NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ASPECTOS PETROGENÉTICOS E
METALOGENÉTICOS DAS JAZIDAS DE
ESMERALDAS DE CARNAÍBA E SOCOTÓ, BA.**

Maria Manuela Galvão Monteiro Capovilla

Orientador: Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome
Presidente:	<u>Johann Hans Daniel Schorscher</u>
Examinadores:	<u>José Vicente Valarelli</u>
	<u>Roberto Perez Xavier</u>

ass.

H. Hans D. Schorscher
Manuela G. Monteiro
Roberto Perez Xavier

São Paulo
1995

NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ASPECTOS PETROGENÉTICOS E METALOGENÉTICOS DAS
JAZIDAS DE ESMERALDAS DE CARNAÍBA E SOCOTÓ, BA.**

Maria Manuela Galvão Monteiro Capovilla

Orientador: Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1995

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007979

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO, 1
2. OBJETIVOS, 2
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA, 3
4. METODOLOGIA, 4
 - 4.1 TRABALHOS PRELIMINARES, 4
 - 4.1.1 Revisão Bibliográfica, 4
 - 4.1.2 Fotointerpretação Geológica, 4
 - 4.2 TRABALHOS DE CAMPO, 5
 - 4.3 TRABALHOS LABORATORIAIS, 5
 - 4.3.1 Petrografia e Geoquímica, 5
 - 4.3.2 Cristalografia e Cristaloquímica, 7
 - 4.3.3 Inclusões Fluidas, 8
 - 4.3.4 Isótopos Estáveis, 8
 - 4.4 TRABALHOS FINAIS, 11
5. GEOLOGIA REGIONAL, 12
 - 5.1 INTRODUÇÃO, 12
 - 5.2 O EMBASAMENTO REGIONAL ARQUEANO, 12
 - 5.3 AS SEQUÊNCIAS SUPRA-CRUSTAIS ARQUEO-PROTEROZOÍCAS, 17
 - 5.4 ROCHAS METAÍGNEAS INTRUSIVAS DIVERSAS, 19
6. GEOLOGIA LOCAL, 24
 - 6.1 INTRODUÇÃO, 24
 - 6.2 TRABALHOS ANTERIORES, 24
 - 6.2.1 Carnaíba e Arredores, 24
 - 6.2.2 Socotó e Arredores, 26
 - 6.2.3 Estudos Comparativos das Áreas dos Garimpos de Carnaíba e Socotó, 27
 - 6.3 TRABALHOS E RESULTADOS DESSA PESQUISA, 28
7. PETROGRAFIA, 36
 - 7.1 PREPARAÇÃO E ROTEIROS ANALÍTICOS, 36
 - 7.2 MICROSCOPIA DE LUZ TRANSMITIDA, 37
 - 7.2.1 Rochas Metaultramáficas não Metassomatizadas, 38
 - 7.2.2 Rochas Metaultramáficas de Transição, 41
 - 7.2.3 Flogopititos, 46
 - 7.2.4 Mineralizações de Esmeraldas, 49
 - 7.2.5 Pegmatóide não Mineralizado, 53

7.2.6	Granitóides de Socotó Trecho Velho,	56
7.2.7	Metabasito de Socotó Trecho Velho,	60
7.3.	MICROSCOPIA DE LUZ REFLETIDA,	75
7.3.1	Rochas Metaultramáficas não Metassomatizadas,	75
7.3.2	Rochas Metaultramáficas de Transição,	76
7.3.3	Flogopititos e Flogopititos com Mineralização de Esmeraldas,	77
7.3.4	Microgranitos da Vila de Socotó (Trecho Velho),	77
7.3.5	Metabasito de Socotó Trecho Velho,	77
8.	LITOGEOQUÍMICA,	86
8.1	ROCHAS METAULTRAMÁFICAS,	86
8.1.1	Rochas Metaultramáficas não Metassomatizadas,	87
8.1.2.	Rochas Metaultramáficas Metassomatizadas,	94
8.2	GRANITÓIDES,	99
8.3	PEGMATÓIDES MINERALIZADOS E NÃO MINERALIZADOS,	114
8.4	METABASITO DE SOCOTÓ TRECHO VELHO,	121
8.5	SÍNTESE DOS PROCESSOS METASSOMÁTICOS,	124
8.5.1.	Cálculo Isovolum,	124
8.5.2.	Célula Padrão de Barth,	132
9.	MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL,	143
9.1	INCLUSÕES FLUIDAS: ESMERALDAS E QUARTZO,	143
9.2	CRISTALOGRAFIA DE ESMERALDAS,	160
9.2.1	Parâmetros de Cella Unitária,	160
9.2.2	Espectroscopia de Absorção no Infra-Vermelho,	163
9.3	QUÍMICA MINERAL,	168
9.3.1	Química Elementar das Esmeraldas,	168
9.3.2	Química Isotópica (Isótopos Estáveis),	175
10.	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA, PETROGÊNESE E METALOGÊNESE,	179
11.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS,	186

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa de localização geográfica dos garimpos de Carnaíba e Socotó, BA, 3
- Figura 2: Esboço geológico regional, 13
- Figura 3: Seção geológica do garimpo Marota, Carnaíba, 32
- Figura 4: Perfil de alteração esquemático das associações litológicas de Marota, Carnaíba e Trecho Novo, Socotó, BA, 45
- Figura 5: Diagrama de classificação modal (Streckeisen, 1967) para as rochas metaultramáficas não metassomatizadas, 90
- Figura 6: Diagrama triangular $MgO.FeO^*-Al_2O_3-TiO_2$ (Jensen, 1967) para rochas metaultramáficas não metassomatizadas, 91
- Figura 7: Variograma normalizado em valores do manto primitivo-PRIM, para amostra 07 (grupo 1), rocha metaultramáfica não metassomatizada, 92
- Figura 8: Variograma normalizado em valores do manto primitivo-PRIM, para amostras 20 e 20b (grupo 2), rochas metaultramáficas não metassomatizadas, 92
- Figura 9: Variograma normalizado em valores do manto primitivo-PRIM, para amostras 16 e 16b (grupo 3), rochas metaultramáficas não metassomatizadas, 93
- Figura 10: Variograma normalizado em valores do manto primitivo-PRIM, para amostras 25 e 25b (grupo 4), rochas metaultramáficas não metassomatizadas, 93
- Figura 11: Variograma normalizado em valores da amostra 07 para rochas metaultramáficas muito metassomatizadas, 96
- Figura 12: Variograma normalizado em valores da amostra 16 para rochas metaultramáficas muito metassomatizadas, 97
- Figura 13: Variograma normalizado em valores da amostra 25 para rochas metaultramáficas medianamente metassomatizadas, 98
- Figura 14: Variograma normalizado em valores da amostra 15c para metassomatitos de perfil progressivo de alteração, 99

- Figura 15: Diagrama baseado nos parâmetros P e Q (Debon & Le Fort, 1983) para microgranitos de Socotó e granitóides de Rudowski (1989), 102
- Figura 16: Diagrama SiO_2 *versus* total de álcalis (Middlemost, 1985) para microgranitos de Socotó e granitóides de Rudowski (1989), 102
- Figura 17: Diagrama triangular Q-A-P (Le Maitre, 1989) para microgranitos de Socotó e granitóides de Rudowski (1989), 103
- Figura 18: Diagrama baseado no índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) para microgranitos de Socotó e granitóides de Rudowski (1989), 104
- Figura 19: Diagrama baseado nos fatores R1 R2 (Batchelor & Bowden, 1985) para microgranitos de Socotó e granitóides de Rudowski (1989), 105
- Figura 20: Diagrama SiO_2 *versus* $\text{FeO}^{*}/(\text{FeO}^{*}+\text{MgO})$ de Maniar & Piccoli (1989) para microgranitos de Socotó e granitóides de Rudowski (1989), 106
- Figura 21: Diagrama baseado nos elementos menores Y, Nb e Rb (Pearce et al., 1984), para microgranitos de Socotó e granitóides de Rudowski (1989), 107
- Figura 22: Representação das amostras dos microgranitos de Socotó e granitóides de Rudowski (1989) no diagrama de Whalen et al. (1987), 108
- Figura 23: Variograma normalizado em valores do manto primitivo - PRIM para amostras de microgranitos da Vila de Socotó, 109
- Figura 24: Variograma normalizado em valores do manto primitivo - PRIM para amostras de granitóides de Rudowski (1989), 109
- Figura 25: Variograma dos granitóides sem granada de Campo Formoso de Rudowski (1989) normalizado em valores médios dos microgranitos de Socotó, 111
- Figura 26: Variograma dos granitóides granatíferos de Campo Formoso de Rudowski (1989) normalizado em valores médios dos microgranitos de Socotó, 111
- Figura 27: Variograma dos granitóides sem granada de Carnaíba de Rudowski (1989) normalizado em valores médios dos microgranitos de Socotó, 112
- Figura 28: Variograma dos microgranitos de Socotó normalizado em valores de ORG,

Figura 29: Variograma dos granitóides de Rudowski (1989) normalizado em valores de ORG, 113

Figura 30: Diagrama triangular Q-A-P (Le Maitre, 1989) para pegmatóides de Carnaíba e Socotó, microgranitos de Socotó e granitóides e aplopegmatóides de Rudowski (1989), 117

Figura 31: Diagrama baseado no Índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) para pegmatóides de Carnaíba e Socotó, microgranitos de Socotó e granitóides e aplopegmatóides de Rudowski (1989), 118

Figura 32: Variograma normalizado em valores do manto primitivo -PRIM para amostras de aplopegmatóides e composição média dos granitóides de Rudowski (1989), 119

Figura 33: Variograma normalizado em valores do manto primitivo -PRIM para amostras de pegmatóides mineralizados de Carnaíba, pegmatóide estéril de Socotó e composição média dos microgranitos de Socotó, 119

Figura 34: Variograma normalizado em valores de basaltos de dorsal oceânica-MORB para amostra de metabasito de Socotó Trecho Velho, 122

Figura 35: Variograma normalizado em valores do manto primitivo-PRIM para amostra de metabasito de Socotó Trecho Velho, 123

Figura 36: Representação gráfica do transporte geoquímico (ganhos e perdas) de óxidos/elementos, resultantes do Cálculo Isovolum para perfil natural de alteração metassomática progressiva e contínua, de Marota, Carnaíba (variação % óxido/elemento *versus* teores crescentes de K₂O), 128

Figura 37: Representação gráfica do transporte geoquímico (ganhos e perdas) de óxidos/elementos, resultantes do cálculo da Célula Padrão de Barth para perfil natural de alteração metassomática progressiva e contínua, de Marota, Carnaíba (valores dos cátions *versus* teores crescentes de K₂O), 139

Figura 38: Dados microtermométricos das inclusões fluidas da amostra 04a, esmeralda (Marota, Carnaíba), 146

Figura 39: Dados microtermométricos das inclusões fluidas da amostra 04c, esmeralda (Marota, Carnaíba), 150

Figura 40: Dados microtermométricos das inclusões fluidas da amostra 06a, esmeralda (Marota, Carnaíba), 153

Figura 41: Pressões de aprisionamento das inclusões fluidas da amostra 06a (Solovova et al., 1992), 154

Figura 42: Dados microtermométricos das inclusões fluidas da amostra 06b, quartzo (Marota, Carnaíba), 155

Figura 43: Dados microtermométricos das inclusões fluidas das amostras 23e e 23d, esmeraldas (Trecho Velho, Socotó), 157

Figura 44: Seção longitudinal esquemática de canal estrutural de berilo, ilustrando os 2 tipos de água, 164

ÍNDICE DE TABELAS

- Tabela 1: petrografia de lâminas delgadas, metaultramáficas não metassomatizadas, 39
- Tabela 2: petrografia de lâminas delgadas, metaultramáficas de transição, 43
- Tabela 3: petrografia de lâminas delgadas, metaultramáficas metassomatizadas, 47
- Tabela 4A: petrografia de lâminas delgadas, flogopitito mineralizado, 50
- Tabela 4B: petrografia de lâminas delgadas, veios pegmatóides mineralizados, 50
- Tabela 5A: petrografia de lâminas delgadas, veios pegmatóides não mineralizados, 54
- Tabela 5B: petrografia de lâminas delgadas, veio de quartzo mineralizado, 54
- Tabela 5C: petrografia de lâminas delgadas, granitóides, 58
- Tabela 6: petrografia de lâminas delgadas, metabásica, 61
- Tabela 7: norma CIPW das rochas metaultramáficas, 89
- Tabela 8: norma CIPW das rochas granitóides, 58
- Tabela 9: norma CIPW das rochas pegmatóides, 115
- Tabela 10: norma CIPW da rochas metabásica, 121
- Tabela 11: resumo dos Cálculos Isovolum para perfil natural contínuo de alteração metassomática progressiva de Marota, Carnaíba, 127
- Tabela 12: resumo dos Cálculos Isovolum para perfil idealizado, construído para progressão metassomática em rochas com altos teores de CaO, Marota, Carnaíba, 133
- Tabela 13: resumo dos Cálculos Isovolum para perfil idealizado, construído para progressão metassomática em rochas com médios teores de CaO, Marota, Carnaíba, 134
- Tabela 14: resumo dos Cálculos Isovolum para perfil idealizado, construído para progressão metassomática em rochas com baixos teores de CaO, Marota, Carnaíba, 135

Tabela 15: resumo dos Cálculos Isovolume para perfil idealizado, construído para progressão metassomática em rochas com altos teores de CaO, Trecho Velho, Socotó, 136

Tabela 16: resumo dos cálculos pela Célula Padrão de Barth para perfil natural contínuo de alteração metassomática progressiva de Marota, Carnaíba, 138

Tabela 17: resumo dos cálculos pela Célula Padrão de Barth para perfis construídos para progressão metassomática em rochas com baixos, médios e altos teores de CaO, Marota, Carnaíba, 141

Tabela 18: resumo dos cálculos pela Célula Padrão de Barth para perfil construído para progressão metassomática em rochas com altos teores de CaO, Trecho Velho, Socotó, 142

Tabela 19: parâmetros de cela unitária das esmeraldas de Carnaíba e Socotó, BA, 161

Tabela 20: parâmetros médios de cela unitária das esmeraldas de Carnaíba e Socotó, BA comparados aos dados de literatura, 162

Tabela 21: espectros de absorção no infra-vermelho para esmeraldas de Carnaíba e Socotó, BA, 166

Tabela 22: análises químicas totais dos berilos de Carnaíba e Socotó, BA, 170

Tabela 23: análises químicas parciais dos berilos de Carnaíba e Socotó, BA, 170

Tabela 24: análises de isótopos estáveis dos berilos de Carnaíba e Socotó, BA, 177

ÍNDICE DE MICROFOTOGRAFIAS

PRANCHA 1, Microfotografias Petrográficas, 62

Foto 1: amostra 07, clorita-serpentinó com cromita acessória, Socotó, Trecho Velho, 62

Foto 2: amostra 20, metaultramafito com carbonato, talco, clorita, serpentina e cromita acessória, Carnaíba, Marota, 63

Foto 3: amostra 20, idem anterior com polarizadores cruzados, 63

Foto 4: amostra 16, metaultramafito com talco, carbonato, anfibólio, clorita, serpentina e cromita acessória, Carnaíba, Marota, 64

Foto 5: amostra 16, idem anterior com polarizadores cruzados, 64

Foto 6: amostra 25, metaultramafito com clorita, serpentina, tremolita, talco e cromita acessória, Socotó, Trecho Velho, 65

Foto 7: amostra 25, idem anterior com polarizadores cruzados, 65

Foto 8: amostra 15, tremolitito flogopitizado com cromita corroída, Carnaíba, Marota, 66

Foto 9: amostra 15, idem anterior com polarizadores cruzados, 66

Foto 10: amostra 17: metaultramafito com flogopitização incipiente, Carnaíba, Marota, 67

Foto 11: amostra 17, idem anterior com polarizadores cruzados, 67

Foto 12: amostra 01, flogopitito, Carnaíba, Marota, 68

Foto 13: amostra 01, idem anterior com polarizadores cruzados, 68

Foto 14: amostra 18, flogopitito com apatita e halos pleocróicos, Carnaíba, Marota, 69

Foto 15: amostra 04, veio pegmatóide plagioclasítico mineralizado, Carnaíba, Marota, 69

Foto 16: amostra 23, veio pegmatóide plagioclasítico mineralizado, Socotó, Trecho Velho, 70

Foto 17: amostra 23, idem anterior com polarizadores cruzados, 70

Foto 18: amostra 02, flogopitito mineralizado com 2 gerações de berilos, Carnaíba, Marota, 71

Foto 19: amostra 02, idem anterior com polarizadores cruzados, 71

Foto 20: amostra 02, flogopitito mineralizado com berilo, turmalina e flogopita, Carnaíba, Marota, 72

Foto 21: amostra 02, idem anterior com polarizadores cruzados, 72

Foto 22: amostra 27, metabasito, Socotó Trecho Velho, 73

Foto 23: amostra 27, idem anterior com polarizadores cruzados, 73

Foto 24: amostra 24, veio pegmatóide não mineralizado, Socotó, Trecho Velho, 74

Foto 25: amostra 31: granitóide de Socotó, Trecho Velho, 74

PRANCHA 2, Microfotografias de Minérios, 79

Foto 1: amostra 07, cromita com núcleos preservados e alteração para ferrita-cromita nas bordas, 79

Foto 2: amostra 20, cromita típica com ferrita-cromita nas bordas e núcleo preservado, 79

Foto 3: amostra 20, cromita com borda de alteração silicática, 80

Foto 4: amostra 25, cromita com núcleo arredondado por corrosão magnética sobrecrecido com zona silicática e de sulfetos e zona externa de cromita idiomórfica, 80

Foto 5: amostra 25, intercrescimento de cromita, pirrotita e marcassita, 81

Foto 6: amostra 07, fratura preenchida por magnetita martitizada, 81

Foto 7: amostra 29, cromitas subeuedrais, 82

Foto 8: amostra 04, cromitas com textura em cárie e alteração para ferrita-cromita, 82

Foto 9: amostra 04, ferrita-cromita anedral intersticial às micas e com textura cariada, 83

Foto 10: amostra 23, microfratura em cristal de berilo, preenchida por magnetita, 83

Foto 11: amostra 31, magnetita com borda martitizada, 84

Foto 12: amostra 31, titanita eudral com inclusões de ilmenita, 84

Foto 13: amostra 27, calcopirita cariada e alterada para covelita, 85

Foto 14: amostra 27, titanita leucoxênio eudral com ilmenita inclusa, 85

PRANCHA 3, Microfotografias de Inclusões Fluidas, 159

Foto 1: berilo de mineralização em quartzo, inclusões fluidas primárias trifásicas, 159

Foto 2: quartzo de veio de quartzo mineralizado em esmeraldas, inclusões fluidas secundárias carbônicas e aquo-carbônicas, 159

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO I: Mapas Geológicos de Carnaíba (1) e Socotó (2).

ANEXO II: Litogeoquímica.

ANEXO III: Cristalografia.

RESUMO

As jazidas de esmeraldas de Carnaíba e Socotó, situam-se na borda oeste da Serra de Jacobina, na parte NE do Estado da Bahia, próximas à cidade de Campo Formoso.

O contexto geológico da área estudada compreende rochas metaultramáficas, hospedeiras das mineralizações estudadas, que estão imbricadas, tectonicamente, tanto às rochas metassedimentares do Grupo Jacobina, como às rochas gnaíssico-migmatíticas polimetamórficas do embasamento arqueano (Complexo Metamórfico-Migmatítico). Os contatos das rochas metaultramáficas com as rochas metassedimentares (quartzitos) são tectônicos, por falhas de empurrão de baixos ângulos e marcados por forte milonitização (rúptil-dúctil); já os contatos com as rochas gnaíssico-migmatíticas, também tectônicos, são caracterizados por falhas inversas de ângulos médios a altos, estando presentes ainda forte milonitização e efeitos de retrometamorfismo de baixo grau. Aos processos tectono-metamórficos associaram-se os processos metassomáticos que originaram as mineralizações de esmeraldas. Neste trabalho foram estudadas em detalhe as mineralizações de Carnaíba, Marota e Socotó, Trecho Velho, ambas controladas por falhas de empurrão de ângulos médios a altos, mobilizados pegmatóides plagioclasíticos nelas injetados e flogopititos em zonas metassomáticas. Tanto os pegmatóides como os flogopititos são portadores (ou não) de mineralizações de esmeraldas, tanto em Carnaíba como em Socotó. Nas áreas de mineralização estudadas não foram observados contatos intrusivos e/ou quaisquer efeitos de metamorfismo de contato entre os conjuntos litológicos regionais e/ou locais graníticos, representados pelos batólitos de Cranáiba e Campo Formoso, assim como por corpos menores de microgranitos de Socotó Trecho Velho e as rochas metaultramáficas, de baixo grau metamórfico, localmente mineralizadas.

Desses conjuntos petro-metalogenéticos, foram estudados os litotipos principais potencialmente envolvidos na gênese das mineralizações de esmeraldas, com métodos multidisciplinares: geológicos de campo e laboratoriais, principalmente mineralógico-petrográficos (incluindo a microtermometria de inclusões fluidas), cristalográficos e geoquímicos (incluindo química mineral e isótopos estáveis).

Os resultados petrográfico-litogeoquímicos considerados mais importantes, mostraram a variabilidade composicional pré-metassomática das rochas metaultramáficas (de peridotítica, piroxenítica a olivina gabro-norítica), assim como sua possível derivação

de rochas vulcânicas e/ou sub-vulcânicas de seqüências vulcano-sedimentares pré-cambrianas antigas (proterozóicas inferiores ou arqueanas). Entretanto, não foi possível verificar nenhuma relação genética entre as rochas graníticas regionais e/ou locais e as mineralizações de esmeraldas. As evidências encontradas indicam a origem das mineralizações estudadas relacionada a processos tectono-metamórficos e metassomáticos, posteriores a formação das rochas graníticas (do Complexo Metamórfico Migmatítico, dos Batólitos de Carnaíba e Campo Formoso e dos microgranitos de Socotó), por circulação de fluidos de origens profundas, magmático/pós-magmáticos e/ou metamórficos. As principais transformações metassomáticas de natureza alcalina potássica causaram enriquecimentos em K, Rb, Ba, Al, Ga, Zr, Y, La, Pb e U, e a transformação das rochas metaultramáficas em flogopititos.

Nos garimpos de Marota, Carnaíba e Trecho Velho, Socotó, foram confirmados nesta pesquisa 2 tipos de mineralizações de esmeraldas. O primeiro, denominado de tipo 1, e encontrado tanto em Carnaíba como em Socotó, é representado pelos veios pegmatóides plagioclasíticos dispostos discordantemente, com estruturas essencialmente rúpteis, aos corpos de rochas metaultramáficas. A partir destes veios configuram-se zonas bilaterais simétricas de alteração metassomática nas encaixantes, responsáveis pela formação dos flogopititos. Neste tipo de mineralização, os cristais de esmeraldas ocorrem tanto no veio pegmatóide (tipo 1-pegmatóide) como nas zonas de flogopititos (tipo 1-flogopitito). As esmeraldas são caracterizadas por apresentarem cores verdes a esverdeadas, mais fortes nos flogopititos e nas bordas dos veios pegmatóides, apresentando-se fraturadas por deformações tectônicas. Possuem médios a altos teores de álcalis em seus canais estruturais, além de inclusões fluidas (IF) carbônicas, aquo-carbônicas ou aquosas aprisionadas a temperaturas mínimas entre 200 e 225°C, que corresponderia a temperatura mínima de formação dos cristais. As pressões dos fluidos no aprisionamento das IF/formação das esmeraldas estaria em torno de 1 a 2 kbars, dados estes confirmados pelos altos teores de água nos canais estruturais. As esmeraldas de Socotó de tipo 1-pegmatóides apresentam uma ligeira expansão em direção ao eixo cristalográfico a em relação às esmeraldas de mesmo tipo de Carnaíba.

O segundo tipo de mineralização de esmeraldas, tipo 2, foi observado somente em Carnaíba (Marota). É representado por veios de quartzo, discordantes, não deformados, portadores de esmeraldas, posteriores aos veios pegmatóides plagioclasíticos. Num caso estudado, a esmeralda é perfeitamente idiomórfica e de cor verde intenso; possui altos teores de álcalis em seus canais estruturais, inclusões fluidas primárias

essencialmente aquo-salinas, com temperaturas mínimas de aprisionamento dos fluidos entre 190 e 225°C, com sistema homogêneo de fluidos, e pressões médias de aprisionamento entre 220 a 400 bars, condições estas que corresponderiam a níveis crustais mais rasos.

ABSTRACT

The emerald deposits of Carnaíba and Socotó are located on the Western border of the Serra de Jacobina, in the Northeastern part of the State of Bahia, near the city of Campo Formoso.

The geological context of the studied area comprises metaultramafic rocks hosting, locally, the emerald mineralizations. The metaultramafic rocks occur tectonically imbricated with the metasediments of the Jacobina Group and with polymetamorphic gneissic and migmatitic rocks of the archean basement (*Complexo Metamórfico Migmatítico*). The contacts of the metaultramafics with the (overall quartzitic) metasediments are low-angle thrust faults evidencing conspicuous (ruptile-ductile) mylonitization. The contacts with the gneissic and migmatitic rocks are tectonic, too, although they consist of medium- to high-angle upthrusts. Strong mylonitization and low-grade retrometamorphism occur, as well. Associated with the regional tectono-metamorphic events there occurred, locally, metasomatic processes; these originated the emerald mineralizations. In this study, the mineralizations of Carnaíba - Marota and Socotó - Trecho Velho were investigated in detail. They are controlled in both areas by medium- to high-angle faults with or without injected plagioclasitic pegmatoids and always with phlogopitites forming zones of metasomatic alteration. Pegmatoids and phlogopitites of both sites, Carnaíba and Socotó, may (or not) contain emeralds. However, in neither of the study areas there were observed intrusive relationships and/or whatever else contact metamorphic phenomena, between the main regional and/or local granitic rocks (represented by the Carnaíba and Campo Formoso batholiths, as well as the rather small microgranitic intrusions of Socotó - Trecho Velho) and the low-grade regional metamorphic metaultramafics with local emerald mineralizations.

In the outlined petro-metallogenetic context, the main lithotypes potentially involved with the genesis of the emerald mineralizations were studied with multidisciplinary methods, including field geology and, as main laboratory work, mineralogical and petrographical techniques (including fluid inclusions microthermometry), X-ray crystallography, IR-spectroscopy and geochemistry (including bulk rock major and trace element analytics, mineral chemistry and stable isotopes).

The main petrographical and bulk geochemistry results revealed the premetasomatic variability of the metaultramafic rocks, ranging from peridotitic to pyroxenitic and

olivine-gabbro noritic compositions, as well as their possible derivation from volcanic and/or subvolcanic protoliths of volcano-sedimentary (supra-crustal) sequences of old precambrian (lower proterozoic or archean) age. However, it was not possible to establish specific genetical relationships between any of the regional and/or local granitic rocks and the emerald mineralizations. All the evidences found indicate the origin of the studied emerald mineralizations as related with tectono-metamorphic and metasomatic processes younger than the granitic rocks (of the *Complexo Metamórfico Migmatítico*, the Carnaíba and Campo Formoso batholiths and the Socotó microgranites); due to fault-related circulation and interactions of fluids of deep crustal, magmatic to postmagmatic and/or metamorphic origins with the metaultramafic wall-rocks. These caused alkaline-potassic alterations with enrichments (from more to less systematic) of: K, Rb, Ba, Al, Ga, Zr, Y, La, Pb and U, along with the transformation of the metaultramafics into phlogopitites.

The diggings (*garimpos*) of Marota, Carnaíba and Trecho Velho, Socotó host two types (and generations) of emerald mineralizations. The older one, designated as type 1, was found in Carnaíba and Socotó and consists of pegmatoid plagioclasitic discordant veins, disposed in a system of essentially ruptile structures of medium- to high-angle transtensive and transpressive faults and fractures. These veins caused the metasomatic alteration and transformation of the metaultramafic wall rocks into phlogopitites, occurring as bilateral symmetrical zones. In this type of mineralization the emeralds occur in the vein itself (type 1-pegmatoid) and in the vein-related, adjacent phlogopitite zones (type 1-phlogopitite). The emeralds show typical greenish and green colours, being stronger coloured in the phlogopitite and in the adjacent border zones of the veins, and are commonly fractured, due to younger tectonics. They possess high alkali contents (mainly Na) in the crystallographic channels and carbonic, hydrous and carbonic, and hydrous fluid inclusions (FI). The FI were entrapped at minimum temperatures of 200 - 225°C that may be considered as the minimum formational temperatures of the emerald crystals. The fluid pressures during the crystallization of the emeralds were relatively high, as evidenced by the high fluid contents of the crystallographic channels. The FI studies indicate a heterogeneous fluid system and entrapment pressures in the range of 1 - 2 kb. The type 1-pegmatoid emeralds of Socotó present a slight expansion of crystallographic a_0 when compared to their analogues of Carnaíba.

The second type of mineralization (type 2) was studied only at Carnaíba (Marota). It occurs as emerald mineralized non-deformed (discordant) quartz veins younger than the pegmatoid plagioclasitic veins and mineralizations. The emerald crystals are perfectly

idiomorphic, of intense green colour and show high alkali contents in the crystallographic channels. The primary FI are essentially hydrous and saline, indicating the entrapment of a homogeneous fluid system at minimum temperatures of 190 - 225°C and mean fluid pressures of 220 - 400 b, conditions that clearly point to a shallower crustal depth of formation.

AGRADECIMENTOS

Ao concluir esta dissertação de mestrado, ora apresentada ao Programa de Mineralogia e Petrologia do IGc/USP, aproveito para expressar os meus mais sinceros agradecimentos a diversas pessoas e instituições, cuja colaboração foi decisiva para a conclusão deste trabalho.

Em primeiro lugar, agradeço ao Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher pela orientação, não só desta tese, mas de minha formação científica e pela amizade, compreensão, apoio e incentivo proporcionados em todas as fases deste trabalho.

Agradeço também de forma especial ao Prof. Dr. Rainer Aloys Schultz-Guttler do IGc/USP e à Dra. Rosa M. S. Bello pela ajuda valiosa na interpretação dos dados microtermométricos; ao Prof. Dr. Roberto X. Peres do IGc/UNICAMP e ao técnico Dailto da Silva do IGc/UNICAMP pela colaboração e auxílio na obtenção dos dados laboratoriais relativos às inclusões fluidas. Agradeço ainda, ao técnico Flávio M. S. Carvalho do Laboratório de raios X do IGc/USP pela ajuda na obtenção dos dados cristalográficos.

Agradecimentos são devidos ao CNPq pela concessão de bolsa de estudo que viabilizou esta pesquisa.

De maneira muito especial, agradeço aos colega amigos Rosely A. Imbernorn pela amizade sincera e apoio e Augusto Pedreira pelo auxílio na obtenção das fotos aéreas e discussão da geologia regional da área. À minha família, agradeço a presença sempre decisiva nos momentos mais difíceis, não permitindo o meu esmorecimento.

A todos, o meu mais sincero obrigado.

1. INTRODUÇÃO

Neste trabalho serão apresentados estudos das ocorrências de esmeraldas dos garimpos da Marota (Carnaíba) e Trecho Velho e Trecho Novo (Socotó), BA (FIGURA 1), realizados para elucidar os processos geológicos, petrogenéticos e metalogenéticos, hidrotermais-metassomáticos e metamórficos que originaram essas mineralizações.

As ocorrências de esmeraldas encontram-se em terrenos precambrianos de evolução poligenética e policíclica, compreendendo rochas graníticas, migmatito-gnáissicas e intrusivas ígneas metamórficas (arqueanas e proterozóicas), seqüências supracrustais metavulcano-sedimentares (Complexo Itapicuru) e outras essencialmente metassedimentares clásticas (Grupo Jacobina), além de rochas metaultramáficas e enxames de diques básicos a intermediários, também metamórficos.

As áreas das mineralizações de esmeraldas encontram-se ainda relativamente pouco estudadas, tanto no que diz respeito aos levantamentos geológicos de semidetalhe e detalhados (locais), como também sob aspectos genéticos, considerando-se as mineralizações de esmeraldas no contexto evolutivo do seu quadro geológico e petrográfico.

2. OBJETIVOS.

O objetivo geral deste projeto de mestrado constitui-se no estudo geológico-petrogenético das mineralizações de esmeraldas dos garimpos da Marota (Carnaíba) e Trecho Velho e Trecho Novo (Socotó), BA, no contexto evolutivo do seu quadro geológico-petrográfico. Os objetivos específicos são:

- (1) - a definição e caracterização mineralógica, petrográfica e geoquímica dos processos petro-metalogenéticos, hidrotermais-metassomáticos e metamórficos mineralizantes das ocorrências de esmeraldas dos garimpos da Marota (Carnaíba) e Trecho Velho e Trecho Novo (Socotó), que afetaram as rochas metaultramáficas encaixantes de interesse, causando sua transição contínua e completa, desde os tipos não-metassomatizados até flogopititos e flogopititos mineralizados em esmeraldas;
- (2) - a caracterização mineralógico-petrográfica e geoquímica de pegmatóides mineralizados com esmeraldas (e não mineralizados), dos garimpos da Marota (Carnaíba) e Trecho Velho (Socotó), e suas eventuais relações com algumas das rochas graníticas regionais;
- (3) - objetivos específicos adicionais dizem respeito à algumas propriedades cristalográfico-cristaloquímicas de inclusões fluidas e geoquímico-isotópicas das esmeraldas e de alguns minerais associados das duas áreas de jazidas.

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área dos garimpos de Carnaíba e Socotó, localiza-se na porção NNE do Estado da Bahia, Serra de Jacobina, respectivamente a SW e NE da cidade de Campo Formoso (FIGURA 1). O acesso principal a partir de Salvador é feito pelas rodovias BR-324 e BR-407.

FIGURA 1: Localização geográfica dos garimpos de Carnaíba e Socotó, BA.

4. METODOLOGIA

4.1 TRABALHOS PRELIMINARES

4.1.1 Revisão Bibliográfica

Os estudos bibliográficos foram efetuados sob aspectos regionais, locais e temáticos. Nos estudos regionais foram integrados os conhecimentos sobre a evolução geológica pré-cambriana da Serra de Jacobina (FIGURA 2). Os estudos locais concentraram-se em torno dos conhecimentos sobre as mineralizações de esmeraldas de Carnaíba e Socotó. Os estudos temáticos visaram fundamentos metodológicos para os estudos laboratoriais, fundamentos petrológico-geoquímicos sobre processos hidrotermais-metassomáticos, metamórficos e metalogenéticos em sistemas abertos/semi-abertos, e ainda dados e descrições comparativas de outras ocorrências de esmeraldas.

4.1.2. Fotointerpretação Geológica

Os trabalhos de fotointerpretação geológica foram realizados na preparação e em acompanhamento dos trabalhos de campo. Foram utilizadas as fotografias aéreas, em preto e branco, na escala 1:70.000 (CNG-0.201 V SACS, F.I. 01 a 06), emprestadas pela CPRM da Bahia. Os dados geológicos e petrográficos de campo desta pesquisa e os mapas geológicos regionais (INDA & BARBOSA, 1978; COUTO et al., 1978) serviram de base para os estudos que objetivaram a análise das feições lito-estruturais principais. Os resultados fotointerpretados foram amparados por bases topográficas parciais ampliadas das Folhas IBGE (1:100.000) Senhor do Bonfim e Campo Formoso, (ANEXO I, MAPAS 1, 2).

4.2 TRABALHOS DE CAMPO

Nos trabalhos de campo executaram-se levantamentos de perfis regionais de reconhecimento e estudos de detalhe, principalmente litológicos e amostragens sistemáticas de superfície e sub-superfície, nas regiões dos garimpos de Carnaíba (Marota/Buracão do Mocofaia) e Socotó (Trecho Velho e Trecho Novo), conforme FIGURAS 3 e 4 (ANEXO II). Os levantamentos e as amostragens visaram especificamente as zonas de transição, desde as rochas metaultramáficas não alteradas até as rochas metassomatizadas e portadoras de mineralização, veios pegmatóides mineralizados e estéreis e granitóides regionais.

Estudos estruturais mais detalhados não foram possíveis neste trabalho, tanto pelo curto tempo de campo disponível, como pela própria natureza das áreas de garimpo de Carnaíba e Socotó. Ambas são extremamente escassas em afloramentos naturais e, adicionalmente, totalmente entulhadas com blocos e rejeitos dos serviços subterrâneos. Estudos estruturais de detalhe em sub-superfície, certamente de grande valia científica, não foram previstos neste projeto de mestrado. Dependeriam de autorizações generalizadas para o acesso às lavras subterrâneas, além de uma ampla e sólida infraestrutura de equipamentos específicos (iluminação e demais apoios logísticos e de segurança de trabalho).

4.3 TRABALHOS LABORATORIAIS

4.3.1 Petrografia e Geoquímica

Os trabalhos compreenderam várias etapas e tratamentos realizados na sequência que se segue:

- * Catalogação, seleção e descrição macroscópica de aproximadamente 40 amostras.
- * Definição dos roteiros analíticos individuais.
- * Serragem das amostras e confecção de 40 lâminas delgadas e 21 seções polidas.
- * Microscopia petrográfica qualitativa e semi-quantitativa de luz transmitida e refletida, incluindo trabalhos de micro-fotografia.
- * Preparação de 33 amostras, através de britagem, homogeneização, quarteamento e moagem, com granulometria inferior a 200#, para análise litogeoquímica multielementar de elementos maiores e traços, via fluorescência de Raios X sequencial automática (XRF).
- * Preparação de 11 amostras de cristais individuais maiores de esmeraldas/berilos para análise geoquímica analítica de elementos maiores e traços via fluorescência de Raios X sequencial automática (XRF).
- * Análise por fluorescência de Raios X (XRF) sequencial automática de 33 amostras de rochas e 11 amostras de cristais de esmeraldas/berilos para elementos maiores e traços (30 elementos por amostra). Os trabalhos analíticos foram efetuados através de convênio internacional com o Instituto de Geociências da Universidade de Hamburgo, Alemanha.

* Tratamentos automáticos e modelagens geoquímicas: foram efetuados cálculos petroquímicos utilizando-se o programa NewPet (CLARKE, 1990-1992) e cálculos de ganhos e perdas de massa (transportes geoquímicos) nos processos metassomáticos, através dos métodos Isovolum (MILLOT & BONIFAS, 1955) e Célula Padrão de Barth (BARTH, 1948; ROSENQVIST, 1949; MÜLLER & BRAUN, 1977).

4.3.2 Cristalografia e Cristaloquímica

Foram determinados parâmetros de cela unitária em 8 amostras de cristais de berilo, provenientes de veios pegmatóides injetados em flogopititos dos garimpos de Marota (Carnaíba) e Trecho Velho (Socotó), analisando-se porções de borda e centro de 2 cristais por amostra, separadamente. Foi utilizado o método de pó, em amostras com granulometria inferior a 200# e radiação $\text{CuK}\alpha = 1.54178\text{\AA}$. As análises foram efetuadas com um difratômetro modelo UDR-6 VeB Carl Zeiss ZENA no Laboratório de Raios X do DMP-USP. Para obtenção dos parâmetros cristalográficos foram utilizados programas AJU-2, de leitura de dados e LCLSQ versão 8.4 (BURNHAM, 1991), de cálculo dos parâmetros de cela por refinamento por mínimo quadrado.

Estudos de espectroscopia no infra-vermelho, para caracterizar os fluidos dos canais estruturais, foram realizados em 13 cristais de esmeraldas dos garimpos de Marota (Carnaíba) e Trecho Velho (Socotó) analisando-se, separadamente, as porções de centro e borda dos cristais. Para tanto, os cristais foram finamente moídos, pulverizados e misturados com 1% de KBr (Merck) previamente seco, formando uma pastilha. Todas as amostras representam mineralizações do tipo injeções pegmatóides em flogopititos, com excessão da amostra 06 de Marota (Carnaíba), proveniente de mineralização de esmeralda em veio de quartzo. A espectroscopia no infra-vermelho permite a análise composicional, qualitativa e semi-quantitativa dos fluidos e a determinação do tipo

estrutural da água contida nos canais estruturais dos minerais. As análises foram realizadas nos laboratórios do CETEM (DQI), Rio de Janeiro (7 amostras) e do IQ-USP, São Paulo (6 amostras), com espectrômetros FTIR Perkin-Elmer série 1600, modelo 1620, e constaram de 4 varreduras por amostra na faixa espectral entre 4000 e 500 cm^{-1} .

4.3.3 Inclusões Fluidas

Estudos de inclusões fluidas em cristais de esmeraldas e quartzo de 18 amostras dos garimpos de Marota (Carnaíba) e Trecho Velho (Socotó) foram realizados em 27 lâminas bipolidas, confeccionadas na Universidade de Hamburgo. Essas lâminas foram serradas em cortes aproximadamente paralelos e perpendiculares ao eixo C de crescimento cristalográfico (berilos/esmeraldas) e em cortes aleatórios (berilos/esmeraldas e quartzo). Das 18 amostras somente 6 (04a, 04c, 23d, 23e, 06a e 06b) mostraram-se adequadas para os estudos microtermométricos pretendidos.

Nos estudos microtermométricos de baixas temperaturas foi utilizada uma platina Chaix Meca modelo 871 adaptada a um microscópio petrográfico Jenapol Carl Zeiss Jena, com sistema de refrigeração por circulação de nitrogênio líquido. Com esse equipamento as análises foram iniciadas em temperaturas negativas de (-)180 °C. Para os estudos microtermométricos de altas temperaturas foi utilizada uma platina Linkam TMSG600 que atinge a temperatura máxima de 600°C, também acoplada a um microscópio petrográfico Jenapol Carl Zeiss Jena. Estes estudos foram realizados no laboratório de inclusões fluidas do IG-UNICAMP.

6.3.4. Isótopos Estáveis

Para os estudos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD (em berilos/esmeraldas) e $\delta^{34}\text{S}$ (em molibdenita) foram separadas, com base em estudos mineralógico-petrográficos prévios, 15 amostras de cristais de berilo/esmeralda provenientes dos Garimpos, Marota (Carnaíba) e Trecho Velho (Socotó), além de 2 amostras de molibdenita. As amostras foram processadas/analizadas por Prof. Dr. A. E. Fallick e colaboradores no Scottish Universities Research and Reactor Centre - SURRC (East Kilbride/Glasgow, Grã Bretanha), no âmbito de um projeto de cooperação científica internacional.

Todas as razões de isótopos estáveis determinadas foram expressas na forma convencional, ou seja, como valores δ , definidas como se segue:

$$\delta = ((R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}}) / R_{\text{padrão}}) \times 10^3\text{‰}$$

sendo $R = \text{D/H, } ^{18}\text{O}/^{16}\text{O, } ^{34}\text{S}/^{32}\text{S, etc.}$.

Os valores de δD e $\delta^{18}\text{O}$ foram dados em relação ao padrão SMOW (Standard Mean Ocean Water) e os valores de $\delta^{34}\text{S}$ em relação ao padrão CDT (Canyon Diablo Troilite); todos em ‰ (partes por mil).

As análises de berilos/esmeraldas compreenderam a determinação de D/H dos fluidos dos canais estruturais, liberados, respectivamente, abaixo e acima de 800°C , e a determinação de $\delta^{18}\text{O}$ da fase silicática (solida).

Para a determinação de D/H, a preparação das amostras inicia-se pela degaseificação (remoção de voláteis adsorvidos/instáveis) dos fragmentos dos cristais (por 12 horas a 120°C sob alto vácuo) colocados num cadinho de Pt (antes degaseificado, por 3 horas, a $>1200^{\circ}\text{C}$) no interior de um tubo de quartzo evacuado. Seguiram-se 6 etapas de aquecimento (a primeira a 180°C) até a primeira temperatura final de 800°C . Em seguida, retomou-se o aquecimento até a segunda temperatura final de $>1200^{\circ}\text{C}$. Os gases liberados respectivamente, abaixo e acima de 800°C , foram purificados criogenicamente numa *trap* (armadilha ??) de N_2 -líquido. Nessa, H_2O e, eventualmente,

CO₂ vem sendo retidos quantitativamente, enquanto que gases não-condensáveis passam e são medidos volumetricamente (manômetro de Hg). Em seguida, o CO₂ retido no *trap* é liberado por sublimação e, ou coletado para análise, ou então, descartado (o que foi o caso em função dos baixos teores nas esmeraldas estudadas). A água retida no *trap* é liberada por vaporização e passada pelo forno de urânio, onde, a temperaturas de aproximadamente 800°C, o metal reage com o oxigênio da água formando óxido de urânio liberando o gás puro de hidrogênio. Este é dosado manometricamente e, em seguida analisado num espectrômetro de massa (que, no caso, foi o Micromass 602).

As determinações de $\delta^{18}\text{O}$ foram feitas em alíquotas (de 20mg) das amostras de esmeralda pulverizadas, após as medições de D/H. Para a liberação do oxigênio, o material pulverizado é reagido com excesso estequiométrico de ClF₃ (a 650°C por 12 horas). O oxigênio assim liberado é convertido em CO₂ pela reação com barra de grafita platinizada quente e manometricamente dosado. O pré-tratamento da amostra inclui ainda uma breve pré-fluoração, a 200°C, após a evacuação para o alto vácuo. Detalhes adicionais sobre estes procedimentos analíticos que permitem a análise isotópica (de D/H, O e C) separada, dos sólidos, fluidos estruturais e, quando presentes em volume maior, dos fluidos de inclusões fluidas (fluidos globais), em diversas fases minerais foram descritos por FALLICK et al.(1987), FALLICK & BARROS (1987) e WALDRON (1990), entre outros.

A preparação das amostras de molibdenita e a análise da composição isotópica do enxofre (³⁴S/³²S), seguiram metodologias convencionais, internacionalmente em uso, que se encontram detalhadamente descritas na literatura (por. ex.: HALL et al., 1987). Portanto não serão detalhadas neste texto. Constam, genericamente, da liberação do S na forma de gás SO₂ pela reação do sulfeto com Cu₂O a 1070°C (ROBINSON & KUSAKBE, 1975); num forno de Cu a 600°C qualquer SO₃ eventualmente formado é reduzido para SO₂. Seguem-se a purificação e determinação/quantificação do SO₂

obtido, e, finalmente, a análise isotópica, que, no caso, foi efetuada num espectrometro de massa (com 12 cm de raio, dual inlet, double collecting), modelo Isospec44 - modificado para SO₂. O equipamento foi operado a 110°C, com uma precisão tipicamente de $\pm 0.08\text{‰}$ (2σ) ou melhor, reprodutibilidade de $\pm 0.25\text{‰}$ e todos os resultados de $\delta^{34}\text{S}$ foram expressos como ‰ relativos ao padrão de Troilita do Meteorito Canyon Diablo (CDT).

6.4 TRABALHOS FINAIS

Os trabalhos finais desenvolvidos neste projeto compreenderam todas as atividades necessárias a integração final de dados, redação, ilustração e apresentação, na forma definitiva e defesa da Dissertação de Mestrado. Entre estes destacam-se:

- * Confeção dos mapas geológicos na forma final por integração dos dados petrográficos, de campo e de fotointerpretação.

- * Análise integrada dos dados; redação, ilustração e revisão da Dissertação de Mestrado.

- * Defesa da Dissertação de Mestrado.

5. GEOLOGIA REGIONAL

5.1 INTRODUÇÃO

A Serra de Jacobina situa-se na porção NE do Estado da Bahia, apresentando direção geral N-S e possui cerca de 200 km de extensão por 6 a 12 km de largura (FIGURA 2).

A constituição geológica regional é dada por um vasto e complexo embasamento de rochas crustais e supra-crustais arqueanas, por associações de rochas supra-crustais, arqueo-proterozóicas, metavulcano-sedimentares e metassedimentares e, ainda, por rochas metaígneas intrusivas de composições, idades e contextos geológico-estruturais diferentes.

5.2 O EMBASAMENTO REGIONAL ARQUEANO

As associações lito-estruturais complexas, regional a supra-regionalmente contínuas, que configuram geomorfologicamente terrenos arrasados em relação à Serra da Jacobina e se estendem tanto a W como a E do corpo da Serra, serão tratadas nesse item. São constituídas principalmente, de rochas graníticas, incluindo tanto tipos metamórficos, gnaisses com importante participação de migmatitos, como intrusivos, ígneos e metaígneos, além de restos de seqüências supra-crustais, vulcano-sedimentares de tipo *greenstone belt* (INDA & BARBOSA, 1978).

Quanto a idade do complexo do embasamento da Serra da Jacobina, aqui atribuído genericamente ao Arqueano, com base em observações petrográficas de campo e comparações geológicas globais. Entretanto, ainda existem controversias na literatura. INDA & BARBOSA (1978, p.111), por exemplo, incluíram-no num conjunto que deno-

-minaram de Complexo Basal Transamazônico, enquanto que MOLINARI & SCARPELLI (1988), entre outros, já admitem idade arqueana.

AS ROCHAS GRANÍTICAS predominam na região considerada (FIGURA 2); entretanto, existem poucas informações mais detalhadas sobre elas. De um modo geral, predominam migmatitos a leste da Serra de Jacobina, por toda sua extensão e também ao longo da borda oeste, na região compreendida aproximadamente entre as cidades de Carnaíba, a N, e Miguel Calmon, a S, (FIGURA 2). INDA & BARBOSA (1978, p.120) descreveram os litotipos predominantes como "...migmatitos homogêneos e heterogêneos...", ou ainda como "...rochas gnaíssico-migmatíticas..." segundo COUTO et al. (1978).

Em trabalhos de campo realizados para a presente pesquisa foram verificados, na região de Pindobaçu, a leste da Serra de Jacobina e em sua porção S, gnaisses metatéticos e migmatitos plutônicos bastante homogêneos, estromáticos a nebulíticos e, mais raramente, migmatitos heterogêneos constituídos por diferentes gerações de leuco e melanossomas com estruturas complexas, às vezes cortados por corpos graníticos intrusivos, sem efeitos notáveis de metamorfismo termal/de contato. Todo o conjunto de gnaisses, migmatitos e granitóides intrusivos apresenta-se predominantemente leucocrático a hololeucocrático, exceto alguns melanossomas quantitativamente subordinados. A cor predominante é cinzenta clara, a granulometria média a grossa (2 - > 5mm) e a composição mineralógica não evidencia macroscopicamente a presença de teores significativos de alcali-feldspatos. Observaram-se ainda, localmente, efeitos de uma foliação milonítica, rúptil-dúctil, de direção geral N-S e caimento com ângulos médio-altos para E, sobreposta à foliação metamórfica de alto grau dos migmatitos e gnaisses. Esta deformação foi acompanhada de retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde, conforme evidenciado por cloritização e epidotização, associadas aos planos da foliação milonítica.

Nos afloramentos de gnaisses e migmatitos foram observadas, ainda, diferentes gerações de diques e veios aplíticos e pegmatóides, de espessuras centimétricas a métricas e continuidade lateral variável. São rochas hololeucocráticas, de granulação respectivamente fina-média (1 - 4 mm) e grossa (> 5 mm), cores brancas e, casualmente róseas, indicando, para as últimas principalmente, a presença de teores mais elevados de feldspatos alcalinos. Os diques e veios aplíticos e pegmatóides intrudem e cortam tanto as rochas graníticas (metamórficas e ígneas) como também se entrecortam, com estruturas rúpteis que podem apresentar rejeitos até métricos. Mesmo assim, apresentam também, na maioria dos casos, efeitos de no mínimo, uma deformação cataclástico-milonítica, de direção geral N-S e caimentos médio-altos para E, desenvolvida sob condições de baixo grau metamórfico.

As rochas graníticas do embasamento regional arqueano, não foram estudadas neste trabalho com métodos laboratoriais mineralógico-petrográficos e/ou geoquímicos em maior detalhe. As observações de campo, entretanto, evidenciaram suas características policíclicas e poligenéticas predominantemente metamórficas, além de outras similaridades geológicas, estruturais e mineralógico -petrográficas (composicionais e texturais) com complexos de gnaisses graníticos cinzentos de tipo TTG arqueanos, melhor estudados, do Brasil (por ex.: da região do Quadrilátero Ferrífero, MG (CARNEIRO, 1992; SCHORSCHER, 1992; entre outros) e do mundo (WINDLEY, 1984; CONDIE, 1986; entre outros).

AS SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES, DE TIPO *GREENSTONE BELT* ocorrem como restos de erosão tectonicamente inseridos nas rochas graníticas do embasamento arqueano sendo, às vezes, intrudidas por rochas graníticas mais jovens. São, em geral, muito mal preservadas em afloramentos naturais, entretanto, receberam atenção considerável nos estudos geológicos regionais e de detalhe mais recentes, pelo seu

potencial metalogenético de ouro e metais base, confirmado, para o metal nobre, por exemplo nos casos das jazidas da Fazenda Brasileiro (SANTOS et al., 1988) e da região de Santa Luz (GITEW/SUMEN-CVRD, 1988), ambas situadas a leste da Serra de Jacobina, em sua porção sul.

Na região de interesse dessa pesquisa (FIGURA 2; ANEXO I: Mapas Geológicos 1 e 2), que se concentra sobre as rochas metaultramáficas mineralizadas em esmeraldas, que ocorrem na parte central do corpo da Serra de Jacobina e em suas imediações, entre Socotó a N e Carnaíba a S, ainda não foram confirmados restos típicos de sequências de *greenstone belts* arqueanos. As associações metavulcano-sedimentares xistosas desta região foram incluídas ou no Grupo Jacobina Inferior (GRIFFON, 1967), ou Superior (MOLINARI & SCARPELLI, 1988), ou no Complexo Basal Transamazônico (INDA & BARBOSA, 1978), ou ainda no Complexo Itapicuru (COUTO et al., 1978; MASCARENHAS & SILVA, 1994) e interpretadas, preferencialmente, como do Proterozóico Inferior.

Levantamentos de campo no curso desse trabalho, na região de Pindobaçu e no perfil do Rio Itapicuru, ao longo da estrada que dá acesso à cidade de Carnaíba (ANEXO I, MAPA GEOLÓGICO 1), entretanto, mostraram a ocorrência, tanto ao longo da borda E do corpo da Serra de Jacobina como no seu interior, de indubitáveis associações de rochas supra-crustais vulcano-sedimentares, incluindo metassedimentos vulcano-clásticos e clásticos (xistos máficos e metapelíticos), químicos (formações ferríferas e manganêsíferas) e rochas metaígneas máficas e ultramáficas. Essas, mais provavelmente, representam restos de *greenstone belts* arqueanos, conforme indicam tanto algumas características mineralógicas e geoquímicas das rochas metaultramáficas como as ocorrências de ouro. Entretanto, com base nas considerações contidas na literatura geológica regional, estas serão discutidas a seguir, no contexto das associações e/ou sequências de rochas supra-crustais arqueo-proterozóicas.

5.3 AS SEQUÊNCIAS SUPRA-CRUSTAIS ARQUEO-PROTEROZÓICAS

Na região considerada (FIGURA 2) as sequências em questão compreendem as associações litológicas metavulcano-sedimentares e metassedimentares que constituem o corpo da Serra de Jacobina, a seguir detalhadas, e as rochas metassedimentares predominantemente pelito-carbonáticas do Grupo Uná, atribuídas ao Proterozóico Superior (COUTO et al., 1978; INDA & BARBOSA, 1978; PEDREIRA, 1994; entre outros), que não serão discutidas nesse trabalho.

AS ROCHAS SUPRA-CRUSTAIS DA SERRA DE JACOBINA, que constituem e sustentam morfologicamente o corpo da serra, foram subdivididas e agrupadas por COUTO et al. (1978) em dois conjuntos litológicos. Um denominaram de **Complexo Itapicuru**, caracterizando-o como uma sequência metavulcano-sedimentar e o outro de **Grupo Jacobina**, metassedimentar, constituído essencialmente de quartzitos e conglomerados. Segundo estes autores, o Complexo Itapicuru e o Grupo Jacobina seriam equivalentes laterais de fácies, cronocorrelatos. As rochas vulcano-sedimentares do Complexo Itapicuru teriam maior extensão e desenvolvimento regional na faixa oriental e norte da serra; e incluiriam também lentes de metaconglomerados e quartzitos com ou sem mineralizações de ouro de tipo *paleo-placer*. O Grupo Jacobina, essencialmente quartzítico e conglomerático, ainda segundo COUTO et al. (1978), teria ocorrência mais restrita, constituindo apenas uma faixa na parte centro-oeste da serra, em sua porção central, e incluiria as principais jazidas de ouro do tipo *paleo-placer*, com pirita detrítica e urânio associado. Há de se ressaltar que, estes autores consideraram os quartzitos e conglomerados da Formação Serra do Córrego como uma variedade de fácies sedimentar basal da Formação Rio do Ouro. Com isto, de fato, limitam o Grupo Jacobina a esta última e única Formação.

Entretanto, essa conceituação lito-estrutural e estratigráfica para a Serra de Jacobina não é de consenso, LEO et al. (1964) e MOLINARI & SCARPELLI (1988), respectivamente, com base em trabalhos regionais e detalhados na parte S da Serra e na região das jazidas de ouro de Jacobina, incluíram as rochas atribuídas por COUTO et al. (1978) ao Complexo Itapicuru, no Grupo Jacobina, principalmente em suas partes estratigráficas superiores denominadas Formação Cruz das Almas. Exceção foi feita aos metaconglomerados auríferos e quartzitos associados, que foram incluídos na Formação Serra do Córrego, basal do Grupo Jacobina (cf. MOLINARI & SCARPELLI, 1988).

Modelos lito-estratigráficos similares incluindo, em partes, outros nomes de formações, foram desenvolvidos por GRIFFON (1967) e discutidos por INDA & BARBOSA (1978).

A idade das sequências supracrustais da Serra de Jacobina, direta ou indiretamente apontada e em geral aceita em todos os trabalhos sobre o assunto, inclusive da literatura internacional (por ex.: GOODWIN, 1991), é do Proterozóico Inferior, com base, principalmente, na comparação da lito-fácies dos metaconglomerados auríferos, piritosos e uraníferos ali encontrados, com os depósitos similares do Sistema Witwatersrand na África do Sul (p.e. LEONARDOS, 1935; MOLINARI & SCARPELLI, 1988).

Embora não haja qualquer problema em se aceitar esta proposta para as sequências metassedimentares quartzíticas e conglomeráticas, surgem sérias dúvidas quanto às sequências metavulcano-sedimentares, a começar pela sua real posição lito-estratigráfica e estrutural. GRIFFON (1967) incluiu essas rochas no que considerou como Grupo Jacobina Inferior (cf. INDA & BARBOSA, 1978). COUTO et al. (1978) consideraram-nas no Complexo Itapicuru, como equivalentes laterais e temporais do

Grupo Jacobina, enquanto que MOLINARI & SCARPELLI (1988) as consideram na parte superior, Formação Cruz das Almas, do Grupo Jacobina.

Nessa pesquisa foram encontradas algumas evidências de campo lito-estruturais, metalogenéticas, mineralógico-petrográficas e geoquímicas novas para as sequências metavulcano-sedimentares, indicando uma possível origem de *greenstone belts* arqueanos. As sequências ocorrem na borda E da Serra de Jacobina sempre com contatos tectônicos, por falhas de empurrão de alto a médio ângulo, sobre os quartzitos e, no corpo da Serra, em escamas tectonicamente intercaladas no seu interior (ANEXO I, MAPAS GEOLÓGICOS 1 e 2). Incluem xistos metapelíticos e metamáficos, formações ferríferas e manganêsíferas, além de rochas metaígneas máficas e ultramáficas. As formações ferríferas e manganêsíferas, pouco espessas e descontínuas são pobres em Fe e/ou Mn, gradam para *metacherts*, incluem o fácies óxido com magnetita, carbonática e sulfeto, e estão sempre fortemente intemperizadas em afloramentos naturais. Entretanto, são claramente reconhecíveis como do tipo Algoma, que ocorre no precambriano, mais caracteristicamente, em sequências vulcano-sedimentares arqueanas. Associadas a essas sequências, ocorrem ainda mineralizações de ouro (exploradas em garimpos). Por final, algumas das características mineralógico-petrográficas e geoquímicas das rochas metaultramáficas e de química mineral das cromitas acessórias, que serão descritas nos capítulos específicos das rochas metaultramáficas, apontam para uma possível natureza metakomatiítica dessas rochas.

5.4 ROCHAS METAÍGNEAS INTRUSIVAS DIVERSAS

Essas rochas que integram um grupo amplo e heterogêneo, complementam o quadro das associações litológicas e lito-estruturais regionais de interesse para a presente pesquisa.

Compreendem rochas metaultramáficas, metabásicas e metaintermediárias, além de metagranitóides diversos (COUTO et al., 1978; INDA & BARBOSA, 1978).

AS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS são de interesse especial no contexto desse trabalho, já que são as rochas hospedeiras das mineralizações de esmeraldas de Socotó e Carnaíba, constituindo-se, nestes casos, em alvos centrais da pesquisa.

Na literatura geológica inexistem dados de detalhe e tampouco consensos sobre os eventos magmáticos e/ou de colocação tectônica dos corpos ultramáficos/metaultramáficos da região. Continuam indefinidos o número total dos eventos magmato-tectônicos, as características estruturais internas e externas dos corpos, suas idades relativas mútuas e/ou com as demais rochas crustais e supra-crustais regionais, as propriedades específicas mineralógico-petrográficas e geoquímicas, bem como também dados de idades radiométricas dos corpos metaultramáficos.

COUTO et al. (1978), no seu trabalho de mapeamento da Serra de Jacobina em escala 1:100.000, que representa o mapeamento regional de maior detalhe da área em apreço (FIGURA 2), distinguiram no mínimo 6 grupos e/ou conjuntos lito-estruturais regionais que contém rochas metaultramáficas, conforme se segue:

- serpentinitos do Complexo Metamórfico-Migmatítico,
- Complexo Básico-Ultrabásico de Campo Formoso,
- serpentinitos do Complexo Saúde,
- metaultrabásitos do Complexo Itapicuru,
- metaultrabásitos associados ao Batólito de Campo Formoso, e
- serpentinitos de posição lito-estratigráfica duvidosa.

INDA & BARBOSA (1978), entretanto, consideraram apenas 3 grupos de rochas metaultramáficas/metaultrabásicas compreendendo: - um grupo supostamente de idade

arqueana tentativamente caracterizado; - os metaperidotitos da Serra de Jacobina e, - as ultrabásicas de Campo Formoso.

Faltaram, entretanto, em ambas as abordagens, detalhamentos geológico-estruturais de campo e petrográficos dos grupos de rochas metaultramáficas individualizados. Apenas COUTO et al. (1978) apresentaram um quadro comparativo de dados geoquímicos (elementos maiores) de rochas metaultramáficas da Serra de Jacobina.

Os trabalhos de campo (e petrográficos) realizados nessa pesquisa mostraram a similaridade mineralógico-petrográfica das rochas metaultramáficas, independentemente de sua área de ocorrência. São todas transformadas em serpentinitos maciços ou xistosos, associados a outros litotipos metaultramáficos maciços ou xistosos, e compostos, em proporções variáveis, dos minerais serpentina, talco, clorita, tremolita e magnesita. Tipos xistosos predominam nas proximidades dos contatos (tectônicos) com os conjuntos litológicos adjacentes, principalmente quando esses se apresentam mais competentes. Isto é o caso, em geral, das rochas graníticas do embasamento arqueano e/ou dos quartzitos da Serra de Jacobina.

Notaram-se, entretanto, algumas diferenças quanto à associação litológica e metalogenética das ocorrências principais. No Complexo Ultramáfico de Campo Formoso constataram-se apenas litotipos metaultramáficos e mineralizações estratiformes de cromita (cf. BARBOSA, 1992). Nas demais ocorrências, as rochas metaultramáficas - isentas de minérios estratiformes de cromita - podem estar associadas a outros litotipos, em geral de origens supra-crustais, vulcano-sedimentares (xistos metapelíticos, xistos metamáficos, anfíbolitos, bifs, metaultramafitos maciços e/ou xistosos, entre outros) e a cromita, sempre presente, ocorre como mineral acessório (cf.: PROJETO CARNAÍBA, 1980; PROJETO ESMERALDA, 1981; RUDOWSKI et al., 1987a; b; EIDT, 1988; COUTO et al., 1991).

AS ROCHAS METABÁSICAS-METAINTERMEDIÁRIAS regionais foram subdivididas, por COUTO et al. (1978) em 5 grupos, compreendendo desde rochas metabásicas do Complexo Metamórfico-Migmatítico a rochas metamórficas intrusivas básicas a intermediárias Pré-Espinhaço. No contexto dessa pesquisa, as rochas metabásicas são menos importantes quando se considera diretamente a gênese das mineralizações de esmeraldas. Entretanto, em associações com rochas portadoras de mineralizações, podem fornecer informações genéticas complementares, quanto às origens e idades das rochas mineralizadas.

Neste trabalho foram observadas rochas metabásicas, anfíbolitos, associados às rochas metaultramáficas mineralizadas no garimpo de Socotó Trecho Velho, anfíbolitos associados às rochas metaultramáficas não mineralizadas nas sequências supra-crustais vulcano-sedimentares tectonicamente intercaladas na borda E e na parte central do corpo da Serra de Jacobina, e ainda metabasitos/ anfíbolitos intrusivos, que cortam desde o complexo embasamental arqueano até as sequências metaconglomeráticas e quartzíticas da Serra de Jacobina.

Os **METAGRANITÓIDES** regionais mais importantes para o presente estudo são o Granito de Carnaíba e os metagranitóides do Batólito de Campo Formoso. Ambos foram datados com idades transamazônicas em torno de 2 Ga (INDA & BARBOSA, 1978) e relacionados com as mineralizações de esmeraldas, respectivamente, de Carnaíba e Socotó (PROJETO CARNAÍBA, 1980; PROJETO ESMERALDA, 1981; RUDOWSKI et al., 1987a; b; EIDT, 1988; COUTO et al., 1991).

Estudos petrográfico-petroológicos desses granitos são bastante raros, com excessão do trabalho de RUDOWSKI (1989). Este autor considerou os granitos por ele estudados como intrusivos no embasamento arqueano e nas coberturas proterozóicas inferiores do

Cráton de São Francisco. Reconheceu ainda, a natureza polifásica das intrusões, as quais separa em três suites não co-magmáticas, e as características peraluminicas dos litotipos graníticos predominantes. Nesse trabalho serão efetuadas algumas comparações entre os metagranitóides de Carnaíba, Socotó e pegmatóides estéreis e mineralizados das respectivas áreas de garimpo.

6. GEOLOGIA LOCAL

6.1 INTRODUÇÃO

Os trabalhos sobre as áreas mais específicas deste trabalho, que são os garimpos de esmeraldas de Carnaíba (Marota), Socotó (Trecho Velho e Trecho Novo) e arredores, são, em geral, escassos e relacionados, principalmente, às propriedades do mineral gema. Predomina assim, claramente, o enfoque gemológico-mineralógico.

6.2 TRABALHOS ANTERIORES

6.2.1 Carnaíba e Arredores

A descoberta de esmeraldas na região de Carnaíba ocorreu em 1963 e deu origem à mineração e garimpagem do mineral gema, que se desenvolve, naquela região, até a presente data.

GRIFFON et al.(1967) apresentaram o primeiro estudo de detalhe, estrutural e genético da jazida de esmeralda de Carnaíba, identificando a relação da mineralização em rochas ultramáficas metassomatizadas com intrusões pegmatíticas. Determinaram, ainda, a ocorrência de molibdenita e scheelita, e as idades relativas das mineralizações como posteriores aos dobramentos e anteriores ao que denominaram de "... fase tardi-tectônica da Serra de Jacobina ...".

O mapeamento geológico e tentativas de estimar a produção de esmeralda foram os objetivos dos PROJETO CARNAÍBA (1980) e PROJETO ESMERALDA (1981). Nesses projetos foram detalhados os mapas regionais pré-existentes, com levantamentos locais e de semi-detalle, e elaborados substanciais acervos de dados de campo e

petrográficos. No PROJETO CARNAÍBA (1980) foi apresentado um mapa geológico em escala 1:40.000 da área dos garimpos de Carnaíba. Nesse, e também nos outros projetos e respectivos mapeamentos, de um modo geral, foram individualizados e descritos os quartzitos do Grupo Jacobina, que se intercalam com faixas delgadas de extensões regionais de rochas metaultramáficas, por sua vez denominadas de "serpentinito xistoso" e "serpentina-peridotito". As rochas metaultramáficas foram mapeadas ainda, também como faixas delgadas de extensões regionais, intercaladas nos migmatitos, num corpo irregular no interior do Granito de Carnaíba, e confirmadas, em geral, como os litotipos hospedeiros das mineralizações filonianas de esmeralda. A origem destas foi atribuída, similarmente à proposta original de GRIFFON et al. (1967), à ação metassomática de intrusões pegmatíticas. O mineral gema ocorre nas faixas de biotita-flogopita-xistos, com bolsões caulínicos, em menor frequência nos talco-xistos e, mais raramente, no núcleo de quartzo (dos pegmatitos) e no biotitito. Além da esmeralda, alexandrita e molibdenita são também produzidas, estando a molibdenita frequentemente associada aos plagioclásios, que por vezes ocorrem nas faixas de flogopita-biotita-xisto.

MOREIRA & SANTANA. (1982) estudaram as principais ocorrências de esmeraldas nas proximidades do Granito de Carnaíba, que consideraram uma intrusão no núcleo de uma feição estrutural de antifórme. Segundo estes autores, o Granito de Carnaíba apresenta composição mineralógica variável na faixa de "leucogranito a muscovita-leucogranito" e "biotita-granito". Os berilos são encontrados em "filões" de flogopita - biotita xistos "encaixados" em serpentinitos, especialmente em zonas mais fraturadas, e seriam gerados pela ação metassomática de pegmatitos injetados a partir da massa granítica. A esmeralda tanto pode ser encontrado no núcleo pegmatítico, acompanhado ou não de disseminações de molibdenita, como na massa xistosa envolvente. Além da esmeralda, mencionam ainda a ocorrência de molibdenita, pirita e outros sulfetos, alexandrita, apfritita (=Fe-turmalina) e, mais raramente, apatita e scheelita.

COUTO & ALMEIDA (1982) também relacionaram a gênese das mineralizações de esmeralda e alexandrita com processos metassomáticos causados pela intrusão de corpos pegmatíticos nas rochas ultrabásicas. A presença de molibdenita e scheelita seria indicativa da fase final do estágio pegmatítico. Os autores ressaltaram ainda a semelhanças das mineralizações de esmeraldas de Carnaíba com aquelas descritas por ANHAEUSSER (1976), do Complexo de Gravelotte-Mica, cráton de Kapvaal, onde os minerais gema ocorrem em zonas pegmatíticas, intrusivas em mica-xistos (metaultramáficos), próximas ao corpo granítico.

SCHWARZ & EIDT (1989) fizeram ampla referência ao trabalho de GRIFFON et al. (1967) e contribuíram dados mineralógicos detalhados sobre as esmeraldas de Carnaíba.

6.2.2 Socotó e Arredores

Na região de Socotó, a esmeralda foi descoberta em 1983 e, de um modo geral, essa região continua até hoje muito pouco estudada, principalmente, no que concerne aos aspectos geológicos fundamentais.

O primeiro trabalho sobre a área dos garimpos de Socotó e o mapa geológico esquemático regional (em escala original de 1: 65.000) até hoje reproduzido na literatura (por ex.: SCHWARZ et al., 1990; COUTO et al., 1991) se deve a COUTO (1984; cit. in SOUZA et al., 1987). Desde então, não foram mais efetuados detalhamentos da geologia regional, com exceção dos trabalhos de Rudowski et al. (1987a; b), que modificaram o mapa original na porção N do batólito granítico de Campo Formoso, delimitando nessa região gnaisses e migmatitos arqueanos das rochas graníticas intrusivas, a S. Os demais estudos realizados concentraram-se sobre aspectos locais das mineralizações e principalmente sobre as características mineralógico-gemológicas das esmeraldas (por ex.: SCHWARZ, 1984; SCHWARZ et al., 1990).

6.2.3 Estudos comparativos das áreas de garimpo de Carnaíba e Socotó.

Estudos e análises geológicas comparativas das áreas dos garimpos de esmeraldas de Carnaíba e Socotó foram realizadas por COUTO (1984, cit. in SOUZA et al., 1987), RUDOWSKI et al. (1987a; b), EIDT (1988) e RUDOWSKI (1989), entre outros; comparações com base em dados da literatura e/ou mineralógico-gemológicas devem-se, por exemplo, a MENDES et al. (1985) e SOUZA et al. (1987).

RUDOWSKI et al. (1987a; b) constataram a similaridade genética das mineralizações de Carnaíba e Socotó, visto que encontraram apenas diferenças menores, tanto entre as duas regiões principais de garimpo, como entre as suas subregiões individuais. Nos modelos comparativos, propuseram relações co-genéticas para os processos petro-metalogenéticos berilíferos regionais e locais. Segundo os autores, as mineralizações foram causadas por aplo-pegmatitos derivados de granitos peraluminicos (granitos à duas micas, com ou sem granada), que se formaram a partir de magmas saturados em fluidos. As diferenças entre as mineralizações individuais seriam efeitos, essencialmente, das profundidades de intrusão (e/ou dos níveis atuais de afloramentos/exposição) algo diferentes e específicas, em cada caso considerado. Descrições detalhadas dos granitos peraluminicos dos batólitos de Carnaíba e de Campo Formoso, incluindo um grande volume de dados litogeoquímicos e de química mineral, foram apresentadas por RUDOWSKI (1989).

EIDT (1988) efetuou estudos mineralógico-gemológicos pormenorizados e comparativos das mineralizações de esmeraldas das duas áreas de garimpo, Carnaíba e Socotó, complementando-os com detalhamentos geológicos locais e observações petrográficas. Entre os detalhamentos geológico-petrográficos citam-se perfis levantados nas áreas das mineralizações de Carnaíba, a constatação de granitos intrusivos, além de gnaisses e migmatitos, na região de Socotó, neste ponto modificando os resultados de RUDOWSKI

et al. (1987a; b), e ainda a integração, num modelo de zoneamento metassomático, das sequências litológicas típicas das zonas mineralizadas. Em seu trabalho, muito rico em dados mineralógicos e de química mineral das esmeraldas e dos minerais associados, o autor confirmou diferenças menores entre as mineralizações individuais das duas áreas principais de garimpo, Carnaíba e Socotó, que, entretanto, concordando com RUDOWSKI et al. (1987a, b), considera normais e explicáveis dentro de um contexto metalogenético regional único e conjunto.

GIULIANI et al. (1990) discutiram, com base em dados da literatura, hipóteses e modelos genéticos para os diversos depósitos de esmeraldas do Brasil, singenéticos versus epigenéticos quanto a origem do Be, e concluíram que as jazidas de Carnaíba e Socotó pertencem à categoria epigenética. Uma revisão comparativa mais recente sobre as mineralizações de esmeralda de Carnaíba e Socotó foi apresentada por COUTO et al. (1991).

6.3 TRABALHOS E RESULTADOS DESSA PESQUISA

Dos estudos dos trabalhos regionais e locais anteriores resultaram dúvidas, que definiram alguns dos objetivos centrais dos trabalhos de campo, bastante limitados, que foram realizados no curso dessa pesquisa, nas duas áreas principais de garimpos. Esses objetivos incluíram, entre outros, estudos detalhados em torno dos seguintes assuntos:

- verificar a homogeneidade e definir a natureza (bem como as eventuais associações litológicas) das rochas metaultramáficas regionais, nas áreas de garimpo, entretanto, em porções onde não foram afetadas por processos metassomáticos relacionados às mineralizações de esmeraldas, com base em critérios petrográficos, estruturais, mineralógico-texturais e geoquímicos;
- detalhar as relações geológico-petrográficas das rochas metaultramáficas, eventualmente portadoras de mineralizações de berilos/esmeraldas, com suas

encaixantes diretas diversas: quartzitos do Grupo Jacobina, Granito de Carnaíba, gnaisses e migmatitos polimetamórficos nas áreas de garimpo de Carnaíba, e com as rochas graníticas, sejam do batólito Campo Formoso e/ou gnaisses e migmatitos polimetamórficos, nas áreas de garimpo de Socotó;

- e, verificar, se existem diferentes tipos de mineralizações de berilos/ esmeraldas, quais as suas características geométricas internas e externas, mineralógico-petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas, incluindo as transformações específicas das rochas metaultramáficas, hospedeiras das mineralizações.

Os trabalhos dessa pesquisa constaram de levantamentos regionais e observações locais em visitas restritas e áreas limitadas de Carnaíba de Cima (Trecho Velho e Trecho Novo), Carnaíba de Baixo (Formiga, Bode, Gavião, Bráulia) e Socotó (Trecho Novo); estudos de maior detalhamento, incluindo levantamentos sistemáticos de dados e amostragens em superfície e subterrâneas, foram realizados apenas nas áreas dos garimpos de Marota (Carnaíba de Baixo) e Trecho Velho (Socotó). A seguir encontram-se relacionados, resumidamente, os principais dados e interpretações novas.

Existem marcantes heterogeneidades composicionais, mineralógico-texturais, representativas de associações petrográficas compreendendo litotipos diferentes, em todos os corpos metaultramáficos mapeados, tanto nas áreas de garimpo de Carnaíba como de Socotó (ANEXO I, mapas geológicos 1 e 2; cf. COUTO et al., 1978). Observações mais detalhadas mostraram: em Socotó Trecho Velho - a presença de serpentinitos, esteatitos (= rochas com talco + magnesita essenciais e clorita $\pm$ serpentina $\pm$ anfíbolio subordinados), anfíbolitos metaultramáficos e anfíbolitos metabásicos; em Socotó Trecho Novo - de serpentinitos; e em Carnaíba de Baixo Marota - de serpentinitos, esteatitos e anfíbolitos metaultramáficos. Todos esses litotipos ocorrem tanto em variedades estruturais maciças quanto foliadas, sendo sempre de granulação fina e isentos de efeitos metassomático-mineralizantes. Apenas em casos isolados, em

afloramentos de blocos soltos maiores, em função da destruição e do entulhamento das áreas de garimpo, foi possível verificar espessuras, as vezes bastante reduzidas, decimétricas a métricas, e contatos planares, marcados por variações mineralógico-texturais, entre diferentes litotipos e/ou pacotes de rochas metaultramáficas. Feições de metamorfismo de contato e/ou estruturas xenolíticas não foram observadas, tão pouco associações/intercalações de rochas metassedimentares do tipo xistos máficos a metapelíticos e bifs. Tais rochas, entretanto, foram verificadas com segurança, em associações com as rochas metaultramáficas nas ocorrências regionais das partes centrais e leste do corpo da Serra de Jacobina. As variedades petrográficas, mineralógico-texturais diferentes de rochas metaultramáficas não-mineralizadas, são certamente, expressão da variabilidade composicional metamórfica, anterior aos processos de metassomatismo e mineralização e, provavelmente, retratam, de forma mais ou menos bem preservada, inclusive a variabilidade pré-metamórfica original magmática desse grupo litológico.

Quanto às relações geológico-estruturais e petrográficas das rochas metaultramáficas, eventualmente portadoras de mineralizações de berilos/esmeraldas, com suas diversas encaixantes diretas, foram feitas observações específicas em cada caso.

- Com os quartzitos do Grupo Jacobina, sub e/ou sobrejacentes às faixas de rochas metaultramáficas, os contatos são sempre tectônicos, por falhas de empurrão, em geral, de baixos ângulos, marcadas por forte milonitização rúptil-dúctil; podendo ainda ocorrer dobramentos locais de arraste num ou ambos os conjuntos litológicos justapostos. As relações estruturais, incluindo observações locais de marcadores cinemáticos (tais quais estrias e lineações minerais), tanto em Carnaíba de Cima, como em afloramentos regionais nas partes centro-leste do corpo da Serra, indicam transportes de tipo nappe, em geral, de E para W dos quartzitos (e demais metassedimentos do Grupo Jacobina); as rochas metaultramáficas desempenharam nesses processos a função de lubrificantes de falha. Nas zonas de contato, as rochas metaultramáficas apresentam-se, em geral,

variavelmente metassomatizadas (flogopitizadas) e, eventualmente, mineralizadas em esmeraldas. Nas zonas miloníticas de contato, podem ainda ocorrer pegmatóides sintectônicos, na forma de injeções pseudo-concordantes, em zonas rúpteis da foliação milonítica. Estes foram também afetados pela milonitização e, eventualmente, mineralizados em berilos/esmeraldas. Essas mineralizações, localizadas nas zonas dos contatos tectônicos, tanto na capa como na lapa, das faixas metaultramáficas com os quartzitos da Fm. Rio do Ouro e que acompanham as foliações miloníticas de baixo ângulo, originaram um tipo específico de depósitos, que têm, segundo EIDT (1988), importância econômica especial (nas áreas de garimpo de Carnaíba de Cima), pela boa qualidade das esmeralda-gemas ali encontradas.

- Os contatos das rochas metaultramáficas com os conjuntos de gnaisses e migmatitos polimetamórficos, tanto nas áreas de garimpo de Carnaíba de Baixo, Bráulia e Marota, como de Socotó, Trecho Velho, são também sempre tectônicos, por falhas inversas de ângulos médios a altos ($>40 - 70^\circ$), de direções gerais N-S e caimentos para E. São marcados por milonitização das rochas adjacentes, efeitos de retrometamorfismo de baixo grau observáveis, principalmente, nos gnaisses e migmatitos polimetamórficos (originalmente de alto grau), por metassomatismo (flogopitização) e, eventualmente, mineralização de esmeraldas nos metaultramafitos. Podem ainda ocorrer mobilizados pegmatóides, também afetados pela milonitização e, eventualmente mineralizados em berilos/esmeraldas. Essas mineralizações das zonas de contato, são economicamente, pelo que tudo indica, desprovidas de qualquer importância; não há nenhuma concentração de atividades de garimpagem nessas zonas de contato que, outrossim, seriam alvos de exploração fácil de se seguir. Em nenhuma das áreas de garimpo desse tipo estudadas, foram observados, nos conjuntos litológicos justapostos e suas

1. Complexo Metamórfico-Migmatítico (migmatitos e gnaisses).
2. Rochas metaultramáficas.
3. Granito de Carnaíba.
4. Quartzitos do Gr. Jacobina, Fm. Rio do Ouro.
5. Talus.
6. Serviços subterrâneos de garimpo.

Falhas inversas.
Contato intrusivo.

FIGURA 3: Seção geológica na região do garimpo Marota, Carnaíba de baixo, BA (modificado de EIDT, 1988)

continuações próximas, granitos intrusivos e/ou quaisquer outros efeitos de metamorfismo de contato, indicativos de intrusões de batólitos graníticos de dimensões regionais. Uma seção geológica da área de garimpo de Marota (Carnaíba de Baixo) incluindo, esquematicamente, o veio mineralizado do local denominado "Buracão do Mocofaia" e uma foto do serviço são mostrados, respectivamente na FIGURA 3.

- Mais complicadas de se desvendar são as relações de contato das rochas metaultramáficas dos garimpos de Carnaíba de Baixo (Formiga, Bode, Gavião) e Socotó (Trecho Novo), respectivamente, com os batólitos graníticos de Carnaíba e Campo Formoso. De acordo com os resultados da literatura, esses contatos deveriam ser intrusivos, entretanto, tais contatos não foram observados neste trabalho. Foram observados sim, intrusões de pegmatóides graníticos à duas micas, sempre bastante ricos em muscovita, por exemplo, em Socotó Trecho Novo e, mais uma revisão detalhada da literatura, levou a crer que, em Carnaíba também; apenas esses casos foram de fato observados e descritos, ou seja, a ocorrência de pegmatitos graníticos que intrudem tanto o corpo batolítico em que se constitui o Granito de Carnaíba como as rochas metaultramáficas alojadas no seu interior. No caso de Socotó Trecho Novo temos ainda, a ocorrência das rochas metaultramáficas, como serpentinitos, com paragêneses metamórficas de grau metamórfico muito baixo, incompatíveis com uma intrusão granítica com dimensões batolíticas regionais, nas imediações do corpo metaultramáfico. Evidências similares quanto ao grau metamórfico baixo das rochas metaultramáficas, sem indicações de polimetamorfismo, ou metamorfismo de contato (fácies hornfels, etc.), existem, reportadas na literatura, inclusive sobre as áreas em questão de Carnaíba (por ex.: RUDOWSKI et al., 1987a;b; EIDT, 1988; RUDOWSKI, 1989; entre outros). Aqui dá-se preferência a um modelo de intercalações tectônicas para as rochas metaultramáficas consideradas no Granito Carnaíba e no Batólito de Campo Formoso. Entretanto, tem que se ressaltar, que trata-se de um modelo interpretativo, baseado essencialmente em evidências negativas e na falta de um modelo evolutivo para a região, que permita explicar coerentemente a origem e formação

anatética dos batólitos de granitos tipo-S de Carnaíba e Campo Formoso no Proterozóico Inferior (INDA & BARBOSA, 1978; TORQUATO et al., 1978), numa mesma região em que sobreviveram, em baixo grau metamórfico, seqüências vulcano-sedimentares (arqueanas e/ou proterozóicas inferiores), os metassedimentos do Grupo Jacobina, também proterozóicos inferiores, rochas metaultramáficas, e, em estado de retrometamorfismo de baixo grau, os complexos de gnaisses e migmatitos polimetamórficos como encaixantes diretas dos batólitos intrusivos.

Mineralizações de berilos/esmeraldas foram estudadas apenas em Carnaíba de Baixo, Marota e Socotó, Trecho Velho. Foram constatados e amostrados para os estudos laboratoriais dois tipos de mineralizações. O primeiro tipo, ocorre com características similares em ambas as áreas de garimpo. Constitui-se em veios pegmatóides discordantes da foliação regional, que cortam discordantemente, com estruturas rúpteis os corpos de rochas metaultramáficas, caracterizando ambientes distensionais (transtensivos ou transpressivos). Os veios pegmatóides são hololeucocráticos, tem composição plagioclástica isenta a muito pobre em quartzo, espessuras variáveis centimétricas a decimétricas, e sempre incluem microxenólitos das rochas metaultramáficas metassomatizadas adjacentes ao veio. A partir dos veios desenvolvem-se nas rochas metaultramáficas adjacentes aos veios, de forma bilateral simétrica (dependendo apenas das variações composicionais pré-metassomáticas, metamórficas e/ou metaígneas das metaultramáficas), zonas de alteração metassomática que compreende, a partir do veio: flogopititos de granulação grossa, praticamente monominerálicos, flogopititos finos praticamente monominerálicos, e metaultramáficas de flogopitização decrescente transicionais para as rochas metaultramáficas regionais não-metassomatizadas (FIGURA 4). Portadores de esmeraldas são os veios pegmatóides plagioclásticos, e as zonas de flogopititos, decrescendo até o desaparecimento a frequência e o tamanho dos berilos/esmeraldas da zona central para a zona externa de flogopititos finos. A largura máxima observada, incluindo veios pegmatóides e as zonas

de flogopititos (de ambos os lados dos veios) na Marota e em Socotó alcançaram de 60-80 cm. As mineralizações constaram sempre de berilos/esmeraldas de cores esverdeadas a verdes, mais fortes nos flogopititos e nas bordas dos pegmatóides, e mais fracas no interior dos veios pegmatóides. Sempre foram também observadas a presença de pequenas quantidades de molibdenita e evidências de deformação tectônica, singenética dos veios de pegmatóides plagioclasíticos através de cristais fraturados, quebrados de esmeraldas e plagioclásio, sobrecrecidos por outros da mesma espécie, com tendências idiomórficas. Há de se mencionar ainda, a ocorrência de veios pegmatóides plagioclasíticos estéreis, associados aos mineralizados. Esses também causaram zoneamentos metassomáticos, incluindo flogopititos nas rochas metaultramáficas encaixantes.

O segundo tipo de mineralização, observado apenas em Carnaíba, Marota, constou de um veio discordante, aparentemente não deformado, de quartzo, de cerca de 12 cm de espessura, posterior em relação aos veios pegmatóides/ plagioclasíticos. A mineralização constou de um cristal perfeitamente idiomórfico de esmeralda e de pequenas palhetas de molibdenita. Muscovita não foi observada (cf. RUDOWSKI, 1987a; b), entretanto, há indícios de flogopitização das metaultramáficas encaixantes.

7. PETROGRAFIA

7.1 PREPARAÇÃO E ROTEIROS ANALÍTICOS

Todas as amostras foram inicialmente lavadas e secas, macroscopicamente estudadas e detalhadamente descritas. Posteriormente, foram efetuados cortes selecionados com serra diamantada, para obtenção de placas sem contaminação, que serviram, após renovada verificação e eventual descrição complementar, tanto para a preparação de lâminas delgadas e seções polidas, como para obtenção de amostras em pó para os estudos geoquímicos. Tratamento especial foi dispensado às amostras mineralizadas em berilos/esmeraldas. As placas delas obtidas foram minuciosamente desenhadas, antes da preparação/extração de sub-amostras para os estudos mineralógico-petrográficos e geoquímicos globais e específicos, de fases minerais e cristais individuais, ou ainda de partes de cristais individuais (estudos de inclusões fluidas, espectroscopia de infravermelho, cristalográficos, de química mineral e isótopos estáveis).

Todas as amostras foram estudadas com os métodos convencionais de microscopia petrográfica de polarização, em lâminas delgadas com luz transmitida, qualitativos, quantitativos e semiquantitativos (por estimativas volumétricas visuais das porcentagens relativas e absolutas das principais fases minerais). A grande maioria das amostras foi ainda estudada com métodos de microscopia de minérios, em seções polidas, e em lâminas delgadas polidas, combinando os métodos de luz transmitida e refletida.

Estes estudos permitiram definir as características mais relevantes dos principais grupos de rochas envolvidos nos processos petro-metalogenéticos que originaram as mineralizações de berilo/esmeraldas em partes das áreas de garimpo de Carnaíba e Socotó.

7.2 MICROSCOPIA DE LUZ TRANSMITIDA

A microscopia petrográfica teve como objetivos a caracterização mineralógica e textural dos principais grupos litológicos reconhecidos nos estudos geológicos locais, supradescritos como litotipos chave para a compreensão dos processos da evolução geológica e petrogenética regional e metalogenética, específicos das mineralizações de berilos/esmeraldas. Os grupos de rochas a seguir tratados incluem:

- **metaultramafitos não-metassomatizados**, para definir a variabilidade meta-ígneia (pré-metassomática) e eventuais grupamentos e associações das rochas passíveis de mineralização, bem como sua evolução metamórfica, como evidências para a evolução geotectônica e magmática regional;
- **metaultramafitos de transição** (pouco metassomatizados), e
- **metaultramafitos metassomatizados, flogopititos**, para caracterizar as transformações mineralógicas e texturais, na medida do possível, em todos os litotipos metaultramáficos, da variabilidade meta-ígneia (primária), passo a passo, e de todos os estágios progressivos dos processos metassomático-mineralizantes de interação fluidos-rochas;
- **veios de pegmatóides plagioclásíticos mineralizados**, e
- **veios de pegmatóides plagioclásíticos estéreis**, como evidência direta, ainda que parcial, e indireta, respectivamente, quanto à composição e origem dos fluidos hidrotermais, metassomático-mineralizantes;
- **um veio de quartzo com esmeralda e molibdenita**, representativo de um segundo tipo de mineralização, de ocorrência mais restrita;
- **metagranitóides regionais de Socotó**, para comparação com dados de trabalhos anteriores dos batólitos de Campo Formoso e Carnaíba, bem como com os pegmatóides plagioclásíticos metassomatizantes, mineralizados e estéreis; e
- **uma rocha metabásica, anfibolito, de Socotó**, intimamente associada com os metaultramafitos na área de garimpo de Socotó, Trecho Velho.

7.2.1 Rochas Metaultramáficas não Metassomatizadas

Essas rochas são caracterizadas por associações, em proporções muito variáveis, de alguns ou todos os seguintes minerais:

serpentina + clorita $\pm$ talco $\pm$ carbonatos (magnesita, dolomita) $\pm$ anfibólios incolores (tremolita, cummingtonita, antofilita) + cromita.

Os dados microscópicos das rochas desse grupo são apresentados na TABELA 1. As associações mineralógicas encontradas compreendem: serpentina (até 70% em volume), clorita (10% a 25% em volume) e cromita (5 a 15% em volume) presentes em todas as amostras estudadas, talco muito comum, e carbonatos e anfibólios incolores de ocorrência mais seletiva, quando presentes, entretanto, estes podem ser abundantes. Desses a cromita, que se apresenta idiomórfica a subidiomórfica, com suas bordas pouco ou não corroídas, é o único mineral seguramente de origens magmáticas preservado; os demais são minerais metamórficos, caracterizando as rochas metaultramáficas estudadas como de baixo grau de metamorfismo regional, do fácies dos xistos verdes média a superior. Outros minerais, eventualmente presentes, são sulfetos e óxidos (magnéticos, magnético-remobilizados ou secundários) que serão descritos na microscopia de minérios.

Estrutural e texturalmente, as rochas metaultramáficas variam de pouco deformadas, com restos de texturas magmáticas ainda bem preservadas, a xistosas e metablásticas, cujas texturas originais foram totalmente obliteradas, seja por processos deformacionais, metamórficos ou ambos. As texturas magmáticas preservadas são de rochas holocristalinas, equigranulares de granulação fina (prancha 1, FOTOS 6, 7), média-fina (prancha 1, FOTO 1) e ainda de rochas inequigranulares, com fases cumulus

idiomórficas a hipidiomórficas de granulometria média-fina (em geral pseudomorfos de olivinas), em matriz intercumulus

TABELA 1- Petrografia de laminas delgadas.

METAULTRAMAFICAS NAO METASSOMATIZADAS							
MINERAIS	07	16	16B	20	20B	25	25B
serpentina	70%	1%	10%	40%	40%	20%	15%
clorita	20%	15%	20%	15%	10%	25%	25%
talco	-	25%	40%	7%	3%	20%	35%
carbonato	-	40%	30%	30%	40%	-	-
anfíbolios *	-	5%	5%	-	-	28%	15%
flogopita	-	-	-	-	-	-	-
apatita	-	-	-	-	-	-	-
margarita	-	-	-	-	-	-	-
zircão	-	-	-	-	-	-	-
berilo	-	-	-	-	-	-	-
plagioclasio	-	-	-	-	-	-	-
K-feldspato	-	-	-	-	-	-	-
zoisita-clino.	-	-	-	-	-	-	-
titanita	-	-	-	-	-	-	-
turmalina	-	-	-	-	-	-	-
fluorita	-	-	-	-	-	-	-
cromita	10%	14%	5%	8%	7%	8%	10%
molibdenita	-	-	-	-	-	-	-
opacos	-	-	-	-	-	-	-

* : tremolita, cummintonita e/ou antofilita.

fina, heterocristalina (prancha 1, FOTOS 2, 3); a escala granulométrica empregada foi de rochas ígneas segundo WILLIAMS et al. (1954), que define grãos finos: <1mm,

médios: 1-5 mm e grossos: >5mm. Sob aspectos texturais, as rochas equigranulares médias poderiam ser tanto de origens plutônicas como vulcânicas (derrames maciços) ou subvulcânicas, as equigranulares finas tenderiam mais para rochas vulcânicas (derrames maciços) assim como as inequigranulares cumuláticas (cumulados de bases de derrames diferenciados).

As evidências mineralógicas e texturais, com base principalmente nas rochas pouco deformadas, permitem caracterizar as transformações mineralógicas metamórficas como essencialmente isoquímicas (substituições pseudomórficas de: olivina→serpentina, clinopiroxênio→clorita+talco±carbonato/calcita, e ortopiroxênio→talco+carbonato/magnesita±clorita) excessão feita às fases fluidas. Dessa forma é possível identificar grupos diferentes de rochas metaultramáficas e sua derivação de rochas ígneas ultramáficas de composições e origens também distintas.

Clorita-Serpentinitos e Talco-Carbonato-Serpentinitos, todos com cromita e, possivelmente, quantidades subordinadas dos demais minerais listados (TABELA 1), representam produtos de metamorfismo de peridotitos (dunitos, harzburgitos, lherzolitos) ou equivalentes vulcânicos, formados, respectivamente, na presença de uma fase fluida essencialmente aquosa (prancha 1, FOTO 1), ou aquo-carbônica (prancha 1, FOTOS 2, 3).

Talco-Clorititos e Esteatitos (Carbonato-Talcitos), todos com cromita e, possivelmente, quantidades subordinadas dos demais minerais listados (TABELA 1), representam produtos de metamorfismo de rochas piroxeníticas e piroxenitos (com clino e/ou ortopiroxênios) ou equivalentes vulcânicos, formados, respectivamente, na presença de uma fase fluida essencialmente aquosa (prancha 1, FOTOS 6, 7), ou aquo-carbônica (prancha 1, FOTOS 4, 5).

Para as rochas metaultramáficas muito ricas em talco, tanto xistosas regionais como aquelas que ocorrem (xistosas ou não-xistosas) adjacentes às zonas metassomatizadas e/ou mineralizadas, tais reconstruções são mais problemáticas. Os dois minerais metamórficos essenciais, serpentina e clorita, reagem na presença de fases fluidas aquosas portadoras de SiO_2 em solução, formando talco em reações metamórficas anisoquímicas. Tanto as zonas de cisalhamento rúptil-dúctil regionais como as de metassomatismo e mineralização são caminhos preferenciais de transporte e circulação de fluidos e, evidentemente, estes fluidos podem ser portadores de SiO_2 dissolvido.

Na progressão metamórfica ocorre, tanto nas rochas com paragêneses metamórficas isoquímicas como anisoquímicas, a formação de anfibólios incolores: na presença de Ca; forma-se inicialmente, tremolita, podendo-se seguir, em condições P-T algo mais elevadas, cummingtonita e/ou antofilita. Nas rochas pobres em Ca, formam-se, nas respectivas condições metamórficas, diretamente anfibólios ferro-magnesianos. Os anfibólios nas rochas estudadas mostram tipicamente formas de crescimento tardi a pós-tectônicas e, principalmente os anfibólios ferro-magnesianos indicariam condições metamórficas transicionais do fácies dos xistos verdes superior para o fácies anfibolito. Entretanto, quanto a utilização dos anfibólios como indicadores relativos do grau metamórfico, também deve ser feita uma ressalva: a presença de F na fase fluida aumenta consideravelmente o campo de estabilidade dos anfibólios. Tais condições na fase fluida podem ter ocorrido localmente nas zonas de cisalhamento regionais; certamente ocorreram nos veios metassomáticos mineralizantes nas áreas de garimpo estudadas, que são sempre portadores de fluorita.

7.2.2 Rochas Metaultramáficas de Transição

Esses litotipos, já afetados pelos processos metassomáticos mineralizantes (FIGURA 4), são caracterizados pela seguinte associação mineral:

tremolita (metassomática tardia) + flogopita + cromita $\pm$ talco $\pm$ clorita $\pm$ apatita $\pm$ clinozoisita.

Os dados microscópicos das rochas desse grupo são apresentados na TABELA 2. Suas principais diferenças em relação às rochas anteriores constam no predomínio das fases minerais tardias representadas essencialmente por tremolita metassomática e flogopita. Esses minerais tardios principais (tremolita metassomática e flogopita) substituíram e/ou reequilibraram, parcial a totalmente, os minerais das associações anteriores: serpentina, clorita, talco, carbonato e, aparentemente, também os anfibólios incolores incluindo a tremolita (de metamorfismo regional). Esses processos locais, metamórfico-hidrotermais e metassomáticos, tiveram características geoquímicas principais fluoreto-potássicas, e se desenvolveram de maneira progressiva, com estágios desde incipientes (prancha 1, FOTOS 10, 11) a avançados (prancha 1, FOTOS 8, 9). Nestes, o F foi fixado principalmente nas tremolitas e nas flogopitas e o K exclusivamente nas flogopitas. Mesmo as cromitas, outrossim muito estáveis a ataques químicos, nessas rochas estão menos preservadas: os teores totais diminuíram (1% a 10% em volume) e os cristais apresentam-se com hábitos fortemente corroídos, às vezes esqueléticos. Os efeitos texturais desse estágio de alteração metassomática não são claramente reconhecíveis, já que em geral, as neomineralizações foram apenas limitadas.

Entre os minerais tardios principais, a flogopita é posterior a tremolita e, aparentemente, ocorreu inclusive a substituição incipiente do anfibólio pela flogopita. Evidentemente, os processos de substituição não ocorreram de forma igual para todos os minerais, e sim de acordo com as relações de estabilidade específicas. As substituições principais

TABELA 2- Petrografia de laminas delgadas.

METAULTRAMAFICAS DE TRANSICAO (POUCO METASSOMATIZADAS)

MINERAIS	15A	15C	16C	17	17B	26	29
serpentina	-	-	5%	-	-	-	-
clorita	-	-	15%	10%	-	-	-
talco	-	-	40%	70%	-	-	30%
carbonato	-	-	-	2%	-	-	-
anfíbolio *	48%	50%	30%	2%	40%	50%	20%
flogopita	48%	40%	2%	5%	55%	50%	40%
apatita	-	-	-	<1%	-	-	-
margarita	-	-	-	-	-	-	-
zircão	-	-	-	-	-	-	-
berilo	-	-	-	-	-	-	-
plagioclasio	-	-	-	-	-	-	-
K-feldspato	-	-	-	-	-	-	-
zoisita-clino.	-	-	-	<1%	-	-	<1%
titanita	-	-	-	-	-	-	-
turmalina	-	-	-	-	-	-	-
fluorita	-	-	-	-	-	-	-
cromita	4%	10%	8%	10%	5%	<1%	10%
molibdenita	-	-	-	-	-	-	-
opacos	-	-	-	-	-	-	-

* : tremolita, cummingtonita e/ou antofilita.

ocorreram de forma progressiva, ainda que com sobreposições, aparentemente, na seguinte seqüência idealizada (de estabilidade crescente): serpentina, carbonato, clorita, talco, anfíbolios incolores, tremolita. Isto explicaria por que, mesmo em estágios de flogopitização incipiente, uma ou mais de uma das fases minerais metamórficas anteriores já podem estar avançadamente a totalmente substituídas.

Certa dúvida diz respeito ao comportamento do talco e da tremolita metassomática tardia. Ocorre, aparentemente, no início dos processos metassomáticos, numa fase que se antecede de perto à flogopitização, uma talcificação metassomática restrita das rochas metaultramáficas (FIGURA 4; cf. RUDOWSKI et al., 1987a, b; EIDT, 1988) complementar aos teores de talco de metamorfismo regional, eventualmente já pré-existent nas rochas. O talco (total-geral) é subsequentemente substituído, inicial e parcialmente pela tremolita metassomática tardia e, posteriormente, por flogopita, no caso, aparentemente, em processos transformativos "sur place", que, entretanto, pelo menos inicialmente, não afetam as tremolitas (prancha 1, FOTOS 8, 9). Aparentemente, nos processos metassomáticos desse estágio, ocorrem não apenas um prolongado e considerável aumento na estabilidade da tremolita, o que poderia ser explicado pela presença de F na fase fluida; devem ocorrer também aportes químicos que promovem a neoformação de tremolita metassomática (e eventualmente o reequilíbrio/transformação em tremolita dos anfíbolios ferro-magnesianos metamórficos). Para tanto devem ocorrer aportes de Ca. Tais aportes são aparentemente consubstanciados pela formação, ainda que esporádica, de apatita e clinozoisita, também tardias, que ocorrem em grãos diminutos, nas porções mais fortemente flogopitizadas.

De uma forma integrada, a zona das rochas metaultramáficas de transição compreende, das partes externas (das metaultramáficas não-metassomáticas) para as internas (em direção ao centro do veio metassomático) as seguintes subzonas de minerais com as respectivas características geoquímicas principais (FIGURA 4):

1. Veio pegmatóide central estéril.
- 1'. Veio pegmatóide plagioclásítico, partes periféricas mineralizadas.
2. Flogopititos de granulação grossa, praticamente monominerálicos (>90% modais), eventualmente mineralizado.
3. Flogopititos de granulação fina, eventualmente mineralizados (50->90% de flogopitas).
4. Zonas de talcificação e flogopitização progressiva (0-50% modais) em direção ao centro do veio metassomático.
5. Zonas de associações de rochas metaultramáficas regionais, compreendendo litotipos diversos, em contatos de baixos ângulos. A obliteração das características originais das rochas metaultramáficas pelos processos metassomáticos nas zonas de talcificação e flogopitização progressiva é indicada.

FIGURA 4: Perfil de alteração esquemático, das associações litológicas originadas nos processos hidrotermais-metassomáticos mineralizantes nas áreas de garimpo de Marota (Carnaíba de Baixo) e Trecho Novo (Socotó), BA (modificado de RUDOWSKI et al., 1987a; EIDT, 1988).

- 0) rochas metaultramáficas não-metassomáticas regionais;
- 1) zona de talcificação (conc. máx. de SiO_2 por aporte das partes mais internas);
- 2) formação de tremolita metassomática por substituição parcial do talco (por aporte de Ca e F, essencialmente sem ou apenas com fraca remoção de SiO_2);
- 3) flogopitização progressiva contínua (de 0 a 50% modais) em direção às partes internas do veio metassomático, no mesmo sentido: substituição progressiva do talco e ataque, incipiente a crescente, à tremolita (por aporte de K e F das partes internas para as externas do veio metassomático, acompanhado, no mesmo sentido, da remoção decrescente de SiO_2 e parcial de Ca; transporte de ambos para as partes mais externas da zona de rochas de transição).

7.2.3 Flogopititos

Os flogopititos pertencem à parte interna das zonas metassomáticas, imediatamente adjacentes aos veios pegmatóides plagioclasíticos centrais. Subdividem-se em duas subzonas, nem sempre bem desenvolvidas, de flogopititos finos e flogopititos de granulação mais grossa, que se sucedem em direção ao veio central. Os flogopititos podem estar mineralizados com esmeraldas; quando não mineralizados são caracterizados pela seguinte associação mineral:

flogopita + zircão + cromita $\pm$ apatita.

Os dados microscópicos dos estudos realizados nos flogopititos são apresentados na TABELA 3. Neste grupo litológico a flogopita compõe em média >95% do volume das rochas, apresentando caracteristicamente halos pleocróicos desenvolvidos, tanto em torno de inclusões de zircões (prancha 1, FOTO 12), como, eventualmente, marcando os

contatos com apatitas (prancha 1, FOTO 14). As texturas dos flogopititos (não-mineralizados e mineralizados) são, predominantemente, não-orientadas, pós ou

TABELA 3- Petrografia de lamínas delgadas.

METAULTRAMAFICAS METASSOMATIZADAS (FLOGOPITITOS)											
MINERAIS	01	03	15	15B	18A	18B	19	19B	19C	28	30
serpentina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
clorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
talco	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
carbonato	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
anfíbolio *	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5%	-
flogopita	95%	99%	97%	98%	97%	96%	96%	95%	95%	94%	97%
apatita	-	<1%	<1%	<1%	2%	3%	2%	-	-	<1%	1%
margarita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
zircão	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	1%	1%	<1%	<1%
berilo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
plagioclasio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K-feldspato	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
quartzo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
zoisita-clino.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
titanita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fluorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
cromita	-	-	-	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	-	-	-
molibdenita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
opacos	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1%

* : tremolita, cummingtonita e/ou antofilita.

atectônicas (prancha 1, FOTOS 14, 16, 17, 18, 19). Eventualmente ocorrem texturas orientadas e suborientadas com duas gerações de flogopita, predominando nas primeiras as flogopitas sin-tectônicas, bem orientadas, indicativas da atuação de esforços tectônicos durante a sua formação (prancha 1, FOTOS 12, 13) e nas segundas as flogopitas tardi a pós-tectônicas (prancha 1, FOTOS 20, 21).

Dos demais minerais, a apatita (0,1% a 3% em volume) ocorre com formas idiomórficas a hipidiomórficas, em meio às flogopitas de granulação fina, também idiomórficas a hipidiomórficas (prancha 1, FOTO 14). As texturas indicam relações próximas de cristalização e crescimento das apatitas com as flogopitas iniciais, idiomórficas finas. Essas evidenciam ainda, os halos pleocróicos supra-mencionados, indicando assim a presença de teores de U nas apatitas (prancha 1, FOTO 14). As flogopitas pós-tectônicas grossas são xenoblásticas (posteriores em relação as apatitas).

O zircão aparece como minúsculas inclusões idiomórficas a hipidiomórficas na flogopita. Ocorre em quantidades e indivíduos muito pequenos (totalizando <0,1% modais), sendo em geral, avançadamente metamictizado. Causa, nas flogopitas, os halos pleocróicos inicialmente mencionados.

A cromita está, em geral, pouco preservada (perfazendo <1% modais) ou mesmo ausente. Quando ocorre, está avançadamente corroída. Tanto a corrosão das cromitas, como a formação abundante de flogopita, são processos essencialmente metassomáticos, que incluem também a formação do zircão e da apatita. Nesse estágio da alteração hidrotermal-metassomática, mineralizante, todos os minerais anteriores, de metamorfismo regional das rochas metaultramáficas, foram totalmente substituídos quase com exclusividade por flogopita. Mesmo as cromitas foram praticamente eliminadas. A composição dos fluidos provavelmente alcançou concentrações máximas de Al, K, F, e Cr, entre outros, além de elementos menores como Zr, P e U. A zona de

flogopitização representa, em relação a zona anterior das rochas metaultramáficas de transição, uma zona característica de remoção de SiO_2 (dessilicificação). A formação da apatita não necessariamente implica num aporte de Ca; pode tratar-se de restos deste elemento, mobilizado dos minerais anteriores (por exemplo da tremolita), que continuou presente no local, em solução.

7.2.4 Mineralizações de Esmeraldas

As mineralizações de esmeraldas estudadas ocorrem: (1) em flogopititos, denominados de flogopititos mineralizados; (2) em veios pegmatóides, que foram originalmente intrudidos/injetados nas rochas metaultramáficas ao longo de fraturas, causando as alterações hidrotermais-metassomáticas mineralizantes, caracterizadas essencialmente pela flogopitização, e se situam, quando expostos, no centro das zonas flogopitizadas (FIGURA 4); e ainda (3) em veios de quartzo também intrusivos nos flogopititos. As mineralizações do tipo (1) em flogopititos e (2) em veios pegmatóides associados aos flogopititos, de fato representam um conjunto petro-metalogenético único e não-dissociável. As mineralizações do tipo (3) em veios de quartzo nos flogopititos, são representativos de um conjunto petro-metalogenético distinto, mais jovem em relação ao primeiro. Entretanto, provavelmente existem relações genéticas diretas e indiretas que interligam os dois tipos genéticos de mineralizações estudados.

As mineralizações em flogopititos (flogopititos mineralizados) incluem ambos os tipos, flogopititos de granulação fina e grossa, sendo caracterizados pela seguinte associação mineral (TABELA 4a):

berilo + flogopita + zircão + apatita ± margarita ± turmalina ± clorita.

TABELA 4- Petrografia de lâminas delgadas.

(A)			(B)						
FLOGOPITITO MINERALIZADO			VEIOS PEGMATÓIDES MINERALIZADOS COM BERILO						
MINERAIS	102BE	102ECX	MINERAIS	104BE	104ECX	105BE	105ECX	123BE	123ECX
serpentina	-	-	serpentina	-	-	-	-	-	-
clorita	-	-	clorita	5%	2%	4%	10%	5%	-
talco	-	-	talco	-	-	-	-	-	-
carbonato	-	-	carbonato	-	-	-	-	-	-
anfíbolios*	-	-	anfíbolios*	-	-	-	-	-	-
flogopita	5%	80%	flogopita	-	10%	2%	9%	15%	10%
apatita	-	-	apatita	-	-	1%	-	-	-
margarita	-	-	margarita	-	5%	-	-	1%	30%
zircão	1%	2%	zircão	-	1%	<1%	1%	-	<1%
berilo	93%	8%	berilo	60%	7%	55%	7%	60%	20%
plagiocásio	-	-	plagiocásio	35%	40%	30%	40%	1%	-
K-feldspato	-	-	K-feldspato	-	35%	-	33%	20%	-
quartzo	1%	-	quartzo	-	-	5%	-	-	-
zoisita-clin.	-	-	zoisita-clino.	-	-	<1%	-	-	-
titanita	-	-	titanita	-	-	-	-	-	-
turmalina	<1%	-	turmalina	-	-	-	-	-	20%
fluorita	<1%	-	fluorita	-	-	3%	-	-	-
cromita	-	-	cromita	-	-	-	-	-	-
molibdenita	-	-	molibdenita	-	-	-	-	-	-
opacos	-	-	opacos	-	-	-	-	-	-

* : tremolita, cummingtonita e/ou antofilita.

Mineralogicamente e texturalmente, os flogopititos mineralizados de Marota (Carnaíba) e Trecho Velho (Socotó) são essencialmente idênticos entre si (RUDOWSKI, 1987 a; b; EIDT, 1988) e aos flogopititos não mineralizados anteriormente descritos. Destacam-se, principalmente, pela presença de berilo, com tendências de crescimento idioblástico e, eventualmente, pela presença dos minerais margarita e turmalina (prancha 1, FOTOS 18, 19, 20, 21). A clorita é um mineral de alteração da flogopita e como tal, indica apenas a circulação posterior prolongada de fluidos de baixa temperatura nas zonas mineralizadas.

Ocorrem, no mínimo, duas gerações de berilos, a primeira é de granulação mais reduzida, idiomórfica e rica em inclusões fluidas. Estes berilos geralmente estão inclusos nos berilos da segunda geração, maiores e sub-idioblásticos, poiquiloblásticos (prancha 1, FOTOS 18, 19).

A turmalina verde-azul é um mineral raro, entretanto, também aparece tanto em Carnaíba, Marota como em Socotó Trecho Velho (prancha 1, FOTOS 20, 21).

As mineralizações em veios pegmatóides têm estrutura brechada, de fraturamentos e retomadas de crescimento dos minerais, indicando atividade tectônica durante a formação das mineralizações. Estão em contato direto com flogopititos mineralizados como encaixante (prancha 1, FOTOS 16, 17), e incluem fragmentos do flogopitito na forma de micro-xenólitos. Os veios pegmatóides mineralizados são caracterizados pela seguinte associação mineral (TABELA 4b):

berilo + feldspatos + flogopita/flogopitito (micro-xenólitos) + clorita + zircão ± margarita ± turmalina ± apatita.

Mineralogicamente e texturalmente, os veios pegmatóides mineralizados de Marota (Carnaíba) e Trecho Velho (Socotó) são essencialmente idênticos entre si, apresentando, de um modo geral, composições plagioclásticas (prancha 1, FOTO 15), hololeucocráticas, muito pobres ou mesmo livres de quartzo. Por serem sempre diretamente contíguos com flogopititos mineralizados, integrando nas ocorrências geológicas uma associação petro-metalogenética única, serão conjuntamente descritos.

A flogopita ocorre nos flogopititos encaixantes e em fragmentos de flogopititos nos veios mineralizados. Ocorre ainda como típico mineral de inclusão nos berilos e, também preenchendo fraturas nos mesmos. Neste caso, apresenta-se em geral parcial ou totalmente cloritizada. Os feldspatos, plagioclásios, freqüentemente antipertíticos e mesopertitas são minerais essenciais nos veios pegmatóides. Principalmente, os plagioclásios cristalizaram aparentemente num intervalo bastante amplo de tempo durante a formação dos veios. Ocorrem, eventualmente, plagioclásios incluídos nos berilos, entretanto, a maior parte dos feldspatos são posteriores aos berilos, estando a fase plagioclásio, sempre, saussuritizada (prancha 1, FOTO 15). Como inclusões, ocorrem flogopita, zircão, berilo, margarita e clorita. A margarita é encontrada em amostras tanto dos garimpos de Socotó como de Carnaíba em teores variáveis, tanto dispersa, livre, nas mineralizações em flogopititos e pegmatóides, como inclusa nos plagioclásios. É uma fase tardia de cristalização posterior às esmeraldas e anterior ao final da cristalização dos feldspatos (prancha 1, FOTOS 16, 17).

As mineralizações em veios de quartzo foram estudadas em apenas uma amostra, que apresentou a como associação mineral essencial:

quartzo + berilo + flogopita cloritizada + molibdenita.

O berilo é idiomórfico, incluído na massa fundamental do veio representada por quartzo xenomórfico, que ainda contém inclusões esparsas de pequenas concentrações de molibdenita e flogopita em cristais individuais ou reduzidos fragmentos de flogopitito das encaixantes. Dados de estudos em lâmina de partes da amostra próximas ao cristal de esmeralda são apresentados na TABELA 5b; os dados volumétricos listados, evidentemente, não são representativos das composições globais, nem da amostra, nem do veio como corpo geológico maior. A ocorrência estudada de veio de quartzo com esmeralda representa um tipo específico de mineralização, tardio e de mais baixas temperaturas em relação às mineralizações em flogopititos e pegmatóides associados. Uma evidência petrográfica consiste na cloritização das flogopitas. Relações genéticas, diretas ou indiretas, entre os dois tipos de mineralizações entretanto devem existir, conforme indicam não apenas as próprias esmeraldas mas também a ocorrência conjunta de molibdenita, que é um dos minerais característicos das jazidas de esmeraldas da Serra de Jacobina. Tais relações possíveis, incluiriam para a gênese dos veios de quartzo mineralizados:

- derivação direta, como frações e pulsos finais dos fluidos e processos hidrotermais-metassomáticos que antes originaram os veios pegmatóides com flogopititos associados;
- ou
- derivação indireta, a partir de fontes próprias no sentido de uma nova fase de hidrotermalismo (? mais local ?) que remobilizou, ao intersectá-las em determinados locais, as mineralizações anteriores.

7.2.5 Pegmatóide não Mineralizado

Veios pegmatóides estéreis ocorrem associados aos pegmatóides mineralizados, tanto nos garimpos de Socotó, Trecho Velho como de Carníba, Marota. Constituem-se, às vezes, nas partes centrais isentas de mineralização, dos veios mineralizados, ou ainda

TABELA 5- Petrografia de laminas delgadas.

VEIOS PEGMATOIDES (A) NAO MINERALIZADOS			VEIO DE QUARTZO (B) MINERALIZADO COM BERILO	
MINERAIS	24	24B	MINERAIS	06
serpentina	-	-	serpentina	-
clorita	10%	8%	clorita	10%
talco	-	-	talco	-
carbonato	-	-	carbonato	-
anfíbolios *	-	-	anfíbolios*	-
flogo/biot.	20%	11%	flogo/biot.	15%
apatita	-	-	apatita	-
margarita	-	-	margarita	-
zircão	-	-	zircão	-
berilo	-	-	berilo	20%
plagiocasio	50%	55%	plagiocasio	-
K-feldspato	10%	20%	K-feldspato	-
quartzo	-	-	quartzo	55%
zoisita-clino.	-	-	zoisita-cli	-
titanita	1%	1%	titanita	1%
turmalina	-	-	turmalina	-
fluorita	9%	5%	fluorita	9%
cromita	-	-	cromita	-
molibdenita	<1%	<1%	molibdenita	10%
opacos	-	-	opacos	-

* : tremolita, cummingtonita e/ou antofilita.

em veios próprios, estando então em contato direto com flogopititos também desprovidos de mineralização. Uma ocorrência de Socotó Trecho Velho foi estudada neste trabalho, objetivando comparações petro-metalogenéticas e geoquímicas. Esta apresentou-se caracterizada pela seguinte associação mineral (TABELA 5a):

plagioclásio + feldspato alcalino + quartzo + fluorita + biotita/flogopita + clorita.

A composição global desses veios é também plagioclásítica, hololeucocrática, pobre em quartzo. A biotita/flogopita, às vezes cloritizada, constitui-se no mineral mais antigo e ocorre em cristais individuais e pequenos fragmentos de biotitito/flogopitito (micro-xenólitos das rochas encaixantes). Mineralogicamente, distingue-se caracteristicamente das flogopitas, de imediato, pelas cores de pleocroísmo verde amarronzadas mais fortes. Seguiram-se, na sequência de cristalização, plagioclásio antipertítico, sempre bastante saussuritizado como mineral predominante, feldspato alcalino (ortoclásio) fracamente pertítico, fluorita incluída no feldspato alcalino, intersticial e preenchendo fraturas, e quartzo subordinado, sempre em fraturas tardias, às vezes acompanhado de clorita. Quanto ao quartzo nesses veios, com ou sem clorita associada, persistem dúvidas. Eventualmente ele pertence à uma fase própria de hidrotermalismo, correlacionável aos veios de quartzo acima descritos, sejam esses mineralizados ou não mineralizados (cf.: Rudowski et al., 1987a; b). Foram observados ainda, minerais de elevado índice de refração, birrefringência intermediária, biaxiais positivos, tentativamente identificados como monazita e, outros que, eventualmente, são scheelita.

Estrutural e texturalmente, os veios pegmatóides não-mineralizados evidenciam, como fazem seus análogos mineralizados em berilos/esmeraldas, atividade tectônica singenética em relação à formação dos veios, pelo fraturamento e demais deformações, em vários eventos consecutivos dos seus minerais essenciais (prancha 1, FOTO 24).

Sob aspectos petro-metalogenéticos e mineralógicos, os veios pegmatóides plagioclásiticos estéreis, mantêm uma relação muito estreita com os veios mineralizados, a começar pelas zonas/auréolas de alteração hidrotermal-metassomática, principalmente de flogopitização, que causam nas rochas metaultramáficas intrudidas. Exceção feita à falta de berilos/esmeraldas, estas em nada se distinguem daquelas produzidas pelos veios pegmatóides mineralizados. A mesma observação diz respeito aos próprios veios pegmatóides mineralizados e não-mineralizados, que, desconsiderando-se os berilos/ esmeraldas, são textural e mineralogicamente perfeitamente análogos. Com base nos dados levantados e discutidos, os veios pegmatóides estéreis são considerados como representativos de estágios mais tardios dos fluidos hidrotermais-metassomáticos, já exauridos em Be, principalmente, por processos mineralizantes de interação fluido-rochas anteriores, que se produziram em níveis geológicos mais profundos que os atualmente expostos.

Outros veios pegmatóides não mineralizados foram observados na área de garimpo de Socotó Trecho Novo. Esses não foram amostrados e estudados com métodos laboratoriais. Entretanto, já as observações de campo ressaltam sua diferença em relação aos pegmatóides plagioclásiticos. Tratam-se de veios pegmatóides de granulação muito grossa, de composição granítica. São ricos em feldspatos alcalinos (róseos) e quartzo, intercrescidos às vezes com indicação de textura gráfica, são ricos também em muscovita que pode formar "livros" de cristais com diâmetros de 2 a 10 cm e empilhamentos/espessuras centimétricas, e portadores de albita e raramente de biotita. Estes veios pegmatíticos mais se assemelham àqueles descritos por RUDOWSKI et al. (1987a; b) e RUDOWSKI (1989) como peraluminicos, derivados do batólito de granitos predominantemente peraluminicos de Campo Formoso.

7.2.6 Granitóides de Socotó Trecho Velho

Foram estudados apenas granitóides de Socotó (Trecho Velho), que ocorrem nas proximidades das mineralizações. Nas imediações das mineralizações de Marota/Carnaíba não ocorrem granitóides intrusivos (Anexo I, Mapa Geológico 1). Os afloramentos das rochas estudadas situam-se a distâncias de poucas dezenas a algumas centenas de metros a W e SSW dos corpos metaultramáficos onde se desenvolvem as atividades garimpeiras, nos recintos da área urbana da Vila do Garimpo de Socotó, Trecho Velho. Os granitóide formam afloramentos naturais em lages pequenas, tratando-se macroscopicamente de microgranitos, caracterizados, ao microscópio, pela associação mineral principal que se segue (TABELA 5c):

plagioclásio + microclínio + quartzo + biotita + minerais acessórios + minerais secundários.

Os granitóides de Socotó aparecem macroscopicamente homogêneos, equigranulares, de cor rosa acinzentada, levemente foliados. Localmente, encontram-se cortados por veios micro-pegmatíticos, finos (de espessuras centimétricas a decimétricas) e com granulometria algo mais grossa com relação aos granitóides, apresentam-se também com cores róseas e são hololeucocráticos. Microscopicamente, os granitos são inequigranulares, com fenocristais (idiomórficos a subidiomórficos) esparsos de plagioclásio zonado (zoneamento normal, conforme indica a distribuição dos minerais de saussuritização), imersos numa matriz fina, às vezes apresentando texturas deformacionais miloníticas (prancha 1, FOTO 25).

Plagioclásio é o mineral predominante dessas rochas e ocorre em duas gerações, como fenocristais e como constituinte de granulação fina na matriz. O quartzo (<30% modais) ocorre intercrescido com plagioclásios e feldspatos alcalinos, na matriz, apresentando, em geral, recristalização poligonal. Os feldspatos alcalinos também ocorrem em pelo menos duas gerações: a mais antiga é formada por microclínios de granulação fina, não

TABELA 5- Petrografia de laminas delgadas.

(C)

GRANITOIDES

MINERAIS	31	31B	31VE
serpentina	-	-	-
clorita	2%	1%	1%
talco	-	-	-
carbonato	-	-	-
anfíbolios *	-	-	-
flogo/biot.	6%	5%	-
apatita	-	-	-
margarita	-	-	-
zircão	-	-	3%
berilo	-	-	-
plagioclasio	40%	42%	24%
K-feldspato	25%	32%	50%
quartzo	25%	18%	20%
zoisita-clino.	-	-	-
titanita	1%	1%	1%
turmalina	-	-	-
fluorita	-	-	-
cromita	-	-	-
molibdenita	-	-	-
opacos	<1%	<1%	<1%

* : tremolita, cummingtonita e/ou antofilita.

peritíticos, pobres em inclusões minerais e fluidas. Estes perfazem em torno de 15% modais e ocorrem na matriz sem evidenciar reações com plagioclásio e/ou quartzo (prancha 1, FOTO 25). A segunda geração de feldspatos alcalinos é representada por microclínios peritíticos (ca. de 10% modais), de granulação média, que sempre apresentam reações de substituição com plagioclásio, tais quais mirmequita e inclusões de restos de plagioclásios saussuritizados incompletamente substituídos, além de outras inclusões minerais, e também inclusões fluidas. Os feldspatos alcalinos da segunda geração apresentam-se menos deformados/fraturados, com texturas tardi a pós-tectônicas em relação à foliação e deformação milonítica dos granitóides. Suas formas de crescimento indicam origem metassomática, durante ou posterior ao processo metamórfico de baixo grau que causou a saussuritização dos plagioclásios, e que foi também acompanhado de foliação e, mais localmente, de milonitização. Ocorrem ainda biotita (8% modais) parcialmente cloritizada, minerais opacos, titanita, alanita, zircão, apatita como acessórios e clinozoisita-epídoto, muscovita e clorita como minerais metamórficos secundários. Os granitóides são metamórficos (fácies xisto verde), milonitizados e sofreram, durante esses processos, considerável metassomatismo potássico.

Um veio pegmatóide, de espessura de cerca de 1 cm, que corta o granitóide, foi estudado. As principais diferenças dizem respeito à ausência total de biotitas, à granulometria algo mais grossa em relação aos granitóides encaixantes, e à composição e propriedades dos feldspatos. Entre estes, predominam feldspatos alcalinos, peritíticos, de granulometria nitidamente mais grossa que os demais minerais e que contém inclusões fluidas. Esses feldspatos apresentam, em subdomínios de grãos individuais, o aparecimento de geminação típica em grade do microclínio. Tais domínios são transicionais com outros isentos de geminação, indicando a transição heterogênea de ortoclásio para microclínio. Os feldspatos alcalinos apresentam ainda, inclusões de plagioclásio saussuritizado, quartzo e microclínio de grã fina, que correspondem à

mineralogia essencial dos granitóides encaixantes. Os pegmatóides não apresentam milonitização, apenas fraturamento bem caracterizado nos feldspatos alcalinos; essas fraturas foram preenchidas com quartzo. Como minerais raros ocorrem zircão, minerais opacos e clinozoisita-epídoto intergranular. Pelas características dos seus feldspatos alcalinos, os veios pegmatóides poderiam ser os responsáveis, ou pelo menos geneticamente relacionados aos mesmos processos que também causaram a feldspatização metassomática potássica dos granitóides encaixantes. É ainda de certo interesse notar, que, nos veios de micro-pegmatitos graníticos, também ocorreu como último processo registrado, o preenchimento de fraturas rúpteis com quartzo.

7.2.7 Metabasito (anfíbolito) de Socotó Trecho Velho

Na área de garimpo de Socotó trecho Velho, foi encontrada uma rocha metabásica (anfíbolito) de cor preta esverdeada, granulometria fina a média e foliação fraca, formando um corpo tabular, com cerca de 1m de espessura, incluído num bloco maior (solto) de rochas metaultramáficas, apresentando relações (de foliação) concordantes com as encaixantes. Este anfíbolito é caracterizado pela seguinte associação mineral (TABELA 6):

actinolita + plagioclásio + quartzo + titanita/leucóxênio.

Microscopicamente predomina o anfíbólio-actinolita que representa 50 - 55% em volume da rocha. O plagioclásio (25 - 30% em volume) tem hábito prismático subidiomórfico, está totalmente saussuritizado e confere à rocha uma textura suborientada; trata-se de restos de plagioclásios magmáticos e, possivelmente de estruturas palimpsesticas de fluxo magmático (prancha 1, FOTOS 22, 23). O quartzo (5 - 10% modais) ocorre às vezes intercrescido com plagioclásio, em estrutura micro-

granofirica reliquiar e como quartzo metamórfico neoformado. A titanita forma-se por substituição dos minerais opacos titaníferos e representa em torno de 3% em volume da rocha. Ocorrem ainda, minerais opacos sem reação para titanita, apatita, clinozoisita-epídoto, carbonato e clorita em teores pequenos. A textura palimpsestica ígnea da rocha é transicional, ofítica a sub-ofítica, obliterada, tanto pela foliação incipiente como pelo crescimento porfiroblástico das actinolitas. As evidências mineralógico-texturais sustentam a origem sub-vulcânica rasa, de dique, desta rocha.

TABELA 6- Petrografia de laminas delgadas.

METABASICA (ANFIBOLITO)

MINERAIS	27	27B
serpentina	-	-
clorita	-	-
talco	-	-
carbonato	-	-
actinolita	50%	55%
flogo/biot.	-	-
apatita	-	-
margarita	-	-
zircão	-	-
berilo	-	-
plagioclasio	27%	30%
K-feldspato	-	-
quartzo	10%	5%
zoisita-cli	7%	3%
titanita	3%	3%
turmalina	-	-
fluorita	-	-
cromita	-	-
molibdenita	-	-
opacos	3%	7%

* : tremolita, cummingtonita e/ou antofilita.

PRANCHA 1

MICROFOTOGRAFIAS PETROGRÁFICAS

FOTO 1: Amostra 07 (lâmina 07-Socotó Trecho Novo), clorita-serpentinó com cromita acessória (polarizadores cruzados, obj. 2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm)

FOTO 2: Amostra 20 (lâmina 20-Marota, Carnaíba), metaultramafito com paragênese: carbonato, pouco talco, pouca clorita, serpentina e cromita acessória (polarizadores paralelos, obj. 2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm)

FOTO 3: Amostra 20 (lâmina 20-Marota, Carnaíba), , bem reconhecíveis são os pseudomorfos de olivinas cumulus em matriz intercumulus fina, idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 4: Amostra 16 (lâmina 16-Marota, Carnaíba), metaultramafito com paragênese: talco, carbonato, anfibólio, clorita, serpentina e cromita acessória (polarizadores paralelos, obj.2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 5: Amostra 16 (lâmina 16-Marota, Carnaíba), idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 6: Amostra 25 (lâmina 25-Socotó Trecho Velho), metakultramafito com paragenese: clorita, pouca serpentina, tremolita, talco e cromita acessória (polarizadores paralelos, obj. 2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 7: Amostra 25 (lâmina 25-Socotó Trecho Velho), idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 8: Amostra 15 (lâmina 15a-Marota, Carnaíba), tremolitito flogopitizado com cromita corroída (polarizadores paralelos, obj. 2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 9: Amostra 15 (lâmina 15a-Marota, Carnaíba), idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 10: Amostra 17 (lâmina 17a-Marota, Carnaíba), metaultramafito com flogopitização incipiente e paragénese: carbonato, talco, tremolita, clorita e cromita acessória (polarizadores paralelos, obj. 2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 11: Amostra 17 (lâmina 17a-Marota, Carnaíba), idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 12: Amostra 01 (lâmina 01-Marota, Carnaíba), flogopitito: flogopitas com zircões inclusos, causando halos pleocróicos (polarizadores paralelos, obj.2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 13: Amostra 01 (lâmina 01-Marota, Carnaíba), idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 14: Amostra 18 (lâmina 18b-Marota, Carnaíba), flogopitito com apatita e alguns halos pleocróicos em sua borda (polarizadores paralelos, obj.10x/0.30 pol., lado maior da foto = 1.39mm).

FOTO 15: Amostra 04 (lâmina 04Be-Marota, Carnaíba), veio pegmatóide plagioclástico mineralizado, paragénese: berilo (idiomórfico com inclusão de plagioclásio saussuritizado), plagioclásio saussuritizado (polarizadores cruzados, obj. 2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 16: Amostra 23 (lâmina 23Be-Socotó Trecho Velho), veio pegamtóide plagioclasítico mineralizado, paragênese: berilo, margarita, flogopita (polarizadores paralelos, obj.2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 17: Amostra 23 lâmina 23Be-Socotó Trecho Velho), idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 18: Amostra 02 (lâmina 02Be-Marota, Carnaíba), flogopitito mineralizado apresenta 2 gerações de berilos, cristais menores incluídos no berilo maior posterior, com flogopitito ao lado com halos pleocróicos ao redor de zircões isotropizados (polarizadores paralelos, obj. 2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 19: Amostra 02 (lâmina 02Be-Marota, Carnaíba), idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 20: Amostra 02 (lâmina 02Be-Marota, Carnaíba), flogopitito mineralizado com berilo, turmalina (azul) e flogopita (polarizadores paralelos, obj. 2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 21: Amostra 02 (lâmina 02Be-Marota, Carnaíba), idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 22: Amostra 27 (lâmina 27b-Socotó Trecho Velho), metabasito de grã fina, subofítico, com restos de plagioclásio saussuritizado de origem magnética, além de actinolita e titanita leucoxênio (polarizadores paralelos, obj. 2.5/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 23: Amostra 27 (lâmina 27b-Socotó Trecho Velho), idem anterior (polarizadores cruzados).

FOTO 24: Amostra 24 (lâmina 24b-Socotó Trecho Velho), veio pegmatóide não mineralizado com plagioclásios fraturados e saussuritizados com inclusões de clorita, um pouco de titanita leucoxênio e fluorita ao centro (polarizadores cruzados, obj.2.5x/0.075 pol., lado maior da foto = 5.3mm).

FOTO 25: Amostra 31(lâmina 31b-Socotó Trecho Velho), granitóide com plagioclásios de maior granulação e zonados, em matriz fina com quartzo, plagioclásio, felds. alcalino, microclínio, biotita, epídoto (de alteração) e alguns opacos (polarizadores cruzados, obj. 2.5x/0.075 pol., lado maior da foto=5.3mm).

OBS.: todas microfotografias foram feitas com ocular de 10x.

7.3 MICROSCOPIA DE LUZ REFLETIDA

A microscopia dos minérios (de luz refletida), em seções e laminas delgadas polidas, foi realizada em todas as amostras também estudadas petrograficamente (em luz transmitida). Nas rochas metaultramáficas seguiram-se essencialmente os sub-grupos anteriormente estabelecidos na microscopia petrográfica, dando-se ênfase às cromitas. Em alguns casos, de fases minerais de mais difícil identificação microscópica, foram realizados testes micro-químicos, via microsonda eletrônica, para auxiliá-los a identificação.

7.3.1 Rochas Metaultramáficas não Metassomatizadas

As cromitas são os principais minerais de minérios (opacos) dessas rochas e ocorrem em teores de constituintes desde acessórios até de minerais menores (3-8% modais), com distribuição homogênea em grãos individuais de dimensões médias que variam de 0,2 a 0,5 mm. As cromitas apresentam-se idiomórficas a subidiomórficas, com raras inclusões silicáticas diminutas (prancha 2, FOTO 1, 2), com exceção de uma amostra de Socotó Trecho Velho (amostra nº 25), onde ocorrem como minerais zonados complexos (prancha 2, FOTO 4). Sempre evidenciam alterações secundárias metamórficas para ferrita-cromita (de mais elevada refletividade) nas bordas, que causam também a corrosão irregular e porosidades periféricas dos grãos (prancha 2, FOTOS 1, 2).

Uma alteração, também secundária, entretanto de estruturação diferente, foi observada na amostra no. 20 (Marota - Buracão do Mocofaia, Carnaíba de Baixo), que se constitui numa zona marginal, de ainda menor refletividade que a cromita magnética e a ferrita-cromita, a partir das quais se forma (prancha 2, FOTO 3). Testes de microsonda mostraram tratar-se de um silicato de cromo, que em microscopia de luz

transmitida apresenta-se opaco. Esta fase mineral constitui-se ainda num alvo de detalhamentos mineralógicos complementares.

Na amostra no. 25, de Socotó Trecho Velho, as cromitas apresentam-se com texturas de crescimento zonadas. Os grãos individuais constituem-se de um núcleo interno de cromita com formas arredondadas por corrosão magmática. A este núcleo sobrecrecem uma zona mista silicática e de sulfetos (pirrotita/pirita e calcopirita), seguida por outra zona externa de cromita com formas idiomórficas a subidiomórficas. Estas cromitas "zonadas" também apresentam alteração para ferrita-cromita (prancha 2, FOTO 4).

Às cromitas associam-se, na maioria das rochas estudadas, pirrotita, calcopirita e pirita e, eventualmente, magnetita, como minerais de minério magmáticos adicionais, sendo também constituintes desde acessórios a menores (prancha 2, FOTOS 5, 6). Como minerais de minério secundários, metamórfico-hidrotermais, ocorrem magnetita e hematita de serpentinização, hematita de martitização das magnetitas e sulfetos (pirita, marcassita e calcopirita) remobilizados/reprecipitados.

7.3.2 Rochas Metaultramáficas de Transição (de metassomatismo incipiente a moderado)

As cromitas apresentam-se em geral avançada a totalmente transformadas em ferrita-cromita. Elas são também mais fortemente corroídas e esqueletizadas e conseqüentemente, ocorrem em menor proporção volumétrica (prancha 2, FOTOS 7, 8). Em um caso (amostra nº 17, Marota - Buracão do Mocofaia, Carnaíba de Baixo), foi observada a mesma reação para material de silicato de cromo envolto à cromita, já mencionado no caso da amostra nº 20 do grupo anterior. Neste grupo, ocasionalmente

também ocorrem sulfetos (calcopirita e pirrotita, principalmente), como minérios magmáticos acessório adicionais.

7.3.3 Flogopititos e Flogopititos com Mineralização de Esmeraldas

A cromita é reliquiar, representando em média $< 0,2\%$ em volume de rocha. As dimensões médias também são muito reduzidas (em torno de 0,04 mm). A transformação em ferrita-cromita é total e as formas dos grãos são esqueléticas e totalmente anedrais (prancha 2, FOTO 9). Outros minerais de minério são sulfetos (pirita e calcopirita) e magnetita, todos sendo secundários na forma de preenchimento de fraturas. Nas mineralizações de esmeraldas (flogopititos mineralizados, veios pegmatóides e veios de quartzo) foi observada ainda a ocorrência de molibdenita; no mineral gema foram observadas microfraturas preenchidas por magnetita martitizada (prancha 2, FOTO 10).

7.3.4 Granitóides de Socotó Trecho Velho

A microscopia de minérios revelou a presença de magnetita ($< 3\%$ em volume) bastante martitizada para hematita (prancha 2, FOTO 11), além de sulfetos, principalmente pirita muito fina (em torno de 1% em volume), provavelmente de origem primária. A titanita ($< 3\%$ em volume) aparece na forma característica losangular e contém, eventualmente, inclusões de ilmenita (prancha 2, FOTO 12).

7.3.5 Metabasito (anfíbolito) de Socotó Trecho Velho

Foi identificada calcopirita (<2% em volume de rocha), subedral e dispersa na matriz de maneira intersticial, que em muitos casos apresenta-se transformada em covelita (prancha 2, FOTO 13). Titanita (leucoxênio), que aparece de maneira mais ou menos constante (2% em volume), com inclusões reliquias de ilmenita (prancha 2, FOTO 14).

PRANCHA 2

MICROFOTOGRAFIAS DE MINÉRIOS

FOTO 1: Amostra 07 - Cromita com núcleos preservados e alteração para ferrita-cromita na borda (10x/0.30 pol., lado maior da foto = 4.73mm).

FOTO 2: Amostra 20 - Cromita típica, com ferrita-cromita nas bordas e núcleo de cromita preservado no centro (20x/0.50 pol., lado maior da foto = 3.78mm).

FOTO 3: Amostra 20 - Cromita com borda de alteração silicática (silicato de Cr) (20x/0.50 pol., lado maior da foto = 4.78mm).

FOTO 4: Amostra 25 - Cromita complexa com núcleo interno de cromita arredondado por corrosão magmática, sobrecrecimento de zona mista silicática e de sulfetos, seguida por zona externa de cromita com forma subidiomórfica (20x/0.50 pol., lado maior da foto = 3.78mm)

FOTO 5: Amostra 25 - Intercrescimento de cromita (cinza ao centro e à esquerda), pirrotita (à direita) e marcassita (lamela na pirrotita)(20x/0.50 pol., lado maior da foto = 3.78mm).

FOTO 6: Amostra 07 - Aspecto de uma fratura preenchida por magnetita martitizada (5x/0.15 pol., lado maior da foto = 5.85mm).

FOTO 7: Amostra 29 - Cromitas subedrais (20x/0.50 pol., lado maior da foto = 3.78mm).

FOTO 8: Amostra 04 - Cromitas com textura em cárie e alteração irregular para ferrita-cromita, na matriz da rocha (20x/0.50 pol., lado maior da foto = 3.78mm).

FOTO 9: Amostra 04 - Ferrita-cromita anedral e intersticial às micas, com textura cariada (20x/0.50 pol., lado amior da foto = 3.78mm)

FOTO 10: Amostra 23 - Microfratura em cristal de berilo, preenchida por magnetita martitizada, cuja hematita altera-se para hidrohematita (20x/0.50 pol., lado amior da foto = 3.78mm).

FOTO 11: Amostra 31 - Magnetita com borda martitizada (20x/0.50 pol., lado maior da foto = 3.78mm).

FOTO 12: Amostra 31 - Titanita euedral com inclusões de ilmenita (10x/0.30 pol., lado maior da foto = 4.73mm).

FOTO 13: Amostra 27 - Calcopirita cariada e alterada para covelita (20x/0.50 pol., lado maior da foto = 3.78mm).

FOTO 14: Amostra 27 - Titanita-Leucoxênio euedral com ilmenita incluída (20x/0.50 pol., lado maior da foto = 3.78mm).

8. LITOGEOQUÍMICA

Os trabalhos litogeoquímicos tiveram como objetivo a caracterização das rochas e dos processos petro-metalogenéticos evolutivos na gênese das mineralizações de esmeraldas. Para tanto, foram analisadas rochas metaultramáficas (não metassomatizadas e metassomatizadas), granitóides regionais, pegmatóides (mineralizados e estéreis) e uma rocha metabásica, totalizando 33 amostras.

Os trabalhos analíticos foram realizados por fluorescência de raios X sequencial automática (efetuados pelo orientador, na Universidade de Hamburgo, R.F. Alemanha, através de um convênio de cooperação internacional, DAAD-FAPESP) onde foram analisadas uma média de 32 variáveis químicas por amostra (ANEXO II, TABELA 1). Detalhes sobre a metodologia foram apresentados no item 4.3.

Neste capítulo serão discutidas as características geoquímicas dos litotipos de interesse nesta pesquisa, bem como feitas algumas considerações sobre o processo metassomático que atuou no sistema mineralizante, através do cálculo de ganhos e perdas de massa pelos métodos do "Cálculo Isovolum" e "Célula Padrão de Barth".

8.1 ROCHAS METAULTRAMÁFICAS

Vinte e cinco amostras de rochas metaultramáficas não metassomatizadas e metassomatizadas foram analisadas, sendo assim distribuídas: 18 amostras de Marota, Carnaíba; 6 amostras de Socotó Trecho Velho e 1 amostra de Socotó Trecho Novo. As análises tiveram por objetivo caracterizar a variabilidade primária das rochas metaultramáficas não afetadas por processos metassomáticos para:

1. contribuir para a identificação e classificação das rochas ígneas pré-metamórficas;
2. caracterizar o *status quo* dos processos metassomáticos e mineralizantes.

As rochas metaultramáficas metassomatizadas foram tratadas de acordo com a progressão dos processos mineralizantes, obedecendo basicamente os grupos petrograficamente estabelecidos (item 7).

8.1.1 ROCHAS METAULTRAMÁFICAS NÃO METASSOMATIZADAS

As rochas metaultramáficas não metassomatizadas foram assim caracterizadas petrograficamente pela ausência de flogopita e geoquimicamente por apresentarem teores muito baixos dos álcalis: $K_2O \leq 0.02\%$ em peso e $Na_2O < 0.3\%$ em peso (limite de detecção).

Os dados geoquímicos desse grupo litológico (ANEXO II, TABELA 2) foram utilizados na tentativa de caracterizar a variabilidade composicional pré-metassomática, metaígneia e eventualmente ígneia (pré-metamórfica) das rochas metaultramáficas.

Em termos dos elementos maiores, foi possível caracterizar quatro grupos composicionais com base nos teores absolutos e relativos de Si e Ca:

- rochas metaultramáficas com baixo Si e baixo Ca (amostra 07, Socotó Trecho Novo);
- rochas metaultramáficas com baixo Si e médio Ca (amostras 20; 20b, Marota, Carnaíba);
- rochas metaultramáficas com baixo Si e alto Ca (amostras 16; 16b, Marota, Carnaíba); e

- rochas metaultramáficas com alto Si e alto Ca (amostras 25; 25b, Socotó Trecho Velho).

A TABELA 2 (ANEXO II) mostra, quanto aos elementos maiores (em % em peso): o 1º grupo de rochas (amostra 07) caracterizado, comparativamente, por baixos teores de SiO₂ (39.23%), CaO (0.03%), Al₂O₃ (0.77%), Fe₂O_{3 tot} (6.85%), MnO (0.06%) e TiO₂ (0.04%). Esse grupo é ainda caracterizado pelos teores mais elevados de MgO (37.31%) de toda população estudada. No 2º grupo (amostras 20 e 20b) observa-se baixos teores de SiO₂ (36.08 e 36.87%) e médios teores de CaO (0.96 e 1.43%). Com relação aos demais elementos maiores, notam-se: médios teores de Al₂O₃ (2.51 e 2.64%), MgO (33.13 e 33.42%) e TiO₂ (0.06 e 0.09%) e altos teores de Fe₂O_{3 tot} (10.19 e 10.30%) e MnO (0.15 e 0.16%). No 3º grupo (amostras 16 e 16b), tem-se baixos teores de SiO₂ (36.97 e 37.25%), MgO (29.76 e 29.98%) e TiO₂ (0.05 e 0.06%), altos teores de CaO (2.68 e 2.75%), e médios teores de Al₂O₃ (2.64 e 2.68%), Fe₂O_{3 tot} (8.58 e 8.76%) e MnO (0.11 e 0.12%). O 4º grupo (amostras 25 e 25b), é caracterizado por possuir altos teores de SiO₂ (47.98 e 48.73%), CaO (2.17 e 3.30%), Al₂O₃ (4.35 e 4.39%), Fe₂O_{3 tot} (10.07 e 10.40%), MnO (0.18 e 0.19%) e TiO₂ (0.19 e 0.20%), e baixos teores de MgO (26.35 e 27.06%).

Os dados acima discutidos apresentam-se dentro da faixa normal de variabilidade de rochas ultramáficas peridotíticas, lherzolíticas a piroxeníticas, excessão feita aos elevados teores de perda ao fogo (LOI de 6 a 18%).

A análise mineralógica *versus* teores de LOI mostram que os teores de carbonato variam independentemente dos teores de Ca das rochas. Estes dados, aliados aos baixos teores de álcalis, reafirmam que o metamorfismo foi isoquímico, com excessão ao aporte de H₂O e CO₂. Com base nestes resultados, foram tentados cálculos normativos CIPW para verificação das possíveis composições ígneas originais.

Os cálculos normativos CIPW foram efetuados a partir dos dados analíticos recalculados anidros (ANEXO II, TABELA 3), utilizando uma razão $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0.9$, que correspondem às faixas dos magmas ultramáficos, e são apresentados na TABELA 7. Os dados normativos apresentados nos diagramas de classificação modal de rochas gábricas e ultramáficas intrusivas (plutônicas) indicam composições peridotíticas com variabilidade de harzburgítica a lherzolitica para as amostras 07, 20, 20b, 16 e 16b e ortopiroxenítica a olivina gabronorítica para as amostras 25 e 25b (FIGURA 5).

TABELA 7 : Norma CIPW das rochas metaultramáficas.

	07	20	20b	16	16b	25	25b
Q	-	-	-	-	-	-	-
C	0.09	0.96	0.08	-	-	0.52	-
Z	-	-	-	-	-	-	-
Or	0.07	0.07	0.15	0.08	0.07	0.07	0.06
Ab	-	-	-	-	-	-	-
An	0.02	5.55	8.41	9.03	8.86	11.68	12.79
Lc	-	-	-	-	-	-	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	6.11	6	-	3.78
Hy	138.47	127.86	121.35	130.18	129.72	176.52	172.62
Ol	158.46	163.16	167.75	152.53	153.3	18.93	18.47
Mt	1.19	1.79	1.78	1.54	1.59	1.6	1.63
Cm	3.66	1.87	1.74	1.8	1.62	1.13	0.98
Hm	-	-	-	-	-	-	-
Il	0.09	0.2	0.14	0.14	0.12	0.42	0.39
Ru	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05

Os dados geoquímicos (elementos maiores e traços) deste grupo litológico foram ainda utilizados para tratamentos em gráficos de classificação de rochas ígneas vulcânicas e como representativos do *status quo* na análise dos processos metassomáticos

mineralizantes em variogramas multielementares. Para tanto foram utilizados os dados da TABELA 3 (ANEXO II).

FIGURA 5: Classificação das amostras de rochas metaultramáficas não metassomatizadas em diagramas de classificação modal de rochas gábricas e ultramáficas intrusivas (plutônicas), segundo STRECKEISEN, 1967. Legenda: ○ - 07, ● - 20, □ - 20b, ■ - 16, ■ - 16b, △ - 25 e * - 25b.

No diagrama de classificação de JENSEN (1976) (FIGURA 6), todas as amostras metaultramáficas não metassomatizadas localizam-se no campo dos komatítos peridotíticos. Essa representação de fato só reafirma a composição ultramáfica das rochas analisadas, sem ser decisiva quanto a sua origem vulcânica ou plutônica.

Metaultramafitos
Cation %
Jensen 1976

FIGURA 6: Distribuição das amostras de metaultramáficas não metassomatizadas no campo de komatiitos peridotíticos. Legenda: ○ - 07, ○ - 20, □ - 20b, □ - 16, ■ - 16b, ▲ - 25 e * - 25b.

As amostras de rochas metaultramáficas não metassomatizadas foram tratadas separadamente, segundo os 4 grupos inicialmente estipulados, em diagramas multi-elementares ("spidergrams") expandidos, normalizados em valores do manto primitivo (PRIM) (CLARK 1990-1992).

Norm: Prim

FIGURA 7: Variograma expandido da metaultramáfica não metassomatizada (amostra 07, grupo 1) normalizado pelo manto primitivo-PRIM

Norm: Prim

FIGURA 8: Variograma expandido das metaultramáficas não metassomatizadas (amostras 20 e 20b, grupo 2) normalizadas pelo manto primitivo-PRIM.

Norm: Prim

FIGURA 9: Variograma expandido das metaultramáficas não metassomatizadas (amostras 16 e 16b, grupo 3) normalizadas pelo manto primitivo-PRIM
Norm: Prim

FIGURA 10: Variograma expandido das metaultramáficas não metassomatizadas (amostras 25 e 25B, grupo 4) normalizadas pelo manto primitivo-PRIM.

Os diagramas obtidos (FIGURAS 7 a 10), de uma maneira geral, apresentam comportamentos semelhantes para os 4 grupos. Na faixa de elementos mais incompatíveis, registram-se sempre anomalias positivas de Pb, Th, U, Nb, Ce e Nd, e negativas para Ba, La e Sr. Destaca-se aqui que os picos de Ba e La para todas as amostras, de Rb para as amostras 07, 20, 16b, 25 e 25b, de Ce para as amostras 16, 20 e 25b e de Th para a amostra 20 são representativos de valores analíticos nulos corrigidos para fins de representações gráficas. Quanto aos teores elevados de Ce e Nd, não podem ser descartados erros analíticos sistemáticos, visto que a fluorescência de raios X não é um método de precisão para os elementos terras raras.

Na faixa dos elementos menos incompatíveis notam-se para Zr, Ti, Y, V e Cu desenvolvimentos de anomalias negativas para anomalias positivas, de acordo com o enriquecimento em Si e Ca dos grupos de rochas analisados, ocorrendo o inverso com os elementos Zn, Ni e Cr. Convém ressaltar o comportamento similar do Cr e Zn em todas as amostras, onde observa-se que o enriquecimento do Cr está relacionado à presença de cromitas e que o Zn acompanha este mineral (teores de Zn nas cromitas foram confirmados por análises de microsonda eletrônica).

As variações geoquímicas sistemáticas ressaltadas pelas análises em "spidergrams" dos 4 grupos de rochas metaultramáficas em relação a evolução dos teores de Si e Ca, correspondem a tendências normais de diferenciação magmática.

8.1.2 ROCHAS METAULTRAMÁFICAS METASSOMATIZADAS (METASSOMATITOS)

As rochas metaultramáficas metassomatizadas apresentam teores de álcalis (em % em peso) representados por: $K_2O > 0.02\%$ e $Na_2O > 0.3\%$, além da presença da flogopita (ANEXO II, TABELA 1, rochas caracterizadas pelo símbolo UM).

Com base nos resultados obtidos pelo tratamento das rochas metaultramáficas não metassomatizadas (item anterior), tenta-se aqui, a caracterização dos processos metassomáticos nos 4 grupos de rochas estabelecidos (de protólitos metaultramáficos), de acordo com os teores de SiO_2 e CaO .

Em primeiro lugar, foi efetuada, com base na assinatura geoquímica geral, a classificação das rochas metassomatizadas em relação aos 4 grupos supra definidos. A seguir, as amostras dos grupos individuais foram classificadas segundo o grau de alteração metassomática e de acordo com os teores crescentes de K_2O .

Para cada grupo foram elaborados "spidergrams", normalizados em valores do protólito (hipotético) equivalente. Para a construção dos variogramas foram utilizados os dados analíticos recalculados anidros com valores nulos substituídos por valores abaixo do limite de detecção dos respectivos elementos ou pelos valores mínimos analisados (ANEXO II, TABELA 5).

A FIGURA 11 representa os metassomatitos com baixos teores de SiO_2 e CaO , normalizados pela amostra 07, rocha padrão do grupo 1. Estas rochas apresentam teores de K_2O entre 8 e 11% em peso. Pode-se observar variações geoquímicas bem definidas e sistemáticas, com enriquecimentos fortes da maioria dos elementos e fortes exclusivamente de Ni e Cr. Th apresenta valores em torno do padrão (2 amostras), com excessão de 4 valores nulos corrigidos, e anomalias positivas nos 2 metassomatitos mais ricos em K_2O . Ce e Cu variam próximos aos valores do padrão, com tendências à

FIGURA 11: Variograma de metaultramáficas muito metassomatizadas (amostras 01, 03, 18, 19, 19b, 19c, 28 e 30) com teores de K_2O entre 8 e 11% em peso, pertencentes ao grupo 1 (baixos teores de SiO_2 e CaO) e normalizadas por valores da amostra 07.

anomalias negativas. Nd também varia em torno do valor padrão, com tendência à anomalias negativas, entretanto, estas são representadas pelos metassomatitos mais ricos em K_2O .

A FIGURA 12 representa a comparação entre um metassomatito (amostra 18b, Marota, Carnaíba) com teor de K_2O superior a 7% em peso, do grupo 3 com baixo teor de SiO_2 e alto teor de CaO , em relação a rocha metaultramáfica não alterada padrão do mesmo grupo (amostra 16). Observa-se enriquecimento de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Rb, Ba, Sr, Ga,

FIGURA 12: Variograma de metaultramáfica muito metassomatizada (amostra 18b) com teor de K_2O superior a 7%, pertencente ao grupo 3 (baixo teor de SiO_2 e alto teor de CaO), normalizada por valores da amostra 16.

Ti, Th, La e Ce e empobrecimento dos elementos Zr, Y, Nd, Cu, Ni e Cr e . Os demais elementos variam próximo aos valores padrão e os elementos Nb e U são representados por valores nulos corrigidos.

A FIGURA 13 representa o processo metassomático em metaultramafito do grupo 4 com altos teores de SiO_2 e CaO , de Socotó Trecho Velho, flogopitizados de alteração metassomática média, com teores de K_2O de 4% em peso. Como rocha padrão foi utilizada a amostra 25 do mesmo grupo, também proveniente de Socotó Trecho Velho. Observam-se comportamentos com tendências similares dos óxidos Al_2O_3 , CaO , Na_2O e K_2O e dos elementos Rb, Ga, Y, U, Ce e Cu por um lado e dos elementos Nb, Zr, Ti, Nd, V, Ni e Cr por outro. Comportamentos irregulares ocorrem nos elementos Ba, Th, La, Pb e Zn.

FIGURA 13: Variograma de metaultramáficas mediantemente metassomatizadas (amostras 26 e 29) com teores de K_2O em torno de 4% em peso, pertencentes ao grupo 4 (altos teores de SiO_2 e CaO) e normalizadas por valores da amostra 25.

De uma maneira geral, o processo metassomático atuante nas rochas metaultramáficas, como um todo, é caracterizado principalmente por:

- * forte enriquecimento característico de K_2O , Rb e coadjuvadamente, de Ba;
- * enriquecimento de Al_2O_3 , Ga, Zr, Y, La, Pb e U na maioria dos casos;
- * fraco empobrecimento de Ni e Cr;

As demais variações não sistemáticas devem estar relacionadas a teores primários bastante variáveis, além de fatores analíticos.

Numa tentativa de melhor caracterização do processo metassomático gerador dos metaultramafitos metassomatizados, aqui em estudo, efetuou-se uma avaliação comparativa entre amostras representativas de um perfil de alteração metassomática progressivo e contínuo, caracterizado, na ordem de menor para maior grau de

metassomatização, pelas amostras 15c, 15a, 15 e 15b. Em "spidergrams" normalizados por dados de amostra 15c (FIGURA 14), ou seja, dentre os metassomatitos, o menos alterado; pode-se caracterizar uma tendência ao enriquecimento sistemático de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Rb, Ba, Ga, Ce e Cu, e empobrecimento sistemático de CaO e U e a pouca ou não variação de SiO_2 , Ti, Pb, Zn, V, Ni e Cr.

Norm: 15c

FIGURA 14: Variograma de metassomatitos representativos de um perfil progressivo de alteração (amostras 15, 15a e 15b) normalizados por valores da amostra 15c.

8.2 GRANITÓIDES

Dados geoquímicos dos granitóides de Carnaíba e Campo Formoso foram publicados por RUDOWSKI (1989). Neste trabalho foram analisadas 2 amostras do microgranito que ocorre na Vila de Socotó, nas imediações do garimpo de Socotó Trecho Velho, sendo todos estes dados tratados comparativamente.

Os dados analíticos referentes a esta pesquisa estão contidos no ANEXO II (TABELA 6) e são denominados 31 e 31b, juntamente com os dados extraídos da literatura (RUDOWSKI, 1989), onde G1, G1" e G2 e G1G, G1G' e G2G são, respectivamente, médias analíticas de granitóides, segundo o autor, peraluminicos a duas micas, não granatíferos e granatíferos do batólito de Campo Formoso e G3 é a composição média do granito também peraluminico a duas micas de Carnaíba. Os tratamentos que se seguem tiveram por objetivo caracterizar comparativamente os granitóides que ocorrem nas proximidades das mineralizações de esmeraldas.

Os teores de SiO_2 apresentam-se altos nas amostras de RUDOWSKI (1989), sempre com $\text{SiO}_2 > 73\%$ em peso, enquanto que, nas amostras 31 e 31b, são algo mais baixos, em torno de 71% em peso. Diferenças adicionais observam-se com relação aos elementos maiores, teores de TiO_2 e Fe_2O_3 mais elevados e de K_2O mais baixos nos microgranitos da Vila de Socotó/Trecho Velho (amostras 31 e 31b), que adicionalmente, com relação aos elementos menores e traços Cr, Ni, Co e Sr, apresentam-se enriquecidos quando comparados aos granitóides peraluminosos estudados por RUDOWSKI (op.cit.).

Em cálculos normativos CIPW, efetuados a partir dos dados analíticos recalculados anidros (ANEXO II, TABELA 7), com uma razão de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} = 0.65$, adequada para rochas graníticas, todas análises apresentaram teores elevados de quartzo-normativo ($Q = 28.48$ a 37.41%), em especial as análises de RUDOWSKI. As análises das amostras 31 e 31b são fracamente córindon-normativas ($C = 0.62$ e 0.92%), enquanto que as análises médias, segundo RUDOWSKI (1989), apresentam teores substanciais onde $C = 1.76$ a 4.34% (TABELA 8). Adicionalmente, verificam-se diferenças sistemáticas nos teores e nas composições dos feldspatos normativos, sendo os microgranitos da Vila de Socotó tipicamente mais pobres em Or e mais ricos em plagioclasio normativo, que se apresenta também mais anortítico.

TABELA 9 : Norma CIPW dos granitoides de RUDOWSKI (1989)
e desta pesquisa (amostras 31 e 31b).

	G1	G1"	G2	G16	G16'	G26	G3	31	31B
Q	31.65	33.05	31.35	32.89	33.78	37.01	30.29	28.48	30.42
C	3.09	3.1	2.07	4.34	2.86	3.32	1.76	0.62	0.92
Z	0.02	0.02	0.03	0.01	-	0.01	0.03	0.04	0.03
Or	27.71	27.71	28.1	26.55	28.95	25.84	29.98	20.85	21.33
Ab	31.02	30.87	30.41	32.82	31.81	30.67	28.29	36.73	33.2
An	3.24	2.93	4.58	1.51	1.56	1.61	4.07	8.76	9.43
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	2.08	1.16	2.24	0.48	0.65	1.06	3.86	1.52	1.61
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	0.64	0.65	0.71	1.03	0.17	0.26	-	-	-
Cm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Il	0.25	0.29	0.38	0.15	0.04	0.1	0.24	0.39	0.41
Ru	-	-	-	-	-	-	0.04	0.11	0.13
Ap	0.41	0.31	0.24	0.27	0.21	0.17	0.21	0.22	0.29

As análises das amostras, tanto da literatura, como desta pesquisa, foram plotadas em diagramas geoquímicos de classificação e caracterização baseados em elementos maiores e dados normativos (DEBON & LE FORT, 1983; MIDDLEMOST, 1985; LE MAITRE, 1989;), caracterizando, para as amostras da literatura, uma variação nos campos de granito e adamelito, e para as amostras de Socotó, desta pesquisa, uma variação nos campos de granito a granodiorito (FIGURAS 15 a 17). é de interesse notar que todos os diagramas utilizados separam apenas 2 populações, de um lado os microgranitos da Vila de Socotó (desta pesquisa), do outro, conjuntamente, os granitóides peraluminosos a duas micas do granito de carnaúba e do batólito de Campo Formoso.

FIGURA 15: Distribuição dos microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x) e dos granitóides de RUDOWSKI (1989) (símbolo: •) no campo dos granitos (1), adamelitos (2) e granodioritos (3).

FIGURA 16: Distribuição dos microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x) e dos granitóides de RUDOWSKI (1989) (símbolo: •) no campo dos granitos (6) e álcali-feldspatos granitos (3).

LeMaitre 1989 (fig B.4)

Granitoides

FIGURA 17: Distribuição dos microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x) e dos granitóides de RUDOWSKI (1989) (símbolo: •) no campo dos granitos 3B e granodioritos (4).

O diagrama de MANIAR & PICCOLI (1989) (FIGURA 18), baseado no índice de Shand, evidencia a natureza peraluminica de todas as amostras, entretanto, reforça as diferenças no grau de peraluminidade, muito mais baixo nos microgranitos da Vila de Socotó.

FIGURA 18: Composições peraluminicas dos microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x) e dos granitóides de RUDOWSKI (1989) (símbolo: •).

Sob aspectos de classificação geotectônica, foram utilizados os diagramas de elementos maiores de BATCHELOR & BOWDEN (1985) e MANIAR & PICCOLI (1989). No primeiro (FIGURA 19), todas amostras caem no campo dos granitóides orogênicos, sin-colisionais, com extensões em direção ao campo dos granitos pós-orogênicos. De fato, isto é a distribuição típica dos granitos formados a partir de fusões anatéticas.

FIGURA 19: Representação dos microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x) e dos granitóides de RUDOWSKI (1989) (símbolo: •) como granitóides orogênicos, sin-colisionais.

O diagrama de MANIAR & PICCOLI (1989) (FIGURA 20) também apresenta todas as amostras discutidas no campo dos granitos orogênicos, entretanto, relacionadas especificamente ao dos granitóides pós-orogênicos.

FIGURA 20: Classificação dos microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x) e dos granitóides de RUDOWSKI (1989) (símbolo: •) como pós-orogênicos.

Na representação de PEARCE et al. (1984), verifica-se a concentração das análises na parte limítrofe do campo dos granitóides sin-colisionais (FIGURA 21), adentrando uma amostra dos microgranitos da Vila de Socotó no campo dos granitóides de arco vulcânico. Tal fato se deve essencialmente às diferenças nos teores do elemento Rb (de 115 e 446 ppm, respectivamente). Visto as similaridades das 2 amostras da Vila de Socotó em todos os demais diagramas, pode-se suspeitar de um problema analítico para uma das dosagens de Rb.

FIGURA 21: Distribuição dos microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x) e dos granitóides de RUDOWSKI (1989) (símbolo: •) no campo dos granitóides sin-colisionais, amostra de microgranito da Vila de Socotó adentra o campo dos granitóides de arco vulcânico.

No diagrama da FIGURA 22 de WHALEN et al. (1987), os microgranitos da Vila de Socotó inserem-se na população dos granitos peraluminicos de RUDOWSKI (1989) e conjuntamente espalham-se nos campos dos granitóides orogênicos e de seus diferenciados félsicos.

Em conclusão aos diagramas utilizados, pode-se afirmar a natureza orogênica de todos os granitóides analisados; os diagramas de elementos maiores caracterizam mais especificamente, o subgrupo de granitos pós-tectônicos.

FIGURA 22: Distribuição dos microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x) e dos granitóides de RUDOWSKI (1989) (símbolo: ●) no campo dos granitóides orogênicos e seus diferenciados félsicos.

Foram elaborados diagramas "spidergrams" expandidos, normalizados em valores do manto primitivo - PRIM (CLARK 1990-1992), onde representou-se, separadamente, as amostras da Vila de Socotó/Trecho Velho desta pesquisa (FIGURA 23), e as amostras da literatura (RUDOWSKI, 1989) (FIGURA 24), utilizando os dados analíticos da TABELA 7 (ANEXO II). As amostras, como um todo, caracterizam padrões geoquímicos semelhantes, o que era de se esperar em função do padrão utilizado; entretanto, observou-se para os microgranitos da Vila de Socotó, variações maiores apenas dos elementos Rb e U, ambas, provavelmente, devido a problemas analíticos, visto que a rocha mais rica em Rb apresenta-se mais pobre em U e vice versa. Já entre as análises extraídas de RUDOWSKI, observam-se variações maiores e distintas para os diferentes grupos litológicos considerados. Entre os granitóides do batólito de

Norm: Prim

FIGURA 23: Variograma expandido dos microgranitos da Vila de Socotó, normalizados por valores do manto primitivo.

Norm: Prim

FIGURA 24: Variograma expandido dos granitóides de RUDOWSKI (1989), normalizados por valores do manto primitivo.

Campo Formoso, os granitóides sem granada caracterizam um grupo mais bem definido em relação aos granatíferos. Por sua vez, o granito de carnaíba (isento de granada, segundo RUDOWSKI, op.cit.) acompanha perfeitamente os padrões dos granitóides não granatíferos do batólito de Campo Formoso.

Para comparações mais detalhadas, foram construídos alguns variogramas adicionais, onde foram utilizados como valores de normalização as composições médias dos microgranitos da Vila de Socotó. Vale ressaltar que na elaboração destes valores médios de normalização, para os elementos Rb e U, considerou-se apenas seus valores mínimos, uma vez que foram observadas discrepâncias relevantes, provavelmente atribuídas à imprecisões analíticas. A escolha destes valores mínimos foi baseada na compatibilidade composicional destes microgranitos. Observa-se um comportamento bastante semelhante para os granitóides sem granada de Campo Formoso e de Carnaíba (FIGURAS 25 e 27). Analisando-se comparativamente as FIGURAS 25, 26 e 27, respectivamente referentes aos granitóides sem granada e granatíferos de Campo Formoso e granitóide sem granada de Carnaíba, observam-se diferenças quanto aos elementos La, onde registram-se anomalias positivas nos granitóides sem granada e negativas nos granitóides granatíferos; Ce, que caracteriza valores próximos aos padrão para os granitóides sem granada e anomalias negativas para os granitóides granatíferos; Sr e Ba, onde observam-se anomalias negativas mais fortes nos granitóides granatíferos; U, que caracteriza anomalias positivas mais fortes nos granitóides granatíferos e Ti, que em geral apresenta-se mais enriquecido nos granitóides sem granada (com excessão de 1 amostra). De uma maneira geral, estes granitóides, granatíferos ou não, apresentam empobrecimentos sistemáticos em Fe_2O_3 total e CaO, que caracteriza uma evolução para granitos do tipo S.

Norm: MEDME31

FIGURA 25: Variograma dos granitoides sem granada de Campo Formoso de RUDOWSKI (1989), normalizados por valores médios dos microgranitos da Vila de Socotó.

Norm: MEDME31

FIGURA 26: Variograma dos granitoides granatíferos de Campo Formoso de RUDOWSKI (1989), normalizados por valores médios dos microgranitos da Vila de Socotó.

FIGURA 27: Variograma dos granitóides sem granada de Carnaíba de RUDOWSKI (1989), normalizados por valores médios dos microgranitos da Vila de Socotó.

De maneira análoga, foram elaborados "spidergrams" normalizados em valores de ORG (PEARCE et al., 1984), onde os microgranitos da Vila de Socotó desta pesquisa, amostras 31 e 31b (FIGURA 28), revelam anomalias positivas de K_2O , Rb, Ba e Th e empobrecimentos dos elementos Zr e Y. Nb e Ce variam próximo aos valores padrão. De uma maneira geral, estes microgranitos apresentam similaridades com os granitos sin-colisionais (PEARCE et al., op cit). As amostras de RUDOWSKI (FIGURA 29), especialmente os granitóides de Campo Formoso e Carnaíba sem granada apresentam um padrão de comportamento semelhante ao apresentado pelos microgranitos 31 e 31b, os granitóides granatíferos de Campo Formoso tendem a acompanhar este padrão, porém com diferenças quanto aos elementos Ba, Th, Ce e Zr, que apresentam-se com tendências ao empobrecimento. Estes granitóides encaixam-se melhor na faixa de variação dos granitóides sin-colisionais (PEARCE et al., op cit.), ressaltando algumas anomalias específicas (Ba, Ce).

Norm: ORG

FIGURA 28: Variograma dos microgranitos da Vila de Socotó, normalizados por valores de ORG.

Norm: ORG

FIGURA 29: Variograma dos granitóides de RUDOWSKI (1989), normalizados por valores de ORG.

8.3 PEGMATÓIDES MINERALIZADOS E NÃO MINERALIZADOS

Os dados analíticos referentes às rochas pegmatóides desta pesquisa (ANEXO II, TABELA 8), representam amostras de 2 pegmatóides mineralizados em esmeralda de Marota, Carnaíba (amostras 04 e 05), e 2 amostras de pegmatóides de Socotó Trecho Velho, uma mineralizada em esmeralda (amostra 23) e outra estéril (amostra 24). Além das amostras desta pesquisa foram incluídas na TABELA 8 (ANEXO II) dados de 2 amostras de aplopegmatóides estéreis do batólito de Campo Formoso (APLOCF) e do granito de Carnaíba (APLOCA) extraídos da literatura (RUDOWSKI, 1989).

A análise destes dados tem por objetivo a caracterização dos pegmatóides, bem como a tentativa de se estabelecer alguma relação evolutiva a partir dos granitóides regionais anteriormente tratados (item 8.2), inclusive considerando reações metassomáticas com as rochas metaultramáficas encaixantes, quando isso for o caso.

Em termos composicionais absolutos (ANEXO II, TABELA 8), notam-se teores de SiO_2 substancialmente mais elevados nas amostras de aplopegmatóides de RUDOWSKI (1989), de 73.69 e 76.41% em peso. Nos pegmatóides desta pesquisa, os valores variam entre 40.66 e 61.34% em peso, sendo que o valor mínimo (amostra 23) certamente se deve a forte contaminação com material metaultramáfico metassomatizado das rochas encaixantes. Tal fato é confirmado inclusive pela aberração geoquímica geral da amostra 23 em relação às demais, com ênfase aos teores muito altos de $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{tot}}$, MgO , K_2O , Cr , Ni , Zn , Rb e Ba , principalmente. Outras discrepâncias geoquímicas gerais das amostras desta pesquisa, em relação aos aplopegmatóides de RUDOWSKI (op. cit.) incluem: teores de Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{tot}}$, MgO , CaO , Cr , Ni , Co , Ba e Sr sistematicamente mais elevados nas primeiras. Em relação às amostras desta pesquisa, observam-se, do pegmatóide estéril (amostra 24) para os mineralizados, na ordem dos teores decrescentes de SiO_2 , decrescência também de Al_2O_3 , Na_2O , Sr , Nb e

crecência de Fe_2O_3 tot., MgO, Cr, Ni, Co, Pb, Rb, Ba e Y, sempre com excessão da sistemática, no caso da amostra 23.

Utilizando os dados analíticos recalculados anidros (ANEXO II, TABELA 9), foram efetuados cálculos CIPW normativos com uma razão $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} = 0.65$. As normas calculadas (TABELA 9) caracterizam todos os pegmatóides como córindon-normativos e retratam ainda diferenças características entre as amostras desta pesquisa e os aplopegmatóides de RUDOWSKI (1989), principalmente no que diz respeito aos teores de quartzo-normativo muito altos ($Q = 32.50$ e 36.65%) e baixos teores de anortita-normativa ($An = 1.24$ e 3.72%) nos últimos. Com relação aos pegmatóides desta pesquisa mineralizados e não mineralizados notam-se ainda os efeitos da contaminação com as rochas metaultramáficas encaixantes, pelo aparecimento de olivina, leucita e nefelina normativas.

TABELA 9 : Norma CIPW das rochas pegmatóides desta pesquisa e aplopegmatóides de RUDOWSKI (1989).

	APLOCF	APLOCA	04	05	24	23
Q	32.5	36.65	-	1.67	-	-
C	4.09	2.67	6.45	6.37	2.71	9.77
Z	0.01	0.01	-	0.01	-	-
Or	18.24	9.23	17.87	20.23	14.26	23.45
Ab	41.04	45.52	41.88	43.24	69.04	-
An	1.24	3.72	4.7	4.36	8.34	9.95
Lc	-	-	-	-	-	14.55
Ne	-	-	-	-	-	2.34
Di	-	-	-	-	-	-
Hy	1.32	1.64	20.81	17.61	0.29	-
Ol	-	-	0.2	-	2.22	29.85
Mt	0.41	-	1.4	1.2	0.43	3.3
Cm	-	-	0.02	0.02	0.02	0.06
Hm	-	-	-	-	-	-
Il	0.08	0.04	0.04	0.04	0.09	0.17
Ru	-	-	-	-	-	-
Ap	0.26	0.12	0.86	0.05	0.31	0.02

Em primeiro lugar, estas amostras foram tratadas isoladamente em diagramas geoquímicos de classificação e caracterização com base em elementos maiores e dados normativos. A seguir, estas amostras foram tratadas nos mesmos diagramas, de maneira

conjunta e comparativa com os granitóides anteriormente estudados, na tentativa de se estabelecer eventuais linhas evolutivas (FIGURAS 30 a 31).

No diagrama de LE MAITRE (1989) (FIGURA 30) observa-se a composição de granitos 3B de Campo Formoso e Carnaíba e granodiorítica para os aplopegmatóides (RUDOWSKI, 1989). Essa evolução, aparentemente contrária às tendências normais de diferenciação magmática, é dada pelo enriquecimento em Na dos pegmatóides em relação aos granitóides e pelo recálculo normativo, onde o Na entra como molécula albita no plagioclásio (não como feldspato alcalino).

Os microgranitos da Vila de Socotó (desta pesquisa) se posicionam no campo dos granodioritos. Os pegmatóides mineralizados em esmeralda mostram, apesar de sua variabilidade maior, sistematicamente tendências de enriquecimento em plagioclásio em detrimento aos teores de quartzo e feldspato alcalino. O maior enriquecimento em plagioclásio é observado no pegmatóide estéril de Socotó, o que corresponde a sua composição modal plagioclástica.

As tendências evolutivas dos pegmatóides mineralizados e não mineralizados desta pesquisa indicam claramente o enriquecimento de plagioclásio em relação aos granitóides e aplopegmatóides, com tendência crescente nos termos não mineralizados.

Esse diagrama (FIGURA 30) não permite estabelecer uma relação evolutiva direta e segura entre os pegmatóides plagioclásticos e um determinado grupo de granitóides (e microgranitos) e/ou aplopegmatóides analisados. Indiretamente, qualquer um desses grupos, com composições graníticas 3B e/ou granodioríticas, pode satisfazer os modelos evolutivos delineados no diagrama, desde que, por processos metassomáticos com as rochas metaultramáficas encaixantes percam K_2O (em processos de flogopitização) e SiO_2 (pelo enriquecimento em solução e a formação final de veios de quartzo).

pegmatóides e granitóides
LeMaitre 1989 (fig B.4)

FIGURA 30: Classificação dos granitóides de RUDOWSKI (símbolo: •) como granitos 3B, microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x) como granodioritos, aplopegmatóides de RUDOWSKI (símbolo: ○) como granodioritos, pegmatóides mineralizados de Carnalba (símbolo: ■) como quartzo diorito, pegmatóides mineralizado (símbolo: ▲) e estéril (símbolo: ◇) de Socotó como granodiorito e monzodiorito respectivamente no diagrama de LE MAITRE (1989).

O diagrama de MANIAR & PICCOLI para as mesmas rochas (FIGURA 31) apresenta a evolução peraluminica nos pegmatóides mineralizados.

Foram elaborados "spidergrams" (diagramas multi-elementares) expandidos normalizados por valores do manto primitivo - PRIM (CLARK, 1990-1992), onde foram analisados comparativamente os aplopegmatóides em relação à composição média dos

granitóides segundo dados de RUDOWSKI (FIGURA 32), onde a intenção foi analisar a evolução geoquímica dos pegmatóides a partir das prováveis rochas parentais, sem interferência

FIGURA 31: Distribuição dos granitóides de RUDOWSKI (símbolo: ●), microgranitos da Vila de Socotó (símbolo: x), aplopegmatóides de RUDOWSKI (símbolo: ○), pegmatóides mineralizados de Carnaíba (símbolo: ■), pegmatóides mineralizado (símbolo: ▲) e estéril (símbolo: ◇) de Socotó no diagrama de MANIAR & PICCOLI (1989).

de reações metassomáticas com rochas metaultramáficas. Numa segunda abordagem, foram feitas comparações análogas entre os microgranitos desta pesquisa com pegmatóides mineralizados e não mineralizados, excetuando-se a amostra 23, devido a sua contaminação com material metaultramáfico (FIGURA 33).

No primeiro caso (FIGURA 32), observa-se um empobrecimento dos elementos K, Ba, Th, La, Ce, Sr, Nd, Zr, Ti e Y nos aplopegmatóides em relação à composição média

Norm: Prim

FIGURA 32: Variograma comparativo entre os aplopegmatóides (símbolo: ○) e a composição média dos granitóides (símbolo: ■) de RUDOWSKI.

Norm: Prim

FIGURA 33: Variograma comparativo entre os pegmatóides mineralizados de Carnaíba (símbolo: ■), pegmatóide estéril de Socotó (símbolo: ◇) e composição média dos microgranitos de Socotó (símbolo: *).

dos granitóides de RUDOWSKI. Um enriquecimento pode ser observado para os elementos U, Nb e V. Com relação aos elementos Rb, Cr e Ni, os dois primeiros variam próximo à média dos granitóides, enquanto que no caso do Ni, tem-se uma amostra de aplopegmatóide fortemente enriquecida em relação à composição média dos granitóides. Esse diagrama sustenta bem a interpretação geológica de serem os aplopegmatóides produtos de diferenciação a partir do mesmo magma dos granitóides (RUDOWSKI, 1989).

No segundo caso (FIGURA 33), observa-se um empobrecimento de K, Rb, Pb, Ba, Th, La, Ce, Sr, Nd, Zr, Ti, V, Zn e Cu nos pegmatóides mineralizados e estéreis desta pesquisa em relação à média composicional dos microgranitos da Vila de Socotó. Enriquecimento é observado para Ni e Cr, que representam os elementos cromóforos da esmeralda. Os elementos U, Nb e Y não apresentam comportamento padrão; o U em todos os pegmatóides varia próximo à composição média dos microgranitos, o Nb apresenta a mesma tendência, com excessão do pegmatóide estéril, onde está fortemente enriquecido, o Y varia a partir de valores próximos aos dos microgranitos com tendências ao empobrecimento, alcançando o extremo no caso do pegmatóide estéril.

Comparando-se as FIGURAS 32 e 33 nota-se, apesar de alguns elementos não estarem contidos em ambos variogramas, a similaridade geral das tendências geoquímicas para os valores médios dos granitóides, microgranitos e aplopegmatóides. Diferem substancialmente destes, entretanto, os pegmatóides mineralizados e não mineralizados de Carnalba e Socotó. Estas diferenças certamente se devem, em parte, às reações metassomáticas com as rochas metaultramáficas encaixantes (K, Ni, Cr). Entretanto, podem indicar também que os pegmatóides em questão não foram derivados das rochas graníticas consideradas nesta pesquisa.

8.4 METABASITO DE SOCOTÓ TRECHO VELHO

Dados geoquímicos de um metabasito que ocorre na área de garimpo de Socotó Trecho Velho e é interpretado, pelas características de campo e petrográficas, como um dique sem relações genéticas com a mineralização de esmeraldas, estão representados na TABELA 10a (ANEXO II). Esta rocha apresenta um quimismo intermediário ($\text{SiO}_2 = 53.44\%$ em peso) com teores de $\text{CaO} + \text{MgO} = 15.41\%$ em peso, $\text{K}_2\text{O} = 1.31\%$ em peso e $\text{TiO}_2 = 0.80\%$ em peso. Trata-se, portanto, de uma rocha "essencialmente basáltica" (PEARCE & CANN, 1973) com teores médios de K e baixos de Ti; o número de Mg# é de 51.01.

Cálculos normativos foram efetuados a partir de dados analíticos recalculados anidros (ANEXO II, TABELA 10b), com razão de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} = 0.85$ e padronizados em 100% totais (TABELA 10), assim como tratamentos em gráficos de classificação e petrogenéticos de rochas (meta-) ígneas, segundo PEARCE & CANN (1973); IRWINE & BARANGAR (1971); WINCHESTER & FLOYD (1977); entre outros. A integração desses dados caracterizam a rocha estudada como toleito continental, quartzo-normativo e hiperstênio-normativo.

TABELA 10 : Norma CIPW do metabasito de Socoto Trecho Velho.

	27
Q	5.93
C	-
Z	0.01
Or	7.92
Ab	17.16
An	26.14
Lc	-
Ne	-
Di	16.46
Hy	22.08
Ol	-
Mt	2.62
Cm	0.03
Hm	-
Il	1.55
Ru	-
Ap	0.19

Foram elaborados ainda "spidergrams" do metabasito de Socotó Trecho Velho, normalizados em valores de basaltos de dorsal oceânica-MORB (CLARK, 1990-1992) e do manto primitivo-PRIM (CLARK, 1990-1992) (FIGURAS 34 e 35), onde observa-se enriquecimentos variáveis dos elementos incompatíveis (com excessão do La, eventualmente por contaminação crustal), um comportamento mais constante, pouco enriquecido, dos elementos mais compatíveis e forte empobrecimento de Ni e Cr (FIGURA 35), que indica processos de fracionamento de olivina e cromita, durante ascensão dos magmas mantélicos.

FIGURA 34: Variograma de metabasito de Socotó Trecho Velho, normalizado por valores de basaltos de dorsal oceânica-MORB.

Norm: Prim

FIGURA 35: Variograma de metabasito de Socotó Trecho Velho, normalizado por valores o manto primitivo - PRIM.

8.5 SÍNTESE DOS PROCESSOS METASSOMÁTICOS

Na tentativa de sintetizar os processos metassomáticos, foram incluídas apenas as rochas comprovadamente envolvidas nos processos metamórficos e hidrotermais-mineralizantes das mineralizações de esmeraldas, ou seja, metaultramáficas não metassomatizadas, flogopitizadas, flogopititos mineralizados e veios pegmatóides mineralizados em esmeraldas.

Para modelagem e cálculo dos transportes químicos foram utilizados os métodos denominados Cálculo Isovolum (MILLOT & BONIFAS, 1955) e Célula Padrão (BARTH, 1948). Em ambos os métodos, as rochas metaultramáficas e seus produtos de alteração foram agrupados e tratados de acordo com sua classificação nos tipos de baixo, médio e alto CaO. Adicionalmente, foi ainda tratado, em separado, um perfil natural contínuo e progressivo de alteração em rochas metaultramáficas de alto CaO. Todos os cálculos foram efetuados a partir dos dados analíticos recalculados anidros e onde eventuais valores nulos foram substituídos por valores abaixo dos respectivos limites de detecção (ANEXO II, TABELA 5).

8.5.1 Cálculo Isovolum

Modelagens e avaliações quantitativas dos transportes de massa pelo método Cálculo Isovolum (MILLOT & BONIFAS, 1955) são frequentemente utilizados para o estudo dos processos intempéricos (cf. TOLEDO-GROKE, 1981); GARDA (1990) aplicou-os aos processos de alteração metassomático-hidrotermal, e no presente trabalho são aplicados à alteração metassomático-metamórfico-hidrotermal.

O método define as relações de perdas e ganhos reais de uma amostra "alterada" (a2) em relação à amostra "fresca" (a1) pela equação (1) :

$d = (Da2 \times X2) - (Da1 \times X1)$, onde

Da2 = densidade da amostra alterada.

X2 = porcentagem em peso de determinado óxido da amostra alterada

Da1 = densidade da amostra fresca.

X1 = porcentagem em peso do mesmo óxido da amostra fresca.

obs: as densidades utilizadas representam densidades calculadas utilizando o programa Newpet (CLARK, 1990-1992).

Para tanto, as amostras foram agrupadas na forma de perfis de alteração metassomática progressiva, podendo estas amostras serem reais individuais, ou médias de 2 ou mais amostras. O arranjo das amostras no perfil e o agrupamento para obtenção de composições médias, seguiram as observações de campo, estudos petrográficos e confirmações geoquímicas. Em todos os perfis, com exceção do perfil natural de alteração progressiva e contínua de Marota-Carnaíba, onde a alteração metassomática se dá em rochas já flogopitizadas, porém, em diferentes graus, o estágio inicial foi representado por "amostras frescas" com baixos teores de K_2O (inferiores a 0.02% em peso e não flogopitizadas) respectivamente com baixo, médio e alto teor de CaO e o estágio final de alteração foi representado por flogopititos injetados/misturados com veios pegmatóides mineralizados.

Para o garimpo de Marota-Carnaíba, foram assim confeccionados os seguintes perfis: um referente ao perfil natural de metassomatismo progressivo e contínuo em rochas metaultramáficas de alto CaO (TABELA 11) e três perfis idealizados, completos, de amostras agrupadas, de altos, médios e baixos teores de CaO (TABELAS 12, 13 e 14). Os dados obtidos para o garimpo de Socotó, Trecho Velho, permitiram elaborar

somente um perfil progressivo de alteração de amostras com alto teor de Ca (TABELA 15).

Os resultados finais, expressos em números de variação percentual de peso dos elementos das "amostras alteradas" em relação às "amostras frescas", foram obtidos pela equação (2) :

$$t = \{ [(Da2 \times X2) - (Da1 \times X1)] / (Da1 \times X1) \} \times 100,$$

e estão representados resumidamente nas TABELAS 11, 12, 13, 14 e 15, onde valores positivos representam os ganhos e valores negativos as perdas (em % em peso relativos).

Para visualização dos processos de alteração geoquímica, foram elaborados gráficos do perfil natural de alteração contínua e progressiva de Marota-Carnaíba (amostras 15c, 15a, 15 e 15b) para os elementos que apresentaram um comportamento sistemático unidirecional (TABELA 11). As variações observadas foram representadas em gráficos binários em relação aos teores crescentes de K_2O (FIGURA 43). Observou-se, através do estudo comparativo deste perfil, variações sistemáticas de empobrecimento mostradas por SiO_2 , $Fe_2O_{3\ tot}$, MnO , CaO e U , e de enriquecimento mostradas por Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Ba , Ce , Co , Cu , Ga e Rb . Variações estas, explicáveis e correlacionáveis às variações e substituições mineralógicas inerentes à progressão do processo de flogopitização metassomático. Comportamentos irregulares e, em partes, com os efeitos mineralógicos dos processos metassomáticos não compatíveis, foram mostrados por TiO_2 , MgO , P_2O_5 , Cr , La , Nb , Nd , Ni , Pb , Sr , Th , V , Y , Zn e Zr e podem representar tanto distinções químicas primárias, como também efeitos da imprecisão analítica (esses últimos, principalmente no caso dos elementos La , Nd e Th).

TABELA 11: Transporte geoquímico - Resumo dos Cálculos Isovolum - para o perfil natural contínuo de alteração metassomática progressiva, em rochas de alto CaO de Carnaíba, Marota (amostras 15c, 15a, 15, 15b).

	A (%)	B (%)	C (%)
SiO2	-5.59	-6.21	-15.42
TiO2	-7.69	0.00	-1.15
Al2O3	63.77	85.03	200.40
Fe2O3	1.12	-1.26	-3.09
MnO	22.73	9.09	-32.60
MgO	-5.97	-3.67	-4.94
CaO	12.78	-4.44	-77.30
Na2O	150.00	200.00	270.69
K2O	67.96	77.11	217.44
P2O5	0.00	0.00	-1.15
LOI	-14.63	-18.60	-7.18
Ba	23.64	38.18	221.71
Ce	-20.59	-11.76	27.92
Co	15.73	24.72	33.28
Cr	-7.30	1.97	-2.03
Cu	20.00	160.00	216.32
Ga	100.00	115.38	226.97
La	10.53	-15.79	113.31
Nb	0.00	2800.00	-1.15
Nd	-61.54	161.54	-61.98
Ni	-7.03	6.26	0.70
Pb	55.56	33.33	75.73
Rb	64.58	98.40	226.97
Sr	85.71	0.00	69.46
Th	300.00	-66.67	262.45
U	66.67	33.33	-67.05
V	-13.24	-17.65	3.21
Y	33.33	5800.00	-50.57
Zn	53.85	39.42	66.34
Zr	0.00	26.67	-14.33

A: relação amostra 15c x 15a

B: relação amostra 15c x 15

C: relação amostra 15c x 15b

FIGURA 36: Representação gráfica dos ganhos e perdas de óxidos/elementos, resultantes do "Cálculo Isovolum", para perfil natural de alteração metassomática progressiva e contínua de Carnaíba, Marota (variação percentual do óxido/elemento analisado X teores crescentes de K_2O).

FIGURA 36: Continuação.

FIGURA 36: Continuação.

FIGURA 36: Continuação.

Os resultados dos demais os perfis (perfis idealizados de alteração metassomática progressiva) construídos para grupos de protolitos distintos quanto aos teores de CaO, de ambos os garimpos (Carnaíba, Marota e Socotó, Trecho Velho), e apresentados como resumos dos Cálculos Isovolum (TABELAS 12, 13, 14 e 15), no essencial confirmaram e complementaram a caracterização dos processos metassomáticos químico-mineralógicos supra-descritos, devendo-se, entretanto, considerar as variações químicas sistemáticas distintas, dos pegmatóides em relação aos flogopititos (e as rochas ultramáficas em geral), assim como, a maior influência das variabilidades químicas primárias das rochas metaultramáficas, nem sempre cogenéticas, que foram incluídas nos perfis idealizados.

8.5.2 Cálculo Célula Padrão de Barth

Este método de cálculo de ganhos e perdas de elementos maiores foi utilizado para aferimento dos resultados do item anterior, já que permite, pelo balanço eletroquímico das cargas/valências removidas *versus* acrescidas, avaliações sobre a procedência real dos transportes metassomáticos modelados.

Segundo BARTH (1948), os íons de oxigênio são de grande importância controlando as relações de volume das rochas. Se se quer comparar unidades de rocha isovolumétricas, então pode-se comparar unidades de rochas contendo o mesmo número de íons de oxigênio. BARTH definiu a célula padrão como um volume de rocha constituído por 160 átomos de oxigênio e os cátions correspondentes. Na maioria das rochas silicáticas, o oxigênio perfaz em torno de 92% desse volume. Os cátions (Si e demais metais) associados à esta unidade perfazem um total de em torno 8% desse volume (totalizando, em média aproximadamente 100 cátions). Usando a célula padrão, importantes relações petrogenéticas aloquímicas podem ser descobertas e quantitativamente definidas

TABELA 12: Transporte geoquímico - Resumo dos Cálculos Isovolum - em perfil idealizado, construído para progressão metassomática em rochas de altos teores de CaO de Carnaíba, Marota.

	A (%)	B (%)	C (%)	D (%)	E (%)
SiO2	29.51	16.17	14.02	2.73	32.48
TiO2	104.89	104.11	102.54	211.59	-70.77
Al2O3	77.09	215.07	255.36	427.96	560.07
Fe2O3	-22.94	-27.33	-25.32	-5.77	-73.85
MnO	89.13	-21.50	16.85	102.54	-78.08
MgO	-26.29	-24.14	-27.60	-37.37	-79.47
CaO	91.55	-13.70	-57.70	-84.31	-62.56
Na2O	-22.63	-48.62	27.47	86.96	3973.19
K2O	39711.96	70269.57	85152.17	88891.30	28484.06
P2O5	-52.72	-52.90	-53.26	1161.96	776.81
LOI	-84.67	-81.01	-84.01	-80.07	-80.92
Ba	150.90	461.45	569.30	1182.52	305.09
Ce	73.83	82.70	149.28	47.30	-94.69
Co	-9.90	-1.35	5.82	-41.80	-71.88
Cr	-40.94	-45.37	-41.09	-71.81	-98.86
Cu	-72.98	-76.45	-46.58	-66.61	-43.63
Ga	224.87	392.75	518.39	230.77	210.26
La	76.55	352.17	283.26	301.96	-12.32
Nb	22.11	-88.22	-88.32	1991.58	9.60
Nd	-8.95	-42.43	-74.03	71.38	-26.93
Ni	-38.29	-40.81	-37.70	-52.49	-95.02
Pb	10.36	60.14	49.57	161.74	79.75
Rb	15077.72	25994.20	32056.52	33281.52	2837.32
Sr	30.94	131.88	72.58	173.24	1228.71
Th	152.02	418.12	414.13	-53.26	53.44
U	152.17	-37.20	-37.68	897.10	484.54
V	39.00	8.96	59.93	-9.90	-70.42
Y	828.03	-69.86	-77.57	2128.52	741.74
Zn	241.52	93.40	333.34	464.58	-71.55
Zr	-9.16	-27.96	-28.52	59.46	62.47

A: relação amostras (16,16b) x (15,15a,15c), pouco metassomatizada

B: relação amostras (16,16b) x 18b, metassomatizada

C: relação amostras (16,16b) x 15b, muito metassomatizada

D: relação amostras (16,16b) x 02, muito metassomatizada mineralizada

E: relação amostras (16,16b) x (04,05), pegmatóide mineralizado

TABELA 13: Transporte geoquímico - Resumo dos Cálculos Isovolum - em perfil idealizado, construído para progressão metassomática em rochas de médios teores de CaO de Camaíba, Marota.

	A (%)	B (%)	C (%)
SiO2	5.72	2.89	32.69
TiO2	108.87	131.18	-78.32
Al2O3	369.14	434.29	567.99
Fe2O3	-27.56	-21.42	-78.19
MnO	39.25	50.27	-83.74
MgO	-39.04	-44.57	-81.83
CaO	-72.38	-64.84	-16.13
Na2O	51.91	84.95	3929.39
K2O	143020.25	143917.20	14038.35
P2O5	642.65	1148.39	767.38
LOI	-74.24	-76.02	-77.04
Ba	2424.13	2920.79	854.12
Ce	187.78	140.43	-91.33
Co	-55.92	-48.71	-75.22
Cr	-46.80	-74.52	-98.97
Cu	-80.31	-71.98	-52.69
Ga	240.38	254.48	232.50
La	819.88	622.97	57.71
Nb	1005.91	1339.36	-24.58
Nd	-7.17	0.05	-57.34
Ni	-57.13	-60.33	-95.84
Pb	47.84	91.80	31.71
Rb	130363.03	132208.68	2582.22
Sr	549.82	778.49	4171.86
Th	-53.58	-53.76	51.79
U	364.16	886.38	478.26
V	-16.94	-22.13	-74.44
Y	4415.59	3836.71	1386.94
Zn	334.32	402.00	-74.70
Zr	-0.98	78.78	82.15

A: relação amostra (20,20b) x (18,19), muito metassomatizada

B: relação amostra (20,20b) x 02, muito metassomatizada mineralizada

C: relação amostra (20,20b) x (04,05), pegmatóide mineralizado

TABELA 14: Transporte geoquímico - Resumo dos Cálculos Isovolum - em perfil idealizado, construído para progressão metassomática em rochas de baixos teores de CaO de Carnaíba, Marota.

	A (%)	B (%)	C (%)	D (%)	E (%)
SiO ₂	26.77	-5.74	-1.92	-4.50	23.17
TiO ₂	290.24	435.70	291.37	364.03	-56.47
Al ₂ O ₃	311.16	1719.12	1551.65	1694.24	2143.22
Fe ₂ O ₃	0.92	23.51	3.45	17.44	-67.40
MnO	81.32	365.83	222.30	302.16	-56.47
MgO	-28.59	-49.17	-49.57	-50.64	-83.82
CaO	152.28	24.22	206.95	1323.02	3294.96
Na ₂ O	396.67	831.65	728.78	920.86	22141.37
K ₂ O	5812.77	191202.16	100734.53	88251.08	28278.42
P ₂ O ₅	-5.40	-6.83	130.22	1152.88	770.50
LOI	-60.38	-75.06	-78.93	-74.83	-75.90
Ba	-47.97	1021.09	800.91	961.08	235.14
Ce	-82.62	-55.32	-11.67	-50.76	-98.22
Co	-28.39	-62.48	-30.62	-57.46	-79.45
Cr	-63.84	-75.45	-78.23	-87.45	-99.49
Cu	368.29	-34.78	-40.14	-7.19	56.69
Ga	13.53	319.24	765.61	326.91	300.43
La	-5.40	291.29	480.14	299.06	-12.95
Nb	118.77	2135.97	187.77	1976.53	8.81
Nd	-22.29	1.48	-70.40	9.38	-53.37
Ni	-55.55	-76.27	-73.96	-75.87	-97.47
Pb	313.89	377.47	1189.21	549.64	346.13
Rb	4251.80	168873.50	72295.20	70153.96	5732.37
Sr	89.21	1297.48	1465.47	1663.31	8474.46
Th	-36.93	-37.89	299.04	-69.06	1.56
U	-5.40	528.87	107.19	642.45	335.25
V	200.84	62.11	283.08	48.49	-51.25
Y	1839.39	126172.66	222.30	27556.12	10346.04
Zn	7.65	283.10	248.50	264.82	-81.61
Zr	349.37	249.37	176.26	572.84	585.52

A: relação amostra 07 x (17,17b), muito pouco metassomatizada
B: relação amostra 07 x (01,03), metassomatizada
C: relação amostra 07 x (19b,19c), muito metassomatizada
D: relação amostra 07 x 02, muito metassomatizada mineralizada
E: relação amostra 07 x (04,05), pegmatóide mineralizado

TABELA 15: Transporte geoquímico - Resumo dos Cálculos Isovolum - em perfil idealizado, construído para progressão metassomática em rochas de altos teores de CaO de Socotó, Trecho Velho.

	A (%)	B (%)	C (%)
{SiO2	2.81	-16.58	-19.39
{TiO2	-26.40	-22.10	-56.85
{Al2O3}	13.00	182.22	380.49
{Fe2O3}	-28.92	-15.34	-39.08
{MnO}	13.62	-28.25	-34.40
{MgO}	-13.98	-16.05	-46.94
{CaO}	89.86	-96.82	-29.83
{Na2O}	-28.63	-73.44	353.25
{K2O}	37875.28	99031.09	68166.67
{P2O5}	-50.94	94.76	-52.06
{LOI}	-52.85	-60.80	-15.95
{Ba}	227.09	1087.09	1817.60
{Ce}	286.38	441.67	127.72
{Co}	-13.06	-42.48	-65.22
{Cr}	-37.88	-32.67	-95.63
{Cu}	-52.57	-72.41	-64.84
{Ga}	247.91	254.10	266.09
{La}	221.14	856.08	74.33
{Nb}	56.23	6.93	-78.94
{Nd}	24.89	32.79	26.39
{Ni}	-5.25	-19.82	-66.14
{Pb}	9.03	93.94	134.37
{Rb}	24706.59	60430.34	32882.77
{Sr}	81.72	11.80	279.97
{Th}	-26.40	-26.97	-52.06
{U}	96.25	65.54	-42.47
{V}	-35.79	-60.51	-97.35
{Y}	1862.55	2441.57	369.81
{Zn}	152.12	225.54	91.76
{Zr}	-30.73	-8.35	-15.40

A: relação amostra (25,25b) x (26,29), pouco metassomatiza
B: relação amostra (25,25b) x (28,30), muito metassomatizada
C: relação amostra (25,25b) x 23, pegmatóide mineralizado

O método de cálculo descrito por diversos autores (BARTH, 1948; ROSENQVIST, 1949; MÜLLER & BRAUN, 1977) consta em sua essência dos seguintes passos. Primeiramente consideram-se as composições em porcentagens em peso dos óxidos de elementos maiores da amostra não alterada "A" em relação a amostra equivalente alterada "B". A partir daí, calculam-se os números equivalentes atômicos dos cátions (dividindo-se a porcentagem em peso de cada óxido pelo seu peso atômico e multiplicando o resultado por 1000). A água não é considerada (pela sua alta mobilidade). A partir dos números equivalentes catiônicos e das valências dos cátions, calculam-se os números atômicos dos equivalentes dos ânions oxigênio e dos grupos hidroxilas. O próximo passo consta de recálculo proporcional da somatória dos números atômicos equivalentes dos ânions de cada óxido para a base de 160 oxigênios da célula padrão. Finalmente, a partir desses valores, calculam-se os valores para os cátions nas respectivas proporções estequiométricas. O resultado é expresso pelo balanço dos valores de cátions (incluindo H^+) da amostra alterada em relação à amostra "fresca" e verificado pelo balanço das valências acrescidas *versus* removidas, que em soma, deve ficar igual a zero, no caso ideal.

Esta análise do processo metassomático foi aplicada nos mesmos perfis/grupamentos litológicos anteriores, ou seja, levando-se em conta as diferentes faixas de teores de CaO das amostras.

Os resultados dos cálculos da Célula Padrão de Barth para o perfil natural progressivo e contínuo de alteração (amostras 15c, 15a, 15 e 15c) são perfeitamente compatíveis com aqueles obtidos pelo método do Cálculo Isovolum, ou seja, retratam um comportamento sistemático de enriquecimento para os óxidos Al_2O_3 , K_2O e Na_2O principalmente e de empobrecimento para os óxidos SiO_2 , MnO , CaO e Fe_2O_3 tot. Os resultados dos cálculos em forma resumida estão apresentados na TABELA 16, e os respectivos balanços eletroquímicos das cargas/valências removidas *versus* aportadas

sustentam a procedência real dos transportes geoquímico-metassomáticos identificados. As variações dos principais cátions foram representados graficamente na FIGURA 37, de forma análoga aos resultados dos Cálculos Isovolum.

	A	A1	B	B1	C	C1
(Si4+	-1.95	-7.80	-2.32	-9.28	-5.77	-23.08
(Ti4+	-0.01	-0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
(Al3+	2.47	7.41	3.26	9.78	7.93	23.79
(Fe3+	0.15	0.45	0.02	0.06	0.07	0.21
(Mn2+	0.04	0.08	0.02	0.04	-0.05	-0.10
(Mg2+	-1.46	-2.92	-0.70	-1.40	-0.18	-0.36
(Ca2+	0.80	1.60	-0.15	-0.30	-4.15	-8.30
(Na+	0.11	0.11	0.15	0.15	0.21	0.21
(K+	2.42	2.42	2.73	2.73	7.90	7.90
(P5+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
(H+)	-1.35	-1.35	-1.77	-1.77	-0.30	-0.30
Balanco						
eletroquímico		-0.04		0.01		-0.03

A : Relacao amostra 15c x 15a
B : Relacao amostra 15c x 15
C : Relacao amostra 15c x 15b

TABELA 16: Transporte geoquímico - Resumo dos cálculos pela Célula Padrão de Barth - para o perfil natural contínuo de alteração metassomática progressiva, em rochas de alto CaO de Carnaíba, Marota (amostras 15c, 15a, 15, 15b).

Os cálculos das células padrão e respectivos balanços eletroquímicos dos perfis idealizados, construídos para os garimpos de Carnaíba, Marota, por agrupamento petrográfico-geoquímico de amostras com altos, médios e baixos teores de CaO, e para Socotó, Trecho Velho, com amostras de altos teores de CaO, encontram-se resumidos nas TABELAS 17 e 18. Os resultados menos satisfatórios nesses casos, devem-se a diferenças petrológico-geoquímicas primárias, devido às relações não-cogenéticas entre os protolitos não-alterados escolhidos e as rochas metaultramáficas metassomáticas (flogopititos e flogopititos mineralizados em esmeraldas). As diferenças maiores, ainda em relação aos pegmatóides mineralizados em esmeraldas, são auto-exlicativas, visto que, essas rochas não representam produtos de alteração das rochas metaultramáficas. Entretanto, foram importantes para mostrar a pertinência do método aplicado.

FIGURA 37: Representação gráfica dos ganhos e perdas de óxidos dos elementos maiores resultantes dos cálculos pela "Célula Padrão de Barth", para o perfil natural de alteração metassomática progressiva e contínua de Carnaíba, Marota (valores dos cátions X teores crescentes de K₂O).

FIGURA 37: Continuação.

TABELA 17: Transporte geoquímico - Resumo dos cálculos da Célula Padrão de Barth - em perfis idealizados, construídos para progressão metassomática em rochas de baixos, médios e altos teores de CaO de Carnaíba, Marota.

IMAROTA - PERFIL PROGRESSIVO DE ALTERAÇÃO (BAIXO TEOR Ca)

	A	A1	B	B1	C	C1	D	D1	E	E1	F	F1
Si4+	4.89	19.56			-4.25	-17.00	-2.23	-8.92	-3.69	-14.76	7.00	28.00
Ti4+	0.08	0.32			0.14	0.56	0.09	0.36	0.11	0.44	-0.02	-0.08
Al3+	2.64	7.92			16.66	49.98	15.19	45.57	16.44	49.32	20.38	61.14
Fe3+	-0.67	-2.01			1.06	3.18	0.01	0.03	0.73	2.19	-4.01	-12.03
Mn2+	0.03	0.06			0.19	0.38	0.12	0.24	0.16	0.32	-0.03	-0.06
Mg2+	3.60	7.20			-5.06	-10.12	-5.00	-10.00	-5.91	-11.82	-25.97	-51.94
Ca2+	0.03	0.06			-0.01	-0.02	0.06	0.12	0.43	0.86	1.08	2.16
Na+	0.14	0.14			0.34	0.34	0.30	0.30	0.38	0.38	8.91	8.91
K+	0.71	0.71			12.30	12.30	13.71	13.71	11.91	11.91	3.74	3.74
P5+	0.00	0.00			0.00	0.00	0.02	0.10	0.21	1.05	0.13	0.65
(H+)	-33.98	-33.98			-39.62	-39.62	-41.45	-41.45	-39.50	-39.50	-40.26	-40.26
Balanco eletroquímico		-0.02				-0.02		0.06		0.39		0.20

IMAROTA - PERFIL PROGRESSIVO DE ALTERAÇÃO (MÉDIO TEOR Ca)

Si4+							5.72	22.88	4.92	19.68	15.61	62.44
Ti4+							0.07	0.28	0.09	0.36	-0.04	-0.16
Al3+							12.25	36.75	14.50	43.50	18.45	55.35
Fe3+							-1.53	-4.59	-0.97	-2.91	-5.72	-17.16
Mn2+							0.07	0.14	0.09	0.18	-0.11	-0.22
Mg2+							-15.91	-31.82	-18.61	-37.22	-38.67	-77.34
Ca2+							-0.87	-1.74	-0.76	-1.52	-0.11	-0.22
Na+							0.14	0.14	0.21	0.21	8.74	8.74
K+							11.57	11.57	11.90	11.90	3.73	3.73
P5+							0.12	0.60	0.13	0.65	0.14	0.70
(H+)							-33.96	-33.96	-34.80	-34.80	-35.56	-35.56
Balanco eletroquímico								-0.25		0.03		-0.26

IMAROTA - PERFIL PROGRESSIVO DE ALTERAÇÃO (ALTO TEOR Ca)

Si4+			12.99	51.96	8.84	35.65	8.64	34.56	4.65	18.60	15.34	61.36
Ti4+			0.05	0.20	0.05	0.20	0.05	0.20	0.10	0.40	-0.03	-0.12
Al3+			2.59	7.77	7.16	21.48	8.62	25.86	14.45	43.35	18.39	55.17
Fe3+			-1.19	-3.57	-1.38	-4.14	-1.17	-3.51	0.23	0.69	-4.51	-13.53
Mn2+			0.10	0.20	-0.02	-0.04	0.03	0.06	0.12	0.24	-0.07	-0.14
Mg2+			-9.60	-19.20	-7.95	-15.90	-9.07	-18.14	-13.33	-26.66	-33.39	-66.78
Ca2+			2.85	5.70	-0.21	-0.42	-1.51	-3.02	-2.32	-4.64	-1.67	-3.34
Na+			-0.04	-0.04	-0.09	-0.09	0.08	0.08	0.22	0.22	8.74	8.74
K+			5.09	5.09	9.19	9.19	11.29	11.29	11.91	11.91	3.74	3.74
P5+			-0.01	-0.05	-0.01	-0.05	-0.01	-0.05	0.21	1.05	0.14	0.70
(H+)			-48.08	-48.08	-45.64	-45.64	-47.35	-47.35	-44.76	-44.76	-45.52	-45.52
Balanco eletroquímico				-0.02		-0.05		-0.02		0.40		0.28

A : Metaultramáfica muito pouco metassomatizada

B : Metaultramáfica pouco metassomatizada

C : Metaultramáfica metassomatizada

D : Metaultramáfica muito metassomatizada

E : Metaultramáfica muito metassomatizada mineralizada

F : Pegmatóide mineralizado

TABELA 18: Transporte geoquímico - Resumo dos cálculos da Célula Padrão de Barth
- em perfil idealizado, construído para progressão metassomática em rochas de altos teores de CaO de Socotó, Trecho velho.

SOCOTO - PERFIL PROGRESSIVO DE ALTERAÇÃO (ALTO TEOR Ca)												
	A	A1	B	B1	C	C1	D	D1	E	E1	F	F1
Si4+			2.90	11.60			-4.40	-17.60			-6.40	-25.60
Ti4+			-0.03	-0.12			-0.02	-0.08			-0.08	-0.32
Al3+			0.82	2.46			10.10	30.30			20.08	60.24
Fe3+			-1.92	-5.76			-0.60	-1.80			-2.55	-7.65
Mn2+			0.03	0.06			-0.03	-0.06			-0.05	-0.10
Mg2+			-4.14	-8.28			-3.40	-6.80			-16.31	-32.62
Ca2+			2.66	5.32			-2.67	-5.34			-0.70	-1.40
Na+			-0.05	-0.05			-0.14	-0.14			0.76	0.76
K+			4.67	4.67			12.79	12.79			8.67	8.67
P5+			-0.10	-0.05			0.02	0.10			-0.01	-0.05
(H+)			-9.84	-9.84			-11.05	-11.05			-1.99	-1.99
Balanco												
eletoquimico				0.01				0.32				-0.06

A : Metaultramafica muito pouco metassomatizada
 B : Metaultramafica pouco metassomatizada
 C : Metaultramafica metassomatizada
 D : Metaultramafica muito metassomatizada
 E : Metaultramafica muito metassomatizada mineralizada
 F : Pegmatoide mineralizado

9. MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL

9.1 INCLUSÕES FLUIDAS (IF): ESMERALDAS E QUARTZO

Esta metodologia foi aplicada com a finalidade de elucidar as condições físico-químicas durante a cristalização dos minerais de interesse, no caso esmeralda e quartzo, além de contribuir ao conhecimento das reações fluido-rocha nos processos de formação das jazidas (ROEDDER 1970, 1972, 1984).

Foram selecionadas 2 amostras de esmeraldas de veios pegmatóides mineralizados injetados em flogopititos (mineralização do tipo 1) de cada garimpo (Marota, Carnaíba e Trecho Velho, Socotó) e 2 amostras, 1 de esmeralda e outra de quartzo, de veio de quartzo mineralizado (mineralização do tipo 2) proveniente do garimpo de Marota, Carnaíba. No total foram realizadas 402 medidas microtermométricas.

Estas medidas microtermométricas referem-se às mudanças nas fases aprisionadas na IF, fornecendo dados sobre a composição química, densidade e salinidade dos fluidos e temperaturas e pressões mínimas de aprisionamento/formação das IF. Estes valores resumem-se às **temperaturas do eutético (T_e)**, representadas pela fusão do primeiro cristal de gelo em soluções aquosas ou salinas e que permitem determinar a presença de outros tipos de íons dissolvidos na fase, **temperaturas de fusão do clatrato ($T_{fclatrato}$)**, representadas pela fusão do último composto sólido (compostos clatratos de hidratos de gases) aprisionado na rede cristalina expandida de gelo e permitem definir a salinidade do fluido, **temperaturas de fusão do gelo (T_{fgelo})**, representadas pela fusão do último cristal de gelo e permitem determinar a salinidade do fluido, **temperaturas de fusão do CO_2 (T_{fCO_2})**, representadas pela fusão das fases CO_2 , indicam a presença de outros componentes voláteis dissolvidos na fase carbônica, **temperaturas de homogeneização do CO_2 (T_{hCO_2})**, representadas pela homogeneização das fases de CO_2 , indicam a

densidade da fase carbônica da IF, e temperaturas de homogeneização total (T_{htotal}) representadas pela homogeneização de todas as fases da IF, que indicam as temperaturas mínimas de aprisionamento dos fluidos da IF.

CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA DAS INCLUSÕES FLUIDAS (IF) E DADOS MICROTERMOMÉTRICOS

As esmeraldas dos pegmatóides injetados em flogopititos (mineralização tipo 1), tanto de Carnaíba como de Socotó, são qualitativa e quantitativamente pobres em IF. Essas são ainda, predominantemente, muito pequenas (8 a 10 μm), distribuídas preferencialmente ao longo de micro-fraturas ou trilhas secundárias (IF secundárias) e, em menor proporção, IF maiores (15 a 20 μm) anteriores àquela das trilhas e micro-fraturas (IF primárias).

No caso da mineralização em veio de quartzo (tipo 2), tanto a esmeralda como o próprio quartzo apresentam IF com dimensões maiores, em torno de 30 a 50 μm , distribuídas, no caso da esmeralda, de maneira análoga à mineralização anterior, ou seja, em trilhas secundárias e como IF anteriores às trilhas, eventualmente primárias (prancha 3, FOTO 1). No quartzo, todas IF observadas ocorrem em trilhas ou micro-fraturas (prancha 3, FOTO 2)

Morfologicamente, as IF primárias associadas às mineralizações em flogopititos (tipo 1) apresentam formas predominantemente irregulares e, subordinadamente, de cristais negativos e/ou formas ovaladas. As IF associadas às trilhas são predominantemente ovaladas ou irregulares. A esmeralda associada ao veio de quartzo (mineralização tipo 2) destaca-se por apresentar entre sua população de IF primárias, algumas com formas tabulares paralelas ao eixo c de crescimento do cristal, bem como outras com formas bastante irregulares e com feições típicas de escape de fluidos e *necking down*. As IF

secundárias, associadas às trilhas, apresentam formas bastante irregulares. Já no quartzo dessa mineralização, foram encontradas predominantemente IF secundárias, com formas irregulares e ovaladas, estando todas associadas à trilhas e micro-fraturas.

Composicionalmente as IF (primárias e em trilhas) dos pegmatóides injetados em flogopititos (mineralização do tipo 1), tanto de Carnaíba como de Socotó, mostram-se de maneira semelhante, sendo essencialmente aquosas e em menor proporção aquo-carbônicas, sem cristais de saturação. Excessão deve ser feita à amostra 04a, onde as IF primárias apresentam composições variáveis carbônicas, aquo-carbônicas e aquosas, enquanto que nas IF associadas às trilhas observam-se composições carbônicas e aquo-carbônicas somente. A amostra de esmeralda do veio de quartzo (mineralização de tipo 2), apresenta composições essencialmente aquosas salinas com belos cristais de saturação; no quartzo associado, as IF são preferencialmente carbônicas e em poucos casos, aquosas com baixo teor de CO_2 .

A seguir serão apresentadas descrições individuais dos estudos microtermométricos realizados por amostras, que compreenderam, em cada caso, tratamentos em baixas e altas temperaturas.

AMOSTRA 04a - berilo de mineralização em veio pegmatóide injetado em flogopitito da Marota, Carnaíba (mineralização de tipo 1).

Foram estudadas IF primárias, predominantemente carbônicas ou aquo-carbônicas e, algumas essencialmente aquosas, assim como IF secundárias (das trilhas), carbônicas puras ou aquo-carbônicas. Os resultados são apresentados na FIGURA 38.

As temperaturas do eutético (T_e) não foram passíveis de determinação devido às dimensões pequenas demais das IF.

FIGURA 38: Dados microtermométricos das IF da esmeralda da amostra 04a, veio pegmatóide mineralizado injetado em flogopitito (mineralização tipo 1), Carnaíba, Marota.

a) T_{fCO2} b) T_{hCO2} c) T_{fgele} d) T_{fclatrato} e) T_{htotal}

As temperaturas de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$) apresentam concentração maior entre $-56,6$ e $-57,8^\circ\text{C}$ (FIGURA 38a), o que sugere pequenas quantidades de outros voláteis (hidrocarbonetos?) admistos como impurezas ao CO_2 .

As temperaturas de homogeneização do CO_2 ($T_{h\text{CO}_2}$) evidenciam certa concentração entre 25 e 29°C , com espalhamentos, principalmente para temperaturas menores. A homogeneização observada era predominantemente para o estado vapor, apenas 2 casos medidos mostraram feições de homogeneização para o estado crítico (FIGURA 38b). Os dados das IF primárias apontam para densidades do CO_2 entre $0,24$ e $0,31 \text{ g/cm}^3$ (VALAKOVICH e ALTUNIN, 1968, segundo SHEPPERD & ALDERTON, 1985). O espalhamento das $T_{h\text{CO}_2}$ para valores menores, pode indicar menores densidades de CO_2 , possivelmente decorrentes de modificações posteriores (por abertura e contaminação) das IF.

A salinidade dos fluidos das IF primárias, a partir das temperaturas de fusão dos clatratos ($T_{f\text{clatrato}}$) entre 6 e 8°C (FIGURA 38d), sugerem valores em equivalentes de NaCl entre 4 e 8% em peso. Para as IF associadas às trilhas, com $T_{f\text{clatrato}}$ entre 7 e 9°C , os resultados equivalem a uma salinidade em equivalentes de NaCl entre 2 e 6% (COLLINS, 1979). Algumas poucas medidas de temperaturas de fusão do gelo ($T_{f\text{gelo}}$) de IF primárias (FIGURA 38c) indicaram salinidades levemente superiores.

As temperaturas de homogeneização total ($T_{h\text{total}}$) exibem concentração máxima entre 250 e 300°C , existindo, porém, uma IF primária com $T_{h\text{total}} \text{ mínima} = 200^\circ\text{C}$ (FIGURA 38 e).

Para considerações sobre a gênese da mineralização e, em particular, das condições P-T-X de formação das esmeraldas estudadas, os dados de suas IF primárias têm importância principal. Nessas, quando de composição aquo-carbônica, foram ainda

estimativamente determinadas as relações volumétricas do CO_2 em relação ao volume total das IF ($V_{\text{CO}_2}/V_{\text{total}}$). A relação se mostrou muito variável, com o volume de CO_2 representando de 30 a 99% do volume total da inclusão.

Um resumo da íntegra dos dados das IF primárias inclui ainda T_{HCO_2} concentradas em intervalo relativamente restrito (25 a 29°C); homogeneização variável para os 3 estados: crítico (essencialmente sem alteração das relações volumétricas entre as fases, tão somente pelo desaparecimento de suas diferenças óticas, dados pelos índices de refração n distintos, gasoso (pela expansão da fase CO_2 , ou líquido (pela contração da fase de CO_2), e as T_{Htotal} de 250 a 300°C com uma IF de $T_{\text{Htotal mínima}} = 200^\circ\text{C}$.

Todos estes dados sugerem que o aprisionamento das IF primárias pode ter ocorrido a partir de um sistema de fluidos originalmente heterogêneo, incluindo fluidos imiscíveis. Como discute ROEDDER (1984), no caso de aprisionamento de fluidos heterogêneos imiscíveis, podem ser determinadas, com boa aproximação, as temperaturas reais de aprisionamento das IF dadas pelos menores valores de T_{Htotal} , obtidos a partir de grande número de medidas.

No caso da esmeralda/mineralização discutida, as T_{Htotal} (FIGURA 45e) apresentaram valores principais entre 250 e 300°C, com uma IF primária de $T_{\text{Htotal}} = 200^\circ\text{C}$. Portanto, considerando-se $T_{\text{Htotal mínima}} = T_{\text{aprisionamento}}$, pode-se dizer que a fase fluida, a partir da qual cresceu a esmeralda aprisionando as IF primárias, estava a temperaturas próximas de 200/250°C.

Vale ressaltar ainda, que com as relações volumétricas ($V_{\text{CO}_2}/V_{\text{total}}$) muito variáveis (30 a 90%) não foi possível determinar nem as densidades totais e nem as pressões de aprisionamento do fluido.

Em todo caso, as medidas obtidas nestas IF primárias mostraram-se coerentes com feições de sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, para uma salinidade de NaCl de 6% em peso, a partir de dados experimentais de GEHRIG et al. (1986), e permitiram concluir que a pressão reinante na formação destas IF's foi em torno de 1 a 2 kbars para as temperaturas de homogeneização e condições de aprisionamento num sistema heterogêneo.

AMOSTRA 04c - berilo de mineralização em veio pegmatóide injetado em flogopitito da Marota, Carnaíba (mineralização de tipo 1).

Nesse berilo predominam IF associadas às trilhas, com composições essencialmente aquosas. Existem ainda, em menor proporção, IF composicionalmente caracterizadas como aquo-carbônicas. Os resultados dos estudos microtermométricos de IF secundárias principalmente, e de apenas uma IF primária são apresentados na FIGURA 39.

As T_e não puderam ser registradas pelas dimensões pequenas das IF.

Das $T_{\text{f}}^{\text{gelo}}$, que apresentam maior concentração entre $-3,5$ e $-3,0^\circ\text{C}$ (FIGURA 39a), resultam em salinidades equivalentes a 5,0 a 6,0 % em peso de NaCl (COLLINS, 1979). As salinidades de algumas IF aquo-carbônicas obtidas a partir de $T_{\text{f}}^{\text{clatratos}}$ indicaram valores inferiores aos obtidos a partir da $T_{\text{f}}^{\text{gelo}}$. Porém, prefere-se os dados referentes à $T_{\text{f}}^{\text{gelo}}$, pela precisão das leituras e por haver maior número de medidas.

As $T_{\text{h}}^{\text{total}}$ caracterizam um intervalo entre 150 e 400°C , havendo uma maior frequência entre 150 e 300°C (FIGURA 39b), sendo predominante a homogeneização para o estado

FIGURA 39: Dados microtermométricos das IF da esmeralda da amostra 04c, veio pegmatóide mineralizado injetado em flogopitito (mineralização tipo 1), Carnaíba, Marota.

a) $T_{f_{\text{gelo}}}$ b) $T_{h_{\text{total}}}$

líquido. Uma única IF primária, passível de estudo, apresentou T_{htotal} à temperatura (determinada com pouca precisão) entre 300 e 350°C para o estado líquido.

As relações volumétricas (V_{vapor}/V_{total}) estimadas variam de 7 a 40%, o que poderia sugerir ou aprisionamento sistema fluidos heterogêneos ou também modificações posteriores ao aprisionamento (independentes da natureza homogênea ou heterogênea das IF originais).

Os dados microtermométricos não permitem outras conclusões, no entanto, o ambiente sugere um sistema original de fluidos heterogêneos (zonas de alívio de pressão) caracterizado principalmente por H_2O + sais. Nesse caso, a $T_{aprisionamento}$ seria em torno de 150°C equivalente a T_{htotal} mínima. Se não se tratar de um sistema heterogêneo primário, as temperaturas mínimas de aprisionamento original deveriam ter sido mais altas, talvez na faixa de 250 a 300°C, conforme indica o máxima das T_{htotal} (FIGURA 39b).

AMOSTRA 06a - berilo de mineralização em veio de quartzo da Marota, Carnaíba (mineralização de tipo 2).

As IF primárias da esmeralda do veio de quartzo são essencialmente aquo-salinas com sólidos de saturação, e as IF associadas às trilhas têm composição carbônica pura a predominante. Os resultados dos estudos microtermométricos dessas IF, incluindo $T_{eutético}$ e T_{htotal} são mostrados na FIGURA 40. Para as IF primárias foram ainda determinadas as temperaturas de homogeneização das fases fluidas (T_{hf}), separadamente da T_{htotal} superior, referente, inclusive, à dissolução dos sólidos de saturação. As IF secundárias (associadas às trilhas), por apresentarem dimensões muito

pequenas, resultando numa menor precisão nas leituras dos dados microtermométricos, não receberam tratamento.

Utilizando-se o programa FLINCOR (BROWN, 1989), e pela equação de BROWN & LAMB (1989), a partir da temperatura média de dissolução dos cristais de saturação (T_{htotal}) igual a 207,5°C e da temperatura média de homogeneização das fases fluidas (T_{hf}) de 179,5°C foram obtidos, para as IF primárias, valores médios de salinidade equivalente a 32,25% em peso de NaCl e de densidade total de 1,14g/cm³.

As T_{htotal} das IF primárias (incluindo a dissolução dos sais) variam entre 190 e 225°C (FIGURA 40b), e seriam as temperaturas de aprisionamento no caso de um sistema original de fluidos homogêneos. O fato das temperaturas de fusão dos sais terem se mostrado mais altas do que as temperaturas do desaparecimento do vapor, confirma a sugestão do sistema homogêneo (ROEDDER, 1984).

A composição original do fluido, considerando-se as $T_{eutético}$ (FIGURA 40a) e as características microscópicas das IF primárias, por exemplo sua leve coloração castanha em baixas temperaturas que, segundo SHEPPERD & ALDERTON (1985), alvitra a presença de CaCl₂ em solução, sugerem um sistema mais complexo e com temperaturas inferiores ainda àsquelas de H₂O + NaCl + CaCl₂, pela presença de outros íons, eventualmente de Li⁺ na forma de LiCl. Outra possibilidade seria a de temperaturas eutéticas metaestáveis do CaCl₂.

A partir da construção da isócora pelo programa FLINCOR (BROWN, op.cit.), obteve-se uma pressão média de aprisionamento das IF primárias em torno de 500 bars; segundo SOLOVOVA et al. (1992), os mesmos dados indicariam pressões mais baixas entre 200 e 400 bars (FIGURA 41).

FIGURA 40: Dados microtermométricos das IF da esmeralda da amostra 06a, veio de quartzo mineralizado (mineralização tipo 2), Carnaíba, Marota.

a) Teutético b) Thtotal

FIGURA 41: Pressões, em bars, das IF primárias da amostra 06a (esmeralda), onde T_h é a temperatura de homogeneização total (neste caso de fusão dos sais) e T_o é a temperatura de desaparecimento do vapor (SOLOVOVA et al., 1992).

AMOSTRA 06b - quartzo mineralizado em esmeraldas, Marota, Carnaíba (mineralização de tipo 2).

As IF observadas e analisadas estão todas associadas à trilhas e possuem composições carbônicas bastante puras ou, em menor proporção, aquosas com baixo teor de CO_2 (caracterizadas pela presença de clatratos) ou ainda aquo-carbônicas. Os resultados das análises microtermométricas de $T_{f\text{CO}_2}$, $T_{h\text{CO}_2}$ e $T_{h\text{total}}$ são representadas na FIGURA 42.

A extrema dispersão das $T_{h\text{CO}_2}$ (FIGURA 42b) sugere que houve modificações das IF por prováveis eventos deformacionais e de circulação de fluidos posteriores.

FIGURA 42: Dados microtermométricos das IF do quartzo da amostra 06b, veio de quartzo mineralizado (mineralização tipo 2), Carnaíba, Marota.

a) T_{fcO_2} b) T_{hCO_2} c) T_{htotal}

No diagrama da FIGURA 42c observa-se T_{htotal} entre 250 e 300°C que representariam temperaturas mínimas de aprisionamento.

Foram obtidas somente 2 medidas de T_e (-25.5 e -31.8°C), o que sugere uma composição original dos fluidos do tipo $H_2O + NaCl + KCl$, com participação ainda de outros íons co-responsáveis pelo abaixamento da temperatura eutética, talvez $MgCl_2$ (SHEPPERD & ALDERTON, 1985).

Pode-se observar uma relação genética (forma de ocorrência e morfologia) entre as IF associadas às trilhas do quartzo dessa amostra e as IF secundárias, também associadas às trilhas, do berilo da amostra anterior (06a), porém, o mesmo não pode ser dito quanto às suas composições, por apresentarem T_e bastante distintas.

AMOSTRAS 23d e 23e - berilos de mineralização em veios pegmatóides injetados em flogopititos, de Trecho Velho, Socotó (mineralização de tipo 1).

Em decorrência da similaridade de suas IF, essas amostras, serão analisadas em conjunto. As IF primárias apresentam composições essencialmente aquosas e subordinadamente aquo-carbônicas; o mesmo observa-se no caso das IF associadas às trilhas. O resultado dos estudos microtermométricos encontram-se na FIGURA 43.

Para as IF primárias, foram obtidos valores de salinidade equivalentes de 3,5 a 11% em peso de NaCl, pela análise, segundo COLLINS (1979), da T_{fgelo} , que apresenta maior concentração entre -7 e -2°C (FIGURA 43a). Para as IF associadas às trilhas obtiveram-se valores de salinidade equivalentes de 5,0 a 11,0% em peso de NaCl, a partir também da T_{fgelo} (-7 a -3°C) (FIGURA 43a). Uma única medida de $T_{fclatrato}$ (entre 7 e 8°C) numa IF primária, concordante com 2 outras medidas obtidas em IF associadas às trilhas

FIGURA 43: Dados microtermométricos das IF das esmeraldas das amostras 23e e 23d, veio pegmatóides mineralizados injetados em flogopititos (mineralização tipo 1), Carnaíba, Marota.

a) T_fgelo b) T_hclatrato c) T_htotal

(FIGURA 43b), forneceu salinidade equivalente entre 4,0 e 6,0% em peso de NaCl, estando assim, dentro do intervalo de salinidades obtido a partir das T_{felo} das IF aquosas.

As T_{htotal} das IF primárias encontram-se no intervalo entre 200 e 300°C, havendo uma maior concentração entre 200 e 250°C; para as IF associadas às trilhas, as T_{htotal} estendem-se de 150 a 300°C, havendo um pico entre 150 e 250°C (FIGURA 43c).

Utilizando-se o programa de NICHOLLS & CRAWFORD (1985) e considerando-se para as IF primárias $T_{\text{felo}} = -7$ a -2°C e $T_{\text{htotal}} \text{ média} = 225^{\circ}\text{C}$, foram obtidos valores de densidade total entre 0,86 e 0,92g/cm³; analogamente para as IF associada às trilhas, com valores de $T_{\text{felo}} = -7$ a -3°C e $T_{\text{htotal}} \text{ média} = 200^{\circ}\text{C}$, foram obtidos valores de densidade total entre 0,91 e 0,95g/cm³.

A variação volumétrica (5 a 60%) das fases das IF primárias poderia sugerir ou sistema heterogêneo de fluidos na época de aprisionamento, e/ou modificações posteriores à formação das IF por escape de fluidos, *necking down*, etc. Apenas pelos dados microtermométricos nada mais pode ser concluído, no entanto, a formação das esmeraldas em pegmatóides, tende a sugerir um sistema de fluidos heterogêneo, que, no caso, apresentaria a $T_{\text{aprisionamento}} = T_{\text{htotal}} \text{ mínima} = 200^{\circ}\text{C}$. Descartando-se essa hipótese, ter-se-ia então $T_{\text{aprisionamento}} \text{ mínima}$, mais prováveis, entre 200 e 250°C, conforme indicam os máximos das T_{htotal} no histograma, tanto para as IF primárias como das trilhas (FIGURA 43c).

PRANCHA 3

MICROFOTOGRAFIAS DE INCLUSÕES FLUIDAS

FOTO 1: Berilo de mineralização de veio de quartzo: inclusões fluidas primárias aquosas trifásicas (l-v-s) paralelas ao eixo c de crescimento cristalográfico (Amostra 06)(obj. 40x/0.75 pol., lado maior da foto = 0.55mm).

FOTO 2: Quartzo de veio de quartzo mineralizado em esmeraldas: inclusões fluidas secundárias carbônicas e aquo-carbônicas associadas à trilhas (Amostra 06)(obj. 40x/0.75 pol., lado maior da foto = 0.55mm).

obs.: todas microfotografias foram feitas com ocular de 10x.

9.2 CRISTALOGRAFIA DAS ESMERALDAS

9.2.1 PARÂMETROS DE CELA UNITÁRIA

Estudos cristalográficos foram realizados para estudar comparativamente os parâmetros de cela unitária de esmeralda dos Garimpos de Carnaíba e Socotó, determinando-se, por difração de raios X, pelo método de pó, os valores de a_0 e c_0 . Para tanto, foram selecionadas uma amostra representativa de cada localidade, e separados dois cristais de berilo em cada uma. Em seguida, estes foram submetidos a uma separação mineral acurada, subdividindo ainda porções da borda e do centro dos cristais, uma vez que podem ser observadas macroscopicamente variações na intensidade da coloração destes berilos, sugestivas de zoneamento composicional. As amostras em pó, no total de 8, foram analisadas com radiação $\text{CuK}\alpha$ em difratômetro (modelo URD-6 VeB Carl Zeiss JENA), no laboratório de raios X do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IG-USP, utilizando os programas AJU2, de leitura de dados (desenvolvido pela equipe do laboratório) e LCLSQ versão 8.4 (BURNHAM, 1991) de cálculos cristalográficos e redução dos dados pelo método dos mínimos quadrados.

Comparando-se os resultados (TABELA 19), observam-se para as esmeraldas de Marota, valores de a_0 e c_0 , respectivamente em torno de 9.20 a 9.21 Å e de 9.18 a 9.19 Å. Para as esmeraldas de Socotó, estes valores são ligeiramente maiores, com a_0 de 9.21 a 9.22 Å e c_0 de 9.18 a 9.19 Å, indicando expansão estrutural principalmente na direção a .

Isto pode sugerir, segundo SINKANKAS (1981), a presença de íons de grande raio iônico, por exemplo Cs, nos canais estruturais, ou ainda, substituição do Al por Li na coordenação octaédrica. No caso, ambas as hipóteses são pouco prováveis, uma vez

PARAMETROS DE CELA UNITARIA DA ESMERALDA DE CARNAIBA E SOCOTO, BA

AMOSTRAS	$a_0(\text{\AA})$	$c_0(\text{\AA})$	VOLUME ($\text{\AA}^3$)	C/A
04Ba-borda Carnaiba	9.20779 ± 0.00381	9.18495 ± 0.00691	674.4008	0.996
04Bb-borda Carnaiba	9.20526 ± 0.00403	9.17525 ± 0.00528	673.3180	0.997
04Ca-centro Carnaiba	9.20358 ± 0.00305	9.18657 ± 0.00356	673.9026	0.998
04C2-centro Carnaiba	9.21033 ± 0.00296	9.18582 ± 0.00406	674.8369	0.997
23Ba-borda Socotó	9.21570 ± 0.00297	9.18896 ± 0.00423	675.8563	0.997
23Bb-borda Socotó	9.21705 ± 0.00403	9.19098 ± 0.00503	676.2025	0.997
23C1-centro Socotó	9.21810 ± 0.00395	9.18777 ± 0.00514	676.1193	0.997
23C3-centro Socotó	9.21088 ± 0.00371	9.18421 ± 0.00504	674.7991	0.997

TABELA 19: Parâmetros de cela unitária das esmeraldas de Carnaíba e Socotó, BA, separando entre bordas e centros de cristais individuais.

que nem Cs e nem Li foram identificado Li nessas esmeraldas em testes geoquímicos específicos por fluorescência de raios X (para Cs) e por absorção atômica (para Li).

Numa análise comparativa mais acurada, observam-se, de maneira geral, variações sistemáticas dos valores de a_0 e c_0 , que são ligeiramente contraídos quando referentes às porções das bordas dos cristais, com excessão de um valor de a_0 da esmeralda 23C3, de Socotó (TABELA 19). Denotam assim, um "zoneamento estrutural", que pode

PARAMETROS UNITARIOS MÉDIOS DA ESMERALDA DE CARNAÍBA E SOCOTÓ, BA
COMPARADOS COM DADOS DE ESMERALDAS E BERILOS DA LITERATURA (extraídos de Sinkankas, 1981).

AMOSTRAS	$a_0(\text{\AA})$	$b_0(\text{\AA})$	C/A
Esmeralda de Carnaíba, BA	9.20674	9.183	0.997
Esmeralda de Socotó, BA	9.21543	9.188	0.997
Esmeralda de Capoeirana, MG	9.2335	9.1882	0.995
Esmeralda de Itabira, MG	9.226	9.204	0.997
Esmeralda de Chivor,			
Colombia	9.207	9.170	0.996
Esmeralda da Austrália	9.188	9.189	1.000
Esmeralda Sintética	9.185	9.216	1.003
Berilo com 1.84% álcalis	9.202	9.183	0.997
Berilo com 3.39% álcalis	9.202	9.209	1.000
Berilo com 7.23% álcalis	9.202	9.227	1.003
Berilo "normal" com H ₂ O	9.212	9.193	0.998

TABELA 20: Parâmetros de cela unitária médios de esmeraldas de Carnaíba e Socotó, BA comparados aos dados de esmeraldas e berilos da literatura (extraídos de SINKANKAS, 1981).

ser devido à mudanças químicas e/ou físicas no ambiente de formação das esmeraldas no decorrer de seu crescimento e eventualmente, corresponde ao zoneamento de cor inicialmente mencionado.

A TABELA 20 apresenta ainda, uma comparação dos valores médios dos dados obtidos neste trabalho, com dados de esmeraldas e berilos da literatura (extraídos de SINKANKAS, 1981). Nessa comparação, as esmeraldas de Carnaíba e Socotó, BA apresentam-se bastantes similares com berilos com teores de álcalis em torno de 1-3% em peso (TABELA 20).

9.2.2 ESPECTROSCOPIA DE ABSORÇÃO NO INFRA-VERMELHO

Espectroscopia de Absorção no Infra-Vermelho foi realizada com o intuito de se detectar e caracterizar os principais grupos moleculares de fases fluidas como H_2O , CO_2 e CH_4 eventualmente presentes nos canais estruturais dos berilos esmeraldas de Carnaíba e Socotó. Os trabalhos analíticos foram desenvolvidos no Instituto de Química da USP (ANEXO III, FIGURAS 1 a 6) e CETEM no Rio de Janeiro (ANEXO III, FIGURAS 7 a 13), utilizando equipamentos FTIR, na faixa espectral de 4.000 a 500 cm^{-1} , por espectro analisado.

Para as análises, foram escolhidas 4 amostras de Carnaíba, Marota e 1 de Socotó, Trecho Velho, separando 1 cristal de cada 1 das amostras de Carnaíba e 2 cristais da amostra de Socotó. De todos os cristais, foram ainda separadas partes da borda e dos centros dos indivíduos. Para fins de comparação, a amostra 23C1 foi analisada nos 2 laboratórios.

As bandas de absorção observadas nos espectros individuais foram tabeladas para as ocorrências estudadas, também considerando-se os centros e as bordas dos cristais individuais (TABELA 21). Em todos espectros, observaram-se as bandas principais, bem conhecidas, dos tetraedros de $(\text{SiO}_4)^+$ em 1.219 cm^{-1} e 960 cm^{-1} e uma banda em 800 cm^{-1} originada pelos anéis silicáticos hexagonais. Estas fazem parte da faixa de absorção mais larga (entre 500-1.200 cm^{-1} aproximadamente) originada pela estrutura cristalina do ciclossilicato berilo. As bandas de 1.628 cm^{-1} , 3.592 cm^{-1} e 3.655 cm^{-1} (WOOD & NASSAU, 1968) observadas neste trabalho em 1.632 cm^{-1} , 3.595 cm^{-1} e 3.646 cm^{-1} nas amostras das porções centrais dos cristais e 1.636 cm^{-1} , 3.593 cm^{-1} e 3.648 cm^{-1} nas porções limítrofes dos cristais correspondem à água tipo II, correlacionada com íons alcalinos com posição do eixo do dipolo H-O-H, perpendicular ao eixo c da estrutura cristalina (FIGURA 44). As absorções em 1.542 cm^{-1} , 3.555 cm^{-1} e 3.694 cm^{-1}

correspondem, segundo WOOD & NASSAU (op.cit.), à água tipo I, de correlação estrutural (FIGURA 44). Essas foram aqui observadas em 3.550 cm^{-1} e 3.698 cm^{-1} para as amostras das porções centrais dos cristais e em 3.550 cm^{-1} e 3.696 cm^{-1} nas amostras das bordas dos cristais. Ficou claro, entretanto, a ocorrência apenas subordinada da água tipo I, uma vez que nem todas bandas de absorção foram observadas; as que ocorrem apresentam fraca intensidade e foram registradas em apenas poucas amostras. Uma linha de absorção observada em muitos cristais, em 2.359 cm^{-1} , indica possivelmente a presença de pequenas quantidades de CO_2 , (WOOD & NASSAU, op.cit.); outra referente à 2.914 cm^{-1} , pode referir-se a presença de CH_4 (SOUZA, 1988); esta linha de absorção foi observada em 2.925 cm^{-1} em apenas poucas das amostras estudadas.

FIGURA 44: Seção longitudinal (//c), esquemática, de um canal estrutural do berilo, ilustrando os 2 tipos de água, de correlação estrutural (água tipo I), com eixo dipolo H-O-H paralelo ao eixo c cristalográfico, e de correlação com íons alcalinos (água tipo II), com eixo dipolo H-O-H perpendicular a estrutura, assim como, a posição no canal estrutural de íons alcalinos (segundo WOOD & NASSAU, 1968).

SCHMETZER (1989, 1990) propôs uma classificação de esmeraldas sintéticas hidrotermais e naturais em 5 grupos, com base nas intensidades relativas de suas bandas de absorção no intervalo entre 3500 e 3800 cm^{-1} . Três bandas de absorção, denominadas A, B e C, originam-se nas vibrações de estiramento de moléculas de água e grupos hidroxila. A água de tipo I origina a banda A (3694 cm^{-1}) e não está ligada a álcalis. As bandas B (3592 cm^{-1}) e C (3655 cm^{-1}) são geradas pela água de tipo II, ligada a álcalis. Desta maneira, a partir da relação entre as intensidades das bandas A, B e C, pode-se estimar o teor de álcalis presente nos canálculos estruturais do berilo.

Neste trabalho foram analisadas 13 amostras de cristais de berilo (centros e bordas), sendo as amostras 04, 05 (de Carnaíba, Marota) e 23 (Socotó, Trecho Velho) relacionadas a veios pegmatóides mineralizados e injetados em flogopititos (mineralização de tipo 1), a amostra 02 relacionada a flogopitito mineralizado (mineralização de tipo 1) e a amostra 06 de um veio de quartzo mineralizado (mineralização de tipo 2) (ambas de Carnaíba, Marota). Os espectros de absorção estão representados na TABELA 21, assim como as relações de intensidade entre as bandas A, B e C.

Observa-se que as amostras dos veios pegmatóides injetados em flogopititos de Marota (amostras 04 e 05), tanto dos centros como das bordas dos cristais, apresentam relações de intensidades das bandas $B > A > C$, que refletem médios teores de álcalis. Já as amostras do tipo análogo de mineralização de Socotó (amostra 23) apresentam relações de intensidades diferentes $B > C > A$, indicativas de altos teores de álcalis para as bordas dos cristais e de $B > A > C$, de médios teores de álcalis para os centros dos cristais, sugerindo um zoneamento possivelmente característico destas esmeraldas. A amostra relacionada aos flogopititos mineralizados de Carnaíba, Marota (amostra 02), apresenta, tanto para suas porções de centro como de borda de cristal, a relação de intensidade das

bandas de B>C>A, ou seja, de altos teores de álcalis. O mesmo acontece com a amostra 06 da Marota, relacionada a mineralização em veio de quartzo.

TABELA 21: Espectros de absorção no infra-vermelho para esmeraldas de carnaíba e Socotó, BA. As amostras referem-se às cristais de berilo extraídos de veios pegmatóides mineralizados, com exceção das amostras 02 e 06, que referem-se a esmeraldas em flogopitito e de veio de quartzo mineralizado. As bandas de intensidade A, B e C foram comparadas com base no trabalho de SCHMETZER (1989).

AMOSTRAS	AGUA TIPO I banda A	AGUA TIPO II banda B banda C	CO2	CH4	(SiO4)-4	ANEIS SILICATICOS HEXAGONAIS	RELACAO A/B/C/
02B1-Marota (borda)	3695.3	3593.2 3655.2	2358.2	-	1186.0/949.8	806.1	B>C>A
04B2-Marota (borda)	3697.5	3594.2 3648.5	2359.7	2926.2	1197.8/954.2	806.6	B>A>C
05B3-Marota (borda)	3698.0	3592.9 -	2360.0	-	1201.1/957.7	806.8	B>A>>C
06B2-Marota (borda)	-	3592.9 3654.6	2358.1	-	1181.8/949.3	807.9	B>C>>A
23B3-Socoto T.V. (borda)	3697.0	3593.3 3648.4	2359.1	-	1193.7/952.4	807.2	B>C>A
23B1-Socoto T.V. (borda)	3696.7	3593.5 3648.9	2359.4	-	1194.0/955.5	807.1	B>C>A
23C1-Socoto T.V. (centro)	3696.5	3593.6 3648.5	2358.7	2624.0	1193.8/951.9	808.5	B>C>A
02C1-Marota (centro)	-	3595 3658	2359	-	1181/952	808	B>C>>A
04C2-Marota (centro)	3698	3589 -	-	-	1201/958	808	B>A>>C
05C3-Marota (centro)	-	- -	-	2925	1201/960	809	B>A>C
06C3-Marota (centro)	-	3595 3646	-	-	1196/956	809	B>C>>A
23C1-Socoto T.V. (centro)	-	3593 -	2360	2925	1196/957	809	B>>A>C
23C3-Socoto T.V. (centro)	3698	3595 -	-	-	1197/958	809	B>A>>C

Com estes resultados, e de uma maneira geral, as esmeraldas de Carnaíba e Socotó podem ser classificadas no Grupo III de SCHMETZER (1989), ou seja, como esmeraldas com médios a altos teores de álcalis.

A amostra 23C1 foi subdividida e enviada aos 2 laboratórios (IQ da USP e CETEM do Rio de Janeiro) para aferimento da comparabilidade dos resultados. Como pode ser observado na TABELA 21, existem limitações da reprodutibilidade inter-laboratorial, principalmente quando se trata de bandas de absorção fracas, deve-se ressaltar, porém, que essas diferenças foram apenas menores, sem influenciar na classificação geral das esmeraldas como pertencentes ao grupo de médios a altos de teores de álcalis .

9.3 QUÍMICA MINERAL

Foram efetuados estudos químicos de elementos maiores e traços em esmeraldas, assim como estudos de isótopos estáveis em esmeraldas e molibdenita.

9.3.1 QUÍMICA ELEMENTAR DAS ESMERALDAS

A fórmula estrutural do berilo é $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$, classificando-o como um ciclossilicato. É constituído por anéis hexagonais de 6 tetraedros SiO_4 (DEER et al., 1982) e de tetraedros BeO_4 , todos conectados a octaedros AlO_6 . O empilhamento dos tetraedros de SiO_4 ao longo do eixo Z do cristal produz canais estruturais que podem incorporar voláteis e íons de metais alcalinos e alcalino-terrosos (WOOD & NASSAU, 1968).

Segundo SINKANKAS (1981) os teores de elementos principais no berilo variam consideravelmente (em %-peso). SiO_2 está em torno de 45,61 a 69,50%, com maior frequência entre 64,30 e 66,40%; Al_2O_3 de 9,90 a 38,86%, com a maioria dos resultados entre 17,25 e 20,25%; e BeO de 1,10 a 27,31%, mais comumente apresentando valores de 9,24 a 14,00%. Entre as impurezas (elementos traços) destacam-se os metais de transição Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu e Zn, assim como os metais alcalinos Li, Na, K, Rb e Cs (BAKAKIN & BELOV, 1962). O crômio é o principal cromóforo no berilo, variedade esmeralda, devendo-se considerar também o vanádio e o ferro como agentes cromóforos.

Os resultados de análises geoquímicas totais e parciais, via fluorescência de raios X (FRX) sequencial automática realizadas pelo orientador, em cooperação internacional, na Universidade de Hamburgo, Alemanha em 11 cristais de berilos de Carnaíba, Marota e Socotó, Trecho Velho encontram-se nas TABELAS 22 e 23, respectivamente. Nesses

consideraram-se valores teóricos para BeO (extraídos de DEER et al., 1982) e os valores de LOI da TABELA 24 (multiplicados por 1.8, para se chegar a valores em % em peso), de análises isotópicas.

Os dados da TABELA 22, são resultados de análises denominadas de "totais", obtidos em amostras de cristais individuais de berilos/esmeraldas com peso superior a 600mg (valor limite inferior para obtenção de uma análise por FRX quantitativa, pelo método utilizado). Já a TABELA 23 contém dados de análises denominadas de "parciais", uma vez que as quantidades de material analítico por cristal foram menores que 600mg e insuficientes para análises quantitativas. As análises foram efetuadas em amostras de 300mg, necessitando-se adicionar material inerte em excesso (e assim introduzindo um fator de diluição e modificador da "matriz" excedente à faixa estrita das relações precisamente quantificáveis). Os resultados dessas análises representam bons dados semi-quantitativos. A comparação das 2 tabelas ressalta a reprodutibilidade, em geral satisfatória, dos resultados obtidos por ambos os processos, principalmente no que diz respeito aos elementos menores e traços (TABELAS 22 e 23).

As amostras foram escolhidas segundo a forma de mineralização que representam, ou seja, amostras 02Be-a e 02Be-b de Marota, Carnaíba, são berilos/esmeraldas de flogopititos mineralizados; as amostras 04Be-a, 04Be-b, 04Be-c, 05Be-a, 05Be-b e 05Be-c de Marota e 23Be-a, 23Be-b e 23Be-c de Socotó são berilos/esmeraldas de veios pegmatóides mineralizados injetados em flogopititos (ambas mineralizações são caracterizadas como do tipo 1).

Genericamente, as esmeraldas de Marota, Carnaíba e de Trecho Velho, Socotó apresentam tendências geoquímicas semelhantes. Entretanto, algumas distinções sistemáticas podem ser relevantes, considerando-se principalmente os dados das

análises totais e, de forma complementar, das análises parciais das esmeraldas
(TABELAS 22 e 23):

	02Be-a	04Be-b	04Be-c	05Be-c	23Be-a		02Be-b	04Be-a	05Be-a	05Be-b	23Be-b	23Be-c
SiO ₂	63.78	64.61	63.97	63.14	64.18	SiO ₂	61.40	60.80	60.06	61.26	61.86	61.00
Al ₂ O ₃	15.41	17.40	17.41	17.10	15.91	Al ₂ O ₃	16.84	18.88	18.44	18.70	18.08	17.98
Fe ₂ O ₃	1.01	0.73	0.82	1.02	0.97	Fe ₂ O ₃	1.28	1.28	1.40	1.12	1.36	1.70
MnO	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	1.99	1.18	1.68	2.25	1.74	MgO	1.84	2.06	2.12	1.52	1.40	1.80
CaO	0.06	0.06	0.48	0.07	0.05	CaO	0.08	0.22	0.10	0.10	0.06	0.18
Na ₂ O	1.63	0.82	1.04	0.73	1.29	Na ₂ O	1.68	1.06	1.36	0.80	1.28	1.20
K ₂ O	0.16	0.20	0.56	0.13	0.09	K ₂ O	0.16	0.96	1.38	0.44	0.08	0.18
TiO ₂	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	TiO ₂	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.27	0.01	0.02	P ₂ O ₅	0.04	0.10	0.02	0.02	0.02	0.02
SO ₃	0.04	0.04	0.06	0.01	0.01	SO ₃	0.08	0.08	0.02	0.02	0.02	0.04
BeO *	12.50	12.50	12.50	12.50	12.50	BeO *	12.50	12.50	12.50	12.50	12.50	12.50
LOI *	2.38	1.84	1.84	2.14	2.41	LOI *	2.38	1.84	2.14	2.14	2.41	2.41
Ba	21.00	8.00	26.00	0.00	0.00	Ba	24.00	9.00	29.00	11.00	19.00	13.00
Ce	79.00	32.00	13.00	28.00	71.00	Ce	111.00	7.00	53.00	54.00	97.00	104.00
Co	21.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Co	0.00	6.00	0.00	0.00	13.00	0.00
Cr	1121.00	863.00	562.00	840.00	2026.00	Cr	721.00	500.00	609.00	433.00	438.00	566.00
Cu	12.00	7.00	2.00	0.00	0.00	Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	29.00	32.00	33.00	31.00	22.00	Ga	56.00	79.00	69.00	65.00	64.00	60.00
La	180.00	41.00	48.00	42.00	103.00	La	122.00	0.00	45.00	32.00	70.00	61.00
Nb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Nb	0.00	5.00	1.00	0.00	1.00	4.00
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	16.00	11.00	11.00	24.00	13.00	Ni	6.00	11.00	7.00	3.00	8.00	10.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb	102.00	54.00	68.00	49.00	31.00	Rb	59.00	49.00	84.00	49.00	19.00	23.00
Sr	0.00	0.00	9.00	0.00	0.00	Sr	0.00	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Th	0.00	4.00	7.00	4.00	4.00	Th	11.00	12.00	5.00	14.00	7.00	4.00
U	0.00	1.00	8.00	5.00	2.00	U	0.00	6.00	1.00	0.00	1.00	0.00
V	122.00	35.00	31.00	25.00	89.00	V	76.00	18.00	19.00	19.00	51.00	56.00
Y	3.00	3.00	5.00	0.00	6.00	Y	4.00	5.00	7.00	2.00	3.00	4.00
Zn	23.00	109.00	103.00	108.00	6.00	Zn	16.00	37.00	45.00	57.00	6.00	11.00
Zr	9.00	8.00	7.00	4.00	8.00	Zr	7.00	8.00	4.00	2.00	2.00	1.00

TABELA 22: Análises totais de cristais individuais de berilos de Marota, Carnaíba e Trecho Velho, Socoto'.

BeO*: valor teórico (seg. Deer et al., 1982)

LOI*: valores da TABELA 24 (análises de isótopos estáveis);

metodo analítico: fluorescência de raios X, sequencial automática.

TABELA 23: Análises parciais de cristais individuais de berilos de Marota, Carnaíba e Trecho Velho, Socoto'.

1)- SiO_2 varia sem tendências sistemáticas em faixa estreita, de 63.14 a 64.61% em peso (os dados semi-quantitativos são sistematicamente menores);

2)- Al_2O_3 é sistematicamente mais alto nas esmeraldas da Marota, tipo 1-pegmatóides; médio nas de Socotó, tipo 1-pegmatóides e mínimo nas esmeraldas de Marota tipo 1-flogopititos. Essa tendência é claramente confirmada pelos dados semi-quantitativos (que, entretanto, apresentam-se sistematicamente algo mais elevados);

3)- $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{tot}}$ varia sem tendência sistemática na faixa de 0.73 a 1.02% em peso, os dados da Marota tipo 1-pegmatóides abrangem toda a faixa de variação, os da Marota tipo 1-flogopititos e Socotó tipo 1-pegmatóides situam-se próximo aos limites superiores da faixa de variação. Os dados semi-quantitativos são sistematicamente mais altos, entretanto, sem manter as tendências indicadas pelos dados quantitativos.

4)- MnO , CaO e TiO_2 ocorrem em teores muito baixos, sem indicar sistemáticas geoquímicas. Um valor anômalo de $\text{CaO} = 0.48\%$ em peso (Marota, tipo 1-pegmatóides) indica, mais provavelmente inclusões de apatita (P_2O_5).

5)- Na_2O , o metal alcalino principal nas esmeraldas estudadas, varia na faixa de 0.73 a 1.63% em peso, característica para berilos naturais com teores de álcalis médios a altos. É mais alto nas esmeraldas da Marota, tipo 1-flogopititos, seguido de Socotó, tipo 1-pegmatóides e Marota, tipo 1-pegmatóides. A tendência é confirmada, por valores idênticos a algo superiores, pelos dados semi-quantitativos. Esses indicam ainda, a variabilidade maior de Na_2O na mineralização Marota, tipo 1-pegmatóides e valores mais constantes, tanto para Marota, tipo 1-flogopititos como para Socotó, tipo 1-pegmatóides.

6)- K_2O , representativo do principal íon alcalino (presente) com raio iônico grande, varia muito, ainda que na faixa de teores totais $< 1\%$ em peso. Os dados mais altos ocorrem na mineralização Marota, tipo 1-pegmatóides, que também apresenta substancial variabilidade. Seguem-se Marota, tipo 1-flogopititos e Socotó, tipo 1-pegmatóides. Os dados semi-quantitativos confirmam, com valores idênticos a algo superiores, as tendências quantitativas, inclusive quanto à variabilidade nas esmeraldas da Marota, tipo 1-pegmatóides. As esmeraldas da Marota, tipo 1-pegmatóides, seguidas das do tipo 1-flogopititos apresentam-se, em geral, mais ricas em K_2O que as de Socotó, tipo 1-pegmatóides.

7)- P_2O_5 é , em geral, baixo com valores não excedendo a segunda casa decimal. Um valor anômalo de 0.27% em peso (da Marota, tipo 1-pegmatóides) representa, mais provavelmente, uma esmeralda com inclusões de apatita, conforme indicado também pelo valor anômalo de CaO na mesma amostra. Os dados semi-quantitativos são plenamente compatíveis.

8)- Os valores de LOI (perda ao fogo total) analisados com precisão para fins dos estudos de isótopos estáveis (TABELA 24), confirmam, de um modo geral (nem todas as amostras foram analisadas), teores mais elevados de fluidos nas esmeraldas mais ricas em álcalis, particularmente Na (ver Na_2O).

9)- Ba, metal alcalino-terroso incompatível apresenta-se com teores baixos (a nulos). Notam-se concentrações (e variabilidades) mais altas nas amostras de Marota, tipo 1-flogopititos e Socotó, tipo 1-pegmatóides. A tendência é confirmada pelos dados semi-quantitativos, essencialmente compatíveis.

10)- Ce, La e Nd, principais elementos Terras Raras Leves, apresentam tendências análogas. Ce e La são mais altos nas amostras de Marota, tipo 1-flogopititos e seguidos

de perto nas amostras de Socotó, tipo 1-pegmatóides; as amostras de Marota, tipo 1-pegmatóides são claramente mais pobres. Nota-se ainda, a predominância do La sobre o Ce. Nd ficou em todos os casos abaixo do limite de detecção (8ppm), indicado por valor nulo nas tabelas.

11)- Cr e V são os principais elementos metais de transição cromóforos das esmeraldas. Cr e V são claramente mais altos nas esmeraldas de Socotó, tipo 1-pegmatóides e Marota, tipo 1-flogopititos em relação às de Marota, tipo 1-pegmatóides, entretanto, não apresentam correlação geoquímica direta entre si. Cr é mais alto na esmeralda de Socotó, tipo 1-pegmatóides, enquanto que o V é mais alto na esmeralda de Marota, tipo 1-flogopititos. De certo interesse parece ser a relação Cr:V. Na esmeralda de Marota, tipo 1-flogopititos, essa relação é 9.18; na de Socotó, tipo 1-pegmatóides 22.7, variando nas esmeraldas de Marota, tipo 1-pegmatóides de 18.13 a 24.65 e 33.6 com valor médio de 25.46, bastante próximo ao valor da esmeralda de Socotó, tipo 1-pegmatóides, também de jazida pegmatóide. A média geral das razões Cr:V nas esmeraldas de mineralização em pegmatóides (Marota, tipo I e Socotó, tipo 1) é de 24.77 ou seja, mais de 2 vezes superior ao valor análogo da esmeralda de marota, tipo 1 de mineralização em flogopitito (xisto). Eventualmente, a razão Cr:V possa vir a caracterizar um indicador metalogenético de esmeraldas, em flogopititos (xistos) e pegmatóides, da região estudada.

12)- Ni ocorre em teores baixos, variáveis de 11 a 24ppm, apresentando, em geral, variações sistemáticas análogas aos óxidos maiores Fe_2O_3 tot e MgO .

13)- Ga, varia de 22 a 23ppm, sendo mais alto nas esmeraldas de Marota, tipo 1-pegmatóides seguido pelas de Marota, tipo 1-flogopititos e, por último pelas de Socotó, tipo 1-pegmatóides, retratando, como elemento traço, análogo geoquímico, o comportamento do Al, parcialmente (ver Al_2O_3).

14)- Rb, ainda que elemento do grupo dos metais alcalinos, com comportamento geoquímico análogo ao K, não obedece às mesmas variações (ver K_2O). De um modo geral, o Rb é mais alto nas esmeraldas da Marota do que de Socotó, apresentando valor máximo na esmeralda do flogopitito (Marota, tipo 1).

15)- Zn, como último elemento da primeira série de metais de transição, apresenta comportamento sistemático, com valores máximos na faixa de 100ppm, entre si compatíveis, nas esmeraldas de Marota, tipo 1 (pegmatóides), seguidos pelas esmeraldas de Marota, tipo 1-flogopititos (23ppm) e pelas de Socotó, tipo 1-pegmatóides (6ppm).

16)- Os demais elementos traços (TABELAS 22 e 23) apresentam ou teores baixos, esporádicos ou nulos e não permitiram o estabelecimento de relações geoquímicas com as mineralizações estudadas, sejam regionais ou tipológicas. Tão pouco revelam correlações entre si ou com os demais elementos discutidos; portanto, não serão mais considerados nesse texto.

Os dados geoquímicos de elementos maiores e traços das esmeraldas (TABELAS 22 e 23) ainda que, em parte semi-quantitativos e escassos no que diz respeito ao número total de amostras analisadas, permitiram algumas observações preliminares interessantes. Certos elementos como Al, Ce, La, Ga, Rb, Zn, entre outros, mostram principalmente variabilidade regional e em segundo plano, quanto a forma de mineralização; outros, como por exemplo a razão Cr:V, podem vir a ser mais diagnósticos sob aspectos genéticos; e, ainda outros elementos, entre eles o Na (e demais álcalis), assim como os teores de voláteis (representados por LOI), correlacionam-se diretamente com as propriedades cristalofísicas observadas nos estudos de difração de raios X (expansões da cela unitária) e de espectroscopia infravermelha (teores de álcalis e água e coordenação da água nos canais estruturais)

9.3.2. QUÍMICA ISOTÓPICA (ISÓTOPOS ESTÁVEIS)

Estudos de isótopos estáveis representam hoje uma ferramenta imprescindível no estudo de processos petro-metalogenéticos de interação fluidos-rochas, metamórfico-hidrotermais e metassomáticos, em sistemas geológicos abertos ou semi-abertos. O caso dessa pesquisa é típico para a problemática. Nesse trabalho foram efetuados estudos pioneiros sobre a geoquímica de isótopos estáveis, $\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{34}\text{S}$, de esmeraldas e minerais associados, em cooperação internacional com participação do Prof. Dr. A. E. Fallick, do Scottish Universities Research & Reactor Centre - SURRC (Eastkilbride-Glasgow, Grã-Bretanha) e do orientador. Esses estudos objetivaram contribuir com a caracterização regional e genética das mineralizações de esmeraldas de Carnaíba, Marota e Socotó, Trecho Velho, assim como elucidar os processos mineralizantes e, eventualmente, a origem dos fluidos.

Para tanto foram analisadas 15 amostras de cristais de esmeraldas representativas de mineralização em pegmatóides (tipo 1) de Trecho Velho, Socotó (E1/A23, E2/A23, E3/A23, E4/A23) e de Marota, Carnaíba de mineralizações em pegmatóides (tipo 1) (E5/A04, E6/A04, E7a/A04, E7b/A04, E11/A05, E12/A05 e E13/A05) e em flogopititos (tipo 1) (E8/A02, E9a/A02, E9b/A02, E10/A02). Nessas análises obtiveram-se valores de $\delta^{18}\text{O}$ da estrutura silicática e de δD de voláteis extraídos abaixo de 800°C (água das inclusões fluidas) e acima de 800°C (água dos canais estruturais)(TABELA 24).

Foi analisado também $\delta^{34}\text{S}$ do sulfeto molibdenita associado ao berilo na mineralização em veio de quartzo de Carnaíba, Marota.

Os resultados obtidos para δD referentes aos fluidos dos canais estruturais das esmeraldas (TABELA 24: H_2O^+ acima de 800°C) resumem-se a valores entre -42 e -61 ‰ (SMOW) para as mineralizações de tipo 1-pegmatóides de Carnaíba, Marota, entre

-36 e -49‰ para as mineralizações de tipo 1-flogopititos de Carnaíba, Marota e entre -33 e -40‰ para as mineralizações de tipo 1-pegmatóides de Socotó, Trecho Velho. De uma maneira geral, estes valores enquadram-se tanto na faixa de variação das águas magmáticas primárias, de -40 a -80‰ (SHEPPARD & EPSTEIN, 1970) como de águas de origens metamórficas profundas, de 0 a -70‰ (SHEPPARD, 1986), podendo haver uma contribuição isotópica dos 2 ambientes; entretanto, devido à pequena variabilidade destes valores, considera-se este comportamento mais compatível com as características de águas magmáticas primárias. Comparando-se os valores referentes a Carnaíba, Marota, observa-se que as esmeraldas dos veios pegmatóides apresentam valores mais tipicamente de origem magmática, enquanto que as esmeraldas dos flogopititos apresentam valores com um certo deslocamento em direção a faixa característica de águas metamórficas, refletindo, provavelmente, reações/trocas isotópicas com as encaixantes metamórficas ultramáficas.

Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos da estrutura silicática dos berilos apresentam faixas de variação entre +7.4 e +9.3‰ para a mineralização de tipo 1-pegmatóide de Carnaíba, Marota, +8.2 e +8.6‰ para a mineralização de tipo 1-flogopitito de Carnaíba, Marota e +10.0 e +10.9‰ para a mineralização tipo 1-pegmatóide de Socotó, Trecho Velho. Estes valores, apesar dos de Socotó estarem no limite superior das águas magmáticas primárias, de +5.5 a +10‰ (SHEPPARD & EPSTEIN, 1970), apresentam uma variação muito restrita, condizentes com um comportamento mais característico de fluidos magmáticos (pegmatíticos), melhor homogeneizados, de +3 a +20‰ (SHEPPARD, 1986).

Os valores de δD referentes aos fluidos das inclusões fluidas (TABELA 24: H_2O^+ abaixo de 800°C) caracterizam faixas entre -38 e -77‰ para mineralizações de tipo 1-pegmatóide de Carnaíba, Marota, -113 e -142‰ para mineralizações de tipo 1-flogopititos de Carnaíba, Marota e -65 e -108‰ para mineralizações de tipo 1-

	AMOSTRA	$\delta^{18}\text{O}$ LATTICE ‰SMOW	H_2O^+ ABAIXO 800°C		H_2O^+ ACIMA 800°C		COMENTÁRIO
			$\mu\text{M mg}^{-1}$	$\delta\text{D } \text{‰}$	$\mu\text{M mg}^{-1}$	$\delta\text{D } \text{‰}$	
Socotó tipo I-pegmatóide	E1/A23	10.9	0.28	-70	1.03	-33	
	E2/A23	10.0	0.30	-108	0.97	-40	
	E3/A23	10.2	0.30	-95	1.00	-40	
	E4/A23	10.6	0.26	-65	1.23	-33	
Marota tipo I-pegmatóide	E5/A04	8.5	0.21	-70	0.84	-42	
	E6/A04	8.0	0.47	-71	0.68	-61	
	E7a/A04	9.3	0.37	-77	0.62	-50	centro
	E7b/A04	8.7	0.59	-64	0.42	-53	borda
Marota tipo II-pegmatóide	E8/A02	8.2	0.14	-142	1.13	-41	
	E9a/A02	8.4	0.09	-138	1.27	-36	centro
	E9b/A02	8.8	0.09	-131	1.16	-49	borda
	E10/A02	8.6	0.16	-113	1.22	-41	
Marota tipo I-pegmatóide	E11/A05	7.4	0.51	-64	0.72	-36	
	E12/A05	8.6	0.16	-38	1.01	-46	
	E13/A05	9.2	0.55	-59	0.62	-47	

TABELA 24: Análises de isótopos estáveis das esmeraldas de Carnaíba de mineralização tipo I (E5/A04, E6/A04, E7a/A04 E7b/A04, E11/A05, E12/A05, E13/A05) e tipo III (E8/A02, E9a/A02, E9b/A02/ E10/A02) e de Socotó de mineralização de tipo I (E1/A23, E2/A23, E3/A23, E4/A23).

obs: para obtenção de valores de H_2O^+ em % em peso, multiplicar por 1.8

pegmatóides de Socotó, Trecho Velho. Estes resultados, principalmente os que se referem às mineralizações de tipo 1-flogopititos de Carnalva e de tipo 1-pegmatóides de Socotó apresentam um espalhamento de valores bastante grande, dificultando a caracterização da origem de seus fluidos e sugerindo ainda: 1) a possível contaminação com outros tipos de águas mais leves, principalmente meteóricas; 2) fase fluida heterogênea no aprisionamento das inclusões fluidas (confirmado nos estudos das IF); e 3) fracionamento de δD na presença de HF (RICHEL et al., 1977), possibilidade esta indicada pela presença de fluorita.

É interessante notar os altos teores de água contidos nestes cristais, principalmente nos canais estruturais (TABELA 24), indicando, concordantemente com os dados microtermométricos, regime de elevada pressão de fluidos para formação das esmeraldas.

A composição isotópica do S da molibdenita associada a esmeralda em mineralização de tipo 2 em veio de quartzo da amostra 06 de Marota é de $\delta^{34}S = +1,2\%$ (CDT), o que sugere uma fonte profunda de origem magmática básica ou re-homogeneização do S para este sulfeto (SCHNEIDER, 1970).

10. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA, PETROGÊNESE E METALOGÊNESE.

O berílio é um elemento raro na crosta terrestre, sendo típico de magmas residuais leves e soluções residuais, que se concentram nas partes mais superiores da litosfera (GOLDSCHMIDT, 1954). Segundo este mesmo autor, em decorrência do tamanho reduzido do íon do berílio ($\text{Be}^{2+} = 0.27\text{\AA}$), este não se fixa à estrutura dos minerais formadores de rochas ígneas comuns, resultando no seu enriquecimento em minerais e rochas de magmas residuais.

Segundo BEUS (1966), a diferenciação por cristalização fracionada é o principal fator determinante da concentração de berílio no processo pegmatítico; os estágios e produtos iniciais de diferenciação sendo geralmente caracterizados pela baixa concentração/depauperação de berílio. A medida que o processo se desenvolve, e tem-se o aumento dos teores de voláteis, a concentração do berílio cresce proporcionalmente, caracterizando assim, claramente, sua tendência ao enriquecimento e finalmente, à cristalização em pegmatitos graníticos, como condicionada a supersaturação em sílica, sódio e componentes voláteis. O flúor, além do cloro e do dióxido de carbono, ainda segundo BEUS (op.cit.), são os principais responsáveis pelo transporte do berílio, atuando como agentes complexantes e mineralizantes responsáveis pelo acúmulo do berílio em rochas metassomáticas de contato.

Dentre os vários processos geradores de depósitos de berílio, a formação de mineralizações de esmeraldas pode estar associada aos processos magmáticos vulcânicos ou plutônicos (iniciais a tardios), metamórficos de caráter metassomático, hidrotermais ou hidrotermais-metassomáticos e sedimentares (SINKANKAS, 1981).

As jazidas de esmeraldas estudadas de Carnaíba, Marota e Socotó, Trecho Velho encontram-se em corpos metaultramáficos encaixados tectonicamente às rochas tanto

metassedimentares do Grupo Jacobina, como gnaissico-migmatíticas polimetamórficas, sendo associadas aos veios pegmatóides e flogopititos (mineralização de tipo 1), num caso, a um veio de quartzo (mineralização de tipo 2).

As rochas metaultramáficas, encaixantes dos veios pegmatóides mineralizados, apresentam heterogeneidades composicionais mineralógico-texturais, tanto nas áreas de Carnaíba como de Socotó, representativas da variabilidade composicional metamórfica, anterior aos processos metassomático-mineralizantes e, provavelmente retratam, de forma mais ou menos bem preservada, a variabilidade pré-metamórfica original magmática, que seria, em termos químicos, desde peridotítica a piroxenítica e gabro-norítica. A natureza original, vulcânica ou plutônica, das rochas metaultramáficas não pode ser totalmente esclarecida. Entretanto, considera-se que a maioria dos dados de campo, petrográficos e geoquímicos levantados favorecem sua origem vulcânica a sub-vulcânica, em relação às sequências vulcano-sedimentares, eventualmente, de tipo "greenstone-belt".

O contato das rochas metaultramáficas com os quartzitos do Grupo Jacobina na região do garimpo de Carnaíba de Cima é caracterizado por falhas de empurrão, de baixos ângulos e marcado por forte milonitização rúptil-dúctil, podendo ocorrer dobramentos locais de arraste nos referidos conjuntos litológicos. Estes quartzitos, bem como outros litotipos metassedimentares do Grupo Jacobina, foram transportados como nappes, de E para W. Nas zonas miloníticas de contato com as rochas metaultramáficas, que funcionaram, neste caso, como "lubrificantes de falha", ocorrem injeções pseudo-concordantes de pegmatóides sin-tectônicos, eventualmente mineralizados em esmeraldas, segundo EIDT (1988) com importância comercial especial, pela boa qualidade das gemas.

Os contatos das rochas metaultramáficas com as rochas gnaíssico-migmatíticas, tanto na região dos garimpos de Carnaíba de Baixo, Marota (e Braulia) como em Socotó Trecho Velho, são tectônicos, por falhas inversas de médios a altos ângulos. As zonas de contato são marcadas por forte milonitização, com efeitos de retrometamorfismo de baixo grau, por metassomatismo e eventualmente mobilizados pegmatóides, também milonitizados. Podem ocorrer mineralizações de esmeraldas tanto nos metaultramafitos flogopitizados, como nos pegmatóides dos contatos, sendo estas, sem importância comercial. Nessas regiões não foram observados granitos intrusivos e/ou quaisquer efeitos de metamorfismo de contato nos conjuntos litológicos justapostos, indicativos de intrusões de batólitos graníticos de dimensões regionais nas imediações. Ocorrem, entretanto, pegmatóides plagioclasíticos mineralizados em esmeraldas (esses sim, de interesse econômico) e outros estéreis injetados nas rochas metaultramáficas, causando zonas de metassomatismo (flogopitização) e, eventualmente, mineralizações de esmeraldas (em flogopititos).

Nos demais garimpos de Carnaíba de Baixo (Formiga, Bode, Gavião) e Socotó Trecho Novo também não foram observados contatos diretos das rochas metaultramáficas com rochas graníticas dos batólitos de Carnaíba e Campo Formoso, respectivamente; apenas observou-se a ocorrência de pegmatitos graníticos ricos em muscovita, não deformados, que aparentemente intrudem tanto as rochas graníticas como as rochas metaultramáficas. Ressalta-se ainda, que em Socotó Trecho Novo, as rochas metaultramáficas, serpentinitos no caso, apresentam paragêneses metamórficas de grau muito baixo, incompatíveis com uma intrusão granítica com dimensões batolíticas regionais nas imediações, o mesmo sendo reportado na literatura para a região de Carnaíba (RUDOWSKI et al., 1987a; b; EIDT, 1988; RUDOWSKI, 1989).

Propõe-se aqui, então, para a região em apreço, um modelo evolutivo (interpretativo), no qual as rochas metaultramáficas se constituem em intercalações tectônicas no

Granito Carnaíba e no Batólito de Campo Formoso. Esse modelo é em parte dedutivo, uma vez que não se conseguiu explicar por outro modelo geológico coerente a origem/formação e intrusão dos batólitos de granitos tipo-S de Carnaíba e Campo Formoso do Proterozóico Inferior (de dimensões regionais), em coexistência imediata com litotipos também do Proterozóico Inferior (ou mais antigos ainda) de baixo grau metamórfico, além de suas encaixantes diretas (gnaisses e migmatitos polimetamórficos) apresentarem retrometamorfismo de baixo grau.

Baseados nos resultados dos dados litogeoquímicos dessa pesquisa, as rochas metaultramáficas encaixantes das mineralizações de esmeraldas foram separadas em 4 grupos segundo os teores de Si e Ca. Foram ainda classificadas, com base em cálculos normativos, como de composições peridotíticas com variabilidade de harzburgítica a lherzolítica para as amostras de Carnaíba, Marota, e ortopiroxeníticas a olivina gabronoríticas para as amostras de Socotó, Trecho Velho. Estas rochas sofreram metassomatismo (principalmente com aporte de K₂O, Rb e Ba e coadjuvadamente com enriquecimento de Al₂O₃, Ga, Zr, Y, La, Pb e U) desencadeado pela colocação de veios pegmatóides plagioclasíticos, processo este, responsável pela formação das jazidas de esmeraldas, tanto de Carnaíba como de Socotó. Entretanto, através de análise geoquímica comparativa entre estes pegmatóides, mineralizados ou não, e os granitóides considerados nesta pesquisa, foram observadas diferenças nas tendências geoquímicas entre os 2 grupos de rochas, que podem indicar que os pegmatóides plagioclasíticos não foram derivados dos granitóides estudados (tipo S de RUDOWSKI, 1989 e calcio-alcalinos tipo I desta pesquisa).

Nas jazidas de Carnaíba de Baixo (garimpo de Marota) e Socotó (garimpo de Trecho Velho) aqui estudadas, foram constatados 2 tipos de mineralizações de esmeraldas. O primeiro (tipo 1), que ocorre tanto em Carnaíba como em Socotó, é representado por veios pegmatóides plagioclasíticos que cortam discordantemente, com estruturas

rúpteis, os corpos de rochas metaultramáficas, caracterizando ambientes distensionais (transtensivos e transpressivos). A partir destes veios configuraram-se zonas de alteração metassomática, nas rochas metaultramáficas encaixantes, bilateral-simétricas, caracterizadas a partir do veio, por flogopititos de granulação grossa (monominerálicos), flogopititos de granulação fina (monominerálicos) e metaultramáficas com flogopitização decrescente transicionais para as metaultramáficas não metassomatizadas. Os cristais de esmeralda (mineralização) ocorrem tanto no veio pegmatóide (mineralização de tipo I-pegmatóides), como nas zonas de flogopititos (mineralização de tipo I-flogopititos), decrescendo, até o desaparecimento, da zona central para a zona externa de flogopititos finos. As esmeraldas são caracterizadas por cores verdes e esverdeadas, mais fortes nos flogopititos e nas bordas dos veios pegmatóides e mais fracas no interior dos veios pegmatóides; apresentam-se fraturadas/quebradas por deformação tectônica e com sobrecrecimento de cristais de esmeralda (de uma segunda geração) com tendências idiomórficas e cores mais fracas em relação às esmeraldas anteriores. Ressalta-se ainda a associação de pequenas quantidades de molibdenita, nos veios pegmatóides e nos flogopititos, tanto em Carnaíba, Marota como em Socotó, Trecho Velho.

O segundo tipo de mineralização de esmeraldas (tipo 2), foi estudado apenas em Carnaíba (Marota). É representado por um veio de quartzo, discordante e não deformado, posterior aos veios pegmatóides mineralizados. A esmeralda é perfeitamente idiomórfica, havendo ainda molibdenita associada, e micro-xenólitos de flogopitito no veio de quartzo.

Estudos geoquímicos, de química mineral e cristalográficos caracterizaram as esmeraldas de Carnaíba, Marota e Socotó, Trecho Velho como pertencentes à 2 tipos distintos de mineralização. O tipo 1, que ocorre tanto em Carnaíba como em Socotó, com assinaturas genéticas bastante similares, está associado tanto à veios pegmatóides

plagioclasíticos, como disseminado na rocha encaixante metaultramáfica metassomatizada (flogopitizada). Estes cristais de esmeraldas foram caracterizados por possuírem inclusões fluidas (primárias e secundárias) aparentemente semelhantes (cogenéticas), que apontam para um sistema de fluidos provavelmente heterogêneo e imiscível, aprisionados a uma temperatura mínima de 200 a 225°C, e elevada pressão de voláteis (estimada em 1-2 kbars), confirmada também pelos altos teores de água nos canais estruturais. Estudos de isótopos estáveis apontaram uma origem magmática primária ou metamórfica de circulação profunda para esses fluidos, entretanto, a faixa estreita de variação, tanto de δD como de $\delta^{18}O$ nos fluidos dos canais estruturais e estrutura silicática, respectivamente, são mais compatíveis com comportamento de tipo magmático, no nível de formação das mineralizações; os fluidos das inclusões fluidas apresentaram uma variabilidade maior e podem ter origens diferentes, inclusive de contaminação de águas meteóricas. Semelhanças também foram registradas quanto aos teores de álcalis presentes nos canais estruturais, onde estas esmeraldas foram definidas como pertencentes ao grupo de médios a altos teores de álcalis. Genericamente, estas esmeraldas apresentaram tendências geoquímicas semelhantes, havendo algumas distinções sistemáticas apenas quanto a forma de ocorrência, se associada diretamente aos veios pegmatóides ou se disseminada nos flogopititos.

O segundo tipo de mineralização de esmeraldas (tipo 2), que foi observado somente em Carnaíba, Marota, está associado aos veios de quartzo de colocação posterior aos veios pegmatóides plagioclasíticos, e foi caracterizado por possuir inclusões fluidas geneticamente distintas daquelas do tipo anterior, apresentando inclusões primárias essencialmente aquo-salinas e secundárias carbônicas. As temperaturas mínimas de aprisionamento dos fluidos de origem primária (associados a formação do cristal), representativos de um sistema homogêneo, estariam na faixa de 190 a 225°C. As pressões mínimas de aprisionamento destes fluidos estariam em torno de 200 a 500 bars, indicando níveis crustais mais rasos quando da formação desses veios. As

esmeraldas deste tipo de mineralização foram classificadas como pertencentes ao grupo de altos teores de álcalis.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANHAEUSSER, C.R., 1976. Archen Metallogeny in Southern Africa. *Geon.Geol.*, Lancaster, 71: 16-43.
- BAKAKIN, V.V. & BELOV, N.V., 1962. Crystal Chemistry of Beryl. *Geochemistry*, v.5: 484-500.
- BARBOSA, R.M., 1992. Evolução Geoquímica e Mineralógica da Cobertura de Alteração das Rochas Cromíferas de Campo Formoso (Mina Coitizeiro): Comportamento do Cromo nas Alterações Hidrotermais e Supérgena. Tese de Doutorado. IGc - USP. 162p..
- BARTH, T.F.W., 1948. Oxygen in Rocks: A Basis for Petrographic Calculations. *Journal of Geology*, 56: 50-60
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P., 1985. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters. *Chemical Geology*, 48: 45-55.
- BEUS, A.A., 1966. Geochemistry of Beryllium and the Genetic Types of Beryllium Deposits. W.H. San Francisco, W.H. Freeman: 401p.
- BROWN, P.E., 1989. FLINCOR: A Fluid Inclusion Data Reduction and Exploration Program (abstr.). Second Biennial Pan-American Conf. on Research on Fluid Inclusions. Prog. with abstr., 14

BROWN, P.E. & LAMB, W.M., 1989. P-V-T Properties of Fluids in the System $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$: New Graphical Presentations and Implications for Fluid Inclusion Studies. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v.53: 1209-1221.

BURNHAM, C.W., 1991. Refinement of Crystallographic Lattice Parameters. Depto. of Earth & Planet Sciences, Harvard University-Cambridge.

CARNEIRO, M.A., 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um Segmento de Crosta Continental do Arqueano. Tese de Doutorado. IG-USP. 233p.

CLARKE, D., 1990. Newpet 1987-1990. Programa Livre para Microcomputador (IBM - PC e Compatíveis), para Cálculos Petroquímicos e Representações Gráficas. Memorial University of Newfoundland, Dpto. Earth Sciences, Centre for Earth Resource Research, St. John's, NF, Canada.

CLARKE, D., 1992. Newpet 1987-1992. Programa Livre para Microcomputador (IBM - PC e Compatíveis), para Cálculos Petroquímicos e Representações Gráficas. Memorial University of Newfoundland, Dpto. Earth Sciences, Centre for Earth Resource Research, St. John's, NF, Canada.

COLLINS, P.L.F., 1979. Gas Hydrates in CO_2 -Bearing Fluid Inclusions and the Use of Freezing Data for Estimation of Salinity, *Economic Geology*, v.74 (6): 1435-1444.

CONDIE, K.C., 1981. Archean Greenstone Belts. Elsevier Sci.Publ.Comp., Amsterdam, Oxford, New York. 434p..

- COUTO, P.A., 1984. Carnaíba e Socotó - Bahia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Relatório Interno. 56p..
- COUTO, P.A. & ALMEIDA, J.T., 1982. Geologia e Mineralização na área do Garimpo de Carnaíba. Bahia. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador. Anais..., v.3 : 850-861.
- COUTO, P.A.; SAMPAIO, A.R.; GIL, C.A.A.; LOUREIRO, H.C.; ARCANJO, J.B.; FERNANDES FILHO, J.; GUIMARÃES, J.T.; CAMPELO, R.; MASCARENHAS, J.F.; BRUNI, D.C.; TOLEDO, L.A.A.; GONÇALVES, G.D., 1978. Projeto Serra de Jacobina, Relatório Final, Convênio DNPM-CPRM, Salvador: 415 p..
- COUTO, P.A.; SILVA, E.A. e LIMA, R., 1991. Garimpos de Esmeralda de Carnaíba e Socotó, Bahia. Principais Depósitos Minerais do Brasil. v.IV-A, Gemas e Rochas Ornamentais: 259-269.
- DEBON, F. & LE FORT, P., 1983. A Chemical-Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Associations. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 73: 135-149.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J., 1982. Rock-Forming Minerals. v.1b, Disilicates and Ring Silicates. 2nd. Edition. Longman Scient.&Techin., Great Britain. : 372-409.
- EIDT, T., 1988. Zur und Genese der Smaragdlagerstätten Carnaíba und Socotó in Bahia, Brasilien. Tese de Doutorado. Univ. de Mainz. Geoc.153p..

- FALLICK, A.E. & BARROS, J.G., 1987. A Stable-Isotope Investigation Into The Origin Of Beryl And Emerald From Porangatu Deposits, Goias State, Brazil. Chemical Geology (Isotope Section), 66: 293-300. Elsevier Sc. Publ.B.V., Amsterdam.
- FALLICK, A.E.; JOCELYN, J. & HAMILTON, P.J., 1987. Oxygen And Hydrogen Stable Isotope Systematics In Brazilian Agates. In: E.Rodriguez Clemente (Editor), Geochemistry Of Earth Surface And Processes Of Mineral Formation. Instituto de Geologia (C.S.I.C.), Madrid.
- GARDA, G.M., 1990. A Alteração Hidrotermal no Contexto da Evolução Geológica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Mestrado. Inst. Geoc. USP: 213p.
- GEHRIG, M.; LENTZ, H. & FRANCH, E.U., 1986. The System Water - Carbon Dioxide - Sodium Chloride to 773 K and 300 MPa.- Ber. Brunsengesellschaft Phys. Chem., 90: 525-533.
- GITEW/SUMEN-CVRD, 1988. Jazida de Ouro da Fazenda Maria Preta, Santa Luz, Bahia. Principais Depósitos Minerais do Brasil, V-III: 445-461.
- GIULIANI, G.; SILVA, L.J.H.D. & COUTO, P.A., 1990. Origin of Emerald Deposits in Brazil. Min. Deposita, 25 : 57-64.
- GOLDSCHMIDT, V.M., 1954. Group III. Beryllium, In: GOLDSCHMIDT, V.M. (ed) Geochemistry. Osford, Clarenton Press.: 206-213.

- GOODWIN, A., 1991. Precambrian Geology: The Dynamic Evolution of the Continental Crust. London Acad. Press. 666p.
- GRIFFON, J.C., 1967. Apresentação do Mapa Geológico (1:100.000) da Parte Central da Serra de Jacobina, BA. In: Congr. Bras. Geol., Curitiba, SBG, Bol. Paran. Geol. n.70 : 33-34.
- GRIFFON, J.C.; KREMER, M.R.; MISI, A., 1967. Estudo Estrutural e Genético da jazida de esmeralda da Carnaliba (Bahia). Anais Acad. Bras. Cienc., Rio de Janeiro, Vol.39, n.1: 154-161.
- HALL, A.J., BOYCE, A.J. & FALLICK, A.E. (1987): Iron Sulphides in Metasediments: Isotopic Support for a Retrogressive Pyrrhotite to Pyrite Reaction. - Chem. Geol. (Isot. Geosci.) 65:305-310.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F., 1978. Texto Explicativo para o Mapa do Estado da Bahia (1:1.000.000). CPM : 111-114.
- IRWINE, T.N & BARANGAR, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal Earth Sciencies, 8: 523-548.
- JENSEN, L.S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Sub-alkalic Volcanic Rocks. Ontario Division of Mines, Misc. Paper, 66.
- LE MAITRE, R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell. 193p.

- LEO, G.W.; COX, D.P. e CARVALHO, J.P.P., 1964. Geologia da Parte Sul na Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 84 p.il. mapa. (bol. DGM, 209).
- LEONARDOS, O.H., 1935. Ouro no Estado da Bahia. DNPM, Rel. 520.
- MASCARENHAS, J.F. & SILVA, E.F.A., 1994. Greenstone Belt de Mundo Novo: Caracterização e Implicações Metalogenéticas e Geotectônicas no Cráton do São Francisco. Salvador, CBPM, Série Arquivos Abertos, 31p..
- MANIAR, P.S. & PICCOLI, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. Geological Society American Bulletin, 101: 635-643.
- MENDES, J.C.; SCHWARZ, D.; SVISERO, D.P., 1985. Geologia e Mineralização da Jazida de Esmeralda de Itabira: Correlação com as Demais Jazidas Brasileiras. Anais 3º Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte: 240-244.
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks. London, Longman Scientific & Technical, 266p.
- MILLOT, G. & BONIFAS, M., 1955. Transformations Isovolumétriques dans les Phénomènes de Lateritisation et Bauxitisation. Alsace-Lorraine, Service de la Carte Géologique, Bulletin 8(1): 3-20.
- MOLINARI, L. e SCARPELLI, W., 1988. Depósitos de Ouro de Jacobina, Bahia. Principais Depósitos Minerais do Brasil, v.III. : 463-478.

- MOREIRA, M.D. & SANTANA, A.J., 1982. O Garimpo de Carnaíba - Geologia e Perspectivas, CBPM. Anais XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador, Bahia, V.3 : 862-874.
- MÜLLER, G.; BRAUN, E., 1977. Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen.: 41-45.
- NICHOLLS, J. & CRAWFORD, M.L., 1985. Fortran Programs for Calculation of Fluid Properties from Microthermometric Data on Fluid Inclusions. *Computre & Geosciencies*, v.11 (5): 619-645.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R., 1973. Tectonic Setting of Basic Rocks Detrmined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G., 1984. Trace Element Discriminations Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- PEDREIRA, A.J., 1994. O Supergupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica. Tese de Doutorado. IG-USP. 126p..
- PROJETO ESMERALDA, 1981. Vol.1 - Texto e Mapa Geológico Integrado.Convênio SME/CBPM: 73p..
- PROJETO CARNAÍBA, 1980. 1º e 2º Etapas, Vol.1 - Textos e Mapas. Convênio SME/CBPM: 25p..

RICHET, P.; BOTTINGA, Y. & JAVOY, M., 1977. A Review Hydrogen, Carbon, Nitrogen, Sulphur and Chlorine Stable Isotope Fractionations among Gaseous Molecules. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5:65-110.

ROBINSON, B.W. & KUSAKBE, M., 1975. Quantitative Preparation of SO₂ for ³⁴S/³²S Analyses from Sulphides by Combustion with Cuprous Oxide. - *Anal. Chem.* 47:1179-1181.

ROEDDER, E., 1970. Fluid Inclusion Evidence for Immiscibility in Magmatic Differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.56: 5-20.

ROEDDER, E., 1972. Data of Geochemistry. Sixth Edition. Chapter JJ. Composition of Fluid Inclusions. U.S. Geological Survey Professional Paper. 440jj: 189p..

ROEDDER, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, v.12: 1-264.

ROSENQVIST, I.Th., 1949. The Distribution of Oxygen In The Lithosphere And Oxygen In Rocks: A Basis For Petrographic Calculations A Discussion. *Journal of Geology*, v.57: 420-427.

RUDOWSKI, L., 1989. Petrologie et Geochimie des Granites Transamazoniens de Campo Formoso et Carnaiba (BA, BR) et des Phlogopites a Emeralds Associees. These de Doutorat de L'universite Paris VI, 295 p..

RUDOWSKI, L.; GIULIANI, G.; SABATÉ, P., 1987-a. Les Phlogopites à Emeraude au Voisinage des Granites des Campo Formoso et Carnaiba (Bahia, Brésil); Un Exemple de Mineralization Proterozoique à Be, Mo et W dan de

Ultrabasites Metasomatisées. C.R. Acad. Sc. Paris, t.304, Ser.II, 18: 1129-1134.

RUDOWSKI, L.; GIULIANI, G. & SABATÉ, P., 1987-b. The Proterozoic Granite Massifs of Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil) and their Be, Mo, W Mineralizations. International Symposium on Granites and Associated Mineralizations-ISGAM (extended abstracts). Salvador, Bahia : 253-257.

SANTOS, O.M.; VICTORASSO, E.C.L.; SILVA, R.M.da; NAVARRO, L.A.G.; PENA, L.S.T.,1988. Mina de Ouro de Fazenda Brasileiro, Bahia. Principais Depósitos Minerais do Brasil. V-III: 431-444.

SCHMETZER, K., 1989. Types of Water in Natural and Synthetic Emerald. N.Jb.Mineral. Mh., 1: 15-26.

SCHMETZER, K., 1990. Two Remarkable Leichleitner Synthetic Emeralds. Journal of Gemmology, 22: 20-32.

SCHNEIDER, A., 1970. The Sulphur Isotope Composition of Basaltic Rocks. Contr. Mineral. Petrol., 24, 95.

SCHORSCHER, J.H.D., 1992. Arcabouço Petrográfico e Evolução Crustal dos Terrenos Pré-Cambrianos do Sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnaíssicos Adjacentes. Tese de Livre Docência. IGc-USP. 394p..

SCHWARZ, D., 1984. Inclusões em Esmeraldas. Rev. Esc. Ouro Preto, 37 (3): 25-34.

SCHWARZ, D.; EIDT, T., 1989. The Brazilian Emeralds and Their Occurrences: Carnaíba, Bahia. *Journal of Gemmology*, v.21, n.8 : 474-486.

SCHWARZ, D.; EIDT, T. e COUTO, P.A., 1990. The Brazilian Emeralds and their Occurrences: Socotó, Bahia. *Journal of Gemmology*, v.22, n.3 : 147-163.

SHEPPARD, S.M.F., 1986. Characterisation and Isotopic Variations in Natural Waters. In: J.W. Valley, H.P. Taylor and J.R. O'Neil (Editors), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Rev. Mineral.*, 16: 165-183

SHEPPARD, S.M.F. & EPSTEIN, S., 1970. D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Ratios of Minerals of Possible Mantle or Lower Crustal Origin. *Earth Planet Sci. Lett.*, 9: 232-239.

SHEPPERD, T.; RANKIN, A. & ALDERTON, D.H., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusions Studies. Blackie : 239p..

SINKANKAS, J., 1981. Emerald and other Beryls. Radnor, Chilton Book Co.: 665p..

SOLOVOVA, I.P.; GIRNIS, A.V.; GRUZHOVA, A.V. and NAUMOV, V.B., 1992. Magmatic Salt Inclusions in East Pamir Alkali Basalt Minerals. *Mineral Geochemistry International*, v.29 (8): 64-74.

SOUZA, J.L., 1988. Mineralogia e Geologia da Esmeralda da Jazida de Itabira-Minas Gerais. Tese de Mestrado. IGc-USP: 192p.

SOUZA, J.L.; MENDES, J.C.; SVISERO, D.P., 1987. Aspectos Mineralógicos e Geológicos das Esmeraldas Brasileiras. *Rev. Esc. Minas*, 40 (3): 18-27.

STRECKEISEN, A., 1967. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. N.Jb.Mineral.Abh., 107: 144-240.

TOLEDO-GROKE, M.C., 1981. Evolução Geoquímica, Mineralógica e Micromorfológica no Processo de Bauxitização. Estudo Comparativo dos Depósitos de Mogi das Cruzes, Curucutu e Lavrinhas, SP, Associados a Diferentes Tipos Litológicos. Tese de Mestrado. Inst. Geociências, USP: 106p..

TORQUATO, J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.T. & BARTELS, R.L. ,1978. Idade Radiométrica do Granito de Campo Formoso, BA - Uma Idade Mínima para o Grupo Jacobina. Rev. Bras. Geociências, v.8 (3): 171-179.

WALDRON, S., 1990. A Stable Isotope Investigation Into The Origin Of Emeralds From The Itabira 'Belmont' Deposit, State Of Minas gerais, Eastern Brazil. B.Sc.Hons Applied Geology. University Of Strathclyde. 34p.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. & CHAPPEL, B.W., 1987. A-Type Granities: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. Contributions Mineralogy and Petrology, 95: 407-419.

WILLIAMS, F.J.T.; GILBERT, C.M., 1954. Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. Freeman, San Francisco. 406p.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements. Chemical Geology, 20: 325-343.

WINDLEY, B.F., 1984. The Envolving Continents. 2nd. Ed., John Wiley & Sons, Chichester. 399p..

WOOD, D.L. & NASSAU, K., 1968. The Characterization of Beryl and Emerald by Visible and Infra-red Absorption Spectroscopy. Amer. Mineral. 53 (5-6) : 777-800.

ANEXO I

Mapas Geológicos de Carnaíba (1) e Socotó (2)

Mapa Geológico 1 - Área de Carnaíba

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

FANEROZÓICO

sedimentos detríticos da superfície de aplainamento sul-americana.

PRÉ-CAMBRIANO

Gpo. Jacobina, 1-quartzitos, 2-mica-xistos.

Compl. Metamórfico-Migmatítico.

ROCHAS METAÍGNEAS PRÉ-CAMBRIANAS (sequência relativa)

intrusivas metabásicas

granito de Carnaliba

metaultramáfica

CONVENÇÕES

falha ou fratura

falha de empurrão

contato geológico

garimpo de esmeralda

drenagem

tálus (quaternário)

extraído da folha CAMPO FORMOSO
SC-24-N-IV IBGE 1a edição - 1968

escala 1:70.000
aerofotogrametria - 1966

0 1400 2800 m

Mapa Geológico 2 - Área de Socotó

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

PRÉ-CAMBRIANO

seq. metassedimentar do Gpo. Jacobina e/ou Compl. Itapicuru, 1-xistos e filitos/filonitos, 2-quartzitos, 3-mica-quartzitos e mica-xistos

Compl. Metamórfico-Migmatítico c/ intrusões graníticas de granitos do batólito de Campo Formoso e microgranitos (indiviso). VV da área.

Compl. Metamórfico-Migmatítico. E da área

ROCHAS IGNEAS PRÉ-CAMBRIANAS

metagranitoides

CONVENÇÕES

falha ou fratura

falha de empurrão

contato geológico

sedimentos de superfície de aplainamento

garimpo de esmeralda

drenagem

escala 1:70.000
aerofotogrametria - 1966

0 1400 2800 m

extraído da folha SENHOR DO BONFIM
SC-24-N-II IBGE 1ª edição - 1968

ANEXO II

Litogeoquímica

TABELA 1: Análises geoquímicas. Legenda: U- metaultramáfica não metassomatizada, UM- metaultramáficas metassomatizadas, UMM- metaultramáfica metassomatizada mineralizada, P- pegmatóide plagioclástico estéril, PM- pegmatóide plagioclástico mineralizado, B- metabásica, G- granitóide.

Sample	01	02	03	04	05	07	15	15a	15b	15c
Locality 1	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Socoto Tre	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car
	UM	UMM	UM	PM	PM	U	UM	UM	UM	UM
SiO ₂	39.72	40.52	38.98	54.61	56.63	39.23	48.44	49.53	44.68	52.49
TiO ₂	0.20	0.20	0.23	0.02	0.02	0.04	0.13	0.12	0.13	0.13
Al ₂ O ₃	14.98	14.87	14.92	19.58	20.07	0.77	5.99	5.38	9.94	3.29
Fe ₂ O ₃ *	8.52	8.70	9.45	2.76	2.37	6.85	6.82	7.09	6.85	7.02
MnO	0.27	0.26	0.30	0.03	0.03	0.06	0.23	0.27	0.15	0.22
MgO	20.43	19.92	19.85	7.58	6.31	37.31	22.66	22.46	22.87	23.90
CaO	0.02	0.45	0.06	1.41	0.89	0.03	5.00	5.99	1.21	5.32
Na ₂ O	0.22	0.22	0.17	4.95	5.11	-	0.12	0.10	0.15	0.04
K ₂ O	9.51	9.39	9.55	3.01	3.41	0.01	4.87	4.69	8.93	2.80
P ₂ O ₅	0.01	0.27	0.03	0.36	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	93.88	94.80	93.54	94.31	94.86	84.32	94.27	95.64	94.92	95.22
H ₂ O	0.54	0.32	0.06	0.19	0.17	-	0.40	-	-	-
LOI	4.14	4.11	3.84	4.26	3.80	13.91	2.99	2.76	3.02	3.23
Mg #	82.61	81.93	80.62	84.47	84.06	91.52	86.81	86.25	86.86	87.08
Cr	4285	1924	3212	90	76	14226	4136	3760	4020	4056
Ni	694	707	691	91	67	2719	967	846	927	910
Co	58	66	58	57	11	144	111	103	120	89
V	40	40	47	-	-	25	56	59	71	68
Cu	8	10	6	17	19	10	13	6	16	5
Pb	23	28	18	23	18	4	12	14	16	9
Zn	443	456	511	29	20	116	290	320	350	208
Rb	2165	2271	2237	212	190	-	1238	1027	2064	624
Ba	335	343	387	105	126	-	76	68	179	55
Sr	15	19	15	93	104	1	7	13	12	7
Ga	21	23	24	24	22	5	28	26	43	13
Nb	181.0	179.0	203.0	9.0	11.0	8.0	29.0	-	-	-
Zr	18	29	12	20	43	4	19	15	13	15
Ti	1199	1199	1379	120	120	240	779	719	779	779
Y	284	298	280	12	4	1	354	8	3	6
Th	-	1.00	3.00	3.00	4.00	3.00	-	12.00	11.00	3.00
U	17.00	16.00	10.00	8.00	12.00	2.00	4.00	5.00	-	3.00
La	43.00	43.00	41.00	-	-	-	16.00	21.00	41.00	19.00
Ce	18.00	26.00	29.00	-	-	49.00	30.00	27.00	44.00	34.00
Nd	32.00	33.00	29.00	16.00	14.00	28.00	34.00	7.00	5.00	13.00
Density	2.58	2.58	2.55	2.43	2.41	2.78	2.61	2.61	2.58	2.61

TABELA 1: Continuação.

Sample	16	16b	16c	17	17b	18	18b	19	19b	19c
Locality 1	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car	Marota-Car
	U	U	UM	UM	UM	UM	UM	UM	UM	UM
SiO ₂	37.25	36.87	51.87	51.92	52.25	41.36	44.88	41.17	43.09	40.52
TiO ₂	0.06	0.05	0.18	0.15	0.17	0.16	0.13	0.19	0.11	0.22
Al ₂ O ₃	2.68	2.61	3.42	3.24	3.36	12.25	12.52	13.63	12.52	14.97
Fe ₂ O ₃ *	8.58	8.76	7.36	7.23	7.24	7.57	6.57	8.31	6.92	8.46
MnO	0.11	0.12	0.14	0.11	0.12	0.22	0.10	0.26	0.18	0.24
MgO	29.98	29.76	27.89	28.30	27.50	22.63	23.63	20.77	21.87	19.00
CaO	2.75	2.68	0.10	0.09	0.07	0.45	2.44	0.25	0.10	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0.17	0.06	0.19	0.19	0.17
K ₂ O	0.01	-	0.43	0.31	0.90	8.84	7.27	9.39	10.69	10.83
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.16	0.01	0.15	0.07	0.02
Total	81.44	80.87	91.40	91.37	91.63	93.81	97.61	94.31	95.74	94.43
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	17.67	18.01	5.86	5.97	5.57	4.25	3.53	3.82	2.68	3.68
Mg #	87.37	87.06	88.24	88.57	88.27	85.55	87.69	83.19	86.22	81.64
Cr	6732	6026	5723	5378	5497	5378	3699	3984	3646	3081
Ni	1426	1356	1229	1287	1268	800	874	722	847	691
Co	103	109	109	94	124	43	111	70	103	114
V	31	52	75	81	78	42	48	43	83	115
Cu	31	25	26	40	59	5	7	9	6	7
Pb	11	9	8	13	22	21	17	22	77	35
Zn	78	73	121	127	137	343	155	443	408	470
Rb	9	-	89	85	191	2123	1662	2143	2414	2303
Ba	-	-	8	-	13	288	149	283	223	364
Sr	4	9	-	-	2	16	16	12	19	15
Ga	7	8	6	4	8	20	34	24	44	50
Nb	15.0	7.0	1.0	36.0	-	130.0	-	144.0	-	49.0
Zr	20	14	17	20	18	14	13	18	13	11
Ti	360	300	1079	899	1019	959	779	1139	659	1319
Y	18	7	3	35	8	364	4	317	3	4
Th	1.00	3.00	3.00	1.00	3.00	-	11.00	-	15.00	11.00
U	-	1.00	-	3.00	-	11.00	-	4.00	6.00	3.00
La	-	-	-	-	-	56.00	48.00	53.00	62.00	64.00
Ce	3.00	30.00	25.00	1.00	17.00	35.00	32.00	27.00	45.00	49.00
Nd	27.00	15.00	9.00	38.00	8.00	34.00	11.00	27.00	13.00	5.00
Density	2.76	2.76	2.63	2.63	2.62	2.59	2.60	2.58	2.56	2.56

TABELA 1: Continuação.

Sample	20	20b	23	24	25	25b	26	27	28	29
Locality 1	Marota-Car	Marota-Car	Socoto Tre	Socoto Tre	Socoto Tre	Socoto Tre	Socoto Tre	Socoto Tre	Socoto Tre	Socoto Tre
	U	U	PM	P	U	U	UM	B	UM	UM
SiO ₂	36.87	36.08	40.66	61.34	47.98	48.73	48.76	53.44	40.62	51.35
TiO ₂	0.09	0.06	0.09	0.05	0.20	0.19	0.13	0.80	0.16	0.16
Al ₂ O ₃	2.51	2.64	21.93	21.79	4.39	4.35	5.81	14.09	12.62	4.15
Fe ₂ O ₃ *	10.30	10.19	6.51	0.84	10.07	10.40	7.71	11.81	7.85	6.93
MnO	0.16	0.15	0.13	0.02	0.19	0.18	0.23	0.19	0.12	0.19
MgO	33.42	33.13	14.78	1.12	27.06	26.35	21.03	6.21	23.55	25.23
CaO	0.96	1.43	2.00	1.83	2.17	3.30	7.10	9.20	0.07	3.34
Na ₂ O	-	-	0.51	8.16	-	-	0.10	1.99	0.04	0.06
K ₂ O	0.01	0.02	7.05	2.40	-	0.01	4.14	1.31	9.94	3.43
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.13	0.02	0.02	0.01	0.08	0.04	0.01
Total	84.34	83.72	93.67	97.68	92.08	93.53	95.02	99.12	95.01	94.85
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.17	-
LOI	14.08	15.16	5.35	1.84	5.96	6.24	2.84	1.39	2.18	2.95
Mg #	86.53	86.56	81.81	72.53	84.18	83.38	84.38	51.01	85.59	87.82
Cr	7257	6711	262	72	4788	4228	3427	115	4047	3853
Ni	1644	1652	303	29	1011	705	802	87	777	855
Co	111	127	35	5	66	95	91	33	63	80
V	39	56	3	-	110	107	67	200	42	75
Cu	36	30	11	17	45	15	17	74	8	12
Pb	11	16	22	16	11	7	6	13	12	14
Zn	88	80	137	22	83	54	276	76	107	76
Rb	8	5	860	197	2	-	687	74	1317	577
Ba	-	1	210	94	-	-	50	93	56	-
Sr	-	2	107	224	49	5	52	182	50	48
Ga	2	10	21	27	4	7	24	19	22	15
Nb	17.0	6.0	28.0	91.0	246.0	9.0	181.0	74.0	243.0	225.0
Zr	17	13	15	16	17	17	12	71	15	12
Ti	540	360	540	300	1199	1139	779	4796	959	959
Y	11	3	49	-	14	6	219	29	235	181
Th	-	3.00	1.00	2.00	1.00	3.00	2.00	2.00	-	-
U	2.00	1.00	3.00	5.00	9.00	-	13.00	7.00	7.00	7.00
La	-	1.00	-	-	-	-	3.00	-	56.00	33.00
Ce	-	19.00	19.00	-	7.00	9.00	35.00	18.00	48.00	28.00
Nd	39.00	22.00	29.00	17.00	38.00	6.00	27.00	35.00	26.00	29.00
Density	2.76	2.79	2.56	2.36	2.67	2.67	2.62	2.54	2.60	2.61

TABELA 1: Continuação.

Sample	30	31	31b
Locality 1	Socoto Tre	Socoto Tre	Socoto 1..
	UM	G	G
SiO ₂	40.84	70.90	71.27
TiO ₂	0.16	0.31	0.34
Al ₂ O ₃	12.32	14.56	14.55
Fe ₂ O ₃ *	9.65	2.56	2.54
MnO	0.15	0.03	0.04
MgO	21.74	0.60	0.64
CaO	0.10	1.81	1.99
Na ₂ O	0.01	4.28	3.88
K ₂ O	9.87	3.47	3.54
P ₂ O ₅	0.03	0.09	0.12
Total	94.87	98.61	98.91
H ₂ O	0.05	0.21	-
LOI	2.87	0.94	0.90
Mg #	81.69	31.70	33.29
Cr	3904	17	22
Ni	636	13	16
Co	51	9	38
V	46	38	21
Cu	9	31	30
Pb	22	24	40
Zn	351	42	51
Rb	1791	115	446
Ba	200	447	446
Sr	12	328	320
Ga	18	20	18
Nb	37.0	10.0	8.0
Zr	17	180	167
Ti	959	1858	2038
Y	287	10	8
Th	2.00	9.00	5.00
U	10.00	10.00	1.00
La	52.00	-	22.00
Ce	41.00	80.00	74.00
Nd	34.00	41.00	51.00
Density	2.59	2.34	2.34

TABELA 2: Análises geoquímicas da rochas metaultramáficas não metassomatizadas.

Sample	07	20	20b	16	16b	25	25b
SiO ₂	39.23	36.87	36.08	37.25	36.87	47.98	48.73
TiO ₂	0.04	0.09	0.06	0.06	0.05	0.20	0.19
Al ₂ O ₃	0.77	2.51	2.64	2.68	2.61	4.39	4.35
Fe ₂ O ₃ *	6.85	10.30	10.19	8.58	8.76	10.07	10.40
MnO	0.06	0.16	0.15	0.11	0.12	0.19	0.18
MgO	37.31	33.42	33.13	29.98	29.76	27.06	26.35
CaO	0.03	0.96	1.43	2.75	2.68	2.17	3.30
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	-	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	84.32	84.34	83.72	81.44	80.88	92.08	93.53
LOI	13.91	14.08	15.16	17.67	18.01	5.96	6.24
Mg #	91.52	86.53	86.56	87.37	87.06	84.18	83.38
Cr	14226	7257	6711	6732	6026	4788	4228
Ni	2719	1644	1652	1426	1356	1011	705
Co	144	111	127	103	109	66	95
V	25	39	56	31	52	110	107
Cu	10	36	30	31	25	45	15
Pb	4	11	16	11	9	11	7
Zn	116	88	80	78	73	83	54
K	83	83	166	83	83	83	83
Rb	-	-	5	9	-	2	-
Ba	-	-	1	-	-	-	-
Sr	1	1	2	4	9	49	5
Ga	5	2	10	7	8	4	7
Nb	8.0	17.0	6.0	15.0	7.0	246.0	9.0
Zr	4	17	13	20	14	17	17
Ti	240	540	360	360	300	1199	1139
Y	1	11	3	18	7	14	6
Th	3.00	1.00	3.00	1.00	3.00	1.00	3.00
U	2.00	2.00	1.00	1.00	1.00	9.00	1.00
La	-	-	1.00	-	-	-	-
Ce	49.00	-	19.00	3.00	30.00	7.00	9.00
Nd	28.00	39.00	22.00	27.00	15.00	38.00	6.00
Density	2.78	2.78	2.79	2.76	2.76	2.67	2.67

TABELA 3: Análises geoquímicas das rochas metaultramáficas não metassomatizadas, com dados recalculados anídeos e com seus valores nulos substituídos por valores ou abaixo do limite de detecção ou mínimos.

Sample	07	20	20b	16	16b	25	25b
SiO ₂	46.53	43.72	43.10	45.74	45.59	52.10	52.10
TiO ₂	0.05	0.11	0.07	0.07	0.06	0.22	0.20
Al ₂ O ₃	0.91	2.98	3.15	3.29	3.23	4.77	4.65
Fe ₂ O ₃ *	8.12	12.21	12.17	10.54	10.83	10.93	11.12
MnO	0.07	0.19	0.18	0.14	0.15	0.21	0.19
MgO	44.25	39.63	39.57	36.81	36.80	29.38	28.17
CaO	0.04	1.14	1.71	3.38	3.31	2.36	3.53
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LDI	13.91	14.08	15.16	17.67	18.01	5.96	6.24
Mg #	91.52	86.53	86.56	87.37	87.06	84.18	83.38
Cr	16871	8604	8016	8266	7451	5199	4520
Ni	3225	1949	1973	1751	1677	1098	754
Co	171	132	152	126	135	72	102
V	30	46	67	38	64	119	114
Cu	12	43	36	38	31	49	16
Pb	5	13	19	14	11	12	7
Zn	138	104	96	96	90	90	58
K	98	98	198	102	103	90	89
Rb	2	2	6	11	2	2	2
Ba	1	1	1	1	1	1	1
Sr	1	1	2	5	11	53	5
Ga	6	2	12	9	10	4	7
Nb	9.5	20.2	7.2	18.4	8.7	267.1	9.6
Zr	5	20	16	25	17	18	18
Ti	285	640	430	442	371	1302	1218
Y	1	13	4	22	9	15	6
Th	3.56	1.19	3.58	1.23	3.71	1.09	3.21
U	2.37	2.37	1.19	1.23	1.24	9.77	1.07
La	1.19	1.19	1.19	1.23	1.24	1.09	1.07
Ce	58.11	3.56	22.69	3.68	37.09	7.60	9.62
Nd	33.21	46.24	26.28	33.15	18.55	41.26	6.42
Density	2.78	2.78	2.79	2.76	2.76	2.67	2.67

TABELA 4: Limites de detecção para análises de fluorescência de raios X.

ELEMENTOS MAIORES	LIMITES DE DETECCAO
SiO ₂	0.004
TiO ₂	0.0001
Al ₂ O ₃	0.004
FeO tot.	0.002
MnO	0.002
MgO	0.1
CaO	0.0004
Na ₂ O	0.3
K ₂ O	0.0003
P ₂ O ₅	0.007

DESVIO	ELEMENTOS TRACOS	LIMITES DE DETECCAO	DESVIO PADRAO
8	Cr	10	8
4	Ni	7	4
10	Co	7	10
7	V	15	7
4	Cu	14	4
3	Zn	5	3
2	Rb	3	2
18	Ba	30	18
4	Sr	3	4
2	Ga	6	2
3	Nb	7	3
6	Zr	9	6
5	Y	8	5

TABELA 5: Análises geoquímicas, com dados recalculados anidros e valores nulos substituídos por valores ou abaixo do limite de detecção ou mínimos. Legenda: U- metaultramáfica não metassomatizada, UM- metaultramáficas metassomatizadas, UMM- metaultramáfica metassomatizada mineralizada, P- pegmatóide plagioclástico estéril, PM- pegmatóide plagioclástico mineralizado, B- metabásica, G- granitóide.

Sample	01	02	03	04	05	07	15	15a	15b	15c
	UM	UMM	UM	PM	PM	U	UM	UM	UM	UM
SiO ₂	42.31	42.74	41.67	57.90	59.70	46.52	51.38	51.79	47.07	55.12
TiO ₂	0.21	0.21	0.25	0.02	0.02	0.05	0.14	0.13	0.14	0.14
Al ₂ O ₃	15.96	15.69	15.95	20.76	21.16	0.91	6.35	5.63	10.47	3.46
Fe ₂ O ₃ *	9.08	9.18	10.10	2.93	2.50	8.12	7.23	7.41	7.22	7.37
MnO	0.29	0.27	0.32	0.03	0.03	0.07	0.24	0.28	0.16	0.23
MgO	21.76	21.01	21.22	8.04	6.65	44.24	24.04	23.48	24.09	25.10
CaO	0.02	0.47	0.06	1.50	0.94	0.04	5.30	6.26	1.27	5.59
Na ₂ O	0.23	0.23	0.18	5.25	5.39	0.01	0.13	0.10	0.16	0.04
K ₂ O	10.13	9.91	10.21	3.19	3.59	0.01	5.17	4.90	9.41	2.94
P ₂ O ₅	0.01	0.28	0.03	0.38	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
H ₂ O	0.54	0.32	0.06	0.19	0.17	-	0.40	-	-	-
LOI	4.14	4.11	3.84	4.26	3.80	13.91	2.99	2.76	3.02	3.23
Mg #	82.61	81.93	80.62	84.47	84.06	91.52	86.81	86.25	86.86	87.08
Cr	4564	2030	3434	95	80	16869	4387	3931	4235	4260
Ni	739	746	739	96	71	3224	1026	885	977	956
Co	62	70	62	60	12	171	118	108	126	93
V	43	42	50	1	1	30	59	62	75	71
Cu	9	11	6	18	20	12	14	6	17	5
Pb	24	30	19	24	19	5	13	15	17	9
Zn	472	481	546	31	21	138	308	335	369	218
Rb	2306	2396	2391	225	200	2	1313	1074	2174	655
Ba	357	362	414	111	133	1	81	71	189	58
Sr	16	20	16	99	110	1	7	14	13	7
Ga	22	24	26	25	23	6	30	27	45	14
Nb	192.8	188.8	217.0	9.5	11.6	9.5	30.8	1.0	1.1	1.1
Zr	19	31	13	21	45	5	20	16	14	16
Ti	1277	1265	1474	127	127	285	826	752	821	818
Y	303	314	299	13	4	1	376	8	3	6
Th	1.07	1.05	3.21	3.18	4.22	3.56	1.06	12.55	11.59	3.15
U	18.11	16.88	10.69	8.48	12.65	2.37	4.24	5.23	1.05	3.15
La	45.80	45.36	43.83	1.06	1.05	1.19	16.97	21.96	43.19	19.95
Ce	19.17	27.43	31.00	1.06	1.05	58.11	31.82	28.23	46.35	35.71
Nd	34.09	34.81	31.00	16.97	14.76	33.20	36.07	7.32	5.27	13.65
Density	2.58	2.58	2.59	2.43	2.41	2.78	2.61	2.61	2.58	2.61

TABELA 5: Continuação.

Sample	16	16b	16c	17	17b	18	18b	19	19b	19c
	U	U	UM	UM	UM	UM	UM	UM	UM	UM
SiO ₂	45.73	45.58	56.74	56.82	57.02	44.09	45.98	43.65	45.01	42.90
TiO ₂	0.07	0.06	0.20	0.16	0.19	0.17	0.13	0.20	0.11	0.23
Al ₂ O ₃	3.29	3.23	3.74	3.55	3.67	13.06	12.83	14.45	13.08	15.85
Fe ₂ O ₃ *	10.53	10.83	8.05	7.91	7.90	8.07	6.73	8.81	7.23	8.96
MnO	0.14	0.15	0.15	0.12	0.13	0.23	0.10	0.28	0.19	0.25
MgO	36.81	36.79	30.51	30.97	30.01	24.12	24.21	22.02	22.84	20.12
CaO	3.38	3.31	0.11	0.10	0.08	0.48	2.50	0.27	0.10	0.02
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.18	0.06	0.20	0.20	0.18
K ₂ O	0.01	0.01	0.47	0.34	0.98	9.42	7.45	9.96	11.17	11.47
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.17	0.01	0.16	0.07	0.02
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	17.67	18.01	5.86	5.97	5.57	4.25	3.53	3.82	2.68	3.68
Mg #	87.37	87.06	88.24	88.57	88.27	85.55	87.69	83.19	86.22	81.64
Cr	8265	7450	6261	5885	5998	5733	3790	4224	3808	3262
Ni	1751	1676	1344	1408	1384	853	895	766	885	732
Co	126	135	119	103	135	46	114	74	108	121
V	38	64	82	89	85	45	49	46	87	122
Cu	38	31	28	44	64	5	7	10	6	7
Pb	14	11	9	14	24	22	17	23	80	37
Zn	96	90	132	139	149	366	159	470	426	498
Rb	11	2	97	93	208	2263	1703	2272	2521	2438
Ba	1	1	9	1	14	307	153	300	233	385
Sr	5	11	1	1	2	17	16	13	20	16
Ga	9	10	7	4	9	21	35	25	46	53
Nb	18.4	8.7	1.1	39.4	1.1	138.6	1.0	152.7	1.0	51.9
Zr	25	17	19	22	20	15	13	19	14	12
Ti	442	371	1180	984	1112	1022	798	1208	688	1397
Y	22	9	3	38	9	388	4	336	3	4
Th	1.23	3.71	3.28	1.09	3.27	1.07	11.27	1.06	15.67	11.65
U	1.23	1.24	1.09	3.28	1.09	11.73	1.02	4.24	6.27	3.18
La	1.23	1.24	1.09	1.09	1.09	59.70	49.18	56.20	64.76	67.76
Ce	3.68	37.09	27.35	1.09	18.55	37.31	32.78	28.63	47.00	51.88
Nd	33.15	18.54	9.85	41.58	8.73	36.24	11.27	28.63	13.58	5.29
Density	2.76	2.76	2.63	2.63	2.62	2.59	2.60	2.58	2.56	2.56

TABELA 5: Continuação.

Sample	20	20b	23	24	25	25b	26	27	28	29
	U	U	PM	P	U ^o	U	UM	B	UM	UM
SiO ₂	43.71	43.09	43.41	62.80	52.10	52.10	51.32	53.91	42.75	54.14
TiO ₂	0.11	0.07	0.10	0.05	0.22	0.20	0.14	0.81	0.17	0.17
Al ₂ O ₃	2.98	3.15	23.41	22.31	4.77	4.65	6.11	14.22	13.28	4.38
Fe ₂ O ₃ *	12.21	12.17	6.95	0.86	10.93	11.12	8.11	11.91	8.26	7.31
MnO	0.19	0.18	0.14	0.02	0.21	0.19	0.24	0.19	0.13	0.20
MgO	39.62	39.57	15.78	1.15	29.38	28.17	22.13	6.27	24.79	26.60
CaO	1.14	1.71	2.14	1.87	2.36	3.53	7.47	9.28	0.07	3.52
Na ₂ O	0.01	0.01	0.54	8.35	0.01	0.01	0.11	2.01	0.04	0.06
K ₂ O	0.01	0.02	7.53	2.46	0.01	0.01	4.36	1.32	10.46	3.62
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.13	0.02	0.02	0.01	0.08	0.04	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.17	-
LOI	14.08	15.16	5.35	1.84	5.96	6.24	2.84	1.39	2.18	2.95
Mg #	86.53	86.56	81.81	72.53	84.18	83.38	84.38	51.01	85.59	87.82
Cr	8603	8015	280	74	5199	4520	3607	116	4260	4062
Ni	1949	1973	323	30	1098	754	844	88	818	901
Co	132	152	37	5	72	102	96	33	66	84
V	46	67	3	1	119	114	71	202	44	79
Cu	43	36	12	17	49	16	18	75	8	13
Pb	13	19	23	16	12	7	6	13	13	15
Zn	104	96	146	23	90	58	290	77	113	80
Rb	9	6	918	202	2	2	723	75	1386	608
Ba	1	1	224	96	1	1	53	94	59	1
Sr	1	2	114	229	53	5	55	184	53	51
Ga	2	12	22	28	4	7	25	19	23	16
Nb	20.2	7.2	29.9	93.2	267.1	9.6	190.5	74.7	255.8	237.2
Zr	20	16	16	16	18	18	13	72	16	13
Ti	640	430	576	307	1302	1218	820	4839	1009	1011
Y	13	4	52	1	15	6	230	29	247	191
Th	1.19	3.58	1.07	2.05	1.09	3.21	2.10	2.02	1.05	1.05
U	2.37	1.19	3.20	5.12	9.77	1.07	13.68	7.06	7.37	7.38
La	1.19	1.19	1.07	1.02	1.09	1.07	3.16	1.01	58.94	34.79
Ce	1.19	22.69	20.28	1.02	7.60	9.62	36.83	18.16	50.52	29.52
Nd	46.24	26.27	30.96	17.40	41.26	6.41	28.42	35.31	27.37	30.57
Density	2.78	2.79	2.56	2.36	2.67	2.67	2.62	2.54	2.60	2.61

TABELA 5: Continuação.

Sample	30	31	31b
	UM	G	G
SiO ₂	43.05	71.90	72.06
TiO ₂	0.17	0.31	0.34
Al ₂ O ₃	12.99	14.77	14.71
Fe ₂ O ₃ *	10.17	2.60	2.57
MnO	0.16	0.03	0.04
MgO	22.92	0.61	0.65
CaO	0.11	1.84	2.01
Na ₂ O	0.01	4.34	3.92
K ₂ O	10.40	3.52	3.58
P ₂ O ₅	0.03	0.09	0.12
Total	100.00	100.00	100.00
H ₂ O	0.05	0.21	-
LOI	2.87	0.94	0.90
Mg #	81.69	31.70	33.29
Cr	4115	17	22
Ni	670	13	16
Co	54	9	38
V	48	39	21
Cu	9	31	30
Pb	23	24	40
Zn	370	43	52
Rb	1888	117	451
Ba	211	453	451
Sr	13	333	324
Ga	19	20	18
Nb	39.0	10.1	8.1
Zr	18	183	169
Ti	1011	1884	2060
Y	303	10	8
Th	2.11	9.13	5.06
U	10.54	10.14	1.01
La	54.81	1.01	22.24
Ce	43.22	81.13	74.82
Nd	35.84	41.58	51.56
Density	2.59	2.34	2.34

TABELA 6: Análises geoquímicas dos granitóides de Rudowski (1989) de Campo Formoso sem granada (G1, G1'', G2), de Campo Formoso granatíferos (G1G, G1G', G2G), de Carnaíba sem granada (G3) e microgranitos da Vila de Socotó desta pesquisa (31 e 31b).

Sample	G1	G1''	G2	G16	G1G	G2G	31	31b	G3
SiO ₂	73.09	73.91	73.50	73.22	75.38	75.54	70.90	71.27	74.23
TiO ₂	0.13	0.15	0.20	0.08	0.02	0.05	0.31	0.34	0.17
Al ₂ O ₃	15.30	15.21	14.77	16.05	14.91	14.50	14.56	14.55	14.43
Fe ₂ O ₃ *	1.33	1.17	1.62	1.13	0.46	0.65	2.56	2.54	1.45
MnO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.03	0.04	0.03
MgO	0.45	0.22	0.42	0.19	0.07	0.17	0.60	0.64	1.57
CaO	0.85	0.74	1.02	0.44	0.43	0.41	1.81	1.99	0.93
Na ₂ O	3.65	3.64	3.59	3.86	3.76	3.60	4.28	3.88	3.39
K ₂ O	4.65	4.66	4.73	4.45	4.88	4.32	3.47	3.54	5.12
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.10	0.11	0.09	0.07	0.09	0.12	0.09
Total	99.65	99.85	99.98	99.56	100.02	99.36	98.61	98.91	101.41
H ₂ O	0.85	0.82	0.91	1.05	0.75	1.11	0.21	-	0.66
LOI	-	-	-	-	-	-	0.94	0.90	-
Mg #	40.14	27.09	33.88	24.98	22.98	34.23	31.70	33.29	68.20
Cr	10	8	8	4	3	3	17	22	5
Ni	4	2	2	3	1	1	13	16	1
Co	2	2	2	1	1	1	9	38	1
V	14	13	21	18	20	23	38	21	22
Cu	-	-	-	-	-	-	31	30	-
Pb	-	-	-	-	-	-	24	40	-
Zn	-	-	-	-	-	-	42	51	-
Rb	270	274	278	326	291	344	115	446	371
Ba	307	269	451	114	1	21	447	446	277
Sr	123	90	138	33	30	37	328	320	88
Ga	21	24	21	18	20	23	20	18	22
Nb	14.2	13.5	17.0	16.5	12.8	19.2	10.0	8.0	19.2
Zr	83	86	165	46	23	47	180	167	136
Y	9	5	10	17	3	12	10	8	8
Th	8.12	9.03	24.04	4.90	1.71	7.65	9.00	5.00	20.17
U	6.52	6.18	5.48	43.60	2.30	8.10	10.00	1.00	5.93
La	26.84	28.95	79.08	13.40	12.50	15.30	-	22.00	63.37
Ce	51.08	52.03	132.80	25.30	4.60	12.00	80.00	74.00	84.97
Nd	28.02	27.25	62.74	11.60	2.20	5.90	41.00	51.00	40.93
Density	2.32	2.32	2.32	2.32	2.30	2.31	2.34	2.34	2.33

TABELA 7: Análises geoquímicas, com dados recalculados anídeos e valores nulos substituídos por valores ou abaixo do limite de detecção ou mínimos, dos granitóides de Rudowski (1989) de Campo Formoso sem granada (G1, G1'', G2), de Campo Formoso granatíferos (G1G, G1G', G2G), de Carnaíba sem granada (G3) e microgranitos da Vila de Socotó desta pesquisa (31 e 31b).

Sample	G1	G1''	G2	G1G	G1G'	G2G	31	31b	G3
SiO ₂	73.35	74.02	73.50	73.54	75.36	76.03	71.90	72.06	73.20
TiO ₂	0.13	0.15	0.20	0.08	0.02	0.05	0.31	0.34	0.17
Al ₂ O ₃	15.35	15.23	14.77	16.12	14.91	14.59	14.77	14.71	14.23
Fe ₂ O ₃ *	1.33	1.17	1.62	1.14	0.46	0.65	2.60	2.57	1.43
MnO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.03	0.04	0.03
MgO	0.45	0.22	0.42	0.19	0.07	0.17	0.61	0.65	1.55
CaO	0.85	0.74	1.02	0.44	0.43	0.41	1.84	2.01	0.92
Na ₂ O	3.66	3.65	3.59	3.88	3.76	3.62	4.34	3.92	3.34
K ₂ O	4.67	4.67	4.73	4.47	4.88	4.35	3.52	3.58	5.05
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.10	0.11	0.09	0.07	0.09	0.12	0.09
Total	100.00	100.00	99.98	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
H ₂ O	0.85	0.82	0.91	1.05	0.75	1.11	0.21	-	0.66
LOI	-	-	-	-	-	-	0.94	0.90	-
Mg #	40.14	27.09	33.88	24.98	22.98	34.23	31.70	33.29	68.20
Cr	10	8	8	4	3	3	17	22	5
Ni	4	2	2	3	1	1	13	16	1
Co	2	2	2	1	1	1	9	38	1
V	14	13	21	18	20	23	39	21	22
Cu	-	-	-	-	-	-	31	30	-
Pb	-	-	-	-	-	-	24	40	-
Zn	-	-	-	-	-	-	43	52	-
Rb	271	274	278	327	291	346	117	451	366
Ba	308	269	451	115	1	21	453	451	273
Sr	123	90	138	33	30	37	333	324	87
Ga	21	24	21	18	20	23	20	18	22
Nb	14.3	13.6	17.0	16.6	12.8	19.3	10.1	8.1	18.9
Zr	83	86	165	46	23	47	183	169	134
Y	9	5	10	17	3	12	10	8	8
Th	8.15	9.04	24.04	4.92	1.71	7.70	9.13	5.06	19.89
U	6.54	6.19	5.48	43.79	2.30	8.15	10.14	1.01	5.85
La	26.93	28.99	79.08	13.46	12.50	15.40	12.68	22.24	62.49
Ce	51.26	52.11	132.80	25.41	4.60	12.08	81.13	74.82	83.79
Nd	28.12	27.29	62.74	11.65	2.20	5.94	41.58	51.56	40.36
Density	2.32	2.32	2.32	2.32	2.30	2.31	2.34	2.34	2.33

TABELA 8: Análises geoquímicas dos aplopegmatóides estéreis de Rudowski (1989) de Campo Formoso e Carnaíba (APLOCF e APLOCA), pegmatóide plagioclástico estéril de Socotó, Trecho Velho (24), pegmatóides plagioclásticos mineralizados de Carnaíba, Marota (04 e 05) e pegmatóide plagioclástico mineralizado de Socotó, Trecho Velho (23).

Sample	APLOCF	APLOCA	04	05	24	23
SiO ₂	73.69	76.41	54.61	56.63	61.34	40.66
TiO ₂	0.04	0.02	0.02	0.02	0.05	0.09
Al ₂ O ₃	15.86	14.57	19.58	20.07	21.79	21.93
Fe ₂ O ₃ *	0.81	0.60	2.76	2.37	0.84	6.51
MnO	0.23	0.11	0.03	0.03	0.02	0.13
MgO	0.13	0.40	7.58	6.31	1.12	14.78
CaO	0.39	0.81	1.41	0.89	1.83	2.00
Na ₂ O	4.85	5.38	4.95	5.11	8.16	0.51
K ₂ O	3.06	1.55	3.01	3.41	2.40	7.05
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.36	0.02	0.13	0.01
Total	99.17	99.90	94.31	94.86	97.68	93.67
H ₂ O	0.77	0.71	0.19	0.17	-	-
LOI	-	-	4.26	3.80	1.84	5.35
Mg #	24.12	56.90	84.47	84.06	72.53	81.81
Cr	3	8	90	76	72	262
Ni	1	25	91	67	29	303
Co	1	2	57	11	5	35
V	31	28	-	-	-	3
Cu	-	-	17	19	17	11
Pb	-	-	23	18	16	22
Zn	-	-	29	20	22	137
Rb	398	170	212	190	197	860
Ba	34	42	105	126	94	210
Sr	54	42	93	104	224	107
Ga	31	28	24	22	27	21
Nb	42.0	30.1	9.0	11.0	91.0	28.0
Zr	35	29	20	43	16	15
Ti	-	-	120	120	300	540
Y	9	7	12	4	-	49
Th	3.96	3.96	3.00	4.00	2.00	1.00
U	20.57	10.40	8.00	12.00	5.00	3.00
La	11.00	10.95	-	-	-	-
Ce	10.60	7.83	-	-	-	19.00
Nd	5.55	4.43	16.00	14.00	17.00	29.00
Density	2.32	2.31	2.43	2.41	2.36	2.56

TABELA 9: Análises geoquímicas, com dados recalculados anidros e valores nulos substituídos por valores ou abaixo do limite de detecção ou mínimos, dos aplopegmatóides estéreis de Rudowski (1989) de Campo Formoso e Carnaíba (APLOCF e APLOCA), pegmatóide plagioclástico estéril de Socotó, Trecho Velho (24), pegmatóides plagioclásticos mineralizados de Carnaíba, Marota (04 e 05) e pegmatóide plagioclástico mineralizado de Socotó, Trecho Velho (23).

Sample	APLOCF	APLOCA	04	05	24	23
SiO ₂	74.31	76.49	57.90	59.70	62.80	43.41
TiO ₂	0.04	0.02	0.02	0.02	0.05	0.10
Al ₂ O ₃	15.99	14.58	20.76	21.16	22.31	23.41
Fe ₂ O ₃ *	0.82	0.60	2.93	2.50	0.86	6.95
MnO	0.23	0.11	0.03	0.03	0.02	0.14
MgO	0.13	0.40	8.04	6.65	1.15	15.78
CaO	0.39	0.81	1.50	0.94	1.87	2.14
Na ₂ O	4.89	5.39	5.25	5.39	8.35	0.54
K ₂ O	3.09	1.55	3.19	3.59	2.46	7.53
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.38	0.02	0.13	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
H ₂ O	0.77	0.71	0.19	0.17	-	-
LOI	-	-	4.26	3.80	1.84	5.35
Mg #	24.12	56.90	84.47	84.06	72.53	81.81
Cr	3	8	95	80	74	280
Ni	1	25	96	71	30	323
Co	1	2	60	12	5	37
V	31	28	1	1	1	3
Cu	-	-	18	20	17	12
Pb	-	-	24	19	16	23
Zn	-	-	31	21	23	146
Rb	401	170	225	200	202	918
Ba	34	42	111	133	96	224
Sr	54	42	99	110	229	114
Ga	31	28	25	23	28	22
Nb	42.4	30.1	9.5	11.6	93.2	29.9
Zr	35	29	21	45	16	16
Ti	202	120	127	127	307	576
Y	9	7	13	4	1	52
Th	3.99	3.96	3.18	4.22	2.05	1.07
U	20.74	10.41	8.48	12.65	5.12	3.20
La	11.09	10.96	1.06	1.05	1.02	1.07
Ce	10.69	7.84	1.06	1.05	1.02	20.28
Nd	5.60	4.43	16.97	14.76	17.40	30.96
Density	2.32	2.31	2.43	2.41	2.36	2.56

TABELA 10: A-Análise geoquímica do metabasito de Socotó, Trecho Velho
B-Análise geoquímica, com dados recalculados anidros e valores nulos
substituídos por ou valores abaixo do limite mínimo de detecção ou mínimos.

A		B	
Sample	27	Sample	27
		Anhyd Coeff	1.00888
SiO ₂	53.44	SiO ₂	53.91
TiO ₂	0.80	TiO ₂	0.81
Al ₂ O ₃	14.09	Al ₂ O ₃	14.22
Fe ₂ O ₃ *	11.81	Fe ₂ O ₃ *	11.91
MnO	0.19	MnO	0.19
MgO	6.21	MgO	6.27
CaO	9.20	CaO	9.28
Na ₂ O	1.99	Na ₂ O	2.01
K ₂ O	1.31	K ₂ O	1.32
P ₂ O ₅	0.08	P ₂ O ₅	0.08
Total	99.12	Total	100.00
H ₂ O	0.03	H ₂ O	0.03
LOI	1.39	LOI	1.39
Mg #	51.01	Mg #	51.01
Cr	115	Cr	116
Ni	87	Ni	88
Co	33	Co	33
V	200	V	202
Cu	74	Cu	75
Pb	13	Pb	13
Zn	76	Zn	77
Rb	74	Rb	75
Ba	93	Ba	94
Sr	182	Sr	184
Ga	19	Ga	19
Nb	74.0	Nb	74.7
Zr	71	Zr	72
Ti	4796	Ti	4839
Y	29	Y	29
Th	2.00	Th	2.02
U	7.00	U	7.06
Ce	18.00	Ce	18.16
Nd	35.00	Nd	35.31
Density	2.54	Density	2.54

ANEXO III

Critalografia

FIGURA 1: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 02C1 - centro de cristal de esmeralda (Carnaíba, Marota). Análise feita no IQ-USP.

FIGURA 2: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 04C2 - centro de cristal de esmeralda (Carnaíba, Marota). Análise feita no IQ-USP.

FIGURA 3: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 05C3 - centro de cristal de esmeralda (Carnaíba, Marota). Análise feita no IQ-USP.

FIGURA 4: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 06CE2 - centro de cristal de esmeralda (Carnaíba, Marota). Análise feita no IQ-USP.

FIGURA 5: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 23C1 - centro de cristal de esmeralda (Socotó, Trecho Velho). Análise feita no IQ-USP.

FIGURA 6: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 23C3 - centro de cristal de esmeralda (Socotó, Trecho Velho). Análise feita no IQ-USP.

FIGURA 7: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 02B1 - borda de cristal de esmeralda (Carnaíba, Marota). Análise feita no DQI-CETEM.

FIGURA 8: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 04B2 - borda de cristal de esmeralda (Carnaíba, Marota). Análise feita no DQI-CETEM.

FIGURA 9: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 05B3 - borda de cristal de esmeralda (Carnaíba, Marota). Análise feita no DQI-CETEM.

FIGURA 10: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 06B2 - borda de cristal de esmeralda (Carnaíba, Marota). Análise feita no DQI-CETEM.

FIGURA 11: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 23B3 - borda de cristal de esmeralda (Socotó, Trecho Velho). Análise feita no DQI-CETEM.

FIGURA 12: Espectrograma de absorção no infra-vermelho da amostra 23B1 - borda de cristal de esmeralda (Socotó, Trecho Velho). Análise feita no DQI-CETEM.

PEAK	Z	4000.0	450.0	threshold	Z.00x; band				
cs-1	%	cs-1	%	cs-1	%	cs-1	%	cs-1	%
3852.1	88.54	3696.5	69.13	3648.5	64.66	3593.6	44.74		
3413.1	16.38	2924.0	97.05	2358.7	86.86	1636.2	34.86		
1193.8	7.61	951.9	3.16	808.9	13.23	753.7	18.64		
680.4	8.32	649.9	15.62	591.2	10.54	520.1	6.58		
488.0	5.28								
17 peaks found									

ERRATA

- Resumo, 1ª pág., linha 20: ...Carnaíba...
- Resumo, 2ª pág., linha 14: ...denominado _ tipo 1..
- Resumo, 2ª pág., linha 28: ...expansão em direção ao...
- Abstract, 2ª pág., linha 30: entrapment...
- Abstract, 3ª pág., linha 2: entrapment...
- Pág.2, linha 11: ...geoquímica...
- Pág.5, linha 4: ... Trecho Novo). Os levantamentos...
- Pág.6, linha 7: ... microfotografia...
- Pág.6, linha 13: ...raios X...
- Pág. 6, linha 15: ...raios X...
- Pág.8, linha 9: ... lâminas...
- Pág.9, linha 5: ...analisadas...
- Pág.9, linha 17: ...(sólida). ...
- Pág.10, linha 1: ...vêm...
- Pág.10, linha 5: ...à temperaturas...
- Pág.10, linha 7: ...gás...
- Pág.10, linha 24: ...gás...
- Pág.11, linha 1: ...espectrômetro...
- Pág.14, linha 21: ...álcali-feldspatos...
- Pág.15, linha 12: ...arqueano _ não...
- Pág.19, linha 15: ...arqueanas _ Associadas...
- Pág.19, linha 22: ...heterogêneo...
- Pág. 21, linha 9: ...área...
- Pág.25, linha 19: ... Carnaíba...
- Pág.25, linha 24: ... encontrada.....acompanhada.....
- Pág.26, linha 10: ...RUDOWSKI...
- Pág.27, linha 12: ...aplopegmatitos...
- Pág.28, linha 10: ...versus...
- Pág.29, linha 5: ...existem...
- Pág.29, linha 22: ...anfibólio...
- Pág.29, linha 25: ...maciças...
- Pág.30, linha 2: ...às vezes...
- Pág.30, linha 10: ...-texturais...
- Pág.30, linha 15: ...petrográficas...

Pág.30, linha 20: ...rúptil-dúctil₁...

Pág.33, linha 5: ...Mocofaia" é mostrada na FIGURA 3. ...

Pág.33, linha 22: ...existem_ reportadas...

Pág.37, linha 7: ...metaígneia...

Pág.37, linha 14: ...metaígneia...

Pág.38, linha 15: ...médio...

Pág.39, linha 2: "formatação"

Pág.42, linha 24: : "formatação"

Pág.44, linha 4: ...mais de uma...

Pág.44, linha 23: metaultramáficas...

Pág.45, linha 9: ...litotipos...

Pág.48, linha 14: ...indivíduos...

Pág.53, linha 11: ..., entretanto, ...

Pág.53, linha 12: ...esmeraldas₁...

Pág.55, linha 5: plagioclásio + feldspato alcalino + quartzo + fluorita +
biotita/flogopita + clorita

Pág.55, linha 18: ...RUDOWSKI...

Pág.56, linha 2: ...estéreis_ mantém...

Pág.56, linha 19: ..., às vezes₁...

Pág.56, linha 22: ...pegmatíticos...

Pág.57, linha 5: ...metaultramáficos₁...

Pág.57, linha 7: ...granitóides...

Pág.57, linha 14: ..micropegmatitos...

Pág.60, linha 11: ...Trecho...

Pág.60, linha 19: ...à rocha...

Pág.60, linha 20: ...; tratam-se de.....possivelmente.....

Pág.60, linha 21: ...palimpsésticas...

Pág.60, linha 22: ..., às vezes₁microgranofírica...

Pág.61, linha 4: ...palimpséstica ígneia...

Pág.61, linha 5: ...ofítica...

Pág.75, linha 2: ...lâminas...

Pág.75, linha 7: ...auxiliar a...

Pág.75, linha 11: ...constituintes...

Pág.77, linha 2: ...acessórios...

Pág.77, linha 17: contém...

Pág.84, linha 2: ...maior...

Pág.85, linha 2: ...maior...

Pág.86, linha 8: ...orientador...

Pág.87, linha 4: ...aos grupos...

Pág.88, linha 7: ...observam-se...

Pág.88, linha 11: ...têm-se...

Pág.88, linha 14: ...amostras 25 e 25b)_ é...

Pág.100, linha 15: ...estudados...

Pág.101, linha 6: ...17). É de interesse...

Pág.110, linha 1: ...definido em relação...

Pág.110, linha 2: ...Carnaíba...

Pág.115, linha 15: ...diagramas...

Pág.118, linha 1: ...intenção...

Pág.118, linha 3: "formatação"

Pág.125, linha 5: ...alterada...

Pág.126, linha 14: ...(FIGURA 36)...

Pág.132, linha 24: ...definidas.

Pág.137, linha 4: ...equivalente...

Pág.137, linha 13: ...proporções...

Pág.137, linha 17: ...perfis/grupamentos...

Pág.137, linha 20: ...Barth...

Pág.138, linha 22: ...a) explicativas...

Pág.144, linha 10: ...àquelas...

Pág.144, linha 22: ...apresentar, entre...

Pág.145, linha 4: Composicionalmente...

Pág.148, linha 8: ...distintos),CO₂)...

Pág.149, linha 18: ...preferem-se...

Pág.152, linha 15: ..., alvitram-se...

Pág.160, linha 5: ..., foi selecionada...

Pág.160, linha 10: ...zoneamento...

Pág.161, linha 1: ...identificados nessas...

Pág.165, linha 1: ...propôs...

Pág.166, legenda TAB.21, linha 1: ...Espectros.....Carnaíba...

Pág.166, legenda TAB.21, linha 3: ...referem-se....

Pág.168, linha 12: ...frequência...

Pág.169, linha 4: ...denominadas __ "totais"...

Pág.169, linha 7: ...denominadas __ "parciais"...

Pág.171, linha 16: ...teores...

Pág.172, linha 19: ...teores...

Pág.173, linha 16: ...Marota...

Pág.173, linha 17: ...Eventualmente...

Pág.173, linha 18: ...indicador...

Pág.174, linha 10: ...traços...

Pág.174, linha 21: ...elementos...

Pág.174, linha 25: ...estruturais), ...

Pág.176, linha 10: ...tipicamente valores de...

Pág.176, linha 26: "formatação"

Pág.179, linha 15: ...superssaturação...

Pág.183, linha 8: ...tipo 1...

Pág.183, linha 9: ...tipo 1...

Pág.183, linha 10: ...esmeraldas...

Anexo III: Cristalografia.

ERRATA 2

Pág.6, linha 13: ...raios X...

Pág.12, linha 6: ...supra-crustais __arqueo-...

Pág.12, linha 18: ..., foi aqui atribuído...

Pág.15, linha 7: ...(metamórficas e...

Pág.17, linha 2: ...considerada (FIGURA 2); as...

Pág.18, linha 12: ...supra-crustais...

Pág.18, linha 15: ...do litofácies...

Pág.19, linha 6: ...arqueanos...

Pág.27, linha 9: ...sub-regiões...

Pág.31, linha 2: ...sintectônicos...

Pág.31, linha 3: ...pseudoconcordantes...

Pág.33, linha 9: ...com os resultados...

Pág.33, linha 19: ...granítica...

Pág.33, linha 22: ...existem...

Pág.35, linha 3: ...bordas dos pegmatóides...

Pág.38, linha 11: ...Desses, a cromita...

Pág.39, Tab.1, linha 14, coluna 1: leia-se "clinozoisita-epídoto"

Pág.43, Tab.2, linha 14, coluna 1: leia-se "clinozoisita-epídoto"

Pág.44, linha 3: ..., anfibólios incolores...

Pág.47, Tab.3, linha 15, coluna 1: leia-se "clinozoisita-epídoto"

Pág.50, Tabs.4a e 4b, linhas 15, colunas 1: leia-se "clinozoisita-epídoto"

Pág.52, linha 14: ...feldspatos é posterior...

Pág.53, linha 17: ...pegmatóides...

Pág.54, Tabs.5a e 5b, linhas 15, colunas 1: leia-se "clinozoisita-epídoto"

Pág.58, Tab.5c, linha 8, colunas 2 e 3: leia-se "<1%"

Pág.58, Tab.5c, linha 10, colunas 2 e 3: leia-se "<1%"

Pág.58, Tab.5c, linha 15, coluna 1: leia-se "clinozoisita-epídoto"

Pág.58, Tab.5c, linha 15, colunas 2 e 3: leia-se "<1%"

Pág.58, Tab.5c, linha 15, coluna 4: leia-se "1%"

Pág.58, Tab.5c, linha 16, coluna 4: leia-se "-"

Pág.58, Tab.5c, após linha 21: acrescentar "

Muscovita	<1%	-	-
Alanita	<1%	<1%	-

"

Pág.61, Tab.6, linha 3, colunas 2 e 3: leia-se "<1%"

Pág.61, Tab.6, linha 5, colunas 2 e 3: leia-se "<1%"

Pág.61, Tab.6, linha 8, colunas 2 e 3: leia-se "<1%"

Pág.61, Tab.6, linha 15, coluna 1: leia-se "clinozoisita-epídoto"

Pág.70, Leg. Foto 16, linha 1: ...pegmatóide...

Pág.76, linha 5: ...núcleo sobrecresce uma...

Pág.89, linha 10: ...status quo...

Pág.94, linha 14: ..., onde se observa...

Pág.95, linha 21: ...fortes empobrecimentos exclusivamente...

Pág.97, linha 9: ...Rb, Sr, Ga...

Pág.116, linha 4: ...3B para os granitos de...

Pág.116, linha 5: ...evolução, que aparentemente...

Pág.116, linha 10: ...granodioritos. Os pegmatóides...

Pág.116, linha 22: ...delineados pelo diagrama...

Pág.122, linha 4: ...do La), eventualmente por contaminação crustal,...

Pág.126, linha 19: ...irregulares dos elementos TiO₂, MgO, P₂O₅, Cr, La, Nb, Nd, Ni, Pb, Sr, Th, V, Zn e Zr não compatíveis com efeitos mineralógicos dos processos metassomáticos e podem representar...

Pág.152, linha 21: ...pressão mínima de...

Pág. 153, Fig.40B: "pontilhar o diagrama", a homogeneização total de todas IF se dá para o estado líquido e não vapor como está representado

Pág.161, linha 3: ...variações pouco sistemáticas...

Pág. 161, linha 5: ...dos cristais de Carnaíba, ocorrendo o inverso em Socotó (TABELA 19)...

Pág.162, linha 7: ...apresentam certa similaridade com...

Pág.164, linha 2: ...observadas em 3.698 cm⁻¹ em...