057
Al	3.980	4.020	3.928	3.948	3.867	3.965	3.973	3.882	3.952	3.936	3.907	3.987	3.892	3.973	3.977
Fe ³⁺	0.041	0.073	0.052	0.054	0.059	0.033	0.014	0.071	0.053	0.048	0.059	0.053	0.069	0.042	0.034
Ca	0.028	0.030	0.006	0.009	0.000	0.009	0.000	0.000	0.011	0.006	0.004	0.036	0.000	0.002	0.002
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
Ba	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Na	2.526	2.947	1.457	3.597	0.356	3.593	0.185	0.247	2.983	2.354	0.965	3.581	1.521	3.171	2.324
K	1.216	0.651	2.389	0.085	3.499	0.060	3.715	3.643	0.721	1.378	2.906	0.074	2.266	0.515	1.426
Cations	19.822	19.734	19.880	19.764	19.870	19.742	19.920	19.904	19.781	19.810	19.894	19.767	19.828	19.763	19.811
X	16.051	16.106	16.027	16.072	16.014	16.079	16.019	16.013	16.066	16.051	16.018	16.075	16.040	16.075	16.058
Z	3.771	3.628	3.853	3.692	3.856	3.663	3.901	3.891	3.715	3.759	3.876	3.692	3.788	3.688	3.756
Ab	67.0	81.2	37.8	97.5	9.2	98.1	4.7	6.3	8.3	63.2	24.9	97.0	42.2	86.0	61.9
An	0.7	0.8	0.2	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.3	0.2	0.1	1.0	0.0	0.1	0.1
Or	32.3	17.9	62.0	2.3	90.8	1.6	95.3	93.7	19.4	36.7	75.0	2.0	59.8	14.0	38.0

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal; P, pertita; H, hospedeiro; hp, hóspede; L, límpido; T, turvo; pl, plagioclásio; BR, borda de reação; i, interna; e, externa; 1, 2, etc., indivíduo 1, 2, etc.; recrist, recristalizados.

Tabela VI-1 (continuação)
Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=32) de feldspatos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	50 L	50 P ₁	50 P ₂	22 PH	22 Php	22 Php	22a n	22a b	22c Pb	22c Pb	22c PL	22c recrist	22c PT ₁	22c PT ₂	22c PT ₃	22c recrist
SiO ₂	69.04	65.44	66.74	66.93	67.79	68.63	67.58	69.47	65.45	62.90	69.08	67.08	67.36	64.50	64.36	66.93
Al ₂ O ₃	19.33	18.44	18.73	18.52	18.81	19.02	20.98	19.45	18.44	16.82	19.33	17.90	18.19	17.61	17.16	18.23
Fe ₂ O ₃	0.29	0.11	0.20	0.62	0.59	0.51	0.47	0.44	0.08	0.08	0.25	0.27	0.71	0.38	0.58	0.43
CaO	0.05	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	1.59	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.01	0.04	0.02	0.01
BaO	0.02	2.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.10	0.01	0.03	0.06	0.01	0.00	0.02	0.00	0.05	0.06
Na ₂ O	10.65	1.91	4.40	3.92	6.65	8.61	9.67	10.38	0.39	0.43	10.68	12.87	6.63	4.32	6.09	9.78
K ₂ O	0.36	13.80	10.01	10.53	6.73	3.39	0.50	0.60	15.72	17.55	0.36	0.22	6.26	10.99	9.56	3.48
Total	99.75	99.72	100.10	100.56	100.52	100.29	100.92	100.43	100.12	97.86	99.71	99.12	99.18	97.84	97.82	98.92
Si	12.059	12.016	12.033	12.043	12.039	12.061	11.738	12.058	12.035	12.033	12.066	12.039	12.101	12.015	11.991	12.011
Al	3.966	3.988	3.977	3.924	3.934	3.936	4.291	3.976	3.993	3.789	3.976	3.743	3.848	3.863	3.765	3.853
Fe ³⁺	0.038	0.015	0.027	0.084	0.079	0.067	0.061	0.057	0.011	0.012	0.033	0.036	0.096	0.053	0.081	0.058
Ca	0.009	0.000	0.002	0.002	0.004	0.002	0.296	0.015	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.007	0.001	0.002	0.004	0.001	0.000	0.001	0.000	0.004	0.004
Na	3.607	0.680	1.538	1.368	2.256	2.968	3.257	3.493	0.139	0.159	3.617	4.431	2.310	1.560	2.200	3.403
K	0.080	3.233	2.302	2.417	1.525	0.760	0.111	0.133	3.668	4.283	0.080	0.050	1.435	2.612	2.262	0.797
Cations	19.770	19.933	19.880	19.840	19.838	19.795	19.761	19.733	19.868	20.280	19.773	20.311	19.791	20.103	20.313	20.126
X	16.073	16.019	16.037	16.051	16.052	16.064	16.090	16.091	16.039	15.834	16.075	15.818	16.045	15.931	15.837	15.922
Z	3.697	3.914	3.843	3.789	3.786	3.731	3.671	3.642	3.829	4.446	3.698	4.493	3.746	4.172	4.476	4.204
Ab	97.6	17.4	40.0	36.1	59.6	79.6	88.9	95.9	3.6	3.6	97.8	98.8	61.7	37.4	49.2	81.0
An	0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	8.1	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	2.2	82.6	59.9	63.8	40.3	20.4	3.0	3.7	96.4	96.4	2.2	1.1	38.3	62.6	50.8	19.0

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal; P, pertita; H, hospedeiro; hp, hóspede; L, límpido; T, turvo; pl, plagioclásio; BR, borda de reação; i, interna; e, externa; 1, 2, etc., indivíduo 1, 2, etc.; recrist, recristalizados.

Figura VI-1.1: Variação composicional média dos feldspatos das rochas mais primitivas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, expressas em proporções moleculares de Or-Ab-An.

Símbolos: enclave microgranular félsico, quadrados semi-cheios (metade inferior cheia); enclave microgranular máfico, quadrados semi-cheios (metade superior cheia); melasienito, quadrados cheios; microssienito, círculos vazios e losangos vazios; sienito médio, círculos semi-cheios (metade superior cheia).

Figura VI-1.2: Variação composicional média dos feldspatos de dois sienitos primitivos e quatro mais evoluídos do Complexo Alcalino Ponta do Morro, expressas em proporções moleculares de Or-Ab-An.

Símbolos: sienito médio amarelo-esverdeado, losangos semi-cheios; sienito fluidal, círculos semi-cheios (metade inferior cheia); arfvedsonita sienito, triângulos vazios; riebeckita sienito, triângulos cheios; sienito grosso, quadrados vazios; fayalita sienito, triângulos cheios deitados.

Figura VI-1.3: Variação composicional média dos feldspatos de granitos, microgranitos e traquito do Complexo Alcalino Ponta do Morro, expressas em proporções moleculares de Or-Ab-An.

Símbolos: granito, cruzes; microgranito, "x"; traquito, losangos cheios.

Uma variação composicional do núcleo para bordas dos cristais é pouco significativa ou quase inexistente, porém quando presente, verifica-se aumento do componente Or nas periferias.

Os **Plagioclásios** ocorrem somente nas rochas mais primitivas, (microssienito porfirítico, sienito-médio, mela-sienito e enclaves microgranulares) constituindo uma fase mineral importante, do ponto de vista quantitativo, apenas nos enclaves, sendo o único feldspato encontrado no enclave microgranular máfico (Figura VI-1.1). Quando em fenocristais, são anédricos a subédricos tabulares e possuem dimensões que variam entre 1 e 3 mm, podendo ser integrantes de glomérulos e também ocorrer em “sinneusis”; já na matriz são mais comumente anedrais de tamanhos sub-milimétricos. Exibem comumente geminação albita e, às vezes, geminações combinadas albita + periclina ou albita + periclina + Carlsbad.

Comumente os fenocristais de plagioclásio possuem zonação normal, com núcleo de composição desde labradorita até bytownita (An_{59-85}) e borda correspondente à andesina (An_{46}). Apresentam também coroas de reação que incluem grande quantidade de pequenos grãos de máficos, e que possuem geralmente composições que variam de alcalinas ($Ab_{52}Or_{43}$) até sódico-cálcicas (Ab_{70}). No mela-sienito essas auréolas têm composições tanto $Ab_{22}Or_{78}$ quanto $Ab_{65}An_{10}Or_{25}$. Quando o fenocristal é tabular exibe uma nítida separação entre o núcleo de contatos retilíneos e a borda de reação, que possui cores de interferência mais baixas (cinza mais escuro), podendo até assumir maiores dimensões do que o plagioclásio reliquiar. Os plagioclásios da matriz correspondem mais comumente ao oligoclásio (Ab_{81-74}), semelhante àquela composição da coroa de reação (Figura VI-1.1).

Os fenocristais de plagioclásio do enclave microgranular máfico possuem composição bytownítica (An_{85}) e, à exceção daqueles constituintes de outras rochas primitivas, não possuem zonação e também não exibem coroa de reação. Ressalte-se que nesta rocha, também diferentemente, não foram encontrados feldspatos potássicos, cuja matriz é constituída de termos albiticos (Ab_{88}), bem como correspondentes à andesina (Ab_{63}) (Figura VI-1.1).

VI.2 - ANFIBÓLIOS

Os anfibólios são os constituintes máficos mais comuns das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, sendo encontrados em todos os litotipos, tanto como fase primária, como de cristalização tardia. Ocorrem como microfenocristais isolados ou participando das texturas glomeroporfiríticas; também

como grãos e ripas das mesóstases; e comumente substituindo parcial ou totalmente os clinopiroxênios.

Nas rochas mais primitivas possuem coloração castanha, marrom, verde escuro e verde clara; e nas mais evoluídas apresentam-se sob várias tonalidades de verde, de azul e de marrom.

A fórmula padrão dos anfibólios, segundo "International Mineralogical Association" - IMA (Leake, 1978) pode ser expressa como:

onde:

T= posições tetraédricas ocupadas por Si, Al, Cr^{3+} , Fe^{3+} e Ti^{4+}

C=M1+M2+M3=posições octaédricas ocupadas por Al, Cr, Ti, Fe^{3+} , Mg, Fe^{2+} , Mn

B=M4=posições com número de coordenação 6 (Fe^{2+} , Mn, Mg, Ca, Na)

A=posições com número de coordenação 12 (Na e K)

O presente estudo é baseado em análises químicas representativas de anfibólios (média de 522 pontos analisados), que são fornecidas na Tabela VI-2, onde também se encontram as fórmulas estruturais calculadas na base anidra de 23 átomos de oxigênio. Esses procedimentos foram feitos através do programa MINPET, de maneira semelhante aqueles propostos por Richard & Clarke (1990), onde os anfibólios são classificados graficamente de acordo com Hawthorne (1981). Neste programa, os cálculos estequiométricos são feitos utilizando-se o método de balanço de carga descrito por Robinson et al. (1981), podendo-se recalcular as análises através de 5 métodos diferentes, dos quais optou-se por aquele em que os cátions são reajustados para um total de 15, excluindo-se apenas o elemento K.

O IMA (Leake, 1978) adotou os critérios $(Ca+Na)_B \geq 1,34$, $Na_B < 0,67$ e $Ca_B > 1,34$ para caracterizar os anfibólios cálcicos; $(Ca+Na)_B \geq 1,34$ e $0,67 \leq Na_B < 1,34$ para os anfibólios sódico-cálcicos, enquanto que os anfibólios alcalinos são definidos como aqueles que possuem $Na_B \geq 1,34$. Como pode ser visualizado na Figura VI-2.1A os anfibólios estudados pertencem a esses três grupos; reconhecendo-se com a diferenciação, uma sucessão de anfibólios cálcicos, passando por termos cálcicos-sódicos e finalmente sódicos. Constata-se portanto, que os anfibólios do microssienito, mela-sienito, e enclaves coincidem preferencialmente com o campo cálcico, ao passo que aqueles dos litotipos mais evoluídos (fayalita sienito, riebeckita-sienito, arfvedsonita-sienito, sienito grosso, traquito e alguns granitos) distribuem-se nos domínios sódico-cálcicos e alcalinos. Essa sucessão de anfibólios cálcicos passando por termos cálcicos-sódicos e finalmente sódicos no decorrer da diferenciação magmática é relatada por O'Halloran (1985).

Excetuando-se os litotipos (sienito porfirítico e fluidal, microgranito, sienito grosso e traquito), que possuem apenas um anfibólio, todos os outros são

Tabela VI-2

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O = 23), de anfibólios de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Locação	1A n	1A b	1A n	1A b	4-3 n	4-3 b	4-3 Fn	4-3 Fb	4-3 m	3-4 n	3-4 b	3-4 u	32B n	32B b	32B m	32B u	34 n	34 b	34 u	34C n	34C b	34C Fn
SiO ₂	45.09	44.73	50.79	43.42	46.13	40.32	43.53	42.46	42.50	46.34	45.72	50.12	43.48	43.42	42.77	47.79	45.69	45.31	45.97	48.08	49.24	48.45
TiO ₂	1.48	1.52	0.10	0.53	1.06	0.73	1.14	0.86	0.95	1.15	1.12	0.28	1.31	1.38	0.99	0.08	0.99	0.97	1.07	1.41	0.09	0.43
Al ₂ O ₃	5.74	5.83	1.63	6.87	5.87	10.27	7.92	8.50	8.59	4.53	4.84	2.65	5.67	5.73	5.80	1.37	4.18	4.69	4.55	1.48	0.83	1.49
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.04	0.02	0.00	0.05	0.04	0.00	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02
FeO	27.30	27.99	27.69	29.45	19.46	22.73	20.77	21.24	21.11	23.53	23.45	21.18	28.13	27.89	30.02	34.85	30.00	30.13	27.18	34.69	36.54	33.84
MnO	0.79	0.83	0.75	0.81	0.52	0.47	0.51	0.48	0.55	0.61	0.64	0.73	0.77	0.79	0.85	1.51	0.89	0.91	0.79	1.00	1.51	0.89
MgO	5.95	5.50	6.06	3.93	9.17	7.05	8.23	7.68	7.52	7.82	7.44	10.14	5.11	5.00	3.74	2.16	4.50	4.04	5.88	1.67	1.11	2.29
NiO	0.06	0.04	0.07	0.05	0.00	0.00	0.06	0.05	0.03	0.06	0.04	0.06	0.05	0.03	0.08	0.08	0.03	0.06	0.04	0.01	0.00	0.02
CaO	10.01	9.89	11.85	11.36	10.81	11.02	10.93	10.92	11.11	10.50	10.56	10.31	9.91	9.87	10.34	8.19	9.40	9.68	9.89	5.15	8.18	7.86
Na ₂ O	1.70	1.62	0.28	1.25	2.24	2.15	2.41	2.23	2.10	1.30	1.35	0.81	7.91	1.91	1.75	0.23	1.82	1.80	1.85	3.74	1.13	2.66
K ₂ O	0.77	0.79	0.27	1.01	1.06	1.75	1.32	1.50	1.50	0.55	0.61	0.29	0.80	0.78	0.80	0.26	0.73	0.80	0.90	1.07	0.30	0.57
Total	98.90	98.77	99.53	98.70	96.32	96.54	96.86	95.92	95.99	96.42	95.79	96.61	97.17	96.82	97.17	96.53	98.25	98.41	98.13	98.32	98.93	98.52
TSi	6.807	6.790	7.705	6.667	6.909	6.116	6.516	6.449	6.462	7.079	7.037	7.552	6.704	6.718	6.666	7.763	0.703	6.976	7.001	7.511	7.797	7.524
TAl	1.020	1.042	0.029	1.242	1.035	1.834	1.396	1.520	1.538	0.815	0.877	0.448	1.030	1.044	1.065	0.237	0.757	0.850	0.816	0.027	0.155	0.272
TFe3	0.173	0.167	0.004	0.091	0.056	0.050	0.087	0.031	0.000	0.106	0.086	0.000	0.266	0.238	0.269	0.000	0.215	0.174	0.183	0.217	0.049	0.020
CCr	0.001	0.004	0.005	0.002	0.000	0.006	0.005	0.000	0.004	0.004	0.002	0.005	0.004	0.002	0.004	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.000	0.002
CFe3	1.205	1.183	0.298	1.383	1.300	2.006	1.670	1.721	1.646	0.931	0.984	0.538	1.402	1.377	1.468	0.209	1.141	1.177	1.124	1.075	0.468	1.061
CTi	0.168	0.174	0.011	0.061	0.119	0.083	0.128	0.098	0.109	0.132	0.130	0.032	0.152	0.161	0.116	0.010	0.115	0.112	0.123	0.166	0.011	0.050
CMg	1.339	1.245	1.370	0.900	2.047	1.594	1.837	1.739	1.704	1.781	1.707	2.278	1.175	1.153	0.869	0.523	1.032	0.927	1.335	0.039	0.026	0.530
CFe2	2.069	2.203	3.211	2.308	1.082	0.827	0.843	0.947	1.038	1.970	1.949	2.125	1.959	1.994	2.176	4.232	2.503	2.528	2.155	3.241	4.259	3.130
CMn	0.101	0.107	0.096	0.105	0.066	0.060	0.065	0.062	0.071	0.079	0.083	0.000	0.101	0.104	0.112	0.000	0.116	0.119	0.102	0.127	0.000	0.117
CCa	0.117	0.085	0.008	0.024	0.385	0.423	0.453	0.434	0.429	0.104	0.144	0.000	0.208	0.209	0.256	0.000	0.092	0.134	0.160	0.000	0.000	0.109
BFe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.294	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.093	0.000	0.000	0.000	0.208	0.000	0.000	0.000	0.005	0.203	0.000
BCa	1.502	1.523	1.918	1.628	1.349	1.368	1.300	1.343	1.381	1.615	1.597	1.664	1.429	1.427	1.471	1.425	1.457	1.463	1.454	0.862	1.388	1.199
BNa	0.498	0.477	0.082	0.372	0.651	0.632	0.700	0.657	0.619	0.385	0.043	0.237	0.571	0.573	0.529	0.072	0.543	0.537	0.546	1.133	0.347	0.801
ANa	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	0.000	0.000
AK	0.148	0.153	0.052	0.198	0.203	0.339	0.252	0.291	0.291	0.107	0.120	0.056	0.157	0.154	0.159	0.054	0.143	0.157	0.175	0.213	0.061	0.113
Soma-cat	15.148	15.153	15.052	15.198	15.203	15.339	15.252	15.291	15.291	15.107	15.120	15.056	15.157	15.154	15.159	15.054	15.143	15.157	15.175	15.213	15.061	15.113
Soma-O	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda, u, uralita; 1,2,3, indivíduo 1, 2, 3.

Tabela VI-2 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O = 23), de anfibólios de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	34C Fb	34C Fn	34C Fb	2B n	2B b	2B mn	2B mb	18A mn	18A mb	18A u	18A n	18A b	18A n	18A b	11A n	11A b	11A n	11A b	11A F	11A Fn	11A Fb
SiO ₂	48.66	48.07	48.51	43.85	43.83	49.70	50.06	47.63	49.97	48.48	47.47	48.79	49.46	49.63	47.28	48.21	47.85	47.03	47.49	46.92	47.33
TiO ₂	0.17	1.63	1.35	1.38	1.75	0.19	0.00	1.00	0.39	1.13	1.55	0.35	0.47	0.30	1.08	0.83	0.19	0.28	1.09	0.93	0.95
Al ₂ O ₃	1.34	1.57	1.53	6.15	6.37	1.81	1.25	1.69	0.88	1.50	1.66	1.15	1.22	1.00	0.64	0.47	0.45	1.66	1.01	1.10	0.90
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.06	0.05	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02
FeO	34.74	33.94	33.79	24.05	23.96	22.81	25.27	34.22	32.70	28.92	34.87	34.65	32.63	33.62	34.36	33.62	36.19	35.35	34.36	34.82	34.79
MnO	0.91	0.89	0.81	0.75	0.71	0.72	0.99	0.78	0.89	0.67	0.79	0.96	0.86	0.98	1.29	1.77	1.01	0.94	1.22	1.07	1.01
MgO	1.76	1.94	2.03	5.82	5.64	7.21	5.80	2.09	3.19	4.90	1.10	1.83	3.09	2.55	0.07	0.16	0.11	0.42	0.19	0.13	0.13
NiO	0.04	0.03	0.00	0.04	0.05	0.02	0.01	0.05	0.03	0.05	0.00	0.05	0.00	0.10	0.05	0.03	0.00	0.02	0.05	0.02	0.00
CaO	8.21	6.16	5.59	10.27	10.18	11.56	11.60	6.11	7.59	6.68	5.58	8.18	8.23	8.59	2.56	1.30	6.47	3.35	3.29	4.42	3.91
Na ₂ O	2.28	3.60	3.95	1.85	1.86	0.46	0.29	3.33	1.87	3.45	4.16	1.80	1.65	1.32	6.91	7.53	2.93	5.37	6.18	5.98	6.16
K ₂ O	0.56	1.04	1.07	0.88	0.90	0.25	0.18	1.06	0.62	1.18	1.03	0.43	0.62	0.49	1.47	1.93	0.54	1.29	1.24	1.34	1.38
Total	98.69	98.88	98.69	95.09	95.27	94.74	95.45	97.99	98.13	96.97	98.26	98.22	98.24	98.61	95.72	95.86	95.78	95.73	96.16	96.75	96.58
TSi	7.599	7.452	7.502	6.838	6.832	7.790	7.892	7.458	7.815	7.496	7.406	7.687	7.736	7.790	7.471	7.593	7.763	7.489	7.491	7.371	7.442
TAl	0.246	0.287	0.028	1.129	1.168	0.210	0.108	0.312	0.162	0.273	0.305	0.213	0.225	0.185	0.119	0.087	0.086	0.311	0.188	0.204	0.167
TFe3	0.154	0.262	0.219	0.032	0.000	0.000	0.000	0.230	0.023	0.231	0.289	0.100	0.039	0.025	0.410	0.320	0.151	0.200	0.321	0.425	0.391
CCr	0.002	0.001	0.007	0.006	0.002	0.001	0.000	0.004	0.000	0.001	0.006	0.004	0.001	0.004	0.001	0.001	0.005	0.003	0.005	0.002	0.002
CFe3	0.937	1.043	1.150	1.216	1.136	0.129	0.035	1.102	0.537	1.041	1.278	0.690	0.053	0.439	2.092	2.121	0.995	1.837	1.886	1.960	1.932
CTi	0.020	0.190	0.157	0.162	0.205	0.022	0.000	0.118	0.046	0.131	0.182	0.041	0.055	0.035	0.128	0.098	0.023	0.034	0.129	0.110	0.112
CMg	0.410	0.448	0.468	1.353	1.311	1.685	1.363	0.488	0.744	1.129	0.256	0.430	0.721	0.597	0.016	0.038	0.027	0.100	0.045	0.030	0.030
CFe2	3.446	3.095	3.001	1.888	1.988	2.861	3.296	3.149	3.674	2.468	2.983	3.776	3.694	3.925	2.039	1.987	3.765	2.670	2.326	2.190	2.251
CMn	0.120	0.117	0.106	0.099	0.094	0.096	0.132	0.103	0.000	0.088	0.104	0.059	0.000	0.000	0.173	0.236	0.139	0.127	0.163	0.142	0.135
CCa	0.064	0.105	0.111	0.275	0.262	0.081	0.048	0.036	0.000	0.141	0.191	0.000	0.000	0.000	0.433	0.219	0.046	0.230	0.446	0.566	0.537
BFe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000	0.000	0.000	0.006	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.118	0.000	0.000	0.069	0.011	0.130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BCa	1.310	0.092	0.816	1.441	1.438	1.860	1.911	0.989	1.272	0.966	0.742	1.381	1.379	1.445	0.000	0.000	1.078	0.342	0.110	0.178	0.122
BNa	0.690	1.082	1.184	0.559	0.562	0.140	0.089	1.011	0.567	1.034	1.258	0.550	0.500	0.402	2.000	2.000	0.092	1.658	1.890	1.822	1.878
ANa	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	0.117	0.299	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
AK	0.112	0.206	0.211	0.175	0.179	0.050	0.036	0.212	0.124	0.233	0.205	0.086	0.124	0.098	0.296	0.388	0.112	0.262	0.250	0.269	0.277
Soma-cat	15.112	15.206	15.211	15.175	15.179	15.050	15.036	15.212	15.124	15.233	15.205	15.086	15.124	15.098	15.296	15.388	15.112	15.262	15.250	15.269	15.277
Soma-O	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda, u, uralita; 1,2,3, indivíduo 1, 2, 3.

Tabela VI-2 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O = 23), de anfibólios de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	11C n	11C b	11C n	11C b	11C n	11C b	28 Fn	28 Fb	28 m ₁	28 m ₂	28 m ₃	15A Fn	15A Fb	15A u	15A n	15A b	16A n	16A b	16A Fn	16A Fb	16A m
SiO ₂	47.77	48.48	47.24	46.08	48.49	79.06	45.19	44.92	44.93	48.08	51.00	47.85	48.49	49.11	48.15	48.21	47.23	47.23	47.00	47.37	47.02
TiO ₂	0.50	0.54	0.44	0.15	0.69	0.82	2.07	2.51	1.37	0.93	0.89	1.45	1.20	0.80	1.22	0.11	1.49	1.50	1.45	1.45	1.51
Al ₂ O ₃	0.98	0.75	1.88	2.79	0.98	0.86	3.69	3.49	3.22	1.90	0.21	1.58	1.43	1.61	1.58	1.44	1.88	1.92	1.99	1.83	2.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04
FeO	35.22	34.96	33.55	34.49	34.80	34.64	29.60	31.25	32.76	34.14	35.36	34.12	34.15	30.61	33.44	33.76	33.09	33.00	32.67	32.56	32.90
MnO	1.03	0.90	0.75	0.64	1.10	1.13	0.83	0.97	1.14	1.28	0.89	1.14	1.02	1.03	1.09	1.08	1.22	1.19	1.21	1.17	1.22
MgO	0.08	0.19	1.28	0.91	0.12	0.14	3.27	2.01	1.21	1.32	0.84	0.97	0.94	3.16	1.09	1.02	1.21	1.18	1.29	1.30	1.38
NiO	0.03	0.08	0.03	0.08	0.02	0.04	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.02	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.06
CaO	3.64	2.98	4.24	4.45	4.19	3.46	7.76	7.20	5.95	2.74	1.87	5.51	5.32	6.63	5.74	5.52	5.48	5.47	5.66	5.59	5.67
Na ₂ O	5.81	5.92	5.51	5.81	5.33	5.56	3.95	4.22	4.70	5.70	5.71	4.15	4.12	3.39	3.96	3.90	4.50	4.58	4.47	4.62	4.44
K ₂ O	1.26	1.24	1.34	1.48	1.41	1.40	1.46	1.45	1.49	1.35	1.01	1.10	1.02	1.13	1.12	1.06	1.15	1.16	1.15	1.19	1.18
Total	96.33	96.08	96.26	96.20	97.14	97.14	97.82	98.07	96.84	97.44	97.78	97.93	97.74	97.48	97.44	97.14	97.29	97.30	96.96	97.14	97.43
TSi	7.549	7.675	7.411	7.263	7.640	7.719	6.960	6.961	7.063	7.465	7.922	7.499	7.608	7.636	7.579	7.622	7.404	7.400	7.385	7.422	7.359
TAl	0.182	0.140	0.347	0.462	0.182	0.159	0.669	0.637	0.596	0.347	0.038	0.292	0.240	0.295	0.293	0.268	0.347	0.354	0.368	0.338	0.370
TFe3	0.269	0.186	0.242	0.275	0.179	0.122	0.371	0.402	0.341	0.187	0.040	0.209	0.127	0.070	0.128	0.110	0.249	0.246	0.246	0.241	0.271
CCr	0.001	0.005	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.004	0.004	0.001	0.002	0.004	0.002	0.005
CFe3	1.857	1.759	1.893	2.063	1.541	1.498	1.454	1.431	1.745	1.766	1.390	1.198	1.156	0.974	1.112	1.102	1.381	1.404	1.400	1.400	1.392
CTi	0.059	0.064	0.052	0.018	0.082	0.087	0.240	0.293	0.162	0.109	0.104	0.171	0.014	0.094	0.144	0.127	0.176	0.177	0.171	0.171	0.178
CMg	0.019	0.045	0.299	0.214	0.028	0.033	0.751	0.464	0.284	0.306	0.195	0.227	0.220	0.732	0.256	0.240	0.283	0.276	0.302	0.304	0.322
CFe2	2.529	2.684	2.267	2.209	2.866	2.938	1.988	2.217	2.221	2.479	3.164	3.064	3.197	2.937	3.162	3.252	2.709	2.674	2.647	2.626	2.643
CMn	0.014	0.121	0.100	0.085	0.147	0.151	0.108	0.127	0.152	0.168	0.117	0.151	0.136	0.136	0.145	0.145	0.162	0.158	0.161	0.155	0.162
CCa	0.397	0.323	0.389	0.411	0.336	0.280	0.460	0.464	0.435	0.172	0.031	0.186	0.148	0.126	0.177	0.131	0.288	0.310	0.315	0.342	0.298
BFe2	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	0.000
BMn	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	0.000
BCa	0.220	0.183	0.324	0.340	0.372	0.304	0.820	0.732	0.567	0.284	0.280	0.739	0.747	0.978	0.791	0.804	0.632	0.609	0.638	0.596	0.653
BNa	1.780	1.817	1.676	1.660	1.628	1.696	1.180	1.268	1.433	1.716	1.720	1.261	1.235	1.022	1.209	1.196	1.368	1.391	1.362	1.404	1.347
ANa	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	0.000
AK	0.254	0.250	0.268	0.298	0.283	0.281	0.287	0.287	0.299	0.267	0.200	0.220	0.204	0.224	0.225	0.214	0.230	0.232	0.231	0.238	0.236
Soma-cat	15.254	15.250	15.268	15.298	15.283	15.281	15.287	15.287	15.299	15.267	15.200	15.220	15.204	15.224	15.225	15.214	15.230	15.232	15.231	15.238	15.236
Soma-O	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda, u, uralita; 1,2,3, indivíduo 1, 2, 3.

Tabela VI-2 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O = 23), de anfibólios de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localização	50 Fn	50 Fb	50 m ₁	50 m ₂	20 m ₁	20 m ₂	6-3 n	6-3 b	6-3 n	22 Fn	22 Fb	22 u	22 n	22 b	22A F	22A u	22A n	22A b	22A F	22A n	22A b	22A F
SiO ₂	49.54	49.87	49.65	50.02	48.53	49.06	49.06	48.82	50.62	46.16	46.81	46.22	47.24	47.26	46.37	47.30	46.90	46.39	47.23	47.40	47.57	46.85
TiO ₂	0.82	0.96	0.93	0.52	2.37	1.97	1.16	1.01	0.10	2.41	2.17	1.98	1.30	1.02	1.73	1.30	1.88	1.95	0.81	1.75	1.71	1.85
Al ₂ O ₃	0.93	1.05	1.38	0.54	1.06	0.91	1.16	1.35	1.28	2.76	2.60	2.92	1.97	1.77	2.46	1.66	1.79	2.05	1.39	1.82	1.98	1.65
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.00	0.40	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.04	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02
FeO	31.55	31.16	29.80	30.62	33.69	34.44	30.91	31.06	26.29	31.19	31.72	29.78	32.83	34.46	32.10	33.35	32.18	32.40	33.87	32.81	32.63	32.05
MnO	1.55	1.44	1.52	1.31	1.08	0.97	1.04	1.12	0.96	0.78	0.81	0.73	0.97	0.98	0.77	1.01	0.84	0.82	0.96	0.89	0.88	0.89
MgO	2.25	2.13	3.20	1.26	0.56	0.56	0.95	0.85	5.04	2.25	1.80	3.19	1.21	0.90	2.30	1.21	2.09	1.81	1.32	1.64	1.57	1.67
NiO	0.05	0.03	0.04	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01	0.04	0.06	0.03	0.01	0.06	0.00	0.07	0.05	0.02	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00
CaO	3.59	3.54	4.05	6.74	3.42	2.25	4.05	4.12	4.09	6.70	6.13	6.77	5.57	5.28	6.73	5.17	6.10	5.78	4.87	5.58	5.37	5.81
Na ₂ O	5.60	5.48	5.18	6.41	4.84	5.65	5.71	5.51	5.88	4.14	4.11	4.33	4.61	4.55	4.37	4.89	4.79	4.85	5.06	5.19	4.43	5.07
K ₂ O	1.27	1.27	1.34	0.66	1.33	1.18	1.24	1.20	1.11	1.37	1.29	1.37	1.26	1.20	1.27	1.21	1.28	1.30	1.23	1.26	1.14	1.27
Total	97.18	96.94	97.10	98.08	96.92	97.02	95.34	95.06	95.41	98.22	97.50	97.32	97.03	97.42	98.19	97.19	97.88	97.41	96.78	98.39	97.60	97.13
TSi	7.658	7.735	7.651	7.556	7.700	7.709	7.755	7.752	7.724	7.150	7.317	7.141	7.417	7.417	7.156	7.403	7.253	7.220	7.407	7.288	7.439	7.297
TAl	0.169	0.192	0.250	0.096	0.198	0.168	0.216	0.248	0.230	0.503	0.479	0.531	0.364	0.327	0.447	0.306	0.326	0.376	0.257	0.330	0.365	0.303
TFe3	0.172	0.073	0.099	0.348	0.102	0.122	0.029	0.000	0.046	0.347	0.204	0.328	0.218	0.256	0.397	0.291	0.421	0.404	0.336	0.382	0.196	0.400
CCr	0.004	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.005	0.001	0.000	0.049	0.004	0.002	0.001	0.000	0.002	0.005	0.001	0.002	0.005	0.002	0.002	0.002
CFe3	1.576	1.437	1.417	2.076	0.953	1.307	1.464	1.455	1.776	1.213	1.158	1.424	1.426	1.487	1.497	1.528	1.492	1.526	1.689	1.605	1.218	1.546
CTi	0.095	0.112	0.108	0.59	0.283	0.233	0.138	0.121	0.011	0.281	0.255	0.230	0.154	0.120	0.201	0.153	0.219	0.228	0.096	0.202	0.201	0.217
CMg	0.519	0.493	0.735	0.284	0.132	0.131	0.224	0.201	1.147	0.520	0.419	0.735	0.283	0.211	0.529	0.282	0.482	0.420	0.309	0.376	0.366	0.388
CFe2	2.331	2.532	2.324	1.445	3.415	3.097	2.594	2.670	0.153	2.481	2.785	2.096	2.667	2.780	2.249	2.547	2.249	2.287	2.417	2.232	2.853	2.229
CMn	0.203	0.189	0.198	0.168	0.145	0.129	0.139	0.151	0.124	0.102	0.107	0.096	0.129	0.130	0.101	0.134	0.110	0.108	0.128	0.116	0.117	0.117
CCa	0.273	0.236	0.216	0.969	0.070	0.100	0.436	0.397	0.408	0.355	0.272	0.418	0.341	0.272	0.421	0.351	0.447	0.428	0.357	0.467	0.243	0.501
BFe2	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	0.000	0.000
BMn	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	0.000	0.000
BCa	0.321	0.352	0.452	0.122	0.511	0.278	0.250	0.304	0.260	0.757	0.754	0.703	0.596	0.615	0.692	0.516	0.564	0.536	0.461	0.453	0.657	0.469
BNa	1.679	1.648	1.548	1.878	1.489	1.722	1.750	1.696	1.740	1.243	1.246	1.297	1.404	1.385	1.308	1.484	1.436	1.464	1.539	1.547	1.343	1.531
ANa	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	0.000	0.000
AK	0.250	0.251	0.263	0.127	0.269	0.237	0.250	0.243	0.216	0.271	0.257	0.270	0.252	0.240	0.250	0.242	0.253	0.258	0.246	0.247	0.281	0.252
Soma-cat	15.250	15.251	15.263	15.127	15.269	15.237	15.250	15.243	15.216	15.271	15.257	15.270	15.252	15.240	15.250	15.242	15.253	15.258	15.246	15.247	15.281	15.252
Soma-O	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda, u, uralita; 1,2,3, indivíduo 1, 2, 3.

Tabela VI-2 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O = 23), de anfibólios de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	22C n	22C b	22C n	22C b	10C u	10C n	10C b	10C n	10C b	10C n	10C b	3.1 F	3.1 m	30a n	30a b	30a n	30a b	30a n	30a b	4-2B n	4-2B b
SiO ₂	49.39	49.86	46.65	46.58	48.31	49.28	49.16	48.61	50.10	50.57	49.04	48.78	47.49	48.54	48.15	47.94	48.13	47.32	47.63	42.20	42.16
TiO ₂	1.03	0.47	1.88	1.68	1.36	1.26	1.34	1.44	0.91	0.78	1.22	0.93	1.85	0.94	1.14	0.33	0.25	0.94	1.13	1.62	1.60
Al ₂ O ₃	0.44	0.60	1.73	1.93	1.61	1.40	1.51	1.66	0.89	1.57	1.64	2.15	1.45	1.93	2.24	1.50	1.90	2.48	2.28	6.70	6.85
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.05	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
FeO	32.88	33.91	31.47	31.50	33.60	31.61	31.46	30.82	29.68	25.21	25.95	26.82	31.8	28.66	28.56	34.80	33.50	30.46	29.55	28.68	28.83
MnO	1.01	0.85	0.92	0.89	2.06	1.66	1.65	1.45	1.49	1.16	0.99	1.04	0.89	0.56	0.51	0.76	0.79	0.60	0.60	0.75	0.71
MgO	0.31	0.24	1.67	1.43	1.18	2.74	2.71	2.89	2.73	7.15	6.21	5.76	1.69	5.54	5.09	1.76	2.25	3.90	4.21	3.76	3.47
NiO	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.04	0.12	0.01	0.02	0.05	0.00	0.01	0.05	0.03	0.01
CaO	2.10	1.97	4.84	4.95	3.94	4.56	4.60	4.70	6.82	6.18	6.04	7.54	8.36	7.41	7.40	7.95	7.89	7.64	7.44	9.93	9.97
Na ₂ O	6.83	5.90	5.36	5.29	4.94	4.74	4.61	4.71	4.71	4.58	4.48	2.80	2.29	3.63	3.52	2.05	1.71	2.95	3.22	2.02	2.00
K ₂ O	1.49	0.78	1.35	1.36	1.22	1.23	1.23	1.27	1.00	1.32	1.33	1.10	6.20	1.10	1.07	0.62	0.60	0.91	0.98	1.06	1.08
Total	95.48	94.60	95.89	95.65	98.29	98.54	98.32	97.70	98.37	98.53	96.90	97.01	96.56	98.32	97.72	97.48	97.03	97.23	97.11	96.78	96.70
TSi	7.799	7.964	7.345	7.362	7.497	7.551	7.557	7.498	7.635	7.493	7.442	7.508	7.590	7.340	7.346	7.603	7.650	7.343	7.374	6.586	6.595
TAl	0.082	0.036	0.321	0.036	0.294	0.253	0.273	0.302	0.160	0.274	0.293	0.390	0.273	0.344	0.402	0.280	0.350	0.453	0.416	1.231	1.262
TFe3	0.119	0.000	0.033	0.279	0.209	0.196	0.170	0.200	0.205	0.233	0.265	0.102	0.137	0.317	0.252	0.117	0.000	0.204	0.211	0.183	0.143
CCr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.005	0.002	0.002	0.006	0.000	0.001	0.000	0.006	0.000	0.000	0.002	0.005	0.001	0.002	0.002	0.004	0.002
CFe3	1.747	1.514	1.575	1.586	1.426	1.324	1.263	1.320	1.354	1.399	1.340	0.890	0.548	1.299	1.223	0.818	0.689	1.143	1.134	1.430	1.417
CTi	0.122	0.056	0.223	0.200	0.159	0.145	0.155	0.167	0.104	0.087	0.139	0.108	0.222	0.107	0.131	0.039	0.030	0.110	0.132	0.190	0.188
CMg	0.073	0.057	0.392	0.337	0.273	0.626	0.621	0.665	0.620	1.579	1.405	1.322	0.403	1.249	1.158	0.416	0.533	0.902	0.972	0.875	0.809
CFe2	2.476	3.015	2.235	2.299	2.725	2.530	2.612	2.455	2.224	1.492	1.688	2.460	3.565	2.009	2.169	3.638	3.741	2.606	2.481	2.130	2.221
CMn	0.135	0.115	0.123	0.119	0.271	0.215	0.215	0.201	0.192	0.147	0.127	0.136	0.120	0.072	0.066	0.083	0.000	0.079	0.079	0.099	0.094
CCa	0.355	0.164	0.453	0.459	0.141	0.157	0.132	0.186	0.505	0.297	0.300	0.079	0.141	0.265	0.251	0.000	0.000	0.158	0.201	0.272	0.278
BFe2	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	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000
BMn	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	0.019	0.106	0.000	0.000	0.000	0.000
BCa	0.000	0.173	0.364	0.379	0.514	0.592	0.626	0.591	0.608	0.684	0.682	1.164	1.290	0.936	0.959	1.351	1.344	1.112	1.033	1.389	1.393
BNa	2.000	1.827	1.636	1.621	1.486	1.408	1.374	1.409	1.392	1.316	1.318	0.836	0.710	1.064	1.041	0.630	0.527	0.888	0.967	0.611	0.607
ANa	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	0.000
AK	0.300	0.159	0.271	0.274	0.242	0.240	0.241	0.250	0.194	0.250	0.257	0.216	0.126	0.212	0.208	0.125	0.122	0.180	0.194	0.211	0.216
Soma-cat	15.300	15.159	15.271	15.274	15.242	15.240	15.241	15.250	15.194	15.250	15.257	15.216	0.126	15.212	15.208	15.125	15.122	15.180	15.194	15.211	15.216
Soma-O	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda, u, uralita; 1,2,3, indivíduo 1, 2, 3.

constituídos por duas ou mais espécies. A extensa variação composicional dos anfibólios tem sido noticiada como uma das características marcantes dos granitóides do tipo A (Giret *et al.*, 1980 e Collerson, 1982).

Segundo classificação de Leake (1978), os anfibólios cálcicos do Complexo Alcalino Ponta do Morro correspondem à actinolita, ferro-actinolita, ferro-hornblenda, magnésio-hornblenda, tschermakita-hornblenda e tschermakita (Figura VI-2.1B); os sódico-cálcicos são ferro-winchita, ferro-barroisita, barroisita (Figura VI-2.2A); enquanto que os alcalinos, pertencentes às rochas mais evoluídas, coincidem com os domínios da arfvedsonita (Figura VI-2.2B) e da riebeckita (Figura VI-2.3).

A notável diversidade composicional dos anfibólios torna-se enfatizada no diagrama Mg-Ca-Fe* ($\text{Fe}^* = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$) (Figura VI-2.4A), onde se percebe um “trend” evolutivo com pronunciado aumento de Fe* para uma razão Ca/Mg praticamente constante, nas rochas mais evoluídas.

O diagrama triangular Ca-K-Na (Figura VI-2.4B) evidencia também a variação composicional dos anfibólios estudados, refletindo, das rochas mais primitivas para mais diferenciadas, um progressivo enriquecimento em Na, em detrimento dos conteúdos de Ca, para teores de K relativamente muito baixos. Variações semelhantes foram encontradas em anfibólios de outros granitóides alcalinos, tais como os de Oslo (Neumann, 1976), Nigéria (Borley, 1976 in: O'Halloran, 1985) e Ras ed Dom (O'Halloran, 1985).

Não foram detectadas zonações importantes nesses anfibólios, no entanto vale ressaltar que actinolita e ferro-actinolita correspondem geralmente à coroa de alteração de piroxênios (uralitização) e tschermakita só foi detectada em bordas de pequeninos cristais da matriz do enclave microgranular máfico.

A evolução composicional dos anfibólios pode ser também ilustrada na Figura VI-2.5 (Diagrama $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ca}$ versus $\text{Si} + \text{Na} + \text{K}$ expressos, respectivamente como $\text{TAl} + \text{CCa} + \text{BCa}$ e $\text{TSi} + \text{BNa} + \text{ANa} + \text{AK}$). Os anfibólios seguem um “trend” similar aos das rochas alcalinas saturadas em SiO_2 (Neumann, 1976; Giret *et al.*, 1980; Conceição *et al.*, 1991), com um esquema principal de substituição de $\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}} \Leftrightarrow \text{Si} + \text{Na}$.

Do estudo petrográfico e químico, ficam definidos portanto, dois grupos de anfibólios: um constituído por termos ricos em $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}})$ e pobres em $(\text{Si} + \text{Na} + \text{K})$ cristalizados num estágio magmático precoce, comumente mais cedo do que o plagioclásio; e um segundo grupo de anfibólios pobres em $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}})$ e ricos em $(\text{Si} + \text{Na} + \text{K})$ desenvolvidos tardiamente, frequentemente depois do álcali-feldspato, algumas vezes depois do quartzo, num estágio magmático tardio ou possivelmente hidrotermal.

(A)

(B)

Figura VI-2.1: Locação dos anfibólios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro nos diagramas de classificação de Leake (1978); (A) todos os anfibólios e (B) anfibólios cálcicos.

Símbolos: enclave microgranular máfico, quadrados semi-cheios (metade superior cheia); enclave microgranular félsico, quadrados semi-cheios (metade inferior cheia); microssienito, círculos vazios e losangos vazios; mela-sienito, quadrados cheios; sienito fluidal, círculos semi-cheios (metade inferior cheia); sienito médio, círculos semi-cheios (metade superior cheia); sienito médio amarelo-esverdeado, losangos semi-cheios; arfvedsonita sienito, triângulos vazios; riebeckita sienito, triângulos cheios; sienito grosso, quadrados vazios; fayalita sienito, triângulos cheios deitados; traquito, losangos cheios; granito, cruces; microgranito, "x".

(A)

(B)

Figura VI-2.2: Locação dos anfibólios sódico-cálcicos (A) e alcalinos (B) das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro nos diagramas de classificação de Leake (1978). Símbolos como na Figura VI-2.1.

Figura VI-2.3: Locação dos anfíbólios alcalinos das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro nos diagramas de classificação de Leake (1978). Símbolos como na Figura VI-2.1.

(A)

(B)

Figura VI-2.4: Localização dos anfibólios do Complexo Alcalino Ponta do Morro nos diagramas Mg-Ca-Fe* ($\text{Fe}^* = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$), (A) e Ca-K-Na, (B). Símbolos como na Figura VI-2.1.

Figura VI-2.5: Evolução composicional dos anfibólios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama $Al^{IV}+Ca$ versus $Si+Na+K$ expressos, respectivamente como TAI+CCa+BCa e TSi+BNa+ANa+AK. Para simbologia ver Figura VI-2.1.

Dessa maneira, o papel do anfibólio no processo de diferenciação magmática pode ser fundamental. Segundo Giret *et al.* (1980), o fracionamento precoce de anfibólios ricos em Ca e pobres em Si induz ao aumento de Si no magma, o qual contribui para produção de líquidos diferenciados ricos em sílica, como aqueles de composição granítica.

O comportamento dos diversos cátions na diferenciação magmática, é ilustrado também através dos diagramas das Figuras VI-2.6 e VI-2.7, que têm na abcissa o índice $mg\#$ ($mg\# = MgO/(MgO+FeO)$) e nas ordenadas, os cátions, separados por posições estruturais ocupadas, conforme calculado pelo programa MINPET. O sítio tetraédrico é ocupado essencialmente por Si e Al, que possuem respectivamente, correlação negativa e positiva com o índice $mg\#$; no entanto, algum Fe^{3+} (até 0,44 **afu**) pode também estar locado nesta posição, sendo que, na sua maioria, participa do sítio octaédrico (Figura VI-2.6). Dentre os outros cátions, distinguem-se, em relação ao índice de diferenciação $mg\#$, correlações positiva para o Ca e negativa para Na, Fe^{2+} e Mn (Figura VI-2.7).

Figura VI-2.6: Diagramas de variação composicional dos anfíbólios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VI-2.1.

Figura VI-2.7: Diagramas de variação composicional dos anfibólios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VI-2.1.

VI.3 - PIROXÊNIO

Os piroxênios constituem a segunda fase máfica mais importante das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, sendo superados apenas pelos anfibólios, que muitas vezes os substituem. Foram encontrados em quase todos os litotipos, excetuando-se alguns granitos, o microgranito porfirítico, o sienito grosso e aqueles dos diques. Ocorrem como fenocristais, microfenocristais, grãos ou ripas das mesóstases, associados aos anfibólios e como pequenos cristais inclusos em feldspatos peritéticos.

Os seus produtos de alteração são os anfibólios, biotita e opacos. Comumente se encontram uralitizados nas bordas. Os fenocristais de composição mais cálcica (salita) encontram-se, às vezes, totalmente substituídos por actinolita disposta de maneira fibro-radial e opacos; os de composição mais sódica (egirina) se apresentam alterados para agregados de riebeckita de hábito fibroso e aspecto de musgo.

As análises químicas representativas dos piroxênios (64 dados, média de 350 pontos) estão dispostas na Tabela VI-3, onde constam também, a fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios e a porcentagem dos componentes moleculares, obtidas pelo programa MINPET.

Segundo Morimoto (1989) a fórmula química geral (unidade de fórmula) para todos os piroxênios, pode ser expressa como $M_2M_1T_2O_6$, onde M2 e M1 correspondem aos cátions em coordenação octaédrica, com arranjos respectivamente irregulares e regulares, e T aos cátions de coordenação tetraédrica.

Algumas das classificações gráficas aqui utilizadas foram feitas de acordo com a proposta da Comissão de Novos Minerais e Nomes de Minerais da **International Mineralogical Association** - IMA (Morimoto, 1989). A primeira delas corresponde ao diagrama (Q-J, onde $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ e $J = 2Na$, definindo quatro grupos de piroxênios: os do quadrilátero $Mg_2Si_2O_6$ (**En**) - $Fe_2^{2+}Si_2O_6$ (**Fs**) - $CaMgSi_2O_6$ (**Di**) - $CaFe^{2+}Si_2O_6$ (**Hd**) denominado **Quad**, os **cálcico-sódicos**, os **sódicos** e os **Outros**, que incluem os piroxênios de Mn-Mg e Li.

Na Figura VI-3.1 observa-se a grande variação composicional dos piroxênios estudados, que ocupam desde o campo **Quad**, até os domínios cálcico-sódicos e sódicos. Como era esperado, o enriquecimento em Na desses minerais ocorre nas rochas mais evoluídas, correspondentes a alguns granitos e microgranitos, ao riebeckita sienito, ao arfvedsonita sienito e ao fayalita sienito. Verifica-se no entanto, que os piroxênios desses dois últimos litotipos exibem faixa composicional mais ampla, abrangendo também o sistema **En-Fs-Di-Hd**.

Tabela VI-3

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=6) de clinopiroxênios de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localização	1A n	1A b	1A Fn	1A Fb	1A m	4-3 Fn	4-3 Fb	4-3 m	2-1 n	2-1 b	2-1 Fn	2-1 Fb	3-4 n	3-4 b	3-4 Fn	3-4 Fb	32 b
SiO ₂	51.10	50.82	51.51	49.80	52.14	49.91	50.09	50.53	52.16	51.69	51.54	51.08	51.24	50.50	51.11	51.11	51.28
TiO ₂	0.48	0.64	1.60	1.69	0.70	0.05	0.03	0.05	0.07	0.14	1.09	1.23	0.24	0.21	1.02	1.14	0.40
Al ₂ O ₃	0.96	0.99	3.50	5.24	0.12	0.16	0.14	0.62	0.25	0.37	2.64	2.88	0.71	0.75	3.03	2.84	0.84
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.10	0.13	0.03	0.02	0.01	0.08	0.03	0.01	0.07	0.03	0.04	0.01	0.10	0.03	0.01
FeO	16.37	14.63	8.62	7.29	13.60	21.02	21.51	18.75	17.48	16.78	8.76	9.78	13.80	17.41	8.88	9.04	14.35
MnO	0.85	0.73	0.28	0.08	0.63	1.07	1.07	0.75	0.67	0.63	0.32	0.34	0.70	0.78	0.27	0.31	0.64
NiO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.04	0.06	0.10	0.00	0.01	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02
MgO	9.63	10.27	14.46	14.04	11.51	3.92	3.77	6.05	7.91	8.09	13.66	13.12	10.25	8.47	14.08	13.95	10.52
CaO	21.04	21.35	21.97	22.01	21.27	22.09	21.82	21.68	21.96	21.80	21.79	21.49	22.33	20.47	21.90	21.85	21.86
Na ₂ O	0.43	0.39	0.47	0.42	0.40	0.42	0.53	0.59	0.36	0.32	0.36	0.55	0.36	0.48	0.40	0.45	0.33
K ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.04	0.02	0.05	0.04	0.07	0.02	0.00	0.02
Total	100.88	99.82	102.58	100.72	101.55	98.72	99.05	99.21	100.89	99.88	100.27	100.59	99.75	99.18	100.83	100.74	100.27
TSi	1.951	1.950	1.866	1.830	1.953	2.016	2.018	1.998	2.011	2.009	1.916	1.898	1.963	1.973	1.885	1.889	1.955
TAI	0.043	0.045	0.134	0.170	0.047	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.084	0.102	0.032	0.027	0.115	0.111	0.038
TFe3	0.006	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.007
MIAI	0.000	0.000	0.015	0.057	0.006	0.008	0.007	0.027	0.011	0.017	0.032	0.024	0.000	0.008	0.017	0.012	0.000
MITi	0.014	0.018	0.044	0.047	0.020	0.002	0.001	0.001	0.002	0.004	0.030	0.034	0.007	0.006	0.028	0.032	0.011
MIFe3	0.052	0.042	0.065	0.045	0.030	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.015	0.049	0.050	0.046	0.068	0.067	0.047
MIFe2	0.039	0.352	0.093	0.078	0.030	0.710	0.725	0.594	0.531	0.510	0.163	0.163	0.355	0.445	0.109	0.119	0.343
MICr	0.001	0.000	0.003	0.004	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000
MIMg	0.548	0.587	0.781	0.769	0.643	0.236	0.226	0.357	0.455	0.469	0.757	0.727	0.585	0.493	0.774	0.768	0.598
MINi	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	1.000	0.001	0.001
M2Fe2	0.080	0.070	0.104	0.101	0.097	0.000	0.000	0.011	0.033	0.036	0.095	0.092	0.032	0.077	0.097	0.093	0.061
M2Mn	0.027	0.024	0.009	0.002	0.020	0.037	0.037	0.025	0.022	0.021	0.010	0.011	0.023	0.026	0.008	0.010	0.021
M2Ca	0.861	0.878	0.853	0.867	0.853	0.956	0.942	0.918	0.907	0.908	0.868	0.856	0.917	0.857	0.865	0.865	0.893
M2Na	0.032	0.029	0.033	0.030	0.029	0.033	0.041	0.045	0.027	0.024	0.026	0.040	0.027	0.036	29.000	0.032	0.024
M2K	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.001	0.000	0.001
Soma-cat	4.000	4.000	3.998	4.000	3.999	3.999	3.999	3.999	4.000	3.998	3.999	3.998	3.998	3.997	3.999	4.000	3.999

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda; (i), inclusão; r, restitos; v-es, mancha verde-escura; v-cl, mancha verde-clara; 1, 2, indivíduo 1, 2.

Tabela VI-3 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=6) de clinopiroxênios de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	32 n	32 n	32 b	34 n	34 b	34 n	34 b	2B Fn	2B Fb	2B m	34C n	34C b	34C Fn	34C Fb	18A m	18A n	18A b
SiO ₂	50.95	50.59	49.69	51.67	51.15	51.62	51.18	50.10	50.16	51.21	49.80	49.69	50.85	50.03	50.34	51.08	50.37
TiO ₂	0.74	0.22	0.14	1.10	0.99	0.16	0.22	1.36	0.67	0.52	0.49	0.54	0.67	0.52	0.50	0.81	0.55
Al ₂ O ₃	0.90	0.65	0.35	3.22	3.01	0.56	0.60	3.72	3.31	0.89	0.95	0.80	1.29	0.64	0.99	1.53	1.05
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.04	0.01	0.06	0.02	0.02	0.02	0.05	0.00	0.04	0.05	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01
FeO	14.72	17.36	22.94	8.13	10.33	15.04	16.81	6.88	7.61	13.60	20.03	20.61	17.38	21.89	19.41	15.69	18.44
MnO	0.70	0.82	0.97	0.17	0.41	0.80	0.84	0.17	0.28	0.67	0.93	0.92	0.74	0.82	0.78	0.76	0.79
NiO	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.03	0.05	0.00	0.04	0.02	0.05	0.02	0.05	0.03
MgO	10.39	8.59	5.31	14.99	13.53	10.16	8.94	14.29	13.59	10.50	6.73	6.64	8.94	5.84	7.72	10.38	7.90
CaO	21.45	20.97	20.14	21.91	21.67	22.25	21.66	21.78	21.71	20.96	21.16	20.89	21.37	20.71	20.72	20.49	20.76
Na ₂ O	0.36	0.40	0.36	0.34	0.39	0.29	0.34	0.38	0.47	0.35	0.38	0.40	0.40	0.41	0.37	0.42	0.40
K ₂ O	0.01	0.02	0.05	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
Total	100.27	99.64	100.05	101.54	101.55	100.92	100.68	98.72	97.88	98.75	100.51	100.59	101.66	100.92	100.89	101.24	100.30
TSi	1.947	1.968	1.977	1.884	1.883	1.962	1.967	1.876	1.899	1.981	1.947	1.945	1.936	1.964	1.950	1.935	1.957
TAI	0.040	0.030	0.016	0.116	0.117	0.025	0.027	0.124	0.101	0.019	0.044	0.037	0.058	0.030	0.045	0.065	0.043
TFe3	0.013	0.002	0.007	0.000	0.000	0.013	0.006	0.000	0.000	0.000	0.009	0.018	0.006	0.007	0.005	0.000	0.000
MAI	0.000	0.000	0.000	0.022	0.014	0.000	0.000	0.040	0.047	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005
MITi	0.021	0.006	0.004	0.030	0.027	0.005	0.006	0.038	0.019	0.015	0.014	0.016	0.019	0.015	0.015	0.023	0.016
MIFe3	0.037	0.050	0.044	0.057	0.074	0.049	0.047	0.034	0.049	0.000	0.051	0.052	0.055	0.036	0.048	0.047	0.035
MIFe2	0.038	0.445	0.634	0.076	0.014	0.369	0.433	0.089	0.116	0.357	0.541	0.541	0.418	0.605	0.490	0.338	0.485
MICr	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
MIMg	0.592	0.498	0.315	0.815	0.743	0.576	0.512	0.798	0.767	0.061	0.392	0.387	0.507	0.342	0.446	0.586	0.458
MINi	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001
M2Fe2	0.072	0.068	0.079	0.115	0.104	0.047	0.054	0.093	0.076	0.083	0.054	0.063	0.075	0.071	0.086	0.112	0.080
M2Mn	0.023	0.027	0.033	0.005	0.013	0.026	0.027	0.005	0.009	0.022	0.031	0.031	0.024	0.027	0.026	0.024	0.026
M2Ca	0.878	0.874	0.858	0.856	0.855	0.906	0.892	0.874	0.881	0.869	0.886	0.876	0.872	0.871	0.860	0.832	0.864
M2Na	0.027	0.030	0.028	0.024	0.028	0.021	0.025	0.028	0.035	0.026	0.029	0.030	0.030	0.031	0.328	0.031	0.030
M2K	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Soma-cat	4.000	3.999	3.997	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda; (i), inclusão; r, restitos; v-es, mancha verde-escura; v-cl, mancha verde-clara; 1, 2, indivíduo 1, 2.

Tabela VI-3 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=6) de clinopiroxênios de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	11A n	11A b	11C n	11C b	28 (i)	28 F	16A n	16A b	16A r	50 n	50 b	50 (r)n	50 (r)b	22 m	22 Fn	22 Fb
SiO ₂	49.27	50.02	50.82	50.97	49.12	50.05	48.93	49.18	49.74	50.58	50.40	50.68	50.97	49.54	48.83	49.12
TiO ₂	0.41	0.40	0.24	0.20	0.41	0.60	0.20	0.26	0.15	0.22	0.26	0.20	0.17	0.33	0.50	0.27
Al ₂ O ₃	0.21	0.28	0.21	0.19	0.31	0.88	0.24	0.19	0.23	0.19	0.20	0.17	0.17	0.25	0.68	0.25
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.02	0.01	0.05	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	2.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02
FeO	28.34	28.77	29.18	29.43	26.73	18.72	28.54	27.85	27.56	28.37	28.37	28.63	28.31	26.86	23.86	27.20
MnO	0.70	0.53	0.80	0.71	1.00	0.76	0.93	1.10	1.16	1.08	1.05	1.00	1.13	0.87	0.93	0.95
NiO	0.01	0.11	0.06	0.03	0.06	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.04	0.07	0.05	0.04	0.05	0.04
MgO	0.04	0.06	0.08	0.07	1.14	7.05	0.53	0.81	0.90	0.73	0.68	0.81	0.80	1.63	3.37	1.34
CaO	10.87	6.95	11.35	9.29	16.02	21.42	15.77	16.01	15.72	10.29	10.41	9.53	10.08	18.14	0.21	18.02
Na ₂ O	6.87	9.17	5.99	7.08	3.40	0.43	3.56	3.48	3.52	6.67	6.58	7.10	6.89	2.06	0.62	2.13
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
Total	96.75	96.29	98.76	97.98	98.25	99.93	98.73	98.94	99.05	98.58	98.02	98.20	98.18	99.77	99.87	99.35
TSi	1.987	1.990	2.027	2.031	1.994	1.960	2.000	2.000	2.000	2.009	2.007	2.006	2.012	1.997	1.962	1.991
TAI	0.010	0.010	0.000	0.000	0.006	0.040	0.011	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.032	0.009
TFe3	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
M1Al	0.000	0.003	0.010	0.009	0.008	0.000	0.000	0.000	0.011	0.009	0.009	0.009	0.008	0.009	0.000	0.003
MITi	0.012	0.012	0.007	0.006	0.013	0.018	0.006	0.008	0.005	0.007	0.008	0.006	0.005	0.010	0.015	0.008
MIFe3	0.524	0.691	0.385	0.463	0.239	0.037	0.285	0.268	0.245	0.474	0.468	0.513	0.486	0.135	0.056	0.156
MIFe2	0.429	0.266	0.588	0.516	0.667	0.533	0.677	0.669	0.683	0.466	0.472	0.423	0.449	0.746	0.725	0.749
MIcr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
MI Mg	0.002	0.004	0.005	0.004	0.069	0.412	0.032	0.049	0.054	0.043	0.040	0.048	0.047	0.098	0.202	0.081
MINi	0.000	0.004	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001
M2Fe2	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.043	0.002	0.000	0.000	0.002	0.004	0.012	0.000	0.025	0.015	0.017
M2Mn	0.024	0.002	0.027	0.024	0.034	0.025	0.032	0.038	0.040	0.036	0.035	0.034	0.038	0.030	0.032	0.033
M2Ca	0.470	0.296	0.485	0.397	0.697	0.899	0.685	0.693	0.679	0.438	0.444	0.404	0.426	0.784	0.904	0.783
M2Na	0.537	0.707	0.463	0.547	0.268	0.033	0.28	0.273	0.275	0.514	0.508	0.545	0.527	0.161	0.048	0.167
M2K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Soma-cat	4.000	4.000	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	3.999	4.000	3.999	3.999	3.999	3.999

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda; (i), inclusão; r, restitos; v-es, mancha verde-escura; v-cl, mancha verde-clara; 1, 2, indivíduo 1, 2.

Tabela VI-3 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O=6) de clinopiroxênios de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra Localção	22A F	22A m ₁	22A m ₂	22A n	22A b	22C n	22C b	22C v-es	22C v-cl	10C n	10C b	3.1 n	3.1 b	3.1 m
SiO ₂	493.50	48.87	49.63	49.38	49.02	50.08	49.94	51.34	52.24	50.26	50.28	50.10	50.35	49.50
TiO ₂	0.65	0.19	0.56	0.14	0.21	0.82	0.37	0.15	0.81	0.25	0.25	0.20	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	1.22	0.21	1.07	0.24	0.20	0.18	0.24	0.29	0.55	0.28	0.23	0.24	0.28	0.22
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04	0.03	0.00
FeO	18.17	28.41	19.00	28.48	28.98	27.28	28.78	28.55	28.28	27.70	28.57	25.85	26.41	27.19
MnO	0.78	0.89	0.82	0.96	1.03	0.53	0.72	0.45	0.35	1.29	1.35	1.15	1.14	1.13
NiO	0.03	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.06	0.06	0.06	0.03	0.05	0.05	0.03	0.03
MgO	7.35	1.16	7.03	0.63	0.71	0.24	0.25	0.12	0.25	1.12	0.52	1.57	1.49	1.65
CaO	21.29	16.84	21.56	15.14	15.59	7.95	11.35	4.42	1.62	13.45	11.78	16.29	16.16	16.12
Na ₂ O	0.60	2.82	0.63	4.18	3.47	8.19	5.88	10.13	11.73	4.95	5.86	2.85	2.95	2.72
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Total	99.63	99.41	100.33	99.17	99.26	95.31	97.59	95.52	95.93	99.35	98.93	98.36	99.04	98.76
TSi	1.936	1.974	1.933	1.982	1.980	2.024	2.014	2.040	2.041	1.995	1.999	2.034	2.030	2.007
TAI	0.056	0.010	0.049	0.011	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000
TFe3	0.008	0.016	0.018	0.007	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MAI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.011	0.014	0.025	0.008	0.010	0.011	0.013	0.011
MITi	0.019	0.006	0.016	0.004	0.006	0.025	0.011	0.004	0.024	0.007	0.007	0.006	0.005	0.006
MIFe3	0.072	0.235	0.081	0.335	0.279	0.537	0.397	0.679	0.735	0.363	0.428	0.133	0.146	0.178
MIFe2	0.479	0.689	0.493	0.614	0.670	0.385	0.563	0.270	0.189	0.554	0.522	0.744	0.744	0.704
MICr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
MIIMg	0.429	0.070	0.408	0.038	0.043	0.014	0.015	0.007	0.015	0.066	0.031	0.095	0.090	0.100
MINi	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
M2Fe2	0.036	0.020	0.026	0.000	0.019	0.000	0.010	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.039
M2Mn	0.026	0.030	0.027	0.033	0.035	0.018	0.025	0.015	0.012	0.043	0.045	0.040	0.039	0.039
M2Ca	0.892	0.729	0.900	0.651	0.675	0.344	0.491	0.188	0.068	0.572	0.502	0.708	0.698	0.700
M2Na	0.045	0.221	0.048	0.325	0.272	0.642	0.460	0.780	0.889	0.381	0.452	0.224	0.231	0.214
M2K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Soma-cat	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	3.999	3.999	3.999	3.999	3.999	3.999	3.999

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda; (i), inclusão; r, restitos; v-es, mancha verde-escura; v-cl, mancha verde-clara; 1, 2, indivíduo 1, 2.

Figura VI-3.1: Composição dos piroxênios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama de classificação do IMA (Morimoto, 1989).

Símbolos: enclave microgranular máfico, quadrados semi-cheios (metade superior cheia); enclave microgranular félsico, quadrados semi-cheios (metade inferior cheia); microssienito, círculos vazios e losangos vazios; mela-sienito, quadrados cheios; sienito fluidal, círculos semi-cheios (metade inferior cheia); sienito médio, círculos semi-cheios (metade superior cheia); sienito médio amarelo-esverdeado, losangos semi-cheios; arfvedsonita sienito, triângulos vazios; riebeckita sienito, triângulos cheios; sienito grosso, quadrados vazios; fayalita sienito, triângulos cheios deitados; traquito, losangos cheios; granito, cruces; microgranito, "x".

Os piroxênios de composição Ca-Mg-Fe, que se encontram locados no **Quad** da Figura VI-3.1 foram classificados graficamente no diagrama ternário **En-Fs-Wo** da Figura VI-3.2 (Morimoto, 1989) onde:

$$\text{En} = 100\text{Mg}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn});$$

$$\text{Fs} = 100(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn})/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn});$$

$$\text{Wo} = 100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn}).$$

De acordo com a classificação do IMA (Morimoto, 1989) a maioria dos piroxênios das rochas mais primitivas desse complexo tem composição de diopsídio, hedenbergita e augita (Figura VI-3.2B), correspondendo à salita, ferrosalita e augita da classificação de Poldervaart & Hess (1951; in Deer et al., 1978), que caracteriza melhor a relação Mg/Fe de piroxênios ricos em Ca, pois subdivide o campo do diopsídio-hedenbergita em diopsídio-salita-ferrosalita-hedenbergita. Na Figura VI-3.2C encontram-se plotados os piroxênios dos dois

Figura VI-3.2: Composição dos piroxênios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama de classificação do IMA. (A) domínios propostos por Morimoto (1989), (B) rochas mais primitivas, (C) enclaves microgranulares e (D) rochas mais evoluídas (fayalita sienito e arfvedsonita sienito). Símbolos como na Figura VI-3.1.

tipos de enclaves microgranulares, o máfico e o félsico, correspondendo respectivamente, à salita-augita e ferrosalita. Os piroxênios do tipo **Quad** das rochas mais evoluídas (fayalita sienito e arfvedsonita sienito) encontram-se no diagrama da Figura VI-3.2D, coincidindo com o domínio das augitas, ferroaugitas e ferrosalitas. Os piroxênios dos litotipos mais primitivos concentram-se preferencialmente ao redor da linha diopsídio-hedenbergita, ressaltando os altos níveis de Ca, o que segundo Larsen (1976) estaria relacionado com cristalização em ambientes com baixa atividade de sílica.

Por sugestão do IMA (Morimoto, 1989), para construção do diagrama WEF (wollastonita-enstatita-ferrossilita) - Jd (jadeíta) - Ae (egirina), recalcula-se a soma de $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + 2\text{Na}$ em coordenação octaédrica (M) para 100%, sendo a porcentagem normalizada de 2Na dividida pela razão Al/Fe^{3+} para produzir Jd/Ae; dessa maneira $\text{WEF} + \text{Jd} + \text{Ae}$ é sempre igual a 100%. Assim, locando-se os piroxênios do Complexo Alcalino Ponta do Morro neste diagrama (Figura VI-3.3) pode-se observar a disposição dos piroxênios cálcico-sódicos das rochas mais evoluídas. Os granitos e microgranitos possuem termos menos enriquecidos em sódio, enquanto que os correspondentes ao arfvedsonita sienito e ao fayalita sienito apresentam uma ampla variação composicional, que se estende desde o **Quad** até o campo da egirina. Os piroxênios mais tardios dessas rochas variam de egirina-augitas a egirina pura.

Figura VI-3.3: Distribuição dos piroxênios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama WEF-Jd-Ae (Morimoto, 1989). Símbolos como na Figura VI-3.1.

A evolução composicional dos piroxênios é também evidenciada no diagrama triangular Na-Mg-Fe* [$\text{Fe}^* = \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + (\text{Fe}^{3+} - \text{Na})$] da Figura VI-3.4, correspondendo, respectivamente, a (M2Na) - (M1Mg) - (M1Fe²⁺ + M2Fe²⁺ + M2Mn + M1Fe³⁺ + TFe³⁺ - M2Na), onde os referidos cátions se encontram separados em função da posição estrutural ocupada. Observa-se um “trend” caracterizado por um acentuado empobrecimento em Mg à medida em que crescem os teores de (Fe+Mn) até ocorrer um pequeno hiato composicional, quando sofre uma pronunciada inflexão para a esquerda, aumentando consideravelmente os conteúdos de Na para valores muito baixos de Mg. Ressalte-se que os piroxênios das rochas mais primitivas, localizados no campo ferro-magnesiano, apresentam teores de Na praticamente desprezíveis. Segundo Bonin & Giret (1985a) esse esquema de substituição $\text{Mg} \Leftrightarrow \text{Fe}$ é típico de rochas alcalinas metaluminosas saturadas em sílica.

Figura VI-3.4: Distribuição dos piroxênios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama Na-Mg-Fe* [onde $\text{Fe}^* = \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + (\text{Fe}^{3+} - \text{Na})$]. Símbolos como na Figura VI-3.1.

No diagrama da Figura VI-3.5 pode-se observar que a evolução composicional acima descrita, dos piroxênios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro (“trend” 1), é semelhante àquelas encontradas para piroxênios de

Figura VI-3.5: Diagrama Na-Mg-Fe* [$\text{Fe}^* = \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + (\text{Fe}^{3+} - \text{Na})$] mostrando uma comparação entre o “trend” composicional dos piroxênios do Complexo Alcalino Ponta do Morro (1) e aqueles encontrados na literatura, correspondentes a outras associações alcalinas: (2) Ilimaussaq, Groenlândia (Larsen, 1976), (3) Tunas, Brasil (Gomes *et al.*, 1987), (4) Ilha de Vitória, Brasil (Motoki, 1986), (5) South Qôroq Centre, Groenlândia (Stephenson, 1972).

outras associações alcalinas da literatura: (2) Ilimaussaq, Groenlândia (Larsen, 1976), (3) Tunas, Brasil (Gomes *et al.*, 1987), (4) Ilha de Vitória, Brasil (Motoki, 1986), (5) South Qôroq Centre, Groenlândia (Stephenson, 1972).

Buscando-se uma melhor caracterização das composições químicas dos piroxênios em questão, bem como as relações entre seus cátions e as posições estruturais ocupadas, foram construídos diagramas de variação que se encontram dispostos nas Figuras VI-3.6, VI-3.7 e VI-3.8. Esses diagramas têm na abcissa o índice de diferenciação (mg#) constituído pela razão $MgO/(MgO+FeO)$ e na ordenada os diversos átomos por unidade de fórmula (afu).

Do ponto de vista estrutural, o sítio tetraédrico encontra-se totalmente ocupado por Si, com valores compreendidos entre 1,83 e 2,04 afu, ou parcialmente substituído por Al e Fe^{3+} , com teores variando, respectivamente, de 0 até 0,17 e de 0 até 0,018 afu. Na Figura VI-3.6 observa-se que os piroxênios da maioria das rochas mais evoluídas têm seus sítios tetraédricos preenchidos apenas por Si, enquanto que naqueles das mais primitivas a participação de Al como cátion Z é mais efetiva. Definem-se portanto correlação negativa entre mg# e TSi e positiva para mg# e TAl; no entanto, não se observa analogia entre TFe^{3+} e o índice de diferenciação em questão, conquanto Fe^{3+} esteja locado neste sítio, em pequena proporção.

Os sítios estruturais octaédricos irregulares (M1) e regulares (M2), encontram-se preenchidos respectivamente por Al, Fe^{3+} , Ti e Mn, Mg, Ca, Na; enquanto que o Fe^{2+} ocupa preferencialmente a posição M1. Em análise dos diagramas das Figuras VI-3.7 e VI-3.8 verificam-se correlações positivas entre mg# e $M2Fe^{2+}$ e mg# e M1Ti; enquanto que $M1Fe^{2+}$ e $M2Mn$ possuem distribuições semelhantes e correlações negativas com o índice de diferenciação utilizado, excetuando-se os piroxênios das rochas mais evoluídas que possuem ampla variação de teores desses cátions para mg# aproximadamente nulo. (O $M1Fe^{3+}$ e o $M2Na$ também apresentam distribuições análogas em relação ao índice mg#, isto é, exibem valores praticamente zero para os piroxênios dos litotipos mais primitivos e teores ascendentes a partir de valores de mg# próximo a 0.10, evidenciando a presença da egrina nas rochas mais evoluídas.) Tendência oposta é verificada quanto ao $M2Ca$ que possui altos e constantes teores, em uma ampla variação de mg#, (salitas e ferrosalitas), para sofrer uma forte queda a partir das rochas mais evoluídas. O decréscimo em Ca dos piroxênios dos sienitos e granitos mais evoluídos está associado com o aumento de Na e Fe^{3+} (Figuras VI-3.7 e VI-3.8).

Valores de TiO_2 são baixos, devendo refletir a precipitação contemporânea (co-cristalização) de óxidos de Fe-Ti (Larsen, 1976).

Zonações composicionais são comuns em alguns fenocristais e quando detectadas, correspondem sempre a uma diminuição de Ca associada a um aumento de Fe e Na do núcleo para as bordas. Nas salitas, augitas e ferrosalitas é

Figura VI-3.6: Diagramas de variação composicional dos piroxênios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VI-3.1.

Figura VI-3.7: Diagramas de variação composicional dos piroxênios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VI-3.1.

Figura VI-3.8: Diagramas de variação composicional dos piroxênios das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VI-3.1.

mais comum o incremento de Fe, enquanto que nos piroxênios da série egirina-augita corresponde ao Na. Dois tipos de substituição podem ser detectados: de $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ e de $\text{CaFe}^{2+} \leftrightarrow \text{NaFe}^{3+}$, que sugerem o esquema de substituição $\text{CaMg} \leftrightarrow \text{NaFe}^{3+}$. Conclui-se que substituições de $\text{Ca}(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) \rightarrow \text{Na} + \text{Fe}^{3+}$ ocorrem das rochas mais primitivas para as mais evoluídas.

Os "trends" composicionais dos clinopiroxênios refletem a $f(\text{O}_2)$ predominante durante a cristalização das rochas: baixas $f(\text{O}_2)$ condicionam um "trend" inicial de enriquecimento em Fe^{2+} ($\text{CaMg} \leftrightarrow \text{CaFe}^{2+}$) seguido, após substituição avançada destes elementos, pela tendência de enriquecimento em Na ($\text{CaFe}^{2+} \leftrightarrow \text{NaFe}^{3+}$) (Ba et al., 1985).

VI.4 - OLIVINAS

As olivinas ocorrem em três litotipos do Complexo Alcalino Ponta do Morro, no fayalita sienito, no microssienito porfirítico e no mela-sienito, constituindo uma fase mineral importante, em proporções modais (4,1%), apenas no primeiro. Ocorrem geralmente em grãos anédricos arredondados a subarredondados, bem desenvolvidos (0,5 até 2 mm), que mostram alteração variável para serpentina, no microssienito, ou para magnetita associada a produtos criptocristalinos amarelo-alaranjados, provavelmente iddingsita, no fayalita sienito. Os cristais encontram-se, em maior ou menor grau, pseudomorfizados pelos referidos materiais de alteração, podendo estar contornados por anfibólios.

A estrutura dos minerais do grupo das olivinas consiste de tetraedros $(\text{SiO}_4)^{4-}$ isolados, unidos por cátions divalentes em posição octaédrica. Destaca-se a solução-sólida contínua entre Mg_2SiO_4 (forsterita) e Fe_2SiO_4 (fayalita), no entanto a principal substituição $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ (série forsterita-fayalita) pode ser acompanhada pela substituição $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mn}$ (série fayalita-tefroíta). O Ni está geralmente presente nas olivinas ricas em Mg e tanto nos componentes ricos em Mg, como nos ricos em Fe, existe pequena quantidade de Ca. (Deer et al., 1992).

Os resultados analíticos obtidos, expressos em porcentagem em peso de óxidos, proporções catiônicas e razões $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ e $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ encontram-se na Tabela VI-4. O diagrama bivalente que utiliza essas razões (Figura VI-4.1A) classifica as olivinas do litotipo mais evoluído portador de quartzo modal, como fayalita (Fa_{96-97}); dos mela-sienito como ferro-hortonolita (Fa_{72}); enquanto que no microssienito porfirítico (termo primitivo, sem quartzo livre) elas se encontram num intervalo composicional mais amplo, variando de ferro-hortonolita (Fa_{81-82}) até hortonolita (Fa_{54-61}).

Em todos esses litotipos as olivinas são muito homogêneas.

Zonação foi detectada em apenas um cristal de microssienito, onde núcleo e borda apresentam, respectivamente, 43,9 e 42,3% de FeO e 19,6 e 20,0 % de MgO, variação que pode ser considerada dentro da faixa de erro analítico.

Diagramas de variação entre Mn, Ca, Ni e Ti e a razão $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ em proporções catiônicas, foram construídos (Figura VI-4.2), tentando visualizar o comportamento destes elementos, na diferenciação magmática. A referida razão corresponde aproximadamente ao teor do componente molecular forsterita (Fo) na composição da olivina sendo também utilizada como índice de diferenciação.

Os conteúdos de Mn, apesar de muito baixos, possuem uma nítida correlação negativa com a razão $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$, variando de 0.030, nos termos mais magnesianos, até 0,097 afu (átomos por unidade de fórmula) nas fayalitas, fogem a esse “trend” as duas análises de ferro-hortonolita do mela-sienito (Figura VI-4.2). O enriquecimento em MnO proporcional ao aumento de FeO pode ser também visualizado no diagrama MgO-FeO-MnO (Figura VI-4.1B).

A correlação positiva entre teores de Mn e Fe^{2+} em olivinas são relatadas em diversos trabalhos, dentre eles (Simkin & Smith, 1970), enfatizando que esses conteúdos estão fortemente associados, refletindo no entanto, mais a composição química global da rocha hospedeira do que os meios de cristalização. Quanto a estes ambientes, a única correlação sugerida por esses autores é que as olivinas ricas em ferro de rochas vulcânicas possuem mais altas quantidade de Mn do que seus correspondentes plutônicos.

No entanto, segundo Bonin & Giret (1985b) o diagrama Mg-Fe-Mn de olivinas de diferentes complexos mostrou que, à exceção de Ilimaussaq (Larsen, 1976), vários outros complexos insaturados em sílica apresentam olivinas mais ricas em Mn do que aqueles supersaturados, significando que a substituição $Fe^{2+} \Leftrightarrow Mn$ é sensível à atividade de sílica. Essas olivinas mais enriquecidas em Mn^{2+} do que em Fe^{2+} evidenciam que existe Mn^{2+} suficiente e pouco Fe^{2+} disponível, (fugacidade de oxigênio mais alta do que o tampão QFM e mais baixa do que o tampão MnO-Mn₂O₃). Ao contrário, nos complexos supersaturados em sílica, onde fayalita pura é freqüente, sua presença indica portanto, mais baixa fugacidade de oxigênio (inferior ou igual ao tampão QFM).

O diagrama triangular En-Fs-Wo de classificação de piroxênios é comumente utilizado para o estudo de olivinas, aqui ele não se mostra de grande valia devido ao baixo teor de CaO encontrado em todas as análises, variando de 0.05 na hortonolita a 0.31% na fayalita. Excetuando-se as ferro-hortonolitas, observa-se que o Ca geralmente diminui para maiores valores da razão $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ (Figura VI-4.2).

Stormer (1973) enfatiza que a maioria das olivinas de rochas plutônicas contém teores inferiores a 0,10% de Ca, enquanto que as rochas

Tabela VI-4

Composição química e porcentagens atômicas (na base de 4 átomos de O) de olivinas de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra	2-1	2-1	2-1	2-1	2-1	2-1	3-4	3-4	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Locação	n	n	n	b	n	n	b	b	n	n	n	b	b	n	b	b	b	b	b	n	n	b	b	n
SiO ₂	31,30	31,70	34,00	34,70	34,70	30,20	38,90	40,80	29,80	29,80	30,20	30,00	29,90	29,90	29,50	29,70	30,60	30,00	30,10	30,40	30,20	30,00	29,60	30,00
TiO ₂	0,04	0,00	0,08	0,00	0,09	0,00	0,02	0,11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,04	0,06	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,04	0,11	0,04	0,17	0,02	0,02	0,07	0,29	0,05	0,02	0,01	0,05	0,00	0,03	0,08	0,05	0,02	0,00	0,03	0,05	0,50	0,01	0,01	0,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,01	0,04	0,00	0,04	0,09	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	0,01
FeO	56,10	56,20	46,50	43,90	42,30	63,20	42,80	42,80	64,20	64,30	64,80	65,30	65,60	63,00	64,80	64,60	64,80	64,50	65,30	65,80	65,50	65,20	63,90	65,60
MnO	2,43	2,44	1,56	1,35	1,19	3,13	1,50	1,58	3,39	3,28	3,36	3,38	3,01	3,31	3,34	3,09	3,11	3,45	3,10	3,13	3,23	3,42	3,10	3,30
MgO	7,20	6,71	16,60	19,60	20,00	1,39	9,57	9,26	1,21	1,11	1,14	1,22	1,10	1,50	1,27	1,49	1,39	1,02	1,00	1,36	1,42	1,46	1,29	1,22
CaO	0,07	0,05	0,08	0,07	0,09	0,16	0,24	0,27	0,18	0,31	0,25	0,20	0,16	0,31	0,22	0,23	0,21	0,26	0,25	0,26	0,24	0,27	0,21	0,20
Na ₂ O	0,06	0,14	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,05	0,00	0,07	0,00	0,01	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08	0,00	0,05
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,01	0,11	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01
NiO	0,02	0,00	0,00	0,01	0,19	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,11	0,05	0,02	0,00	0,03	0,09	0,00	0,11	0,01	0,00	0,12	0,09	0,01	0,03
Total	97,27	97,38	98,89	99,87	98,63	98,14	93,20	95,28	98,88	98,94	99,88	100,29	99,82	98,10	99,40	99,32	100,33	99,35	99,81	101,01	101,30	100,61	98,15	100,46
Si	1,021	1,032	1,021	1,014	1,020	1,022	1,200	1,221	1,008	1,008	1,011	1,002	1,004	1,014	0,996	1,000	1,015	1,010	1,009	1,006	0,996	0,999	1,008	1,001
Al	0,002	0,004	0,001	0,006	0,001	0,001	0,003	0,010	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,003	0,002	0,001	0,000	0,001	0,002	0,019	0,000	0,000	0,000
Ti	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,531	1,530	1,167	1,073	1,040	1,788	1,104	1,071	1,815	1,818	1,814	1,825	1,843	1,786	1,829	1,820	1,797	1,817	1,832	1,821	1,806	1,815	1,820	1,831
Mn	0,067	0,067	0,040	0,033	0,030	0,090	0,039	0,040	0,097	0,094	0,095	0,096	0,086	0,095	0,095	0,088	0,087	0,098	0,088	0,088	0,090	0,096	0,089	0,093
Mg	0,350	0,326	0,743	0,854	0,877	0,070	0,440	0,413	0,061	0,056	0,057	0,061	0,055	0,076	0,064	0,075	0,069	0,051	0,050	0,067	0,070	0,072	0,065	0,061
Ca	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,006	0,008	0,009	0,007	0,011	0,009	0,007	0,006	0,011	0,008	0,008	0,007	0,009	0,009	0,009	0,008	0,010	0,008	0,007
Na	0,004	0,009	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,003	0,000	0,005	0,000	0,001	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,004	0,005	0,000	0,003
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,001
Cátions	2,979	2,970	2,978	2,983	2,979	2,977	2,795	2,770	2,993	2,993	2,989	2,999	2,995	2,985	3,000	2,997	2,984	2,988	2,990	2,993	2,997	2,999	2,991	2,999
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,81	0,82	0,61	0,56	0,54	0,96	0,72	0,72	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,96	0,97	0,96	0,96	0,97	0,97	0,96	0,96	0,96	0,97	0,97
Mg/(Fe ²⁺ +Mg)	0,19	0,18	0,39	0,44	0,46	0,04	0,28	0,28	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03

Legenda: n, núcleo; b, borda.

Figura VI-4.1: Locação das olivinas das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, A- no diagrama de classificação $(Mg/Fe^{2+}+Mg)$ versus $(Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg)$; B- no diagrama triangular MgO-FeO-MnO.

Símbolos: mela-sienito, quadrados; microssienito porfirítico, círculos; fayalita sienito, triângulos deitados, núcleo, símbolos cheios; e bordas, símbolos vazios.

Figura VI-4.2: Diagramas de variação composicional das olivinas das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VI-4.1.

extrusivas e hipoabissais possuem conteúdos mais elevados, o que sugere uma forte dependência entre o teor de cálcio e a pressão. Sugere ainda que a atividade ou fração molar de $\text{Ca}(\text{SiO}_4)_{1/2}$ em olivina depende da atividade de sílica a qualquer temperatura e pressão. Se a atividade da sílica permanecesse constante, um rápido aumento do teor de Ca na olivina poderia indicar um decréscimo da pressão, enquanto que teores de Ca decrescentes ou constantes poderiam indicar uma predominância de diminuição da temperatura.

Os conteúdos de Ni e Ti das olivinas estudadas são praticamente nulos, variando de 0,000 até 0,003 **afu**. Nenhuma correlação foi identificada entre esses elementos e o índice de diferenciação utilizado (Figura VI-4.2).

VI.5 - ENIGMATITA

A enigmatita foi detectada em apenas um litotipo deste complexo, no fayalita sienito, sendo investigada em duas seções de sonda, num total de 25 análises, que se encontram dispostas na Tabela VI-5.1. Os cristais de enigmatita ocorrem sempre associados aos de anfibólio, exibindo ao microscópio, coloração extremamente escura indo do marrom-escuro avermelhado até preto avermelhado, podendo, às vezes, serem confundidos com minerais opacos.

Outrora considerada como uma variedade de anfibólio, investigações mais recentes sobre enigmatita sugerem que há na sua estrutura, cadeias semelhantes às das piroxênios. Deer *et al.* (1992) definem a estrutura da enigmatita como constituída de faixas de octaedros (Fe,Ti) ligando o plano (100) e estendendo-se segundo o eixo z. As bandas são ligadas por poliedros individuais de Na que juntos com os octaedros de (Fe,Ti) formam uma folha contínua no plano (100). As folhas são interconnectadas por cadeias (Si_6O_{18}) dobradas, semelhantes às dos tetraedros do piroxênio, estendendo-se paralelas ao eixo z, e sendo ligadas por octaedro de Fe individual.

Segundo Deer *et al.* (1992) a composição química da enigmatita pode desviar-se um pouco da fórmula ideal, que corresponde a $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{TiO}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$. As principais variações envolvem Fe^{2+} , Ti e Fe^{3+} . Os teores de Fe^{2+} e Fe^{3+} se situam entre 3,5 - 4,9 e 0,2 - 1,0 **afu**, respectivamente; enquanto que na maioria das enigmatitas o conteúdo de Ti é próximo do ideal, isto é um íon para 20 oxigênios. O Fe^{3+} pode ocupar, em pequenas porcentagens, as posições tetraédricas, ($\text{Fe}^{2+}\text{Si} \Leftrightarrow \text{AlFe}^{3+}$); ou substituir Ti, ($\text{Fe}^{2+}\text{Ti} \Leftrightarrow 2\text{Fe}^{3+}$). São comuns também pequenas substituições de Na por (K,Ca) e as que envolvem Mg e Mn.

O estudo das enigmatitas do Complexo Alcalino Ponta do Morro revela que esses minerais não apresentam uma variação química muito importante entre os diversos cristais ou entre núcleo e borda; constatando-se, no entanto,

pequenas diminuições dos teores de FeO^t e TiO_2 nas periferias (Figura VI-5 e Tabela VI-5).

Os diagramas da Figura VI-5 indicam uma discreta correlação negativa entre Na_2O , TiO_2 , MnO e a razão $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$; enquanto que CaO e Al_2O_3 exibem teores e distribuições muito semelhantes, destacando-se dois cristais que possuem baixos conteúdos destes dois últimos óxidos, tanto para o núcleo quanto para a borda, ao mesmo tempo que possuem uma considerável diminuição nos teores de TiO_2 nas bordas.

Para fins comparativos, apresenta-se a seguir (Tabela VI-5.2) a faixa de variação composicional das enigmatitas do fayalita sienito do Complexo Alcalino Ponta do Morro e análises químicas de enigmatitas encontradas na literatura: (1) enigmatita rica em Mn da zona agpaítica de foiaitos do Complexo Granitberg, África; (2) enigmatita de traquito peralcalino, Montanhas Nandewar, Austrália; (3) enigmatita de egrina-riebeckita granito, Complexo Liruei, Nigéria; (4) enigmatita de álcali-sienito, Khusha-Gol, Montanhas Sayan, antiga U.S.S.R.

Tabela VI-5.2: Composições químicas (óxidos, % em peso) de enigmatitas: * Marsh (1975); ** Deer et al. (1978); * faixa de variação química das enigmatitas desta pesquisa.**

	*(1)	** (2)	** (3)	** (4)	***
SiO₂	41.61	41.30	39.71	40.54	39.09- 41.88
TiO₂	8.25	7.43	10.23	6.80	7.08 - 9.00
Al₂O₃	1.13	0.67	0.13	1.54	0.21 - 1.26
FeO^t	35.80	40.27	40.30	40.89	39.26- 42.70
MnO	4.36	1.01	1.20	0.57	0.97 - 1.28
MgO	0.90	1.27	1.49	0.41	0.17 - 0.42
CaO	0.27	0.32	0.20	3.72	0.08 - 1.10
K₂O	0.01	0.08	0.24	0.04	0.00 - 0.08
Na₂O	7.41	7.39	6.90	5.62	6.15 - 7.02

A enigmatita é um mineral relativamente comum em nefelina e sodalita sienitos, podendo também ocorrer associada à egrina e riebeckita em rochas plutônicas mais ricas em sílica, como sienitos e granitos alcalinos. Marsh (1975) estudando enigmatitas ricas em manganês da zona agpaítica de foiaitos do Complexo Granitberg, África, encontrou evidências sugerindo que este mineral provém nessas rochas, da reação entre Ti-magnetita com um líquido peralcalino subsaturado em sílica; e postulou que existe nos magmas alcalinos subsaturados um campo sem óxidos, onde enigmatita é estável. Este campo é semelhante aquele encontrado em líquidos silicáticos, situando-se abaixo da curva tampão QFM no diagrama $T-f(\text{O}_2)$, sendo provavelmente, confinada a estreitos limites de temperatura e fugacidade de oxigênio. Enigmatita só é estável à temperaturas

Tabela VI-5.1
Composição química de enigmatitas do fayalita sienito do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A
SiO ₂	39,98	40,14	39,91	39,44	39,69	39,87	40,40	40,20	39,38	39,44	39,73	
TiO ₂	8,26	7,77	8,47	8,55	8,35	8,44	7,81	9,00	8,07	8,12	8,05	
Al ₂ O ₃	0,83	0,97	1,13	1,22	0,82	0,78	0,88	0,96	1,14	1,12	1,05	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,09	0,00	0,05	0,00	0,04	
FeO	41,97	42,43	41,57	42,70	41,48	41,75	42,09	41,73	42,00	41,91	41,67	
MnO	1,14	1,16	1,00	1,15	1,18	1,19	1,27	1,00	1,00	1,08	1,06	
MgO	0,25	0,30	0,30	0,20	0,30	0,22	0,20	33,00	0,27	0,22	0,28	
CaO	0,80	0,85	0,96	1,06	0,71	0,77	0,72	0,84	1,01	0,92	0,90	
Na ₂ O	6,88	6,52	6,72	6,59	6,87	6,70	6,62	6,65	6,52	6,50	6,56	
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,10	0,01	
Total	100,12	100,15	100,08	100,94	99,43	99,72	100,08	100,73	99,47	99,41	99,53	

Amostra	22C	22C	22C	22C	22C	22C	22C	22C	22C	22C	22C	22C
SiO ₂	39,56	39,88	39,70	39,57	39,09	40,18	39,44	39,70	41,41	40,89	41,12	41,88
TiO ₂	7,31	7,08	7,59	7,87	7,78	7,70	7,63	7,73	8,63	7,92	8,68	8,40
Al ₂ O ₃	1,06	1,04	0,97	0,99	1,26	1,05	1,15	1,05	0,38	0,42	0,21	0,23
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,02	0,08	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,05
FeO	40,49	41,13	41,66	41,76	41,94	41,05	41,78	40,45	40,24	40,31	39,81	39,66
MnO	1,09	1,08	1,08	1,09	1,09	1,02	1,00	1,02	1,28	1,20	1,13	1,27
MgO	0,30	0,23	0,30	0,32	0,41	0,25	0,42	0,30	0,18	0,17	0,22	0,23
CaO	0,80	0,82	0,79	0,85	1,10	0,80	0,85	0,87	0,19	0,24	0,08	0,15
Na ₂ O	6,54	6,21	6,41	6,41	6,31	6,15	6,22	6,29	6,83	6,77	7,02	6,72
K ₂ O	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,04
Total	97,18	97,49	98,53	98,88	99,08	98,23	98,59	97,41	99,21	97,93	98,35	98,63

Figura VI-5: Diagramas de variação composicional das enigmatitas do fayalita-sienito do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Símbolos: amostras 22A, triângulos deitados cheios; amostras 22C- núcleo, triângulos metade cheios e borda, triângulos vazios.

menores do que 900°C e fugacidades de oxigênio abaixo ou coincidentes com o tampão sintético (QFM) quartzo-fayalita-magnetita (Marsh, 1975).

O equivalente hidratado da enigmatita é possivelmente a astrofilita que se encontra frequentemente associada com anfibólios sódicos, sugerindo que seu campo de estabilidade, com relação à temperatura e fugacidade de oxigênio, é semelhante aquele dos anfibólios sódicos (Marsh, 1975). Em diversas rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, encontrou-se um mineral opticamente semelhante à astrofilita, mas dele se obteve apenas análises químicas parciais, insuficientes portanto, para identificá-lo com segurança.

VI.6 - MICAS

As micas formam um grupo de minerais cuja fórmula geral pode ser expressa como $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH,F)_4$, onde:

X = K, Na, Ca e secundariamente Ba, Rb, Cs etc.,

Y = Al, Mg, Fe^{2+} e secundariamente Mn, Cr, Ti, Li etc., e

Z = Si, Al e secundariamente Fe^{3+} e Ti.

Em função da ocupação da posição Y, as micas podem ser subdivididas em dioctaédricas, quando o número de cátions em Y for 4, ou trioctaédricas, quando essa ocupação for igual a 6. Nas micas dioctaédricas há o predomínio de Al na posição Y, resultando micas claras – muscovita, margarita e paragonita, além de fengita e celadonita. Nas micas trioctaédricas Y equivale essencialmente a Fe e Mg, seguidos por teores subordinados de Al, Ti e Mn, caracterizando micas escuras como a biotita e a flogopita.

As micas estão presentes em quase todos os litotipos do Complexo Alcalino Ponta do Morro, constituindo uma fase quantitativamente subordinada na maioria deles, sendo modalmente importante em algumas amostras de granito peraluminoso e no microgranito porfirítico onde representa a única fase máfica, que ocorre em agregados de finos cristais lamelares intersticiais. Na maioria dos litotipos, ocorrem como produto de reação deutérica com piroxênios e anfibólios; no entanto, são também comuns como minerais intersticiais na matriz podendo, às vezes, apresentar-se como microfenocristais ou em intercrescimento simplectítico com opacos e anfibólios, estando sempre caracterizadas por pleocroísmo típico em tons marrom-escuro a castanho-amarelado. O exame textural permite concluir que, as biotitas são de cristalização tardia.

Os teores médios dos elementos (óxidos, porcentagem em peso) das micas de diversos litotipos estudados, bem como as proporções catiônicas, calculadas pelo MINPET, na base de 22 átomos de oxigênio, encontram-se dispostos na Tabela VI-6. Este programa não calcula Fe^{3+} nas biotitas, portanto

FeO e Fe^{2+} foram considerados nas tabelas e gráficos como ferro total. Para fins de comparação, calculou-se Fe^{3+} segundo programa MINFILE, obtendo-se valores sempre iguais a zero.

Segundo limite estabelecido por Heinrich *et al.* (1953, in Ruberti, 1984), excetuando-se duas análises correspondentes ao enclave microgranular félsico, todas as outras apresentam proporções catiônicas Mg:Fe inferiores a 2, correspondendo quimicamente à biotita. Essa distinção entre flogopita e biotita feita respectivamente pelos parâmetros $\text{Mg:Fe} > 2:1$ e $\text{Mg:Fe} < 2:1$ é considerada por Deer *et al.* (1992) como algo arbitrária, no entanto é também a adotada por esses autores, pela conveniência de subdividir um intervalo composicional muito extenso.

O exame das fórmulas estruturais (Tabela VI-6) e da Figura VI-6.2 evidenciam que a maioria das biotitas analisadas possui teores de Si superiores a 6,0 **afu** (átomos por unidade de fórmula), conseqüentemente Al no sítio tetraédrico é, à exceção de oito análises de biotitas de rochas mais primitivas, inferior a 2 **afu**, o que impede a aplicação do diagrama classificatório (Figura VI-6.1A) que tem como membros extremos: flogopita $[\text{K}_2\text{Mg}_6\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$, annita $[\text{K}_2\text{Fe}_6\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$, eastonita $[\text{K}_2\text{Mg}_5\text{Si}_5\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$ e siderofilita $[\text{K}_2\text{Fe}_5\text{Si}_5\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$. Os conteúdos de Al^{IV} variam de 0,9 a 2,1 **afu**, e podem ser melhor visualizados nas Figuras VI-6.1B e VI-6.2, que possuem respectivamente nas abcissas, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ e o índice $\text{Mg\#}$ ($\text{Mg\#} = \text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$). Pelo exposto, constata-se que todo o sítio tetraédrico das biotitas são preenchidos por Si e Al, sobrando ainda Al para ocupar a posição octaédrica (Figura VI-6.2). Em relação ao papel duplo dos íons Al, acredita-se que as micas formadas a temperaturas mais elevadas tendem a ter mais Al em coordenação tetraédrica (Deer *et al.*, 1992), devendo ter ocorrido portanto, o inverso para as biotitas estudadas.

Nos diagramas de variação que utilizam o índice $\text{mg\#}$ (Figura VI-6.2), observa-se que seus valores nas biotitas decrescem das rochas mais primitivas (enclaves microgranulares, mela-sienito e microssienito) para as mais diferenciadas; evolução semelhante àquelas encontradas nos anfibólios e piroxênios estudados. No entanto, para uma mesma rocha (especialmente o enclave microgranular félsico), são encontradas biotitas de composições diferentes. Na Figura VI-6.2 constata-se também uma correlação negativa entre $\text{mg\#}$ e Mn, cujos conteúdos são mais altos para as biotitas dos sienitos mais evoluídos; e positiva, em relação ao Al octaédrico, evidenciando uma tendência de empobrecimento em Al nas biotitas, com a diferenciação.

Algumas biotitas, comumente de litotipos mais primitivos (microssienito, mela-sienito, enclave félsico e granito), possuem teores de Ti superiores a 0,5 **afu** o que permite caracterizá-las como Ti-biotitas, segundo nomenclatura proposta por Rock (1982), no entanto o conteúdo de Ti de muitas

Tabela VI-6

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O = 22) de biotitas das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra	1A	1A	1A	1A	1A	1A	4-3	4-3	4-3	4-3	3-4	3-4	3-4	2-1	2-1	2-1
Localção	n	b	Fn	Fb	m	m	n	b	m	m	mn	mb	n	n	b	mn
SiO ₂	39.88	38.75	35.16	36.06	37.42	36.02	38.33	37.93	36.92	38.59	35.23	35.07	37.66	37.48	36.75	36.67
TiO ₂	0.56	0.39	4.90	5.17	4.01	3.35	2.39	2.56	2.63	2.33	4.48	4.50	0.50	0.53	0.78	4.35
Al ₂ O ₃	13.07	12.94	12.27	12.43	12.58	12.02	11.63	11.94	12.53	11.84	12.07	12.15	12.52	13.23	12.38	11.75
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.03	0.03	0.06	0.05
FeO	15.45	15.74	29.30	23.39	19.22	27.39	20.33	21.62	21.48	20.14	26.67	26.63	24.84	21.00	24.06	26.14
MnO	0.20	0.20	0.41	0.42	0.13	0.47	0.31	0.27	0.30	0.28	0.20	0.23	0.34	0.17	0.23	0.29
MgO	17.92	18.02	5.46	5.00	12.80	7.54	11.52	11.18	10.65	11.78	6.93	6.82	10.88	12.93	11.11	6.89
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.10	0.10	0.23	0.17	0.14	0.14	0.26	0.18	0.22	0.16	0.17	0.15	0.08	0.13	0.14	0.20
K ₂ O	9.06	9.15	9.28	9.48	9.83	9.09	9.83	9.66	9.46	10.06	9.03	8.91	8.75	8.97	8.49	8.55
Total	96.24	95.29	97.02	98.18	96.13	96.02	94.60	95.34	94.22	95.22	94.83	94.46	95.62	94.47	94.00	94.90
Si	6.140	6.059	5.837	5.901	5.944	5.968	6.218	6.138	6.051	6.212	5.901	5.984	6.134	6.070	6.078	6.078
Al ^{IV}	1.860	1.941	2.163	2.099	2.056	2.032	1.782	1.862	1.949	1.788	2.099	2.106	1.866	1.930	1.992	1.992
Al ^{VI}	0.510	0.442	0.236	0.296	0.297	0.313	0.440	0.413	0.470	0.457	0.282	0.299	0.536	0.593	0.489	0.372
Ti	0.065	0.046	0.612	0.636	0.479	0.418	0.292	0.312	0.324	0.282	0.564	0.569	0.061	0.065	0.097	0.542
Fe ²⁺	1.989	2.058	4.068	4.022	2.553	3.795	2.758	2.926	2.944	2.711	3.740	3.743	3.384	3.844	3.328	3.624
Cr	0.000	0.000	0.001	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005	0.003	0.000	0.004	0.004	0.008	0.007
Mn	0.026	0.026	0.058	0.058	0.017	0.066	0.043	0.037	0.042	0.038	0.028	0.033	0.047	0.023	0.032	0.041
Mg	4.113	4.200	1.351	1.220	3.031	1.862	2.786	2.697	2.602	2.827	1.730	1.709	2.642	3.122	2.739	1.703
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002
Na	0.030	0.030	0.074	0.054	0.043	0.045	0.082	0.056	0.070	0.050	0.055	0.049	0.025	0.041	0.045	0.064
K	1.799	1.825	1.966	1.979	1.992	1.921	2.034	1.994	1.978	2.066	1.929	1.910	1.818	1.853	1.791	1.808
Fe/(Fe+Mg)	0.33	0.33	0.75	0.77	0.46	0.67	0.5	0.52	0.53	0.49	0.68	0.69	0.56	0.48	0.55	0.68
Mg/(Fe+Mg)	0.67	0.67	0.25	0.23	0.54	0.33	0.5	0.48	0.47	0.51	0.32	0.31	0.44	0.52	0.45	0.32

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal.

Tabela VI-6 (continuação)

Composição química e fórmula estrutural (normalizada para O = 22) de biotitas das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra	2-1	2-1	2-1	32B	2B	2B	18A	34	34	34	22	10C	3.1	30A	4-2B	4-2B
Localção	mb	n	b	m	n	b	m	n	b	m	m	m	n	m	n	b
SiO ₂	36.31	36.78	36.66	36.10	34.93	35.39	35.88	35.67	35.39	35.10	36.08	37.34	39.93	33.66	35.27	35.15
TiO ₂	4.59	2.34	1.88	4.70	4.76	4.55	0.55	3.92	3.91	3.30	0.02	3.59	4.55	5.78	3.20	3.25
Al ₂ O ₃	12.08	12.49	12.39	12.66	11.91	11.49	8.18	11.08	11.15	11.16	6.13	9.60	8.53	10.92	11.45	11.37
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.03	0.04	0.05	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02
FeO	25.47	23.04	24.23	24.08	26.28	26.12	40.89	29.79	31.60	33.66	43.12	31.06	24.38	31.49	31.26	31.26
MnO	0.26	0.21	0.26	0.15	0.44	0.37	0.77	0.34	0.29	0.37	0.84	0.48	0.47	0.26	0.49	0.47
MgO	7.14	10.07	9.68	8.51	5.12	5.00	1.21	5.48	4.61	3.77	0.71	5.59	6.39	3.50	4.34	4.20
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.12	0.14	0.10	0.07	0.25	0.20	0.03	0.13	0.19	0.06	0.09	0.07	0.14	0.02	0.19	0.16
K ₂ O	9.10	9.06	8.51	9.74	8.28	8.61	7.71	8.85	8.12	8.86	8.52	9.31	8.89	8.29	8.66	8.69
Total	95.11	94.18	93.74	96.05	92.02	91.78	95.27	95.26	95.26	96.28	95.51	97.05	93.29	93.92	94.88	94.57
Si	6.007	6.060	6.087	5.891	6.011	6.106	6.412	6.034	6.017	5.994	6.566	6.233	6.659	5.847	6.038	6.041
Al ^{IV}	1.993	1.940	1.913	2.109	1.989	1.894	1.588	1.966	1.983	2.006	1.314	1.767	1.341	2.153	1.962	1.959
Al ^{VI}	0.361	0.483	0.510	0.324	0.425	0.441	0.133	0.241	0.249	0.238	0.000	0.120	0.334	0.081	0.346	0.342
Ti	0.571	0.290	0.235	0.577	0.616	0.591	0.074	0.499	0.500	0.424	0.003	0.451	0.571	0.755	0.412	0.420
Fe ²⁺	3.524	3.175	3.364	3.286	3.782	3.769	6.111	4.214	4.493	4.807	6.563	4.336	3.400	4.575	4.475	4.493
Cr	0.005	0.007	0.004	0.005	0.007	0.007	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.003	0.003
Mn	0.036	0.029	0.037	0.002	0.064	0.054	0.117	0.049	0.042	0.054	0.129	0.068	0.066	0.038	0.071	0.068
Mg	1.761	2.473	2.396	2.070	1.314	1.286	0.322	1.382	1.168	0.960	0.193	1.391	1.589	0.906	1.108	1.076
Ca	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	0.000	0.000
Na	0.038	0.045	0.032	0.022	0.083	0.067	0.010	0.043	0.063	0.020	0.032	0.023	0.045	0.007	0.063	0.053
K	1.921	1.904	1.802	2.028	1.818	1.895	1.758	1.910	1.761	1.930	1.978	1.983	1.891	1.837	1.891	1.905
Fe/(Fe+Mg)	0.67	0.56	0.58	0.61	0.74	0.75	0.95	0.75	0.79	0.83	0.97	0.76	0.68	0.83	0.80	0.81
Mg/(Fe+Mg)	0.33	0.44	0.42	0.39	0.26	0.25	0.05	0.25	0.21	0.17	0.03	0.24	0.32	0.17	0.20	0.19

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; F, fenocristal.

Figura VI-6.1: Distribuição das micas das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama classificatório Al^{IV} versus $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$.

Símbolos: enclave microgranular máfico, quadrados semi-cheios (metade superior cheia); enclave microgranular félsico, quadrados semi-cheios (metade inferior cheia); microssienito, círculos vazios e losangos vazios; mela-sienito, quadrados cheios; sienito fluidal, círculos semi-cheios; sienito médio amarelo-esverdeado, losangos semi-cheios; arfvedsonita sienito, triângulos vazios; riebeckita sienito, triângulos cheios; fayalita sienito, triângulos deitados cheios; granito, cruces; microgranito, "x".

Figura VI-6.2: Variação composicional das biotitas das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VI-6.1.

(A)

(B)

Figura VI-6.3: Locação das biotitas das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro nos diagramas $(Al^{VI}+Ti)-Mg-(Fe^{2+}+Mn)$ (A) e $Al_2O_3-MgO-FeO$ (B). Símbolos como na Figura VI-6.1.

Figura VI-6.4: Locação das biotitas das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro nos diagramas A, Mg-(Al^{IV}+Al^{VI})-Fe e B, Mg-K-Fe. Símbolos como na Figura VI-6.1.

Figura VI-6.5: Variação composicional núcleo e borda das biotitas das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Símbolos: Fenocristais, quadrados; microfenocristais, círculos; matriz; triângulos; núcleo, símbolos cheios e bordas, símbolos vazios).

delas, é baixo ou quase nulo (figura VI-6.2).

Os diagramas $(Al^{VI}+Ti)-Mg-(Fe^{2+}+Mn)$ e $Al_2O_3-MgO-FeO$ (Figuras VI-6.3A e VI-6.3B) confirmam “trends” de enriquecimento em $(Fe^{2+}+Mn)$ e em FeO , para as rochas mais evoluídas, acompanhados por discretas diminuições dos teores de $(Al^{VI}+Ti)$ e Al_2O_3 .

Pode-se constatar nos diagramas das Figuras VI-6.4A e VI-6.4B que o Al_{total} ($Al_{total}=Al^{IV}+Al^{VI}$) e o K exibem padrões muito semelhantes, quase constantes, quando comparados com o Mg e o Fe.

Nos diagramas da Figura VI-6.5 onde núcleos e bordas estão destacados com simbologias diferentes, fica evidenciado que não existe zonações importantes para as biotitas destas rochas.

VI.7 - ESPINÉLIOS (Fe e Ti) E ILMENITAS

Os óxidos de Fe e Ti constituem uma fase mineral comum na maioria dos litotipos do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Estão representados por magnetitas e ilmenitas, ocorrendo em pequenos cristais das mesóstases ou como fenocristais; ainda como inclusões em feldspatos, piroxênio, anfibólio, olivina e biotita; ou como produto de reação de máficos, estando geralmente associados aos fenômenos de pseudomorfismo dos piroxênios e das olivinas.

Segundo Deer *et al.* (1992) a ilmenita pode ser considerada mais como um titanato de ferro ferroso ($Fe^{2+}Ti^{4+}O_3$) antes que um óxido duplo de ferro férrico e titânio ($Fe^{3+}Ti^{3+}O_3$), com sua fórmula melhor representada por $(Fe,Mg,Mn)TiO_3$, onde as quantidades de Mg e Mn são geralmente muito limitadas. Já os espinélios, possuem fórmula geral expressa por XY_2O_4 , onde X é ocupado por Mg, Fe^{2+} , Mn, Zn, Ni e Co e Y por Al, Cr, Ti, V e Fe^{3+} . Na estrutura da magnetita ($Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$) pode entrar uma quantidade considerável de Ti havendo uma série contínua entre a magnetita e a molécula de ulvoespinélio (Fe_2TiO_4).

As análises químicas (óxidos, % em peso) representativas desses minerais, bem como a estimativa de Fe_2O_3 feita segundo método de Finger (1972), encontram-se dispostas na Tabela VI-7.

No diagrama $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ (Figura VI-7.1), proposto por Buddington & Lindsley (1964), adaptado por Haggerty (1976), os pontos representativos dos óxidos dos diversos litotipos estudados se distribuem em um “trend” paralelo a $Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4$ (série magnetita - ulvoespinélio_{ss}), enquanto que as ilmenitas se concentram próximas ao polo da pseudobrokita. As locações desses pontos nesse diagrama indicam para os óxidos da série ulvoespinélio-magnetita temperaturas de cristalização entre 500 e 600°C, com baixas fugacidades de

Tabela VI-7
Composição química de minerais óxidos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra	1A	1A	1A	2.1	32B	32B	2B	2B	3-4	3-4	3-4	3-4	34	34	34C	34C	18A
Localção	(i)n Bio	(i)b Bio	m	n	n	b	n	b	(i) Bio	(i) Px	n	b	n	b	(i) Px	n	(i) Bio
SiO ₂	0.09	0.2	0.09	0.13	0.12	0.21	0.2	0.16	0.21	0.17	0.18	0.1	0.04	0.08	0.23	0.11	0.04
TiO ₂	51.62	52.47	50.21	50.3	10.53	9.38	48.53	48.97	49.57	7.3	49.42	49.47	48.72	48.48	19.35	32.36	50.37
Al ₂ O ₃	0.08	0.13	0.16	0.09	0.42	0.49	0.04	0.05	0.05	2.72	0.02	0.09	0.03	0.01	1.12	0.16	0.03
Cr ₂ O ₃	0.04	0.1	0.09	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.09	0.8	0.07	0.05	0.02	0.03	0.11	0.00	0.00
FeO	12.97	13.56	8.1	11.05	39.74	39.16	9.64	11.00	9.1	36.1	11.33	11.79	8.82	8.71	46.35	58.49	8.98
Fe ₂ O ₃	34.3	32.61	40.36	35.33	47.72	49.65	34.87	31.69	38.41	49.09	38.37	36.48	40.42	40.24	28.79	4.95	37.00
MnO	1.73	1.88	4.59	2.87	0.9	0.81	3.61	3.32	3.55	0.17	1.47	1.79	3.59	3.65	1.89	2.01	4.91
MgO	0.25	0.2	0.15	0.11	0.04	0.02	0.14	0.07	0.13	0.29	0.39	0.08	0.04	0.06	0.00	0.02	0.03
Total	101.08	101.15	103.75	99.91	99.5	99.74	97.04	65.26	101.11	96.64	101.25	99.85	101.68	101.26	97.84	98.00	101.36

Amostra	18A	15A	15A	15A	15A	50	50	28	22	22	22A	22A	20	20	20	20	20
Localção	m	F n	F b	n	b	n	b	m	(i) Anf	(i) Px	m	m	F ₁ n	F ₁ b	n ₂	b ₂	n ₃
SiO ₂	0.07	0.03	0.04	0.01	0.01	0.07	1.85	0.21	0.16	0.13	0.06	1.09	0.15	0.9	0.17	0.48	2.98
TiO ₂	51.01	48.38	48.1	48.34	48.28	50.03	0.63	16.98	15.19	32.06	51.94	12.36	26.86	1.97	24.31	16.17	0.3
Al ₂ O ₃	0.03	0.06	0.03	0.02	0.02	0.04	0.16	0.1	0.08	0.11	0.02	0.44	0.67	0.41	1.18	0.24	0.06
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.1	0.02	0.08	0.00	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	12.7	10.23	9.8	9.49	8.91	10.12	31.13	44.78	43.29	57.34	12.91	41.84	52.63	32.92	51.00	44.2	34.81
Fe ₂ O ₃	35.78	39.64	40.43	37.54	39.26	32.91	60.23	34.59	37.16	4.77	33.82	42.42	14.5	62.95	19.13	35.93	62.95
MnO	2.01	2.2	2.28	3.56	3.58	4.63	0.3	1.65	1.05	2.18	2.67	1.32	2.77	0.22	2.27	1.62	0.12
MgO	0.03	0.03	0.06	0.00	0.05	0.04	0.09	0.05	0.02	0.09	0.03	0.1	0.02	0.02	0.04	0.07	0.06
Total	101.65	100.58	100.74	98.96	100.12	97.84	94.45	98.46	96.97	96.76	101.45	99.61	97.61	99.39	98.12	98.71	101.28

Legenda: m, matriz; F, fenocristal; n, núcleo; b, borda; (i), inclusão; Px, piroxênio; Bio, biotita; Anf, anfibólio; 1, 2, 3, indivíduo 1, 2, 3.

Tabela VI-7 (continuação)
Composição química de minerais óxidos de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

Amostra	20	10C	10C	13C	13C	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	4-2B	4-2B	4-2B	4-2B
Localção	b ₃	n	m	n	b	(i) Anf	n	b	F n	F b	(i) Anf	m ₁	m ₂	m ₃	(i) Bio	n	b	m
SiO ₂	2.88	0.29	0.08	0.4	0.41	0.22	0.23	0.27	0.13	0.17	0.2	0.24	0.24	3.23	0.22	0.24	0.29	0.24
TiO ₂	0.22	10.29	48.69	8.73	9.62	11.27	8.73	9.49	45.97	37.92	4.8	2.36	5.68	4.59	3.39	8.63	10.58	16.83
Al ₂ O ₃	0.23	0.16	0.00	0.33	0.35	0.16	0.04	0.13	0.02	0.09	0.1	0.08	0.17	1.24	0.29	0.25	0.26	0.41
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.05	0.1	0.00
FeO	33.68	39.01	7.09	35.93	37.08	49.99	34.95	29.13	6.38	0.67	33.24	32.39	33.56	35.24	33.12	37.5	39.07	42.86
Fe ₂ O ₃	61.65	48.92	40.61	45.47	45.28	32.43	47.92	53.89	41.67	57.39	57.04	61.73	54.44	50.43	61.58	50.32	46.83	33.67
MnO	0.09	1.47	5.29	0.73	0.8	1.42	2.42	2.86	4.57	3.19	1.15	0.05	1.13	0.88	0.37	1.07	1.26	2.28
MgO	0.06	0.08	0.05	0.08	0.16	0.1	0.04	0.12	0.05	0.02	0.01	0.1	0.15	0.49	0.00	0.13	0.18	0.18
Total	98.83	100.25	101.83	91.67	93.74	95.61	94.33	95.89	98.84	99.45	96.54	96.96	95.42	96.1	98.97	98.19	98.57	96.47

Legenda: m, matriz; n, núcleo; b, borda; (i), inclusão; F, fenocristal; Px, piroxênio; Bio, biotita; Anf, anfibólio; 1, 2, 3, indivíduo 1, 2, 3.

Figura VI-7.1: Localização dos minerais óxidos das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama FeO-TiO₂-Fe₂O₃, de Buddington & Lindsley (1964), modificado por Haggerty (1976).

Símbolos: enclave microgranular félsico, quadrados semi-cheios; microssienito, círculos vazios e losangos vazios; mela-sienito, quadrados cheios; sienito fluidal, círculos semi-cheios (metade inferior cheia); sienito médio, círculos semi-cheios (metade superior cheia); sienito médio amarelo-esverdeado, losangos semi-cheios; arfvedsonita sienito, triângulos vazios; riebeckita sienito, triângulos cheios; fayalita sienito, triângulos cheios deitados; traquito, losangos cheios; granito, cruces; microgranito, "x".

Figura VI-7.2: Diagramas de variação composicional das ilmenitas e espinélios de Fe e Ti das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VI-7.1.

oxigênio; e para as ilmenitas, temperaturas e fugacidade de oxigênio mais altas..

Tanto as rochas primitivas como as mais evoluídas possuem magnetitas e ilmenitas, no entanto percebe-se que as magnetitas são constituintes principalmente dos granitos, traquito, arfvedsonita sienito, fayalita sienito; enquanto que as ilmenitas se encontram, mais comumente, nas rochas mais primitivas (enclave microgranular félsico, mela-sienito, microssienito, sienito médio amarelo-esverdeado). Ressalta-se que, rochas mais evoluídas, como o fayalita sienito, riebeckita sienito, granito e microgranito também possuem ilmenitas.

A Figura VI-7.2 mostra as variações de TiO_2 , MnO , Al_2O_3 e MgO em função de FeO_t das ilmenitas e dos espinélios de Fe e Ti estudados, cujas composições encontram-se separadas por teores de $\text{FeO}_t < 46\%$ e $\text{FeO}_t > 61\%$, respectivamente. As ilmenitas estão caracterizadas por teores de $\text{TiO}_2 > 46\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 0$, uma ampla variação quanto aos teores de MnO (1,3 a 5,3%) e baixos conteúdos de MgO (0 a 0,4%). Os espinélios com elevados teores de TiO_2 (titano-magnetitas) ocorrem como constituintes das mesóstases dos diques traquíticos, do fayalita sienito e do sienito-médio, apresentando relativamente altos conteúdos de MnO , Al_2O_3 e baixos de MgO . As magnetitas apresentam-se geralmente com baixos destes óxidos em questão, excetuando-se uma amostra da matriz de microgranito e uma inclusão em piroxênio no mela-sienito que possuem, respectivamente, maiores teores de MgO (0,5%) e Al_2O_3 (2,72%).

CAPÍTULO VII

QUÍMICA DE ROCHAS

O tratamento geoquímico foi realizado a partir dos dados analíticos obtidos para elementos maiores, menores e traços, em 43 amostras (Tabela VII-1), conforme metodologia descrita no capítulo III. Este estudo tem por objetivo primordial, a investigação das afinidades geoquímicas, da natureza do magmatismo e dos ambientes tectônicos, bem como, dos sistemas químico-classificatórios das rochas sieníticas e graníticas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

VII.1 - ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS

A variação dos elementos maiores e alguns menores, devido a processos de fracionamento magmático, geralmente pode ser visualizada através de diagramas tais como os propostos por Harker (1909), nos quais o teor de sílica é tomado como um indicador da diferenciação. Para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, um amplo intervalo de SiO_2 é observado, desde 56,4% nos microssienitos até 74,77% nos granitos, prestando-se dessa maneira para uma primeira abordagem gráfica do comportamento dos principais elementos (Figura VII-1.1).

Observa-se que os dois grupos de litotipos estudados estão relativamente bem definidos por seus respectivos conteúdos de SiO_2 : os sienitos apresentando teores entre 56,4 (os mais primitivos) e 65,5% (os mais evoluídos); e os granitos variando de 70,35 até 74,77%.

Correlações negativas são visualizadas entre a sílica e TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 e CaO (Figura VII-1.1). No entanto, para os dois últimos referidos óxidos, que mostram nessas rochas, comportamentos aproximadamente similares, essa correlação só é observada nos termos que possuem valores de SiO_2 entre 56 e 65%. Os sienitos mais evoluídos e granitos, apresentam baixos teores de CaO e P_2O_5 , que se refletem na natureza dos anfibólios e piroxênios (essencialmente alcalinos), do plagioclásio, que nunca excede 10% de anortita e no pouco conteúdo de apatita modal.

O comportamento dos outros elementos maiores (MgO , K_2O e Na_2O) e menor (MnO) não mostra um padrão evolutivo bem definido com a diferenciação magmática (Figura VII-1.2).

Da mesma forma que CaO , os valores de MgO são elevados apenas em amostras de microssienito e mela-sienito (2,4 até 1,6%), todos os outros litotipos apresentam teores inferiores a 0,8%, caracterizando um hiato composicional entre os sienitos finos porfíricos e fluidais e os termos mais

primitivos, isto é, entre 0,8 e 1,6% de MgO. Também entre esses litotipos, ocorre o hiato em relação aos teores de CaO, entre 2,3 e 3,5%. Esse caráter bimodal, isto é, a presença de hiato composicional é uma feição típica dos complexos alcalinos (Bonin & Giret, 1985b).

Os teores de Na₂O (5,0 - 7,2%) e K₂O (3,6 - 6,5%) observados nos sienitos são considerados particularmente altos, porém se ocorre um progressivo aumento de Na₂O nas rochas mais evoluídas, isto não é observado para o K₂O. Os sienitos apresentam um enriquecimento em K₂O até 65% de SiO₂, no entanto, a maioria dos granitos mostra-se empobrecida neste óxido a partir de 70% de SiO₂. Em relação aos granitos, observam-se distribuições semelhantes, porém de percepção mais discreta, para o Na₂O e MnO. O MnO no entanto, mantém valores quase constantes (entre 0,1 e 0,2) para teores de SiO₂ entre 56 e 66%. Foge a esse padrão o arfvedsonita sienito e o sienito peralcalino, que possuem teores de MnO duplicado (0,28) em relação a maioria das rochas.

Nos diagramas das Figuras VII-1.1, VII-1.2 e VII-1.3 percebe-se que os granitos e microgranitos apresentam padrões evolutivos bem diferentes daqueles observados para os sienitos; fogem também a qualquer tendência encontrada, as amostras dos diques riolíticos. Enquanto que, as análises de microssienito e mela-sienito ilustram o caráter menos diferenciado dessas rochas, já diagnosticado na petrografia e quimismo mineral, seja por seu teor de SiO₂, seja por seus elementos tipicamente mais abundantes em rochas mais ricas em máficos.

Com relação ao comportamento dos elementos traços, ressaltam-se alguns aspectos da análise dos diagramas de variação entre eles e SiO₂, apresentados na Figura VII-1.3.

Para os granitos ocorre uma maior dispersão desses elementos em função da sílica, não sendo possível visualizar nenhuma correlação eles. Os dados permitem no entanto, identificar contrastes sistemáticos entre os sienitos, granitos e riolitos.

As concentrações de Rb aumentam progressivamente com a diferenciação; enquanto que Zr, Nb e Y apresentam para os sienitos, distribuições relativamente semelhantes, com discretas correlações positivas com a sílica.

O Sr diminui com o aumento de SiO₂, apresentando-se elevado (230-100 ppm) apenas nas rochas menos diferenciadas (microssienito e mela-sienito) e caindo a zero naquelas mais evoluídas; definindo tendências coerentes com diferenciação envolvendo fracionamento de plagioclásio.

Semelhantemente, o Ba encontra-se em maiores concentrações (>200 ppm) nos litotipos primitivos, devendo estar incorporado em biotitas, desde que os feldspatos alcalinos analisados por microsonda eletrônica possuem teores de Ba próximos de zero.

Tabela VII-1
Composição química (óxidos, % em peso; traços, ppm) de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

amostra	1-1	2-1	2-0	3-4	3-2	3-3	1d	1-2	31B	31C	34	34A	34C	3-10	18	17	26	27A	29B	2-2	11B	11C
litotipo	microS	microS	microS	melaS	melaS	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sa-e	Speral	Speral	Speral	Speral	arfV	arfV	arfV
SiO ₂	57.50	56.40	57.25	59.90	58.84	61.40	61.17	62.17	62.60	61.87	62.50	61.81	62.00	61.80	62.70	60.48	61.41	62.49	61.19	63.92	63.70	64.70
TiO ₂	1.00	1.30	1.32	0.86	0.92	0.78	0.88	0.76	0.70	0.74	0.71	0.73	0.74	0.80	0.71	0.64	0.46	0.35	0.41	0.50	0.44	0.28
Al ₂ O ₃	17.30	17.10	17.45	16.90	17.59	17.00	17.16	17.28	16.60	17.49	16.80	17.44	16.70	17.41	15.40	16.14	16.04	17.35	16.34	16.16	16.70	15.90
Fe ₂ O ₃	2.60	2.60	1.69	2.00	1.25	2.90	2.55	1.68	1.90	1.29	2.30	1.50	2.30	1.48	3.40	2.24	5.04	1.96	3.84	2.87	2.90	2.90
FeO	3.80	4.40	5.00	3.70	4.35	2.40	3.24	3.22	3.00	3.16	2.70	3.10	2.80	3.59	3.20	3.49	0.79	2.45	2.36	2.91	3.10	2.50
MnO	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.13	0.15	0.12	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13	0.16	0.17	0.18	0.13	0.24	0.14	0.28	0.20
MgO	2.40	2.30	1.61	1.80	1.73	0.82	0.81	0.58	0.55	0.55	0.57	0.52	0.81	0.57	0.55	0.26	0.04	0.07	0.11	0.10	0.19	0.12
CaO	5.00	4.80	4.40	3.50	3.69	2.30	2.19	1.88	1.70	1.70	1.90	1.88	2.10	2.12	2.20	2.11	1.66	0.95	1.30	1.07	0.67	1.50
Na ₂ O	5.30	5.60	5.59	5.10	5.85	5.30	5.69	5.72	5.50	5.80	5.00	5.69	5.10	5.46	5.40	6.09	5.82	7.10	6.35	6.40	6.60	6.40
K ₂ O	3.60	4.10	4.47	5.00	4.78	6.20	5.90	6.19	6.50	6.51	6.50	6.41	6.20	6.01	5.00	6.14	6.29	5.76	5.60	5.59	5.30	5.30
P ₂ O ₅	0.19	0.32	0.35	0.18	0.23	0.19	0.21	0.17	0.15	0.16	0.15	0.17	0.17	0.19	0.14	0.12	0.06	0.03	0.06	0.06	0.07	0.05
Total	98.82	99.05	99.27	99.04	99.37	99.42	99.95	99.77	99.33	99.40	99.26	99.39	99.05	99.56	98.86	97.88	97.79	98.65	97.80	99.72	99.95	99.85
LOI	0.64	0.38	0.38	0.37	0.20	0.19	0.00	0.10	0.21	0.05	0.33	0.29	0.47	0.14	0.73	1.44	1.81	0.65	1.35	0.21	0.00	0.00
FeO [†]	6.14	6.74	6.52	5.50	5.47	5.01	5.53	4.73	4.71	4.32	4.77	4.45	4.87	4.92	6.26	5.51	5.32	4.21	5.82	5.49	5.71	5.11
Fe ₂ O ₃ [†]	6.82	7.49	7.24	6.11	6.08	5.57	6.15	5.26	5.23	4.80	5.30	4.94	5.41	5.47	6.96	6.12	5.92	4.68	6.46	6.10	6.34	5.68
Rb	31	51	37	88	66	100	51	54	100	52	95	68	90	51	110	62	113	128	112	104	110	120
Ba	320	520	-	340	-	490	429	450	260	-	300	288	370	413	520	131	20	20	81	83	15	15
Sr	160	220	162	140	97	77	74	56	28	-	36	33	57	70	88	24	11	8	15	4	7	5
Nb	31	34	22	41	26	38	15	17	42	17	34	25	39	15	56	19	48	41	70	46	52	61
Hf	8	8	-	8	-	8	-	-	8	-	8	-	8	-	11	-	-	-	-	-	10	10
Zr	220	230	173	270	200	260	222	252	260	171	260	218	300	210	310	196	302	309	596	303	360	480
Y	52	41	22	62	36	61	31	54	48	15	49	34	49	45	620	33	45	45	80	43	73	86
Th	10	10	-	12	-	16	-	-	12	-	14	-	10	-	10	-	-	-	-	-	10	10

Legenda: microS, microssienito porfirítico; melaS, mela-sienito; Sfl, sienito fino porfirítico e fluidal; Sa-e, sienito amarelo-esverdeado; Speral, sienito peralcalino; arfvS, arfvedsonita sienito; riebS, riebeckita sienito; d.Riol, dique riolítico; d.Traq, dique traquítico; fayS, fayalita sienito; Sg, sienito grosso; microG, microgranito; G=granito.

Tabela VII-1 (continuação)
Composição química (óxidos, % em peso; traços, ppm) de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

amostra	28	15A	16A	50	8-1	10E	20	22A	22B	6-3	3-1	3-0	4-2B	5-5	10A	10D	12A	19	24B	30A	35B	(1)*	(2)**
litotipo	arfV	riebS	riebS	riebS	d.Riol	d.Traq	d.Traq	fayS	fayS	Sg	microG	microG	G	G	G	G	G	G	G	G	G	sienito	sienito
SiO ₂	60.67	65.40	65.50	63.64	67.51	66.69	61.90	61.60	62.30	64.44	74.20	73.78	73.30	73.31	71.91	73.40	73.20	70.35	74.77	70.78	71.22	60.83	59.7
TiO ₂	0.65	0.40	0.41	0.47	0.44	0.33	0.47	0.64	0.64	0.35	0.08	0.10	0.20	0.21	0.21	0.22	0.18	0.27	0.16	0.24	0.32	1.23	1.2
Al ₂ O ₃	16.86	15.40	15.40	16.42	13.83	14.31	17.00	16.59	15.90	16.96	13.50	13.50	13.40	14.09	14.07	13.83	13.50	14.40	13.74	14.51	13.97	15.94	16.4
Fe ₂ O ₃	2.39	2.00	2.50	2.61	4.46	4.45	3.80	2.42	3.10	3.75	0.22	0.64	1.30	1.24	1.03	1.00	1.60	1.04	0.00	1.20	3.40	5.27	2.4
FeO	3.58	2.40	2.20	2.03	2.02	1.69	2.50	3.55	3.20	0.58	0.70	0.38	0.84	0.50	0.83	0.45	0.70	1.34	0.38	0.92	0.30		2.4
MnO	0.15	0.14	0.14	0.16	0.16	0.16	0.18	0.12	0.18	0.19	0.02	0.03	0.04	0.02	0.12	0.02	0.03	0.06	0.00	0.06	0.01	0.07	0.07
MgO	0.37	0.18	0.17	0.12	0.09	0.03	0.13	0.23	0.22	0.12	0.10	0.11	0.18	0.14	0.16	0.13	0.15	0.22	0.13	0.15	0.05	2.09	2.0
CaO	1.64	1.20	1.00	1.07	0.32	0.33	0.61	1.64	1.90	0.24	0.60	0.72	0.67	0.25	0.45	0.24	0.47	0.60	0.37	0.53	0.07	3.07	2.9
Na ₂ O	6.34	6.00	6.00	6.45	5.34	6.51	6.00	6.62	6.00	7.21	4.70	4.92	4.10	4.58	4.73	4.57	4.00	4.73	4.00	4.50	4.98	3.96	4.3
K ₂ O	6.18	5.60	5.70	6.26	4.46	4.53	5.90	5.58	5.60	5.30	5.10	5.26	5.20	5.23	5.71	5.55	5.30	5.93	5.49	6.10	4.41	6.14	6.3
P ₂ O ₅	0.13	0.05	0.05	0.10	0.08	0.00	0.06	0.16	0.09	0.02	0.05	0.00	0.05	0.01	0.01	0.02	0.05	0.03	0.00	0.06	0.01	0.64	0.57
Total	98.96	98.77	99.07	99.33	98.74	99.03	98.55	99.15	99.13	99.16	99.27	99.44	99.28	99.58	99.23	99.43	99.18	98.97	99.04	99.05	98.74		
LOI	0.81	0.76	0.51	0.19	1.01	0.56	1.13	0.28	0.45	0.75	0.56	0.31	0.45	0.31	0.32	0.37	0.57	0.57	0.75	0.48	0.96	0.46	0.76
FeO [†]	5.73	4.20	4.45	4.38	6.03	5.69	5.92	5.73	5.99	3.95	0.90	0.96	2.01	1.62	1.76	1.35	2.14	2.28	0.00	2.00	3.36		
Fe ₂ O ₃ [†]	6.37	4.67	4.94	4.87	6.70	6.33	6.58	6.36	6.66	4.39	1.00	1.06	2.23	1.80	1.95	1.50	2.38	2.53	0.00	2.22	3.73		
Rb	91	170	170	148	170	201	140	115	100	73	310	164	260	123	149	161	260	191	198	109	320	-	-
Ba	187	15	15	70	153	37	150	501	220	77	660	77	230	361	340	304	200	191	-	276	19	1710	1930
Sr	23	5	5	9	6	5	10	55	21	9	30	25	44	37	40	37	41	36	14	46	6	3000	2990
Nb	52	76	73	49	126	121	64	33	57	29	110	44	56	17	21	27	56	52	62	15	189	-	-
Hf	-	14	9	-	-	-	12	-	8	-	8	-	12	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-
Zr	397	660	510	512	1027	1121	450	244	380	325	290	196	370	359	319	341	380	471	369	364	1513	380	410
Y	57	87	120	196	156	89	120	50	68	53	200	157	96	55	85	51	95	93	70	51	172	-	-
Th	-	16	14	-	-	-	19	-	11	-	27	-	28	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-

Legenda: microS, microssienito porfirítico; melaS, mela-sienito; Sfl, sienito fino porfirítico e fluidal; Sa-e, sienito amarelo-esverdeado; Sperl, sienito peralcalino; arfvS, arfvedsonita sienito; riebS, riebeckita sienito; d.Riol, dique riolítico; d.Traq, dique traquítico; fayS, fayalita sienito; Sg, sienito grosso; microG, microgranito; G=granito. (1)*, amostra do sienito do Maciço Capituva (cedida por Dr. Valdecir Janasi) analisada nos laboratórios do "Imperial College" por ICP; (2)**, mesma amostra analisada nos laboratórios da GEOSOL (GEOLAB).

Figura VII-1.1: Diagramas de Harker para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos: microssienito, círculos vazios; mela-sienito, quadrados cheios; sienito fluidal, círculos semi-cheios; sienito médio amarelo-esverdeado, losangos semi-cheios; arfvedsonita sienito, triângulos vazios; sienito peralcalino, triângulos semi-cheios; riebeckita sienito, triângulos cheios; sienito grosso, quadrados vazios; fayalita sienito, triângulos cheios deitados; traquito, losangos cheios; riolito, losangos vazios; granito, cruces; microgranito, "x".

Figura VII-1.2: Diagramas de Harker para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VII-1.1.

Figura VII-1.3: Diagramas de variação de elementos traços (em ppm) *versus* sílica (% em peso) para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VII-1.1.

VII.2 - AFINIDADES GEOQUÍMICAS

Dentre os vários diagramas utilizados na literatura para se distinguir as séries vulcânicas alcalinas e subalcalinas destaca-se o que representa os valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ em relação aos de SiO_2 , proposto por Irvine & Baragar (1971). Neste diagrama (Figura VII-2.1), observa-se a separação dos sienitos no campo alcalino e os granitos no subalcalino. No entanto, os próprios autores admitem limitações ao uso desses parâmetros e advertem que se deve ser cauteloso na sua utilização.

Figura VII-2.1: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ em função de sílica (% em peso) para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, separando o campo de rochas alcalinas e subalcalinas (Irvine & Baragar, 1971). Símbolos como na Figura VII-1.1.

O caráter alcalino das rochas do Complexo Ponta do Morro fica evidenciado no entanto, no diagrama AFM proposto por Irvine & Baragar (1971), que considera a relação entre MgO , $\text{FeO}_{\text{total}}$ e a somatória dos álcalis. Neste diagrama (Figura VII-2.2) os pontos representativos dos litotipos pobres em MgO , situam-se no lado AF ou muito próximos dele, à exceção das amostras de microssienito e de mela-sienito. A figura evidencia ainda um enriquecimento acentuado em álcalis acompanhado por um empobrecimento em ferro e magnésio. Este último elemento perde a sua importância nos termos mais diferenciados, chegando praticamente a desaparecer, que reflete uma mineralogia desprovida de minerais ferromagnesianos e rica naqueles alcalinos.

Figura VII-2.2: Distribuição das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama AFM, com os domínios de rochas toleíticas e cálcio-alcálinas (Irvine & Baragar, 1971). Símbolos como na Figura VII-1.1.

Quanto à saturação em alumina e álcalis, as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro foram investigadas no diagrama proposto por Maniar & Piccoli (1989), que relaciona as proporções moleculares das razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, abreviadas como A/CNK e A/NK respectivamente, baseadas nos índices de Shand (Metaluminoso: $\text{A/NK} > 1,0$ e $\text{A/CNK} < 1,0$; Peralcalino: $\text{A/NK} < 1,0$; Peraluminoso: $\text{A/CNK} > 1,0$). Neste diagrama (Figura VII-2.3) torna-se evidenciado o caráter metaluminoso das rochas mais primitivas e peralcalino daquelas mais evoluídas. Fogem a esse padrão, quatro amostras de granito que se encontram localadas no campo peraluminoso, devido a uma maior proporção de alumina desses litotipos, refletida na presença de biotita modal como único máfico essencial. Segundo Bonin (1991), rochas portadoras de biotita, saturadas a supersaturadas em sílica, metaluminosas a peraluminosas não são estritamente alcalinas, mas ocorrem associadas a esse tipo de rochas, em um mesmo complexo, em muitas províncias continentais e oceânicas, podendo a elas ser agrupadas como suites alcalinas.

Figura VII-2.3: Diagrama A/CNK versus A/NK (proporções moleculares) de Maniar & Piccoli (1989), para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Símbolos como na Figura VII-1.1.

As subdivisões entre granitóides peraluminosos-metaluminosos-peralcalinos têm limites químicos muito rigorosos. Segundo Clarke (1992) esses três tipos de magmas podem ser provenientes de um único magma primário do qual a composição A/CNK é governada em parte pela composição da rocha fonte e em parte por processos que o afetam, tais como fracionamento de plagioclásio e anfibólios, ação de flúidos e assimilação. Na verdade esses fenômenos podem interferir na quantidade de álcalis e alumina do magma podendo ocasionar a transição de um grupo A/CNK em outro. Quanto mais baixos os conteúdos de CaO tanto maior é a possibilidade de coexistência de granitóides peraluminosos e peralcalinos numa mesma associação (Clarke, 1992). Sendo esta feição também observada nas rochas estudadas, que possuem conteúdos de CaO muito baixos, geralmente inferiores a 1% (variando entre 0,2 - 2,2%), à exceção de quatro amostras menos diferenciadas (microssienito porfirítico e mela-sienito), que apresentam teores de CaO mais elevados (3,5 - 5,0%).

Os critérios químicos utilizados para classificação de rochas vulcânicas frescas, ou pouco alteradas, geralmente se baseiam nos teores de elementos tidos como "móveis" durante processos de alteração secundária. Assim

(A)

(B)

Figura VII-2.4: Diagramas Zr/TiO_2 versus SiO_2 (A) e Nb/Y versus Zr/TiO_2 (B), para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, apresentando os campos delimitados por Winchester & Floyd (1977) para as rochas vulcânicas comuns. Símbolos como na Figura VII-1.1.

Floyd & Winchester (1975, 1978) e Winchester & Floyd (1977) propuseram, a utilização das concentrações de elementos menores e traços, tais como Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga e Sc, cujo comportamento pode ser considerado como relativamente imóvel durante os processos ocorridos após a consolidação das rochas, para produzir representações gráficas discriminantes entre as séries vulcânicas subalcalinas e alcalinas e seus produtos de diferenciação.

Numa aplicação dessas malhas geoquímicas para rochas do Complexo estudado utilizou-se as razões das concentrações dos elementos Ti, Zr, Nb e Y e o teor de sílica. Como o crescimento da razão Zr/TiO_2 ocorre nas séries mais alcalinas, refletindo a forte concentração de Zr nas rochas provenientes deste magma, Winchester & Floyd (1977) propuseram que o aumento desta razão concomitante ao de SiO_2 , coincidente com a progressiva diferenciação de um magma básico, poderia ser utilizado como um índice de alcalinidade e como uma medida aproximada do grau de diferenciação. No diagrama Zr/TiO_2 *versus* SiO_2 (Figura VII-2.4A) os pontos representativos das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, distribuem-se de maneira que, os sienitos coincidem com o domínio do traquito, andesito e traquiandesito; e os granitos com o do riolito, e riodacito-dacito; ficando nítida uma correlação positiva entre a razão Zr/TiO_2 e SiO_2 .

Segundo Winchester & Floyd (1977), as mais altas razões Nb/Y geralmente refletem as maiores concentrações de Nb características das províncias alcalinas. Utilizando-se a representação gráfica das razões Nb/Y *versus* Zr/TiO_2 (Figura VII-2.4B), torna-se evidente a tendência moderadamente alcalina das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro; com os pontos representativos dos sienitos e dos granitos estudados coincidindo, preferencialmente com os campos do traquiandesito e do riolito e comendito/pantelerito, respectivamente. Constata-se também nesse diagrama que a razão Nb/Y é quase constante, variando de 0,5 a 1, para uma ampla variação (0,03 até 0,6) da razão Zr/TiO_2 . Foge a esse padrão o sienito médio amarelo-esverdeado, que encontra-se enriquecido em Y (620 ppm).

VII.3 - CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS

Diversos diagramas classificatórios tem sido propostos para rochas vulcânicas, utilizando-se os conteúdos de sílica e de álcalis. O uso do teor de sílica como uma das variáveis se deve ao fato de se tratar do mais abundante óxido das rochas magmáticas comuns da crosta terrestre e também por ele exercer importante controle sobre a natureza física e estrutural do magma. Associado às concentrações dos óxidos alcalinos, pode ser utilizado para determinação do grau de alcalinidade da rocha, além de permitir inferir-se a quantidade e o tipo dos minerais félsicos que

a constituem, servindo portanto como um esquema classificatório. Dentre esses diagramas destacam-se o de Cox *et al.* (1979) e o de Middlemost (1985).

No diagrama proposto por Cox *et al.* (1979) (Figura VII-3.1), os granitos estudados coincidem com as composições riolíticas, enquanto que a maioria dos sienitos se situam nos domínios das rochas traquíticas. No entanto as rochas mais primitivas (microsienito porfirítico e mela-sienito) se situam no domínio dos benmoreitos, que foi originalmente descrito como um membro da série de rochas vulcânicas sódicas, caindo no hiato composicional **Daly's**, entre mugearito e traquito, constituído por anortoclásio ou sanidina sódica, ferro-olivina e ferro-augita; e que atualmente é definido como uma variedade sódica de traquiandesito (Le Maitre, 1989).

Figura VII-3.1: Distribuição das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama álcalis *versus* sílica (% em peso) de classificação química de rochas vulcânicas, segundo Cox *et al.* (1979). Símbolos como na Figura VII-1.1.

A Figura VII-3.2 representa o diagrama proposto por Middlemost (1985), que usa a classificação química das rochas vulcânicas, com os campos composicionais ocupados pelas rochas plutônicas conforme definidos pela classificação modal QAP. Os litotipos estudados coincidem preferencialmente com

os campos dos álcali-feldspato sienito, álcali-feldspato quartzo sienito e álcali-feldspato granito, enquanto que as rochas menos diferenciadas (microssienito porfirítico e mela-sienito), correspondem ao domínio dos sienitos.

Figura VII-3.2: Distribuição das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama álcalis versus sílica (% em peso) de classificação química das rochas plutônicas, com os campos definidos por Middlemost (1985): (1) álcali-feldspato sienito, (2) álcali-feldspato quartzo sienito, (3) álcali-feldspato granito, (4) sienito, (5) quartzo-sienito, (6) granito, (7) monzonito, (8) quartzo monzonito, (9) monzodiorito, (10) quartzo monzodiorito, (11) granodiorito, (12) diorito/gabro, (13) quartzo diorito, (14) tonalito. Símbolos: microssienito, círculos vazios; mela-sienito, quadrados cheios; sienito fluidal, círculos semi-cheios; sienito médio amarelo-esverdeado, losangos semi-cheios; arfvedsonita sienito, triângulos vazios; sienito peralcalino, triângulos cheios invertidos; riebeckita sienito, triângulos cheios; sienito grosso, quadrados vazios; fayalita sienito, asteriscos; traquito, losangos cheios; riolito, losangos vazios; granito, cruzes; microgranito, "x".

VII.4 - AMBIENTES GEOTECTÔNICOS

Vários diagramas discriminantes têm sido usados na literatura para o reconhecimento de ambientes tectônicos das rochas magmáticas, utilizando-se da composição modal e da geoquímica de elementos maiores e traços. Como enfatizado no capítulo Petrografia, em relação à composição modal, as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro pertencem essencialmente à série alcalina sódica (Figura V-1); coincidentes com ambientes intra-placas. Quanto à

geoquímica de elementos maiores, a disposição dos pontos representativos dessas rochas no diagrama multicatiônico R_1 - R_2 de La Roche *et al.* (1980), modificado por Batchelor & Bowden (1985) (Figura VII-4.1), coincide preferencialmente com o campo das intrusões anorogênicas, com as rochas mais primitivas se localizando próximas ao domínio das intrusões pós-orogênicas.

Figura VII-4.1: Distribuição dos pontos representativos das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro no diagrama multicatiônico R_1 - R_2 , com a discriminação dos domínios correspondentes a diferentes ambientes tectônicos proposta por Batchelor & Bowden (1985). (1) fracionados do manto, (2) pré-colisionais, (3) tardi-orogênicos, (5) anorogênicos, (6) sin-colisionais, (7) pós-orogênicos. Símbolos como na Figura VII-3.2.

Nos diagramas discriminantes que utilizam elementos traços propostos por Pearce *et al.* (1984), Y versus Nb (Figura VII-4.2A) e $(Y+Nb)$ versus Rb (Figura VII-4.2B), a maioria dos pontos representativos das rochas deste complexo se situa no campo definido para granitóides intra-placa (WPG). Três deles, no entanto, estão erroneamente deslocados para o campo dos granitóides de arco vulcânico (VAG), isso devido ao fato de que esses dados analíticos obtidos nos laboratórios de Fluorescência de Raios-X da Universidade de São Paulo, mostraram uma diminuição dos teores de Nb em relação às duplicatas, já discutida no capítulo de metodologia. Pearce *et al.* (1984) assinalam as principais características químico-mineralógicas dos granitóides intra-placa, como sendo quartzo-sienitos, granitos e álcali-granitos, com paragénese constituída por anfibólio e piroxênio sódicos, cujo índice de alcalinidade varia de peraluminoso a peralcalino, o que é amplamente coincidente com as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

(A)

(B)

Figura VII-4.2: Distribuição dos pontos representativos das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro nos diagramas de variação Y *versus* Nb (A) e (Y+Nb) *versus* Rb (B) (em ppm) para discriminação tectônica de granitóides de Pearce et al. (1984). VAG, arcos vulcânicos; ORG, cadeias oceânicas; Syn-COLG, sin-colisionais; WPG, intra-placa. Símbolos como na Figura VII-1.1.

CAPÍTULO VIII

GEOCRONOLOGIA

As análises radiométricas realizadas para os litotipos do Complexo Alcalino Ponta do Morro compreenderam um total de quatro amostras, que foram submetidas à sistemática Rb-Sr em rocha total, no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Essas amostras contêm teores de Rb entre 50,5 ppm e 272,0 ppm e de Sr entre 25,5 ppm e 212,4 ppm; resultando em valores para as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,6880 e 30,9626 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,706190 e 0,747250, permitindo traçar uma isócrona com idade de $100,1 \pm 1,1$ Ma e razão inicial de $0,70520 \pm 0,00010$ (Figura VIII-1A e Tabela VIII-1).

No entanto, Del'Arco *et al.* (1982) haviam obtido também pelo método Rb/Sr, para três amostras desses sienitos, uma isócrona de 84 ± 6 Ma e razão inicial $0,709 \pm 0,002$ (Figura VIII-1B e Tabela VIII-1). Quando utiliza-se o modelo de Williamson (1968), para esses três dados, da mesma maneira que foram traçadas as isócronas desta pesquisa, a idade corresponde a $83,0 \pm 3,8$ Ma e razão inicial de $0,70849 \pm 0,00164$. Constatou-se porém, que a discordância entre estes resultados e aqueles encontrados nesta pesquisa, deve-se a apenas um dos dados da literatura (amostra 5360/JD-IT-54.4, Tabela VIII-1), que possui baixo teor de Sr (13 ppm), alto de Rb (318,6 ppm), conseqüentemente elevada razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (71,5). Esta amostra encontra-se completamente deslocada da isócrona que contém todos os sete dados (Figura VIII-2A), e que indica uma idade de 99 ± 1 e razão inicial de $0,70524 \pm 0,00010$.

Optou-se pela elaboração de uma isócrona contendo os resultados desta pesquisa, associados a dois daqueles encontrados em Del'Arco *et al.* (1982), confirmando exatamente, uma idade de $100,1 \pm 1,1$ Ma e razão inicial de $0,70520 \pm 0,00010$ para a colocação deste corpo (Figura VIII-2B) (Sousa & Ruberti, 1996).

Os baixos valores desta razão inicial, muito próximos daqueles da linha de evolução do manto, sugerem portanto, que as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro foram originadas de magmas de derivação mantélica. Provavelmente gerados na litosfera subcontinental, a exemplo do sucedido com outros complexos alcalinos brasileiros (Morro Redondo, Juquiá, Piratini, e Tunas).

Tabela VIII-1
Dados isotópicos Rb-Sr de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro

Amostra	Classificação Petrográfica	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm$ erro)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm$ erro)
Dados desta pesquisa:					
12527/Z-4-2B	Alcali-Feldspato Granito	241.7	38.9	18.0071 (0.2780)	0.732540 (0.000050)
12528/Z-3-1	Alcali-Feldspato Granito	272.0	25.5	30.9626 (0.4306)	0.747250 (0.000090)
12529/Z-2-1	Alcali-Sienito	50.5	212.4	0.6880 (0.0190)	0.706190 (0.000090)
12530/Z-3-4	Quartzo Sienito	95.4	35.2	7.8896 (0.1119)	0.715540 (0.000310)

Dados de Del'Arco **et al.** (1982)

5314/JD-IT-54.3	Sienito	92.4	79.2	3.3800 (0.0900)	0.711400 (0.001800)
5360/JD-IT-54.4	Sienito	318.6	13.0	71.5000 (2.0000)	0.791700 (0.002000)
5361/JD-IT-54.5	Sienito	244.1	34.7	20.5000 (0.5700)	0.734300 (0.001800)

(A)

(B)

Figura VIII-1: Diagramas isocrônicos de referência Rb/Sr para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro: (A) isócrona obtida a partir de dados desta pesquisa; (B) segundo Del'Arco *et al.* (1982).

(A)

(B)

Figura VIII-2: Diagramas isocrônicos de referência Rb/Sr para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro: (A), isócrona obtida a partir dos dados desta pesquisa associados aos de Del'Arco *et al.* (1982); (B), dados desta pesquisa associados a apenas dois daqueles de Del'Arco, *op.cit.*

CAPÍTULO IX

CONSIDERAÇÕES PETROLÓGICAS E FINAIS

IX.1 - POSSÍVEL GÊNESE DOS ENCLAVES MICROGRANULARES

Apesar de escassos em associações granitóides anorogênicas, a presença de enclaves é, no entanto, indicativa dos processos que atuaram a diferentes níveis durante a história de cristalização magmática (Bonin, 1991).

Dois tipos distintos de enclaves são encontrados nas rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, se situando exclusivamente em suas porções marginais. Um mais abundante, com características de enclave microgranular félsico, possuindo as mesmas feições texturais e mineralógicas da fácies marginal hospedeira (microssienito, sienito médio e sienito fino); e um segundo, ocorrendo apenas no microgranito, com características mais básicas, sem quartzo e feldspato potássico modais e coincidente com composições dioríticas do diagrama QAP, caracterizado como enclave microgranular máfico.

As substituições do termo enclave microgranular (Didier, 1973 *in*: Didier & Barbarin, 1991) por enclave microgranitóide e por enclave magmático, foram propostas, respectivamente, por Vernon (1983, 1984 *in*: Vernon, 1991) e por Barbarin (1988 *in*: Didier & Barbarin, 1991). Como os três termos, microgranular, microgranitóide e magmático são considerados corretos, Didier & Barbarin (1991) propõem a utilização da abreviação MME, que pode significar os enclaves microgranulares máficos, os enclaves microgranitóides máficos e os enclaves magmáticos máficos. Optou-se neste trabalho pela expressão enclave microgranular, por considerá-la como mais difundida e mais bem aceita na literatura científica (Lameyre & Bonin, 1991; Platevoet & Bonin, 1991; Bonin, 1991; Turner & Foden, 1996).

Várias feições microestruturais refletem a origem ígnea dos enclaves encontrados nas rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, das quais destacam-se:

- presença comum de cristais de formas alongadas, especialmente plagioclásio, hornblenda e apatita (de hábito acicular);
- Alinhamento das ripas de plagioclásio e menos comumente de anfibólio evidenciando uma discreta textura de fluxo;
- presença de fenocristais de plagioclásio apresentando zonação com núcleos mais cálcicos correspondentes a bytownita e bordas de reação de composição mais sódica (Ab_{81}), de mesma composição das ripas que constituem a matriz;

- plagioclásio exibindo crescimento em “sinneusis”;
- feldspato potássico com inclusões poiquilíticas de plagioclásio e máficos;
- ausência de deformação de grãos, ou recristalização;
- presença de ocelos de composição semelhante àquela do microgranito, ou constituídos por anfibólio e plagioclásio, no enclave microgranular máfico.

As microestruturas, além de evidenciar uma cristalização magmática, podem também refletir a história de cristalização desses enclaves:

- A granulometria muito fina dos dois tipos de enclaves evidencia, segundo Vernon (1991), uma alta razão de nucleação e baixa razão de crescimento, que ocorre quando o grau de subresfriamento do magma é relativamente grande. O equilíbrio térmico inicial do enclave, no magma hospedeiro, produz cristalização rápida; subsequente, a cristalização nos enclaves se processa com a mesma razão do magma hospedeiro, quando então ocorre nucleação de minerais, formando cristais maiores, que comumente incluem poiquiliticamente os pequenos cristais, previamente formados.

- A cristalização inicial rápida, é também atestada pela presença de plagioclásio cálcico com bordas de reação de composição mais sódica, indicando que o feldspato antes formado, não teve tempo para reagir totalmente com o magma.

- A textura em “synneusis”, exibida por alguns cristais de plagioclásio, deve refletir gradientes térmicos mais acentuados de cristalização.

Durante o estágio de resfriamento mais lento do enclave microgranular félsico ocorreram reações normais descontínuas entre cristais e líquido, tais como transformação de clinopiroxênio (salita) em anfibólio (ferro-actinolita e ferro-hornblenda), às vezes ocorrendo completo pseudomorfismo do primeiro, envolvendo além do anfibólio, também a formação de opacos e biotita. Segundo Vernon (1991), a maioria dos enclaves microgranulares exibe pouca ou nenhuma evidência de reações no estado sólido, ou modificação nas formas dos grãos, especialmente ausência de esforços, o que reflete a estabilidade de seus minerais no resfriamento do magma.

Muito se tem discutido sobre a origem dos enclaves encontrados em rochas granitóides e vários pesquisadores, considerando a semelhança mineralógica entre estes enclaves e as rochas que os hospedam, sugerem que o magma máfico que os originou e o magma félsico das hospedeiras, foram não somente contemporâneos, como também consangüíneos, sendo comumente utilizado o termo “autólito” para o enclave (Barbarin & Didier, 1991). Vários processos são

propostos para explicar como uma parte máfica pode ser segregada, de um magma granítico, para formar os enclaves microgranulares máficos. Dentre elas, destacam-se as que consideram o enclave microgranular como xenólitos retrabalhados, como restitos, como autólitos, como fragmentos de bordas finamente granuladas, como glóbulos de magmas de derivação mantélica e como hibridismo de magmas máficos e félsicos.

Considerando que o enclave microgranular félsico, que ocorre nas rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, possui as mesmas feições mineralógicas e texturais da fácies marginal hospedeira (sienitos primitivos), sua presença pode ser interpretada como porções de margens resfriadas, remobilizadas pelo líquido, durante a sua colocação. No entanto, a textura de fluxo magmático observada nestes enclaves, evidencia que eles estavam, apenas parcialmente cristalizados, quando foram incorporados como glóbulos.

Quanto ao enclave microgranular máfico, constituído essencialmente por anfibólio (tschermakita, tschermakita-hornblenda, magnésio-hornblenda e barroisita) e plagioclásio cálcico, provavelmente deve ter sido produzido por fluxo no conduto de alimentação, com cristais precoces sendo aglomerados como pequenas massas de contatos difusos dentro do magma granítico ascendente. Dessa forma ele representaria estágios iniciais da cristalização do magma e seria considerado como autólito, não propriamente cumulos, mas segregações de minerais magmáticos precoces, diferindo dos enclaves microgranulares clássicos dos complexos cálcio-alcalinos, para os quais, uma gênese relacionada a misturas de magmas, seria melhor aceita.

IX.2 - ASPECTOS TEXTURAIS E TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS DE TEMPERATURA MAIS BAIXA OU PÓS-MAGMÁTICAS

Nas descrições petrográficas apresentadas no capítulo V fica evidenciada a atuação de processos de recristalização de temperatura mais baixa, ou pós-magmáticos, que ocasionaram algumas transformações mineralógicas sem obliterar, de forma importante, as texturas magmáticas primárias. Essas transformações foram, em geral, de pouca intensidade, afetando porções localizadas das amostras, tais como sericitização dos feldspatos, saussuritização do plagioclásio e uralitização de piroxênio; mais raramente, puderam até causar total pseudomorfismo de olivina e de piroxênio. As novas paragêneses surgidas são, no entanto, de ocorrência restrita.

As reações mais importantes registradas nas fases máficas envolvem o surgimento de anfibólios a partir de piroxênio; a transformação parcial ou completo pseudomorfismo de cristais de olivina rica em Fe (fayalita) para iddingsita

+ opacos e de olivina mais magnesiânica (hortonolita/ferro-hortonolita) para serpentina + opacos.

Os produtos de transformação de mais baixa temperatura dos piroxênios são a ferro-actinolita, os anfibólios alcalinos (arfvedsonita e riebeckita), a biotita e os opacos; algumas vezes observa-se também a presença de quartzo microgranular associado a esses anfibólios, evidenciando a liberação de SiO_2 , proveniente dessa transformação. Mais comumente, os piroxênios exibem bordas de reação (uralitização). Quando em fenocristais de composição mais cálcica (salitas e augitas) encontram-se, às vezes, totalmente substituídos por ferro-actinolita, disposta de maneira fibro-radial, e opacos; e quando de composição mais sódica (egirina) podem se apresentar transformados para agregados de riebeckita de hábito fibroso e aspecto de musgo, com a qual mantém relações texturais algo ambíguas. Além de ser produto de transformação do piroxênio, a biotita secundária pode resultar de reações envolvendo anfibólios.

Em algumas amostras de sienito metaluminoso, observam-se bordas fibrosas de ferro-actinolita transformando-se em franjas de mineral amarelo-ouro, inferido como astrofilita. Nas rochas peralcalinas (riebeckita-sienito) encontra-se anfibólio sódico-cálcico (ferro-barroisita/ferro-winchita) passando para anfibólio alcalino fibroso (riebeckita), opacos e grãos de quartzo, dispersos em uma massa de carbonato (calcita).

Carbonato intersticial (calcita) é comumente encontrado nas amostras estudadas, evidenciando a atuação, nessas rochas, de uma fase residual fluida rica em CO_2 .

O plagioclásio ocorre, apenas, nas rochas mais primitivas (enclaves microgranulares, mela-sienito e microssienito) e apresenta características texturais que evidenciam a sua cristalização magmática precoce, tais como fenocristais euédricos a subédricos tabulares zonados, com núcleo mais cálcico (labradorita até bytownita) e borda de reação de composição mais sódica (albita até andesina). A presença de plagioclásio, apenas nos termos mais primitivos, bem como suas variações composicionais internas descritas, sugerem o seu envolvimento em processos de cristalização fracionada durante a evolução magmática dessas rochas, contribuindo para o caráter alcalino do líquido mais diferenciado.

A maioria das rochas estudadas são *hipersolvus*, caracterizadas por feldspatos pertíticos a mesopertíticos. As transformações *subsolvus*, sofridas pelo feldspato alcalino, evidenciam um maior desenvolvimento de processos de exsolução, ocasionando a segregação de um plagioclásio sódico (albita-oligoclásio) em cristais individuais, tendo sido observadas em alguns sienitos mais primitivos e granitos, considerados como *subsolvus*.

Segundo Flood & Vernon (1988), estudos experimentais sobre magmas granitóides evidenciam que a maioria dos minerais cristaliza continuamente

junto ao *solidus*. Significando que, mesmo os minerais mais refratários, continuarão a cristalizar, embora lentamente, junto ao *solidus*, ao menos que um ponto peritético seja alcançado.

As transformações mais tardias dos feldspatos alcalinos são evidenciadas pela argilitização e sericitização, localmente responsável pela formação de muscovita secundária. Além de exibir tais processos de alteração, os plagioclásios podem se apresentar, em menor grau, saussuritizados, resultando numa paragênese secundária restrita, constituída por sericita (eventualmente muscovita), epidoto microgranular e algumas vezes carbonato.

O crescimento simultâneo de feldspato potássico e quartzo está caracterizado através de intercrescimentos granofíricos, que podem se desenvolver relativamente em estágio tardio na história de cristalização de alguns granitóides, presumivelmente a graus de subresfriamento suficientemente grandes, para promover crescimentos de hábito dendrítico (Lofgren, 1980 in: Flood & Vernon, 1988). O quartzo pode também ser mais tardio do que o feldspato alcalino, ocorrendo de forma intersticial ou em microvenulações, ou ainda associado ao anfibólio, proveniente da transformação do piroxênio.

O principal constituinte da maioria das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro é no entanto, o feldspato alcalino peritítico, que ocorre comumente como fenocristais euédricos a subédricos. Estas feições geralmente são interpretadas para outros minerais como resultantes de cristalização precoce. No entanto, segundo Flood & Vernon (1988), constata-se a partir de diagramas experimentais que o tamanho grande e o caráter euédrico de feldspatos alcalinos, incluindo outros minerais dentro deles, são evidências de cristalização tardia.

IX.3 - MINERALOGIA NORMATIVA E LOCAÇÃO DAS ROCHAS ESTUDADAS NO TETRAEDRO GRANÍTICO

Ortoclásio, quartzo e albita são os principais componentes normativos das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. Os índices de diferenciação (Thornton & Tuttle, 1960, $ID = Or + Ab + Q + Ne$) variam de 60,19 a 96,65% em peso, correspondendo a composições mediana a altamente evoluídas (Tabela IX-3).

Na maioria das amostras, o teor de anortita normativa é muito baixo ou geralmente nulo, excetuam-se o microssienito e mela-sienito, que possuem plagioclásio modal, apresentando conteúdos de até 12,89%. O restante do Ca disponível é consumido na formação de clinopiroxênio e apatita normativos. O teor de Na_2O dos sienitos mais evoluídos é geralmente consumido para formar acmita

normativa, enquanto que nos granitos e sienitos primitivos entra principalmente na formação da albita.

No sistema clássico Qz-Ab-Or (Tuttle & Bowen, 1958) (Figura IX-3.A), as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro indicam uma tendência assinalada pelo enriquecimento em Qz dos termos graníticos e sieníticos mais evoluídos (peralcalinos). Observa-se, também neste diagrama, a separação de três conjuntos distintos: os sienitos mais primitivos se situando no lado Ab-Or; os mais evoluídos no lado Qz-Or; e os granitos, localizados próximos ao mínimo granítico.

A Figura IX-3.B representa o diagrama Ab-An-Or onde se encontram indicadas a curva do solvus (linha LKS) e a linha cotética plagioclásio-feldspato alcalino (PAL, C=ponto mínimo) para o sistema dos feldspatos saturados (sem quartzo), para pressão de 2kb e $a(\text{H}_2\text{O})=0,1$, de acordo com os cálculos de Nekvasil (1990, in: Janasi, 1992).

Os sienitos mais primitivos (microssienito e mela-sienito) se situam na área entre a curva do solvus e a linha cotética plagioclásio-feldspato alcalino (PAL), indicando que, para essas rochas, o primeiro feldspato a se cristalizar é um plagioclásio, cujo fracionamento dirige o líquido para a linha cotética, e que será reabsorvido ao final da cristalização magmática. Esse resultado coincide com o estudo petrográfico, onde se observa que a maioria dos fenocristais de plagioclásio encontrada, tanto no microssienito como no mela-sienito, exibe borda de reação de composição mais albitica, semelhante àquela dos cristais da matriz. A preservação dessas feições ocorre em rochas cristalizadas rapidamente, quando então o feldspato inicialmente formado não tem tempo de reagir totalmente com o magma.

As rochas mais diferenciadas se distribuem no campo do feldspato alcalino+líquido (Figura IX-3.B), onde o feldspato alcalino formado, sob condições de equilíbrio, tem composição equivalente à da fração feldspática do magma; estando a maioria dos pontos representativos dos sienitos mais evoluídos, ricos em ortoclásio normativo, coincidindo com o vértice Or. Devido ao teor muito baixo de anortita dessas rochas, não ocorre cristalização de plagioclásio magmático, o que também é constatado no estudo petrográfico e químico-mineral (Figuras VI-1.2 e VI-1.3).

Conclui-se que a tendência de variação apresentada pelo conjunto de rochas estudadas no tetraedro granítico, evidencia um enriquecimento em SiO_2 e K_2O com a diferenciação e reflete uma evolução caracterizada inicialmente pelo fracionamento de plagioclásio, que poderia auxiliar a condução de magmas metaluminosos, de composição equivalente àquela dos litotipos primitivos, à magmas peralcalinos, de composição semelhante a dos sienitos mais evoluídos.

Figura IX-3: Distribuição dos pontos representativos das rochas do Complexo Ponta do Morro: (A) no diagrama Qz-Ab-Or (porcentagens em peso na norma CIPW recalculadas para 100%); (B) no diagrama dos feldspatos Ab-An-Or (porcentagens em peso na norma CIPW recalculadas para 100%) onde são indicados o solvus para os feldspatos ternários (linha LKS; K=ponto consolutivo) e a linha cotética plagioclásio-feldspato alcalino(PAL, C= ponto mínimo) para o sistema isento de quartzo, a 2kb e a $a(\text{H}_2\text{O})=0.1$ de acordo com Nekvasil (1990) in: Janasi (1992). Símbolos como na Figura VII-1.1.

Tabela IX-3
Composição normativa de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

amostra	1-1	2-1	2-0	3-4	3-2	3-3	1d	1-2	31B	31C	34	34A	34C	3-10	18	17	26	27A	29B	2-2	11C
litotipo	microS	microS	microS	melaS	melaS	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sfl	Sa-e	Speral	Speral	Speral	Speral	arfvs	arfvs
Q	0.00	0.00	0.00	1.32	0.00	2.09	0.17	0.30	1.66	0.00	4.04	0.00	3.47	1.14	7.64	23.94	25.53	28.72	26.46	29.79	31.23
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	21.55	24.48	26.66	29.85	28.49	36.89	34.96	36.75	38.71	38.80	38.73	38.17	37.02	35.71	29.92	37.15	38.06	34.59	33.91	33.18	31.40
Ab	45.33	42.11	42.56	43.51	44.66	45.05	48.18	48.53	46.80	47.78	42.57	48.41	43.52	46.35	46.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
An	12.89	9.46	9.22	8.48	7.38	4.26	3.65	2.94	1.37	2.18	4.18	2.97	4.35	5.19	3.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	3.07	2.75	0.00	2.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.62	14.89	5.75	11.35	8.32	8.39
Ns	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.51	7.79	12.67	9.80	10.44	10.40
Di	9.01	0.00	8.99	6.57	8.10	4.93	5.01	4.26	5.30	4.59	3.72	4.63	4.28	3.65	6.05	8.76	2.19	4.08	5.51	4.40	6.32
DiWo	4.63	10.37	4.48	3.33	4.05	2.55	2.51	2.27	2.60	2.24	1.85	2.26	2.15	1.78	3.01	4.17	1.04	1.92	2.61	2.08	2.99
DiEn	2.79	5.30	1.84	1.72	1.75	1.62	1.08	0.69	0.84	0.63	0.75	0.64	1.01	0.47	1.18	0.47	0.10	0.09	0.18	0.12	0.21
DiFs	1.59	2.99	2.67	1.52	2.30	0.76	1.42	1.66	1.85	1.72	1.12	1.73	1.12	1.41	1.87	4.12	1.05	2.07	2.72	2.21	3.13
Hy	4.86	2.09	0.00	5.30	0.00	0.65	2.19	2.60	1.73	0.00	1.71	0.04	2.19	3.86	0.56	1.86	0.00	2.24	1.57	2.71	1.47
HyEn	3.10	0.00	0.00	2.82	0.00	0.44	0.95	0.76	0.54	0.00	0.69	0.01	1.04	0.96	0.21	0.19	0.00	0.09	0.10	0.14	0.09
HyFs	1.76	0.00	0.00	2.48	0.00	0.21	1.24	1.83	1.19	0.00	1.02	0.03	1.16	2.90	0.34	1.67	0.00	2.15	1.47	2.58	1.37
Ol	0.21	3.49	4.05	0.00	4.47	0.00	0.00	0.00	0.00	2.12	0.00	1.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OlFo	0.13	1.97	1.55	0.00	1.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OlFa	0.08	1.52	2.50	0.00	2.65	0.00	0.00	0.00	0.00	1.59	0.00	1.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	3.82	3.81	2.47	2.93	1.83	4.23	3.70	2.45	2.77	1.88	3.36	2.19	3.37	2.16	4.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Il	1.92	2.49	2.53	1.65	1.76	1.49	1.68	1.45	1.34	1.42	1.36	1.40	1.42	1.53	1.36	1.24	0.89	0.68	0.80	0.95	0.53
Ap	0.42	0.71	0.77	0.40	0.51	0.42	0.46	0.37	0.33	0.35	0.33	0.37	0.37	0.42	0.31	0.27	0.13	0.07	0.13	0.13	0.11
DI	66.88	69.67	71.97	74.68	75.94	84.03	83.31	85.58	87.16	87.45	85.35	86.58	84.01	83.20	83.72	61.09	63.60	63.31	60.37	62.97	62.62

Legenda: microS, microssienito porfirítico; melaS, mela-sienito; Sfl, sienito fino porfirítico e fluidal; Sa-e, sienito amarelo-esverdeado; Speral, sienito peralcalino; arfvS, arfvedsonita sienito; riebS, riebeckita sienito; d.Riol, dique riolítico; d.Traq, dique traquítico; fayS, fayalita sienito; Sg, sienito grosso; microG, microgranito; G=granito.

Tabela IX-3 (continuação)
Composição normativa de rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro.

amostra litotipo	28 arfV S	15A rieb S	16A rieb S	50 rieb S	8-1 d.Riol	10E d.Traq	20 d.Traq	22A fay S	22B fay S	6-3 Sg	3-1 micro G	4-2B G	5-5 G	10A G	10D G	12A G	19 G	24B G	30A G
Q	23.61	32.99	32.45	27.98	19.19	36.64	2.85	26.87	27.21	32.42	47.51	28.17	26.09	21.78	25.18	28.81	18.71	29.58	20.23
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.42	0.00	0.49	0.00
Or	36.99	33.54	34.03	37.30	26.74	27.08	35.41	33.32	33.41	31.65	31.31	30.98	31.10	34.06	33.03	31.61	35.46	32.82	36.46
Ab	0.00	0.00	0.00	0.00	45.74	0.00	51.46	0.00	0.00	0.00	0.00	34.90	38.91	40.32	38.86	34.09	40.41	34.17	38.43
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	2.01	0.00	0.00	0.00	0.00	2.78	1.19	0.06	0.71	2.06	0.51	1.86	1.32
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	6.98	5.85	7.29	7.59	0.00	12.99	0.00	7.05	9.03	10.93	1.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ns	10.78	10.41	9.99	10.78	0.00	9.52	0.00	11.29	9.53	11.44	9.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	6.51	5.03	4.13	4.19	0.49	1.47	0.60	6.39	7.88	0.93	1.71	0.22	0.00	1.78	0.29	0.00	1.98	0.00	0.82
DiWo	3.11	2.39	1.97	1.99	0.26	0.69	0.29	3.03	3.75	0.45	0.84	0.11	0.00	0.89	0.15	0.00	0.97	0.00	0.41
DiEn	0.47	0.27	0.23	0.19	0.23	0.02	0.08	0.31	0.40	0.13	0.28	0.07	0.00	0.38	0.13	0.00	0.31	0.00	0.19
DiFs	2.93	2.37	1.94	2.01	0.00	0.76	0.23	3.04	3.74	0.35	0.59	0.03	0.00	0.52	0.00	0.00	0.70	0.00	0.21
Hy	3.38	1.87	1.91	1.37	0.00	2.18	1.04	2.96	1.61	0.68	0.00	0.56	0.35	0.06	0.19	0.38	0.83	0.77	0.39
HyEn	0.47	0.19	0.20	0.12	0.00	0.06	0.25	0.27	0.16	0.18	0.00	0.38	0.35	0.03	0.19	0.38	0.25	0.33	0.19
HyFs	2.91	1.68	1.71	1.25	0.00	2.12	0.79	2.68	1.45	0.50	0.00	0.18	0.00	0.04	0.00	0.00	0.58	0.44	0.20
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OlFo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OlFa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.00	0.00	5.83	0.00	5.59	0.00	0.00	0.00	0.00	1.90	1.07	1.51	0.88	1.85	1.52	0.00	1.76
Ilm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.00	0.40	0.34	0.00	0.00	0.00
Il	1.25	0.77	0.79	0.90	0.85	0.63	0.91	1.23	1.23	0.67	0.19	0.38	0.40	0.40	0.42	0.34	0.52	0.31	0.46
Ap	0.29	0.11	0.11	0.22	0.18	0.00	0.13	0.35	0.20	0.04	0.00	0.11	0.02	0.02	0.04	0.11	0.07	0.00	0.13
DI	60.60	66.53	66.48	65.28	91.67	63.73	89.72	60.19	60.62	64.06	78.83	94.05	96.10	96.16	97.06	94.50	94.58	96.58	95.13

Legenda: microS, microssienito porfirítico; melaS, mela-sienito; Sfl, sienito fino porfirítico e fluidal; Sa-e, sienito amarelo-esverdeado; Sperl, sienito peralcalino; arfvS, arfvedsonita sienito; riebS, riebeckita sienito; d.Riol, dique riolítico; d.Traq, dique traquítico; fayS, fayalita sienito; Sg, sienito grosso; microG, microgranito; G=granito.

IX.4 - CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

IX.4-1 - Temperatura inferida através do conteúdo de P_2O_5

Elementos traços que se concentram em um único mineral, como constituintes estruturais essenciais, tais como Zr no zircão e P na apatita, apresentam teores no líquido independentes da proporção do mineral que precipita na cristalização (Sun & Hanson, 1975; Hanson, 1989, *in*: Vlach, 1993). Como os seus conteúdos no mineral hospedeiro podem ser considerado fixos, a sua concentração no líquido é função apenas do coeficiente de distribuição, que por sua vez é diretamente dependente da temperatura. Assim sendo, o conteúdo de P_2O_5 considerado como constituinte estrutural essencial da apatita, em magmas granitóides, fornece indicações sobre a temperatura desses magmas. Os dados experimentais referentes à solubilidade desse óxido podem ser visualizados no diagrama de Watson & Harrison (1984, *in*: Janasi, 1992) (Figura IX.4.1), onde se encontram locados os pontos representativos das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, indicando que temperaturas na ordem de 800°C são necessárias para que todo o P_2O_5 se encontre dissolvido em um magma com teores de SiO_2 desses litotipos.

Figura IX.4.1: Diagrama P_2O_5 versus SiO_2 para as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, onde se encontram indicadas as curvas de saturação em P_2O_5 para temperaturas de 800°C , 950°C e 1080°C , de acordo com Watson e Harrison (1984, *in*: Janasi, 1992). Símbolos como na Figura VII-1.1.

IX.4.2 - Assembléia mineralógica como indicadora da Temperatura e Fugacidade de Oxigênio.

Os minerais máficos dos complexos alcalinos são muito sensíveis às condições de oxidação-redução por causa dos seus altos conteúdos de Fe; desse modo, as razões Fe^{3+}/Fe^I dos minerais são consideradas como indicadoras da fugacidade de oxigênio prevalescente (Bonin & Giret, 1985b). Acredita-se que o plagioclásio, o feldspato alcalino, os clinopiroxênios, os anfibólios e as olivinas participam ativamente da evolução e diferenciação das séries magmáticas.

Os clinopiroxênios são encontrados na maioria dos litotipos do Complexo Alcalino Ponta do Morro, com exceção de algumas rochas mais diferenciadas, como os granitos peraluminosos com biotita, os diques traquíticos e riolíticos, e o sienito grosso (peralcalino). Segundo Bonin & Giret (1985a) eles são considerados como bons indicadores da evolução química do magma (atividade de sílica, agpaicidade, enriquecimento em ferro) e das condições físicas atuantes na cristalização (temperatura, pressão total, fugacidade de oxigênio).

Nas rochas estudadas, esses minerais exibem uma extensa variação composicional, indo de termos essencialmente cálcicos até sódicos, passando por termos cálcico-sódicos. Nos litotipos primitivos (os enclaves microgranulares, microssienito e mela-sienito) eles possuem composição mais cálcica, correspondentes às salitas, ferrosalitas e augitas; sendo considerados como os piroxênios mais precoces, cristalizados contemporaneamente ou depois da fayalita, antes dos plagioclásios e das mesopertitas. Concentram-se preferencialmente, ao redor da linha diopsídio-hedenbergita, no diagrama enstatita-wollastonita-ferrossilita, ressaltando os altos níveis de Ca, o que segundo Larsen (1976) estaria relacionado com cristalização em ambientes de baixa atividade de sílica. Fato indicado também pela ausência, ou pouca representatividade, de quartzo modal nesses litotipos. Esse clinopiroxênio cálcico precoce, relativamente magnesiano, controla a razão Fe/Mg do magma e, segundo Bonin & Giret (1985a), o seu fracionamento proporciona um enriquecimento em Fe no líquido.

Os piroxênios cálcico-sódicos se cristalizaram depois dos cálcicos, contemporaneamente aos anfibólios sódico-cálcicos; enquanto que o piroxênio sódico (egirina) é tardio, e se cristaliza junto com quartzo e anfibólios sódicos, nos litotipos evoluídos, evidenciando a composição alcalina do líquido residual. Infere-se ainda, que os dois primeiros períodos de cristalização dos clinopiroxênios, foram separados por um período, quando os anfibólios cálcicos se cristalizaram, seja a partir do piroxênio precoce (uralitização) ou diretamente do líquido.

Os "trends" composicionais dos clinopiroxênios são reflexo direto da fO_2 predominante durante a cristalização dessas rochas: as baixas fO_2

condicionaram um “trend” inicial de enriquecimento em Fe^{2+} ($\text{CaMg} \rightleftharpoons \text{CaFe}^{2+}$) seguido, só quando a substituição já estava avançada, pela tendência de enriquecimento em Na ($\text{CaFe}^{2+} \rightleftharpoons \text{NaFe}^{3+}$), como detectado através do estudo do quimismo desses minerais (Capítulo VI).

A partir de dados experimentais que definem os campos de estabilidades de várias fases, tem sido possível inferir o comportamento de alguns parâmetros, tais como temperatura e fugacidade de oxigênio, durante a diferenciação. A Figura IX.4.2, extraída de Mitchell (1990), mostra os campos de estabilidade, a pressão_{Total} de 1 kb, em relação a T e $f\text{O}_2$ de alguns anfibólios, que possuem composições aproximadas às encontradas nas rochas estudadas.

Os anfibólios constituem a fase máfica mais abundante das rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro. No enclave microgranular máfico eles são representados por termos cálcicos (tschermakita e hornblenda) e sódico-cálcico (barroisita). Nos sienitos primitivos e enclave microgranular félsico eles variam, preferencialmente, de actinolita e tschermakita a ferro-hornblenda, enquanto que nos sienitos mais diferenciados, ferro-winchita e ferro-barroisita evoluem para termos alcalinos, tais como arfvedsonita e riebeckita. Nos granitos, eles variam de ferro-hornblenda a riebeckita, passando por ferro-barroisita.

Do estudo petrográfico e químico-mineralógico ficaram definidos dois grupos de anfibólios: um constituído por termos ricos em $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}})$ e pobres em $(\text{Si} + \text{Na} + \text{K})$ cristalizados num estágio magmático precoce, comumente mais cedo do que o plagioclásio; e um segundo grupo de anfibólios pobres em $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}})$ e ricos em $(\text{Si} + \text{Na} + \text{K})$ desenvolvidos tardiamente, freqüentemente depois do álcali-feldspato, algumas vezes depois do quartzo, num estágio magmático tardio ou durante uma fase hidrotermal. O papel do anfibólio num processo magmático pode ser considerado como fundamental. O fracionamento precoce de anfibólios ricos em Ca e pobres em Si, induz o aumento de Si no magma, o qual contribui para produção de líquidos diferenciados ricos em sílica, como aqueles de composição granítica (Giret *et al.*, 1980). A evolução composicional de anfibólio cálcico para anfibólio sódico, através de termos sódico-cálcicos, reflete, segundo Mitchell (1990), o decréscimo da temperatura e uma fugacidade de oxigênio abaixo ou coincidente com o tampão QFM (Figura IX.4.2).

Apesar de ser classificada como anfibólio cálcico, a ferro-actinolita encontrada nos litotipos estudados constitui exceção ao esquema acima descrito, isto é, não pode ter sido cristalizada precocemente. Esse mineral ocorre como produto da transformação da salita ou augita, constituindo agregados de hábito radial a sub-radial, podendo mesmo se exhibir como pseudomorfos desses piroxênios. Esses anfibólios formados por reações de fases pré-existentes com os fluidos hidrotermais ou deutéricos são qualificados como pertencentes a uma assembléia de estágio de reação tardio (Mitchell, 1990).

Figura IX.4.2: Diagrama Temperatura (T) *versus* fugacidade de oxigênio (f_{O_2}) (extraído de Mitchell, 1990) mostrando os campos de estabilidade da ferro-pargasita (Gilbert, 1966), ferro-richterita (Charles, 1975), ferro-actinolita (Ernst, 1966) e anfibólios sódicos (Ernst, 1962) em relação aos vários tampões experimentais de fugacidade de oxigênio. (Referências in: Mitchell, 1990).

Linhas interrompidas correspondem aos tampões de f_{O_2} : HM=hematita-magnetita, NNO=níquel-óxido de níquel, QFM=quartzo-fayalita-magnetita, MW=magnetita-wustita, IW=ferro-wustita.

Linhas cheias correspondem a f_{O_2} definidas pelo tampão QFM a várias atividades de sílica (Mitchell & Platt, 1978). Q=quartzo, Zr=zircão, Bd=baddeleita, Ab=albita, Ne=nefelina, Cpx=clinopiroxênio, Fa=fayalita, Mt=magnetita, V=vapor.

O campo de estabilidade da ferro-actinolita é localizado nas mais baixas fO_2 e temperaturas do que os anfibólios sódicos (Ernest, 1962, 1966, in: Mitchell, 1990) (Figura IX.4.2), conseqüentemente esse mineral deve cristalizar numa fase magmática tardia, ou mesmo sob condições subsolidus. No entanto, segundo Mitchell (1990), os estágios magmáticos mais tardios são caracteristicamente pobres em Ca e Fe^{2+} e a formação de ferro-actinolita requer a presença desses componentes no magma. Para este autor, tais soluções ricas em Ca podem representar fluidos metassomáticos derivados de uma mistura de magmas menos evoluídos ou de porções do magma que não tenham sido fortemente empobrecidas em Ca. No entanto, os estudos petrográfico e químico-mineralógicos desenvolvidos nesta pesquisa, indicam que, parte ou mesmo todo Ca requerido para a cristalização da ferro-actinolita deva ser proveniente da própria transformação do piroxênio cálcico.

Os dados experimentais de estabilidade, sugerem que a maioria dos magmas sieníticos não evoluem para tão baixas temperaturas como as requeridas para a cristalização da ferro-actinolita, portanto o "trend" de cristalização magmática dos anfibólios terminaria com a formação da ferro-richterita e/ou arfvedsonita (Mitchell, 1990). Para as rochas estudadas, esse "trend" seria finalizado com a cristalização de anfibólios sódicos (arfvedsonita e riebeckita), que foram formados a partir do líquido residual de caráter peralcalino. Soluções sólidas de arfvedsonita-riebeckita, a 1 kb de pressão, cristalizam sob baixas fugacidades de oxigênio, sendo estáveis a 695°C, no tampão IW (ferro-wustita) (Ernst, 1962 in: O'Halloran, 1985).

Trabalhos experimentais a 1kb, indicam que fayalita é estável acima de 800°C e do tampão MW, sendo instável no entanto, onde a fO_2 se aproxima do tampão QFM (Larsen, 1976). No complexo estudado, olivina é encontrada variando de hortonolita e ferro-hortonolita, nos litotipos mais primitivos (microssienito e melassienito), até fayalita pura, que caracteriza uma das fácies dos sienitos evoluídos. A sua presença indica portanto condições de baixa fO_2 , coincidentes ou inferiores ao tampão QFM (quartzo-fayalita-magnetita).

No fayalita sienito foi detectada, através de estudo petrográfico e confirmada, por resultados de análises de microsonda eletrônica, a presença de enigmatita. Segundo Lindsley (1971, in: Marsh, 1975) esse mineral está confinado a estreitos limites de temperatura e fugacidade de oxigênio (fO_2), em um campo de estabilidade situado abaixo da curva tampão QFM no diagrama T- fO_2 . A temperatura e a fugacidade de oxigênio atuantes durante a formação da enigmatita foram estimadas por Lindsley et al. (1971, in: Deer et al., 1978), com base na coexistência de ilmenita e ilmenomagnetita e fayalita como sendo, respectivamente, 900±50°C e da ordem de $10^{-12.60}$ a $10^{-13.7}$ atm. No entanto, para Marsh (1975) a enigmatita só é estável a temperaturas menores do que 900°C e fO_2 abaixo ou

coincidente com o tampão QFM.

Em algumas amostras foi inferida, através do estudo petrográfico, a presença de astrofilita, que corresponde ao equivalente hidratado da enigmatita. Esse mineral ocorre associado a anfibólios sódicos, o que tem levado alguns autores a sugerir para ele, um campo de estabilidade, em relação a T e fO_2 , semelhante ao encontrado para esses anfibólios, provavelmente o mesmo da solução-sólida riebeckita-arfvedsonita (Ernst, 1968 in: Marsh, 1975).

Os minerais acessórios também refletem as condições físicas e químicas do magma. Óxidos de Fe e Ti dependem estritamente da fO_2 e seu fracionamento, ao contrário do clinopiroxênios cálcicos, provoca uma diminuição de Fe no líquido residual (Carmichael, 1967, in: Bonin & Giret, 1985b). Nas rochas estudadas, os dois tipos de minerais óxidos detectados, ocorrem tanto naquelas primitivas como nas evoluídas; no entanto, percebe-se que as ilmenitas são mais comuns nas primeiras, enquanto que as magnetitas concentram-se, preferencialmente, naquelas diferenciadas. Eles podem ser considerados escassos, freqüentemente tardios e relacionados com o último estágio de oxidação dos silicatos máficos, indicando também, ambientes redutores durante a cristalização magmática. A locação desses óxidos no diagrama FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (Buddington & Lindsley, 1964) adaptado por Haggerty (1976) (Figura VI-7.1) indicam, para aqueles da série ulvoespínélio-magnetita, temperaturas de cristalização entre 500 e 600°C com baixas fugacidades de oxigênio, enquanto que, para as ilmenitas admite mais altas temperaturas e fugacidade de oxigênio.

A associação mineralógica encontrada, bem como o conteúdo de P₂O₅ e as observações acima descritas, sugerem que as rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro começaram a cristalizar por volta de 900-800°C, sob baixa atividade de SiO₂, com fO_2 entre os tampões QFM e MW, isto é, sob condições redutoras, como também evidenciado pelo baixo valor de mg# dos minerais ferromagnesianos primários. Com uma paragênese tardia (ferro-actinolita, biotita, magnetita) desenvolvida abaixo de 550°C sob condições de baixa fO_2 .

O mais provável esquema de cristalização envolve a formação precoce de piroxênios e anfibólios cálcicos, aenigmatita, fayalita, plagioclásio e ilmenita; seguida pela cristalização de piroxênios e anfibólios cálcico-sódicos e uma posterior solidificação de feldspatos alcalinos+quartzo+anfibólios e piroxênios sódicos+astrofilita+biotita. Com uma assembléia de cristalização tardia constituída por ferro-actinolita, magnetita, quartzo e sericita. Conclui-se também, que a cristalização precoce dos clinopiroxênios cálcicos enriqueceu o líquido em Ferro, dos anfibólio cálcicos proporcionou uma maior saturação em sílica, enquanto que o fracionamento dos plagioclásios cálcicos foi o principal responsável pelo caráter peralcalino do líquido remanescente.

IX.5- CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo petrográfico, de quimismo mineral e de rocha, evidenciaram que o Complexo Alcalino Ponta do Morro constitui uma típica associação de granitóides alcalinos anorogênicos do tipo A, como definido por Loiselle & Wones (1979), exibindo caráter bimodal; onde os sienitos menos diferenciados são metaluminosos e os representantes mais diferenciados são peraluminosos (biotita-granitos), metaluminosos (ferro-barroisita granitos) e peralcalinos (egirina-riebeckita sienitos e granitos); havendo no entanto, um marcante predomínio de granitos. Associação de rochas peraluminosas, metaluminosas e peralcalinas tem sido descrita em muitos complexos considerados alcalinos, em províncias continentais e oceânicas (Bonin, 1991).

Nas rochas estudadas, o feldspato alcalino, geralmente mesopertítico, apresenta preferencialmente um caráter *hipersolvus*. A presença de plagioclásio (albita e oligoclásio) dissociado do feldspato potássico é mais restrita, caracterizando os litotipos *subsolvus*, coincidentes geralmente, com termos menos evoluídos da série. Intercrescimentos micrográficos de feldspato alcalino e quartzo são muito comuns, principalmente nos granitos.

Granitos tipo A são distinguidos daqueles tipo I e S por possuírem mais altos teores de SiO_2 , K_2O , LREE, Zr, Nb e Y e mais baixos Al_2O_3 , MgO, CaO, Sr, Sc e V; por serem mais ricos em quartzo e por apresentarem piroxênios em vez de biotita e hornblenda, embora as fases máficas, sejam geralmente, pouco abundantes (Turner & Foden, 1996). Nas rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro, observa-se uma ampla variação do conteúdo de SiO_2 , desde 56,4% nos sienitos mais primitivos a 65,5% naqueles mais evoluídos; enquanto que nos granitos os teores de SiO_2 variam entre 70,35 até 74,77%. As concentrações de Rb, Zr, Nb e Y, aumentam, em geral, progressivamente com a diferenciação, enquanto que o Sr apresenta uma correlação negativa com a sílica, definindo tendências coerentes com processos de diferenciação, envolvendo fracionamento de plagioclásio. O comportamento do MgO e CaO, na evolução dessas rochas, indica a presença de um hiato composicional (**Daly gap**), entre o mela-sienito e microssienito e o sienito fino fluidal. Esse caráter bimodal, isto é, a presença de hiato composicional, é uma feição típica dos complexos alcalinos (Bonin & Giret, 1985b).

Apesar dos contextos geotectônicos francamente diversos, os granitos tipo-A englobam, tanto os granitos essencialmente anorogênicos ou intra-placas, quanto aqueles denominados de pós-tectônicos ou pós-colisionais. As análises modais e o comportamento de elementos maiores e traços (Y e Nb) das

rochas estudadas, indicam ambientes geotectônicos anorogênicos ou intra-placas para a colocação das Intrusivas Ponta do Morro.

A petrogênese dos granitos tipo A tem sido objeto de uma vasta e polêmica discussão, na qual, as teorias petrogenéticas variam de fusão parcial das litologias crustais, tais como granulitos (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987) e tonalitos (Anderson, 1983; Sylvester, 1989; Creaser *et al.*, 1991; Skjerlie & Johnston, 1992) até fracionamento de magmas basálticos (Stern & Gottfried, 1986; Turner *et al.*, 1992; Kerr & Fryer, 1993).

A presença de rochas da série granítica alcalina em meio a crosta oceânica (Ilhas Kerguelen, Ascensão, Islândia) inviabiliza no entanto, modelos que advogam para elas uma origem por fusão de crosta continental, como por exemplo o de Barker *et al.* (1975), para quem a série se originaria por assimilação de material da crosta continental por magmas álcali-basálticos.

Como anteriormente discutido, os enclaves encontrados nas rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro parecem ser consangüíneos com o magma metaluminoso que as originou. O enclave microgranular máfico corresponderia à segregações de minerais magmáticos precoces, no líquido ascendente. Dessa forma, ele não representa propriamente um cumulado, e sua composição não pode ser considerada como correspondente a um magma básico primário. Portanto, semelhantemente à maioria dos complexos alcalinos descritos na literatura, não existe no Complexo Alcalino Ponta do Morro, cumulos ultrabásicos que indiquem magmas básicos primários.

O caráter bimodal observado coincidiria com a composição dos magmas primários: as rochas mais básicas (os sienitos metaluminosos) representariam cumulos e as ácidas (os termos peralcalinos) corresponderiam aos líquidos diferenciados. A ausência de magmas básicos, poderia ser um simples reflexo da impossibilidade de magmas tão densos atingirem níveis crustais, simultaneamente a seus derivados. Encontram-se, na literatura, hipóteses sugerindo a acumulação (e fracionamento) de magmas básicos próximo ao limite manto/crosta, devido a atuação da crosta continental como um filtro de densidade. Magmas densos só seriam admitidos na parte superior da crosta continental em períodos de forte distensão crustal. Em períodos tectonicamente mais “calmos”, eles seriam inábeis para ascender através da crosta “leve”, e permaneceriam na crosta inferior, onde se fracionariam até que seus líquidos residuais tivessem densidades suficientes para ascender na crosta.

Para o complexo estudado, o magma parental deveria, portanto, possuir composição aproximada a dos sienitos metaluminosos (microsienito porfirítico, mela-sienito e enclaves microgranulares). A baixa atividade de sílica evidenciada pelos piroxênios das rochas mais primitivas, associada ao fato de que esses sienitos metaluminosos são apenas, levemente supersaturados, indicam uma

rocha fonte com baixo teor de sílica para esse magma, excluindo fontes crustais, tanto do embasamento, quanto mais profundas, como granulitos.

Os baixos valores da razão inicial Rb/Sr ($0,70520 \pm 0,0010$), encontrados nas determinações radiométricas dessas rochas, muito próximos daqueles da linha de evolução do manto, sugerem a sua origem relacionada à magmas de derivação mantélica. Provavelmente gerados na litosfera subcontinental, a exemplo do sucedido com outros complexos alcalinos brasileiros (Morro Redondo, Juquiá, Piratini, e Tunas).

Conclui-se portanto que, das várias hipóteses utilizadas na literatura para gênese dos granitóides alcalinos, a que melhor explica as características químicas, mineralógicas e isotópicas encontradas nas rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro é a cristalização fracionada de magmas de derivação mantélica, de composição metaluminosa, envolvendo piroxênios e anfibólios cálcicos e plagioclásio. Cujo fracionamento poderia conduzir magmas metaluminosos, de composição dos litotipos primitivos, à magmas peralcalinos, de composição daqueles mais evoluídos.

A remarcável semelhança mineralógica dos litotipos, sugere que os sienitos e granitos são consangüíneos; no entanto, o comportamento geoquímico diferenciado de alguns granitos (biotita-granitos) evidencia que, apenas para eles, ocorreu uma provável atuação de contaminação crustal. Essa contribuição crustal seria responsável por um maior enriquecimento em SiO_2 e pela diminuição relativa de Zr, MnO, Na_2O e K_2O , propiciando o caráter peraluminoso encontrado nestes litotipos.

Outros processos além de cristalização fracionada e contaminação crustal, tais como modificações subsolidus estão envolvidos na evolução das rochas deste complexo. Isto é, durante a sua colocação, fluidos juvenís, derivados da cristalização do magma, e fluidos crustais reciclados, devem ter reagido com a rocha sólida, formando os produtos de alteração hidrotermal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AFIFI, A.M. & ESSENE, E.J. (1988) A microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. **Amer. Miner.**, **73**: 446-448.
- ALMEIDA, F.F.M. (1986) Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. **Rev. Bras. Geoc.**, **16** (4): 325-349.
- ALMEIDA, F.F.M. & MANTOVANI, M.S.M. (1975) Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, **47**: 451-458.
- ALMEIDA, F.F.M. (1968) Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, (suplemento), **40**: 285-296.
- ALMEIDA, F.F.M. (1954) Geologia do centro-leste Mato-grossense. **Bol. Div. Geol. Miner., DNPM**, Rio de Janeiro, **150**: 1-97.
- ALVARENGA, C.J.S. (1990) **Phénomènes sédimentaires, structuraux e circulation de fluides développés à la transition Chaîne-Craton: exemple de Chaîne Paraguai d'âge Proterozoïque Supérieur, Mato Grosso, Brésil.** Tese de Doutorado. Université du Droit, D'Economie et des Sciences d'Aix, Marseille, 117p.
- ALVARENGA, C.J.S. (1988) Turbiditos e a glaciação no final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, MT. **Rev. Bras. Geoc.**, **18** (3): 323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. (1986) Evolução das deformações polifásicas brasileiras na Faixa Paraguai, na região de Cuiabá, MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, **3**, p.1170-1175.
- ANDERSON, J.L. (1983) Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: MEDARIS, L.G.; BYERS, C.W.; MICKELSON, D.M. & SHANKS, W.C. (eds) Proterozoic geology: selected papers from an international Proterozoic symposium. **Geol. Soc. Amer. Memoir**, **161**: 133-154.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C. & MILANI, E.J. (1994) Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. **Rev. Bras. Geoc.**, **24**(2): 77-89.
- BA, H.; BLACK, R.; BENZIANE, B. DIOMBANA, D; HASCOET-FENDER, J.; BONIN, B.; FABRE, J. & LIÉGEAIS, J.P. (1985) La province des complexes annulaires alcalins sursaturés de l'adras des Iforas, Mali. **J. Afr. Earth Sci.**, **3** (1/2): 123-142.
- BARBARIN, B. & DIDIER, J. (1991) Review of the main hypotheses proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. **Enclaves and Granite Petrology**, Elsevier, Amsterdam, p.367-373
- BARBOUR, A.P.; GIRARDI, V.A.V.; KAWASHITA, K. & SOUSA, A.M.S. (1979) Geocronologia do complexo máfico-ultramáfico alcalino de Santa Fé, Goiás. **Bol. IG-USP**, **10**: 11-18.
- BARKER, F.; WONES, D.R.; SHARP, W.N. & DESBOROUGH, G.A. (1975) The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. **Prec. Research**, **2**: 97-160.
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUSA JÚNIOR, J.J.; RIVETTI, M.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B. & TASSINARI, C.C.G. (1982) Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Folha SD.21 Cuiabá. Textos e mapas, Rio de Janeiro, MME/SG, **26**: 25-75.

- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chem. Geol.**, **48**: 43-55.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. & MARQUES, P.L. (1966) Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. *Bol. Univ. Fed. Paraná (Geologia)*, **18**: 1-114.
- BONIN, B. (1991) The enclaves of alkaline anorogenic granites: an overview. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.) **Enclaves and Granite Petrology**. Developments in petrology 13. Elsevier, Amsterdam, p.179-189.
- BONIN, B. & GIRET, A. (1985a) Clinopyroxene compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline ring complexes. **J. Afr. Earth Sci.**, **3**(1/2): 175-183.
- BONIN, B. & GIRET, A. (1985b) Contrasting roles of rock-forming minerals in alkaline ring complexes. **J. Afr. Earth Sci.**, **3**(1/2): 41-49.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPELL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. (1984) Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, **35**: 1-11.
- BROTZU, P.; BECCALUVA, L.; CONTE, A.; FONSECA, M.; GARBARINO, C.; GOMES, C.B.; LEONG, R.; MACCIOTTA, G.; MANSUR, R.L.; MELLUSO, L.; MORBIDELLI, L.; RUBERTI, E.; SIGOLO, J.B.; TRAVERSA, G.; VALENÇA, J.G. (1989) Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 8. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. **Geochem. Brasil.**, **3** (1):63-80.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. (1964) Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. **J. Petrol.**, **5**(2): 310-357.
- CARVALHO, J.B. (1991) **Ouro na cobertura laterítica do Grupo Cuiabá: caso da Fazenda Rosalina, Nossa Senhora do Livramento, MT**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 147p.
- CARVALHO, J.B. & MORAES, R. (1992) Indícios de vulcanismo ácido no Grupo Cuiabá, na região de Cuiabá-MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos, Simpósios**. São Paulo, SBG, v.1, p. 311-312.
- CLARKE, D.B. (1992) **Granitoid Rocks**. Chapman & Hall, London, 283p.
- COLLERSON, K.D. (1982) Geochemistry and Rb-Sr geochronology of associated Proterozoic peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **81**: 126-147.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **80**: 189-200.
- CONCEIÇÃO, H.; SABATÉ, P. & BONIN, B. (1991) The Itiúba alkaline syenite massif, Bahia State (Brazil): mineralogical, geochemical and petrological constraints - relation to the genesis of rapakivi magmatism. **Prec. Research**, **51**: 283-314.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. (1979) **The interpretation of Igneous Rocks**. George Allen & Unwin, London, 450p.
- CREASER, R.A.; PRICE, R.C.; WORMALD, R.J. (1991) A-type granites revisited: assessment of a residual source model. **Geology**, **19**: 163-166.

- DANNI, J.C.M. (1974) **Geologie des Complexes ultrabasiques alcalins de la région d'Iporá, Goiás (Brasil)**. Paris, France. Tese de doutoramento. Université Sud-Centre d'Orsay, 101p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992) **An introduction to the rock-forming minerals**. Longman Scientific & Technical, London, 696p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1978) **Rock forming minerals, vol. 2A - single-chain silicates**. Longmans Group Ltd., London, 668p.
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, I.; FREIRE, F.A.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B. & TASSINARI, C.C.G. (1982) **Geologia**. In: PROJETO RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Folha SE.21, Corumbá e parte Folha SE.20. Rio de Janeiro, MME/SG., 27: 25-160.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991) The different types of enclaves in granites - nomenclature. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds) **Enclaves and granite petrology**. Developments in Petrology, 13. Elsevier, Amsterdam, p 19-23.
- EVANS, J.W. (1894) The geology of Mato Grosso. **Quart. J. Geol. Soc. London**, 50(2): 85-104.
- FIGUEIREDO, A.J.A. & OLIVATTI, O. (1974) **Projeto Alto Guaporé**. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2323) Goiânia, DNPM/CPRM, v. 11.
- FIGUEIREDO, A.J. A. & PENNA, G.S. (1973) Mapa geológico do Maciço de Montes Claros de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. **Resumo das Comunicações Sessões Técnicas**. Aracaju, SBG. v.1, p. 103-105.
- FINGER, L.W. (1972) The uncertainty of the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. *Carnegie Inst. Wash., Year Book*, 71: 600-603.
- FLOOD, R.H. & VERNON, R.H. (1988) Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks. **Lithos**, 21: 237-245.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 27: 211-218.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978) Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. **Chem. Geol.**, 21: 291-306.
- GIRET, A.; BONIN, B. & LEGER, J.M. (1980) Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. **Can. Mineral.**, 18: 481-495.
- GOMES, C.B.; BARBIERI, M.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A.; GARBARINO, C.; MACCIOTTA, G.; MELLUSO, L.; MORBIDELLI, L.; RUBERTI, E.; SCHEIBE, L.F.; TAMURA, R.M. & TRAVERSA, G. (1987) Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 2. The Tunas massif, State of Paraná. **Geochim. Brasil.**, 1 (2):201-234.
- HAGGERTY, S.E. (1976) Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: D. Rumble, III ed. **Oxide minerals reviews in mineralogy**, 3: 101-300.
- HARKER, A. (1909) **The natural history of igneous rocks**. Methuen and Co. Ltd., London, 384p. (reimpressão, 1965).
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. (1970) Geocronologia do centro-oeste brasileiro. **Bol. Soc. Bras. Geol.**, 19: 1-26.

- HASUI, Y.; CARTNER-DYER, R. & IWANUCH, W. (1971) Geocronologia das rochas alcalinas de Santo Antônio da Barra, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1970. Anais... São Paulo, SBG. v.1, p. 253-258.
- HAWTHORNE, F. (1981) Crystal chemistry of the amphiboles. Mineralogical Society of America. **Reviews in Mineralogy**, 9A: 1-102.
- HUTCHINSON, C.S. (1974) **Laboratory handbook of petrographic techniques**. New York, Wiley, 527p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can. J. Earth Sci.**, 8: 523-548.
- JANASI, V.A. (1992) **Rochas sieníticas e mangerito-charnoquíticas neoproterozóicas da região entre Caldas e Campestre, MG: aspectos petrológicos**. São Paulo. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 298p.
- JANASI, V.A.; ANDRADE, S. & ULBRICH, H.H.G.J. (1995) A Correção do *drift* instrumental em ICP-AES com espectrômetro sequencial e a análise de elementos maiores, menores e traços em rochas. **Bol. IG-USP, série científica**, 26: 45-58.
- KAWASHITA, K. (1972) **O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas**. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 111p.
- KERR, A. & FRYER, B. J. (1993) Nd isotope evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada. **Chem. Geol.**, 104: 39-60.
- LAMEYRE, J. & BONIN, B. (1991) Granites in the main plutonic series. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.) **Enclaves and granite petrology**. Developments in Petrology 13. Elsevier, Amsterdam, p. 3-17.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982) Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **J. Volcan. Geoth. Res.**, 14: 169-186.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂-Diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. **Chem. Geol.**, 29: 183-210.
- LARSEN, L.M. (1976) Clinopiroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland. **J. Petrol.**, 17 (2): 258-290.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STREICKEISEN, A & ZANETTIN, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **J. Petrol.**, 27 (3): 745-750.
- LEAKE, B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. **Can. Mineral.**, 16: 501-520.
- LE MAITRE, R.W. (1989) **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- LINDSLEY, D.H. (1971) Synthesis and preliminary results on the stability of aenigmatite (Na₂Fe₅Si₆O₂₀). Carnegie Inst. Washington, **Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab.**, 1969-70, p.188-190.
- LOISELLE, M. C. & WONES, D. R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. **Geol. Soc. Amer. Abstracts with Program**, 11: 468.

- LOUREIRO, R. L.; LIMA, J.P. & FONZAR, B.C. (1982) Vegetação. In: PROJETO RADAMBRASIL, Levantamento de Recursos Naturais. Folha SE.21, Corumbá e parte da Folha SE.20. Rio de Janeiro, MME/SG, 27: 327-372.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S. & SOUZA, N.B. (1980) PROJETO COXIPO. Goiânia, DNPM/CPRM, Relatório Final, v.1, 136p.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 101: 635-643.
- MARSH, J.S. (1975) Aenigmatite stability in silica-undersaturated rocks. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 50: 135-144.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1985) **Magmas and magmatic rocks - an introduction to igneous petrology**. Longman Scientific & Technical, 266p.
- MITCHELL, R. H. (1990) A review of the compositional variation of amphiboles in alkaline plutonic complexes. **Lithos**, 26: 135-156.
- MORIMOTO, N. (1989) Nomenclature of Pyroxenes. **Mineral. J.**, 14 (5):198-221.
- MOTOKI, A. (1986) **Geologia e petrologia do maciço alcalino da Ilha de Vitória, SP**. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 245p.
- NEUMANN, E.R. (1980) Petrogenesis of the Oslo region lavikites and associated rocks. **J. Petrol.**, 21: 499-531.
- NEUMANN, E.R. (1976) Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks. **Lithos**, 9: 85-109.
- NIMER, E. (1989) Clima. In: Geografia do Brasil - Região Centro-Oeste. Rio de Janeiro, IBGE, v.1.
- O'HALLORAN, D.A. (1985) Ras ed Dom migrating ring complex: A-type granites and syenites from the Bayuda Desert, Sudan. **J. Afr. Earth Sci.**, 3: 61-75.
- OLIVATTI, O. & MARQUES, V.J. (1972) **Projeto Águas Quentes**. Goiânia, CODEMAT/CPRM, relatório final, 47p.
- OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O.H. (1943) **Geologia do Brasil**. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, série didática, 2, 813p.
- OLIVEIRA, M.A.M. & MUHLMANN, H. (1967) **Observations on the geology of Chapada dos Guimarães, Mato Grosso**. Ponta Grossa, Relatório Técnico Interno da Petrobrás, 362p.
- PEACOCK, M.A. (1931) Classification of igneous rock series. **J. Petrol.**, 39: 54-67.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrol.**, 25 (4): 956-983.
- PINHO, M.A.S.B.; BORGES, L.E.P.; PINHO, F.E.C.; LEITE, J.D. & FIGUEIREDO, M.H. (1993) Geoquímica dos elementos Terras Raras em granitóides ocorrentes no Estado de Mato Grosso. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal, 1993. Atas... Natal, p.195-208.

- PLATEVOET, B. & BONIN, B. (1991) Enclaves and mafic-felsic associations in the Permian alkaline province of Corsica, France: Physical and chemical interactions between coeval magmas. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.) **Enclaves and granite petrology**. Developments on Petrology 13. Elsevier, Amsterdam, p. 191-204.
- RICHARD, L.R. (1995) MINPET: The ultimate mineralogical and petrological data processing system for windows. Québec, Canada, 263p.
- RICHARD, L.R. & CLARKE, D.B. (1990) AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting analyses of amphiboles. **Amer. Miner.**, **75**: 421-423.
- ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W.; DOOLAN, B.L., (1981) Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. **Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy**, **9B**: 1-228.
- ROCK, N.M.S. (1982) Chemical mineralogy of the Monchique alkaline complex, southern Portugal. **Contr. Mineral. Petrol.**, **81**: 64-78.
- RUBERTI, E. (1984) **Petrologia do maciço alcalino do Banhadão, PR**. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 248p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. (1975) Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha. Goiás, SD.22. Brasília, DNPM, 114p.
- SHAND, S.J. (1945) The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks. **Amer. J. Sci.**, **243 A**: 495-507.
- SIMKIN, T. & SMITH, J.V. (1970) Minor-element distribution in olivine. **J. Geol.**, **78**: 304-325.
- SKJERLIE, K.P. & JOHNSTON, A.D. (1992) Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implications for the generation of A-type granites. **Geology**, **20**: 263-266.
- SOUSA, M. Z. A. & RUBERTI, E. (1996) Caracterização Petrográfica e Geocronológica do Complexo Intrusivas Ponta do Morro - MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. Anais... Salvador, SBG, v.2, p.80-82.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977) Subcommission on geochronology: conventions on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Contributions to the Geologic Time Scale. Studies in Geology. Michigan, p. 67-72.
- STEPHENSON, D. (1972) Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qôroq Centre, South Greenland. **Lithos**, **5**: 187-201.
- STERN, R.J. & GOTTFRIED, D. (1986) Petrogenesis of a Late Precambrian (575-600 Ma) bimodal suite in Northeast Africa. **Contr. Mineral. Petrol.**, **92**: 492-501.
- STORMER, J.C.Jr. (1973) Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. **Geochim. Cosmochim. Acta**, **37**: 1815-1821.
- STRECKEISEN, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. **Earth-Sci. Reviews**, **12**: 1-33.
- SYLVESTER, P.J. (1989) Post-collisional alkaline granites. **J. Geol.**, **97**: 261-280.
- THORNTON, C.P. & TUTTLE, O.F. (1960) Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation index. **Amer. J. Sci.**, **258**: 664-684.

- TUNER, S. & FODEN, J. (1996) Magma mingling in late-Delamerian A-type granites at Mannum, South Australia. **Mineral. Petrol.**, **56**: 147-169.
- TURNER, S.P.; FODEN, J.D. & MORRISON, R.S. (1992) Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. **Lithos**, **28**: 151-179.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N.L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. **Geol. Soc. Amer. Mem.**, **74**, 153p.
- VERNON, R.H. (1991) Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.) **Enclaves and Granite Petrology**. Developments in Petrology 13. Elsevier, Amsterdam, p. 277-291.
- VLACH, S.R.F. (1993) **Geologia e Petrologia dos Granitóides de Morungaba, SP**. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 414p.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. & CHAPPELL, B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **95**: 407-419.
- WILLIAMSON, J.H. (1968) Least-squares fitting of a straight line. **Can. J. Phys.**, **46**: 1845-1847.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chem. Geol.**, **20**: 325-343.