UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DA REGIÃO E ASPECTOS GENÉTICOS
DAS JAZIDAS DE ESMERALDAS DE CAPOEIRANA
E BELMONT, NOVA ERA-ITABIRA, MG.**

Geysa Angelis Abreu Machado

Orientador: Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA DA REGIÃO E ASPECTOS GENÉTICOS
DAS JAZIDAS DE ESMERALDAS DE CAPOEIRANA
E BELMONT, NOVA ERA-ITABIRA, MG.

Geysa Angelis Abreu Machado

Orientador: Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome
Presidente:	<u>Dr. J.H.D.Schorscher</u>
Examinadores:	<u>Dr. D.P.Svisero</u>
	<u>Dr. J.S.Bettencourt</u>

ass.
<u>Dr. Hans D. Schorscher</u>
<u>Darany Bettencourt</u>
<u>Jorge Silva Bettencourt</u>

SÃO PAULO
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005120

**GEOLOGIA DA REGIÃO E ASPECTOS GENÉTICOS
DAS JAZIDAS DE ESMERALDAS DE CAPOEIRANA
E BELMONT, NOVA ERA-ITABIRA, MG.**

Geysa Angelis Abreu Machado

Orientador: Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

**SÃO PAULO
1994**

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO.....	1
2 - OBJETIVOS	2
3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	3
4 - ETAPAS DE TRABALHO E METODOLOGIA	4
4.1 - TRABALHOS PRELIMINARES E EM ACOMPANHAMENTO DA PESQUISA....	4
4.2 - TRABALHOS DE CAMPO	4
4.3 - TRABALHOS LABORATORIAIS	5
4.3.1 - Análises Estruturais	5
4.3.2 - Petrografia e Geoquímica.....	5
4.3.3 - Mineralogia e Cristaloquímica.....	5
4.3.3.1 - Cristalografia.....	5
4.3.3.2 - Cristaloquímica.....	6
4.3.4 - Inclusões Fluidas	6
4.3.5 - Inclusões Sólidas	7
4.4 - TRABALHOS FINAIS.....	7
5 - TRABALHOS ANTERIORES	9
5.1 - TRABALHOS ANTERIORES REGIONAIS	9
5.2 - TRABALHOS ANTERIORES LOCAIS	12
6 - GEOLOGIA LOCAL	14
6.1 - ROCHAS <i>SENSU LATO</i> GRANÍTICAS E GRANITÓIDES.....	14
6.1.1 - Rochas da Associação TTG	14
6.1.2 - Granitóides Borrachudos (GB).....	14
6.1.3 - Metagranitóides Foliados com Fluorita (MGF)	15
6.2 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR	16
6.3 - MINERALIZAÇÕES DE ESMERALDAS	18
6.4 - PEGMATÓIDES, PEGMATITOS E VEIOS DE QUARTZO.....	19

7 - PETROGRAFIA	20
7.1 - ROCHAS <i>SENSU LATO</i> GRANÍTICAS E GRANITÓIDES.....	20
7.1.1 - Rochas da Associação TTG	20
7.1.2 - Granitóides Borrachudos (GB).....	21
7.1.3 - Metagranitóides Foliados com Fluorita (MGF)	24
7.2 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR	24
7.2.1 - Rochas metaultramáficas e cromititos.....	24
7.2.2 - Anfibolitos metabásicos	26
7.2.3 - Paragnaisses e xistos	27
7.2.4 - Muscovita-quartzo-xistos	31
7.2.5 - Quartzo-biotita-xistos	32
7.2.6 - Rochas calciossilicáticas.....	33
7.2.7 - Quartzitos.....	34
7.3 - MINERALIZAÇÕES DE ESMERALDAS	34
 8 - ASPECTOS ESTRUTURAIS.....	 37
 9 - GEOQUÍMICA	 40
9.1 - ROCHAS <i>SENSU LATO</i> GRANÍTICAS E GRANITÓIDES.....	40
9.1.1 - Rochas da Associação TTG	40
9.1.2 - Granitóides Borrachudos e Metagranitóides Foliados com Fluorita.....	53
9.2 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR	63
9.2.1 - Rochas metaultramáficas, cromititos disseminados e equivalentes metassomáticos	63
9.2.2 - Anfibolitos metabásicos	71
 10 - ASPECTOS CRISTALOQUÍMICO-MINERALÓGICOS DAS ESMERALDAS DAS JAZIDAS DE CAPOEIRANA E BELMONT	 80
10.1 - INTRODUÇÃO.....	80
10.2 - PROPRIEDADES FÍSICAS DAS ESMERALDAS	80
10.3 - PROPRIEDADES ÓTICAS DAS ESMERALDAS.....	83
10.4 - PARÂMETROS DE CELA UNITÁRIA.....	83
10.4.1 - Fundamentos	83
10.4.2 - Estudos Realizados	84
10.5 - SUBSTITUIÇÕES NA ESTRUTURA CRISTALINA DAS ESMERALDAS	86

10.6 - A ÁGUA E O CO ₂ NOS CANAIS ESTRUTURAIS DA ESMERALDA	89
10.6.1 - Fundamentos	89
10.6.2 - Estudos de Espectrografia no Infravermelho (IR) Realizados	95
10.7 - INCLUSÕES FLUIDAS (IF)	95
10.7.1 - Fundamentos	95
10.7.1.1 - Petrografia Microscópica de IF	97
10.7.1.2 - Microtermometria de IF	99
10.7.2 - Estudos de IF das Esmeraldas de Capoeirana	101
10.7.2.1 - Caracterização Microscópica das IF das Esmeraldas de Capoeirana	101
10.7.2.2 - Dados Microtermométricos de IF	102
10.7.2.3 - Espectroscopia Micro-Raman	107
10.8 - INCLUSÕES SÓLIDAS	108
11 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA, PETROGÊNESE E METALOGÊNESE: RESULTADOS PRINCIPAIS, INTERPRETAÇÕES E MODELOS	110
12 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização e acesso	03
Figura 2: Esboço geológico regional	10
Figura 3: Diagrama SiO_2 vs demais óxidos para as rochas da associação TTG	43
Figura 4: Diagrama baseado nos parâmetros P e Q (Debon & Le Fort, 1983), para as rochas da associação TTG	44
Figura 5: Diagrama triangular ab-an-or (O'Connor, 1961) para as rochas da associação TTG	44
Figura 6: Diagrama R_1R_2 (La Roche, 1980) para as rochas da associação TTG	46
Figura 7: Diagrama baseado em minerais característicos e máficos (Debon & Le Fort, 1983), para as rochas da associação TTG	45
Figura 8: Diagrama SiO_2 vs total de álcalis (Middlemost, 1985) para as rochas da associação TTG	46
Figura 9: Diagrama Q-A-P (Le Maitre, 1989) para as rochas da associação TTG	46
Figura 10: Diagrama triangular Rb-Ba-Sr (El Bouseily & El Sokkary, 1975) para as rochas da associação TTG	48
Figura 11: Diagrama baseado nos fatores R_1R_2 (Batchelor & Bowden, 1985) para as rochas da associação TTG	49
Figura 12: Diagrama SiO_2 vs $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Maniar & Piccoli, 1989) para as rochas da associação TTG	49

Figura 13: Diagrama baseado no Índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) para as rochas da associação TTG	50
Figura 14: Diagrama baseado nos elementos menores Y, Nb, Rb (Pearce et al., 1984), para as rochas da associação TTG	50
Figura 15: Representação das amostras da associação TTG no diagrama de Whalen et al. (1987)	51
Figura 16: "Spidergrams" expandidos e normalizados em valores do manto primitivo - PRIM, para as rochas da associação TTG	52
Figura 17: "Spidergrams" normalizados em granitóides de dorsal oceânica - ORG, para as rochas da associação TTG	52
Figura 18: Diagrama triangular ab-an-or (O'Connor, 1961) para os Granitóides Borrachudos (GB) e Metagranitóides Foliados com Fluorita (MGF)	55
Figura 19: Diagrama baseado nos parâmetros P e Q (Debon & Le Fort, 1983) para os GB e MGF	55
Figura 20: Diagrama SiO ₂ vs total de álcalis (Middlemost, 1985) para os GB e MGF	56
Figura 21: Diagrama triangular Q-A-P (Le Maitre, 1989) para os GB e MGF	56
Figura 22: Diagrama R ₁ R ₂ (La Roche, 1980) para os GB e MGF	57
Figura 23: Diagrama baseado em minerais característicos e máficos (Debon & Le Fort, 1983) para os GB e MGF	57
Figura 24: Diagrama baseado no Índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) para os GB e MGF	58
Figura 25: Diagrama triangular Rb-Ba-Sr (El Bouseily & El Sokkary, 1975) para os GB e GMF	58

Figura 26: Diagrama SiO_2 vs $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ de Maniar & Piccoli (1989) para os GB e MGF.....	60
Figura 27: Diagrama baseado nos fatores R_1R_2 (Batchelor & Bowden, 1985), para os GB e MGF.....	60
Figura 28: Diagrama baseado nos elementos menores Y, Nb, Rb (Pearce et al., 1984) para os GB e MGF.....	61
Figura 29: Representação das amostras de GB e MGF no diagrama de Whalen et al. (1987).....	61
Figura 30: "Spidergrams" expandidos e normalizados em PRIM para os GB e MGF	62
Figura 31: "Spidergrams" normalizados em ORG para os GB e MGF	63
Figura 32: Diagrama SiO_2 vs total de álcalis (Le Maitre, 1989) para as rochas metaultramáficas e cromititos menos alteradas pelos processos metassomáticos e mineralizantes.....	65
Figura 33: Representação das rochas metaultramáficas e cromititos menos alteradas pelos processos metassomáticos e mineralizantes no diagrama de Jensen (1976).....	65
Figura 34: Diagrama K_2O vs $\text{Rb} + \text{Ba}$ para as rochas metaultramáficas, cromititos disseminados e equivalentes metassomáticos.....	66
Figura 35: Rochas metaultramáficas não metassomatizadas representadas em "spidergrams" expandidos e normalizados em PRIM	68
Figura 36: Cromititos não metassomatizados representados em "spidergrams" expandidos e normalizados em PRIM.....	68
Figura 37: Rochas metaultramáficas metassomatizadas representadas em "spidergrams" normalizados em composições médias das rochas metaultramáficas não metassomatizadas.....	70

Figura 38: Cromititos metassomatizados representados em "spidergrams" normalizados em composições médias dos cromititos não metassomatizados.....	70
Figura 39: Diagrama SiO_2 vs total de álcalis (Irvine & Baragar, 1971) para os anfibolitos metabásicos	72
Figura 40: Diagrama triangular baseado em elementos maiores (Irvine & Baragar, 1971) para os anfibolitos metabásicos	72
Figura 41: Diagrama triangular baseado em elementos maiores (Jensen, 1976) para os anfibolitos metabásicos	73
Figura 42: Diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) para os anfibolitos metabásicos	74
Figura 43: Diagrama Ti vs Zr (Pearce & Cann, 1973) para os anfibolitos metabásicos	75
Figura 44: Diagrama Ti vs Cr (Pearce, 1975) para os anfibolitos metabásicos.....	75
Figura 45: Diagrama Ti vs V (Shervais, 1982) para os anfibolitos metabásicos.....	76
Figura 46: "Spidergrams" expandidos dos anfibolitos metabásicos, normalizados em PRIM.....	77
Figura 47: "Spidergrams" dos anfibolitos metabásicos, normalizados em MORB.....	77
Figura 48: "Spidergrams" dos anfibolitos metabásicos com alofana, utilizando como valores de normalização a composição da amostra G-1	78
Figura 49: A estrutura cristalina do berilo.....	81
Figura 50: Os canais estruturais do berilo.....	81
Figura 51: A cela unitária do berilo.....	84
Figura 52: Distribuição das moléculas de água e dos íons alcalinos nos canais estruturais do berilo (segundo Bakakin & Belov, 1962).....	91

Figura 53: Distribuição das moléculas de água e dos íons alcalinos nos canais estruturais do berilo (segundo Wood & Nassau, 1968).....	91
Figura 54: Posicionamento dos constituintes das fases fluidas nos canais estruturais do berilo (segundo Aines & Rossman, 1984)	92
Figura 55: Dados microtermométricos das amostras de esmeraldas de veios de quartzo	104
Figura 56: Dados microtermométricos das amostras de esmeraldas de xistos.....	105
Figura 57: Dados microtermométricos da amostra G-38d (esmeralda associada a xisto) que sofreu homogeneização do CO ₂ somente para o líquido.....	106

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Intervalos de variação das direções da foliação (F_{n+1}) dos litotipos principais da área de estudo	39
Tabela 2: Razão $R = \text{FeO} \times 1,1114 / \text{Fe}_2\text{O}_3^*$ calculada de diferentes litotipos ácidos a intermediários do Quadrilátero Ferrífero (Herz, 1970) representados em função dos teores de sílica (Davies, 1993).....	40
Tabela 3: Resultados das análises de Be via Absorção Atômica, nos Granitóides Borrachudos e Metagranitóides Foliados com Fluorita	59
Tabela 4: Íons importantes na estrutura do berilo	82
Tabela 5: Principais propriedades físicas da esmeralda de Capoeirana, segundo Epstein (1989)	82
Tabela 6: Parâmetros de cela unitária das esmeraldas de Capoeirana, em comparação com dados da literatura de berilo puro (Bragg & West, 1926) e com valores médios de a_0 e c_0 das esmeraldas de Belmont (Souza, 1988).....	85
Tabela 7: Variação do conteúdo de metais alcalinos e alcalinos terrosos nos berilos (em % de peso de óxidos)	87
Tabela 8: Variação dos elementos de transição no berilo, em % de peso dos óxidos (extraído de Sinkankas, 1981).....	89
Tabela 9: Classificação de esmeraldas naturais e sintéticas de acordo com espectros de absorção no Infravermelho no intervalo entre 3500 e 3800 cm^{-1} , segundo Schmetzer (1990)	94
Tabela 10: Os espectros de absorção no Infravermelho para as esmeraldas de Capoeirana	95
Tabela 11: Bandas micro-Raman características das espécies iônica e moleculares voláteis identificadas nas IF das esmeraldas de Capoeirana	108

Tabela 12: Tipos de depósitos de berilo (segundo Sinkankas, 1981)..... 112

Tabela 13: Classificação genética dos depósitos de esmeraldas, baseada na fonte do berílio e dos cromóforos, tipos de inclusões e "impurezas" (segundo Schwarz, 1987)..... 113

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: Limites de detecção de Fluorescência de Raios X

ANEXO 2: Dados estruturais completos e diagramas de frequência

ANEXO 3: Dados analíticos litogeoquímicos e normas CIPW

ANEXO 4: Difractogramas de esmeraldas e cálculo dos parâmetros de cela unitária

ANEXO 5: Espectros de absorção no Infravermelho

ANEXO 6: Espectros micro-Raman das fases fluidas das inclusões fluidas

ANEXO 7: Mapas de pontos e geológico da região das jazidas de esmeraldas de Belmont e Capoeirana

RESUMO

A região da jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont, Minas Gerais, foi estudada quanto à evolução geológica precambriana e sob aspectos genéticos das mineralizações de esmeraldas. Os métodos de trabalho foram de geologia de campo, incluindo mapeamento (1:10.000) e amostragens para estudos petrográfico-geoquímicos e mineralógico-cristalográficos.

A área estudada, para a qual é apresentado um mapa geológico em escala 1:18.000, é parte do extremo NE do Quadrilátero Ferrífero e, como tal, de evolução arqueoproterozóica policíclica. No quadro geotectônico regional, situa-se na borda SE do Cráton do São Francisco, em suas porções transicionais, entre as partes estáveis do cráton a W, e a faixa móvel policíclica do Cinturão Atlântico a E. A evolução geológica compreende estágios arqueanos, representados por associações de gnaisses e granitóides TTG e terrenos granito-*greenstone belt*, e estágios de retrabalhamentos tectono-metamórficos proterozóicos. As mineralizações de esmeraldas também se devem a processos arqueanos e proterozóicos.

As rochas TTG, migmatitos (de anatexia), gnaisses metatéticos e metagranitóides polimetamórficos são os litotipos arqueanos mais antigos da região. Ocorrem em corpos restritos preservados dos retrabalhamentos proterozóicos, no interior dos corpos regionais de Granitóides Borrachudos e Metagranitóides Foliados com Fluorita. São rochas, em geral, cinzas claras, hololeucocráticas, ricas em quartzo (per-quartzosas), calci-sódicas e levemente córindon-normativas. Incluem ainda tipos mais evoluídos, sodi-potássicos e, entre estes, alguns com tendências de granitos tipo A. As rochas da associação TTG são consideradas de origens ígneas, orogênicas, e, em termos de análogos modernos, mais similares a granitos de arcos continentais.

As sequências metavulcano-sedimentares de Capoeirana e Belmont são consideradas mais jovens que as rochas TTG, sendo partes tectonicamente disruptas de um *greenstone belt* arqueano. Distinguem-se das rochas TTG (polimetamórficas de alto grau) por um hiato metamórfico: foram afetadas por apenas um metamorfismo de baixo grau arqueano (no final da evolução *greenstone belt*), seguido, no Proterozóico Inferior a Médio, pelo principal metamorfismo regional progressivo, de grau variável - médio a alto - na área estudada. As sequências metavulcano-sedimentares compreendem grande variedade litológica, incluindo como tipos essenciais xistos e anfibolitos metaultramáficos, anfibolitos metabásicos a metaintermediários, gnaisses e xistos metavulcanoclásticos, calciossilicáticos e metassedimentares clásticos (derivados de pelitos/siltitos, arenitos líticos e de quartzo-arenitos/quartzitos). Destacam-se, entre outras, como características típicas de *greenstone belt* arqueano a sucessão litológica geral e, em particular, a natureza extrusiva das rochas

metaultramáficas que ocorrem como corpos e/ou níveis delgados (de espessuras de poucos metros a submétricas) concordantes com as demais litologias metavulcano-sedimentares. Estes apresentam, às vezes, pequenas concentrações de cromitas na forma de cromititos disseminados com teores baixos a médios, e sempre anomalias geoquímicas de zinco (várias centenas de ppm) que se devem aos teores deste elemento na estrutura das cromitas acessórias e cumuláticas. Os anfibolitos metabásicos e metaintermediários, em sua grande maioria, são também de origens extrusivas. Alguns apresentam evidências de alterações hidrotermais-metassomáticas pré-metamórficas, sendo cummingtonita-granada-cordierita-anfibolitos, ou ainda, mineralizações de scheelita. As rochas mais preservadas dos processos hidrotermais e mineralizantes indicam filiação oceânica de toleitos de baixo potássio e/ou de fundo oceânico e, possivelmente, foram gerados em ambiente de bacia retro-arco. As rochas metassedimentares evoluem na sucessão lito-estratigráfica inferida de composições imaturas, com considerável contribuição vulcano-clástica (tipo grauvacas/subgrauvacas) associadas às rochas metavulcânicas máficas, para composições mais maduras, pobres ou isentas destas contribuições, incluindo muscovita-quartzitos, quartzo-muscovita-xistos e raros quartzitos.

Na fase orogênica, ao final da evolução *greenstone belt*, a área estudada sofreu em toda a sua extensão retrabalhamentos estruturais e metassomáticos fortes, acompanhados de metamorfismo de grau baixo a, eventualmente, médio, pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento crustais profundas de dimensões regionais. A combinação destes processos resultou na transformação das rochas TTG em blastomilonitognais metassomáticos que são os Granitóides Borrachudos (GB). Sua composição é de álcali-feldspato-granitos hololeucocráticos com fluorita e carbonato "primário", ricos em quartzo (per-quartzosos) e elementos incompatíveis, que lhes conferem algumas características geoquímicas de granitos tipo A. Destaca-se, sob aspectos metalogenéticos, a presença do Be que se constitui nestas rochas numa anomalia regional positiva. A composição dos fluidos metassomáticos, indicada pelas composições dos GB e das rochas metaultramáficas metassomatizadas em esmeraldas, foi alcalina, potássica, com evolução para sódica e cálcica, portadora de Be (mais provavelmente, na forma de íons complexos com fluoreto e/ou carbonato), Al e Si, também solúveis em soluções alcalinas, entre outros. As reações destes fluidos com as rochas metaultramáficas ricas em elementos cromóforos (Cr, V, Ni, Fe, entre outros) das sequências metavulcano-sedimentares de Capoeirana e Belmont originaram nestas, nas zonas de cisalhamento crustal dúctil-rúptil, por processos metassomáticos sinmetamórficos, as mineralizações de esmeraldas de tipo xisto e as mineralizações associadas de tipo veios/mobilizados de quartzo de idade arqueana.

A evolução proterozóica é representada na área estudada principalmente pelo desenvolvimento do principal evento de metamorfismo regional progressivo e deformações associadas. O grau metamórfico regional aumenta sistematicamente da fácies xisto verde

superior/anfibolito inferior - nas extremidades W da área, a anfibolito médio - nos arredores de Belmont, e para anfibolito médio/superior - na região de Capoeirana. Este metamorfismo causou o retrabalhamento progressivo dos GB, transformando-os em Metagranitóides Foliados com Fluorita (MGF). Tais transformações foram essencialmente texturais e mineralógicas, preservando nos MGF, entretanto, praticamente na íntegra, todas as características geoquímicas globais, inclusive a anomalia positiva de Be dos GB. O grau metamórfico regionalmente mais elevado, a E da jazida de Belmont, iniciou processos de anatexia e fusão parcial nos MGF produzindo pegmatóides e pegmatitos, alguns destes berilíferos, inclusive portadores de águas marinhas. Pegmatóides intrusivos na sequência metavulcano-sedimentar de Capoeirana (outrossim, ausentes em Belmont), apresentam-se menos deformados que as encaixantes e podem conter xenólitos (foliados/dobrados) destas em disposição aleatória. Quando intrusivos nas rochas metaultramáficas são frequentemente mineralizados em esmeraldas. Estes pegmatóides representam um evento proterozóico de mineralização de esmeraldas, metamórfico, de médio/alto grau, relacionado à anatexia inicial dos MGF. Possivelmente, formaram-se neste evento também as alexandritas de Capoeirana, outrossim, desconhecidas em Belmont, e das quais inexitem, a presente, evidências metalogenéticas de mineralizações *in situ*.

A evolução geológica do Proterozóico Médio e Superior deixou poucos registros mineralógico-petrográficos na área estudada. Exceção deve ser feita a processos locais de rehidratação e retrometamorfismo fraco, incluindo a formação de epidoto, carbonato, clorita, sericita, que ocorre, principalmente, em zonas de reativação de falhas e fraturas.

Alguns estudos especiais efetuados nas esmeraldas, separando os diferentes tipos de associações genéticas de mineralizações (em xistos, veios de quartzo e veios pegmatóides), indicaram a natureza secundária complexa das inclusões fluidas estudadas, pela diferença composicional das fases fluidas - sempre ricas em CO₂ - em relação aos fluidos dos canais estruturais - sempre pobres em CO₂. Indicaram ainda que todas as amostras estudadas pertencem ao grupo de esmeraldas com elevados teores de álcalis.

ABSTRACT

The region of the Capoeirana and Belmont emerald deposits, Minas Gerais, Brazil, was studied with reference to the Precambrian geological evolution and genetic aspects of the emerald deposits. The work methods included field geology and mapping (1:10.000), as well as sampling for petrographic-geochemical and mineralogical-crystallographic studies.

The area, for which a geological map in the scale 1:18.000 is presented, is a part of the extreme NE portion of the Quadrilátero Ferrífero (Iron Quadrangle) and of polycyclic Archaean and Proterozoic evolution. In the regional geotectonic framework it is situated on the SE border of the São Francisco Craton, in its transitional portions between the stable parts of the Craton in the W and the polycyclic Atlantic mobile belt in the E. The geological evolution comprises Archaean stages represented by associations of TTG gneisses and granitoids, as well as by granite-greenstone belt terrains, which suffered Proterozoic stages of tectonometamorphic reworkings. The emerald mineralizations are also due to both Archaean and Proterozoic processes.

The TTG rocks, anatectic migmatites, metatectic gneisses and metagranitoids are polymetamorphic and the region's oldest rocks. They occur as restricted relict bodies that survived the Proterozoic reworkings, enclosed in the Borrachudos Granitoids and/or the Foliated Fluorite-bearing Metagranitoids, both of regional extent. They are generally hololeucocratic light-gray quartz-rich (perquartzous) rocks of calci-sodic and slightly corundon normative composition. Some more evolved sodi-potassic rocks, amongst which, some tending to A-type granites also occur. The TTG rocks are considered of igneous orogenic origins and, when compared to modern analogues, are more similar to continental arc granitoids.

The metavolcano-sedimentary sequences of Capoeirana and Belmont are considered younger than the TTG rocks, representing tectonically disrupted parts of an Archaean greenstone belt sequence. They show a metamorphic hiatus, when compared to the high-grade polymetamorphic TTG rocks. They were affected by only one low-grade Archaean metamorphism (at the end of the greenstone belt evolution), followed in the lower to middle Proterozoic by the main progressive regional metamorphism, which attained medium to high grades in the studied area. The volcano-sedimentary sequences comprise a large range of lithologies, including, among the essential types, metaultramafic schists and amphibolites, metabasic to metaintermediate amphibolites, gneisses and schists of volcanoclastic calc-silicate and clastic (pelite/siltite, lithic arenites and quartz-arenite) origins. The general lithological successions are quite typical for Archaean greenstone belts, particularly with respect to the extrusive nature of the metaultramafics that occur as concordant rock bodies or

horizons of small (metric to submetric) thicknesses intercalated with the other metavolcano-sedimentary lithologies. They sometimes show minor chromite concentrations as disseminated low to medium grade chromitites and always possess geochemical zinc anomalies (in the range of several hundred ppm), the zinc being structurally bound in the chromite lattices. The metabasic and meta-intermediate amphibolites are also mostly of extrusive origins. Some show hydrothermal metasomatic pre-metamorphic alterations, being cummingtonite-garnet-cordierite amphibolites and some even have scheelite mineralizations. The rocks that are best preserved from the hydrothermal and mineralizing processes indicate oceanic origins of low K-tholeiites and/or ocean floor basalts and were possibly formed in the retro-arc basin environment. The metasedimentary rocks evolve in the inferred lithostratigraphic succession from low maturity deposits with considerable volcanoclastic contributions (graywackes/sub-graywackes) to more mature compositions, which are poor in or free of volcanoclastics, including muscovite-quartzites, quartz-muscovite-schists and, rarely, quartzites.

During the final orogenic stage of the greenstone belt evolution the study area as a whole suffered strong structural and metasomatic reworkings accompanied by low to eventually medium grade metamorphism in the course of the development of deep crustal shear zones of regional extent. The combination of these processes resulted in the transformation of the TTG rocks into metasomatic blastomylonite gneisses, the Borrachudos Granitoids (GB). They are hololeucocratic quartz-rich (per-quartzose) alkali feldspar granites with fluorite and "primary" carbonate, rich in incompatible elements. These give the GB some geochemical characteristics of A-type granites. Concerning the metallogenetic aspects, the presence of Be is relevant; in the GB, it characterizes a positive geochemical anomaly of regional extent. The composition of the metasomatic fluids, as indicated by the GB composition and of the metasomatized metaultramafic rocks with emerald mineralizations, was alkaline, potassic, with a later evolution toward sodic and calcic compositions, Be-bearing, most probably as complex ions with fluorine and carbonate, as well as Al- and Si-bearing (also soluble in alkaline solutions), among others. In the ruptile-ductile shear zones, metasomatic syn-metamorphic reactions of these fluids with the metaultramafic rocks of the vulcano-sedimentary sequences from Capoeirana and Belmont, rich in chromophorous elements (Cr, V, Ni, Fe, among others), produced the emerald mineralizations of the schist type and the associated emerald mineralizations of the quartz vein/mobilisate type of Archaean age.

The Proterozoic evolution is represented in the study area chiefly by the development of the main event of progressive regional metamorphism and associated deformations. The regional metamorphic grade increases systematically from upper greenschist/lower amphibolite facies in the W, reaching the medium amphibolite facies in the

Belmont area and the medium/upper amphibolite facies in the Capoeirana region. This metamorphism caused the progressive reworking of the GB, transforming them into the Foliated Metagranitoids with Fluorite (MGF). These transformations were essentially textural and mineralogical ones, however, preserving almost totally all of the bulk geochemical characteristics, including the positive Be anomaly of the GB in the MGF. The higher regional metamorphic grade in the area E of the Belmont emerald deposit initiated processes of anatexis and partial fusion in the MGF, producing pegmatoids and pegmatites, some of these beryl-bearing, including the gem variety aquamarine. Intrusive pegmatoids in the metavolcano-sedimentary sequence of Capoeirana (otherwise absent in Belmont) are less deformed than the host rocks and may contain randomly distributed, foliated or folded host rock xenoliths. Where they intrude the metaultramafic rocks, these pegmatoids are frequently emerald mineralized. The pegmatoids represent a Proterozoic event of emerald mineralization of medium to high grade metamorphic origins, related to the initial anatexis of MGF. Possibly the alexandrites from Capoeirana - at present unknown from in situ mineralizations and absent in Belmont - were also formed during this event.

The middle and late Proterozoic geological evolution caused only insignificant mineralogical and petrographical imprints in the study area. Except for local processes of rehydration and weak retrometamorphism, including the formation of epidote, carbonates, chlorite, sericite, that occurred mainly in zones of reactivated folds and fractures.

Some special studies concentrated on the emeralds, distinguishing between the different mineralogical associations and genetic types of these mineralizations (schists hosted, vein quartz and pegmatoid veins). Fluid inclusions indicated the secondary nature and complex composition of the fluid phases. These are CO₂-rich in the fluid inclusions, and very CO₂-poor in the channel fluids. IR-studies also indicated, that all the studied emeralds belong to the group of emeralds with high alkali contents.

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 desta tese e pelo apoio e incentivo proporcionados em todas as fases do trabalho.

Agradeço também a Dra. Rosa M. S. Bello, responsável pelo Laboratório de Inclusões Fluidas do DMP/IGc/USP pelo valioso auxílio prestado durante a fase de obtenção e interpretação dos dados laboratoriais relativos às inclusões fluidas; ao Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa do CDTN/Belo Horizonte pela grande ajuda na obtenção dos dados de espectroscopia micro-Raman e interpretação dos dados microtermométricos; ao Prof. Dr. Valdeci Janasi, que colaborou em diversas partes, como por exemplo, na interpretação dos dados geoquímicos e resolução de dificuldades no uso de microcomputadores; ao Prof. Dr. Caetano Juliani que contribuiu na revisão do mapa geológico; ao Prof. Dr. Eronaldo Bonfim Rocha do IAG/USP que colaborou pessoalmente na identificação das inclusões cristalinas por meio do microscópio eletrônico de varredura; ao Técnico Flávio M. S. Carvalho do Laboratório de Raios X do IGc/USP que ajudou na obtenção dos dados cristalográficos; a Gianna Maria Garda que, com muito entusiasmo, acompanhou-me em todas as etapas de campo; e a Karina Vancini pela especial colaboração na formatação e impressão do texto final.

Colaboraram também de forma decisiva para a execução deste trabalho os seguintes pesquisadores, amigos e colegas que de uma ou outra maneira contribuíram para a realização deste trabalho: Fernando Helí Romero Ordóñez, Ângela Beatriz de Menezes, Zélia Aguiar, Alcina Magnólia Barreto, Alba Betina da Reissureição Moreira Dias dos Santos, Howard-Peter Kombrink Davies, Lucy S'anntana, Wagner Maringolo, Miriam Chieko Shinzato e Annabel Perez Aguilar.

Agradeço também ao Sr. Cláudio Hopp e demais membros do Laboratório de Laminação do IGc/USP, ao pessoal da gráfica do IGc/USP em nome do Sr. Dalton Machado Silva, aos funcionários da secretaria do DMP, Marta José da Silva e Tadeu Caggiano, e a todos os funcionários da biblioteca.

Ao CNPq pela concessão de bolsa de estudo que viabilizou esta pesquisa.

Por fim, mas não por último, agradeço à Maria Mazzarello Cerceau Ibrahim e a todos os amigos com os quais convivi nestes últimos três anos em São Paulo, Marco Antônio Jardim Guerra, Sérgio Vizeu, Regina Maria de Matos Jorge e Luís Mário de Matos Jorge.

De modo muito especial, agradeço a minha família que mesmo distante estava presente em todas as horas, acreditando e não permitindo o meu esmorecimento nas fases finais deste trabalho.

1 - INTRODUÇÃO

Esta pesquisa propõe-se ao estudo detalhado dos terrenos precambrianos, policíclicos e polimetamórficos, de uma área de aproximadamente 100 Km² do extremo nordeste do Quadrilátero Ferrífero, compreendida entre as cidades de Itabira e Nova Era (MG), que inclui as jazidas de esmeraldas de Belmont e Capoeirana. A jazida de esmeraldas de Capoeirana, encontrada em outubro de 1988, representa a mais recente descoberta desta natureza no Brasil. Seu contexto geológico similar, sugere afinidades genéticas com a jazida de esmeraldas de Belmont. Porém, ainda, são escassos os estudos geológicos sistemáticos de detalhe e semidetalhe. Existe, portanto, uma carência de dados e conhecimentos mais pormenorizados dos controles geológicos e da origem da mineralização, bem como de algumas das características mineralógicas e cristalóquímicas das esmeraldas ali encontradas.

2 - OBJETIVOS

Os objetivos gerais deste trabalho constituem-se na definição e caracterização das principais unidades e associações lito-estruturais que compõem a área da pesquisa, com ênfase no detalhamento dos conjuntos litológicos envolvidos na gênese das mineralizações de esmeraldas. Destacam-se entre estes as rochas *sensu lato* graníticas que representam continuações do Complexo TTG regional-arqueano, os Granitóides Borrachudos, os Metagranitóides Foliados com Fluorita, e as rochas das sequências metamórficas, supra-crustais, vulcano-sedimentares, que abrigam as mineralizações de esmeraldas.

Estudos mineralógicos, petrogenéticos-metalogenéticos da jazida de esmeraldas de Capoeirana, no contexto evolutivo do seu quadro geológico, e em comparação com a jazida de esmeraldas Belmont, constituem objetivos específicos, complementares, deste trabalho.

3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área da pesquisa está localizada nos municípios de Nova Era e Itabira (MG), com centro a cerca de 10 km a NW da cidade de Nova Era e inclui as jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont. A distância entre as duas jazidas é de cerca de 4 km. O acesso, a partir de Belo Horizonte, é feito através das rodovias BR-262 e BR-381 até a cidade de Nova Era, seguindo-se por cerca de 10 km por estrada não pavimentada que liga Nova Era a Itabira, até a jazida de Capoeirana (Figura 1).

Figura 1: Mapa de localização e acesso da área.

4 - ETAPAS DE TRABALHO E METODOLOGIA

Os dados que sustentam esta pesquisa foram obtidos por diversos trabalhos agrupados e realizados em etapas subsequentes e/ou simultâneas, com o emprego de um amplo acervo metodológico.

4.1 - TRABALHOS PRELIMINARES E EM ACOMPANHAMENTO DA PESQUISA

* Estudos bibliográficos segundo enfoques temáticos regionais e locais foram realizados em todo o curso da pesquisa. Na fase preliminar, visaram principalmente a preparação dos trabalhos de campo e aspectos metodológicos dos trabalhos laboratoriais.

* Fotointerpretações detalhadas, em várias etapas, utilizando-se fotografias aéreas preto e branco 1:30.000 da empresa Prospec S.A. (serviço 609-CEMIG, fotos nºs 0814 a 0817 e 0834 a 0841), incluíram inicialmente a confecção de um mapa fotogeológico preliminar à partir de uma base topográfica na escala 1:20.000, e, subsequentemente, a integração do mapa geológico deste trabalho.

4.2 - TRABALHOS DE CAMPO

* Os trabalhos de mapeamento geológico-litoestrutural abrangeram uma área de cerca de 100 km². Foram realizados na escala 1:10.000 com representação final na escala aproximada 1:18.000. Incluíram regionalmente, levantamentos detalhados de afloramentos individuais e, em áreas específicas, levantamentos de perfis de detalhe (escalas variadas de 1:500 a 1:5.000) para melhor definição, por exemplo, dos contatos entre os diversos tipos de granitóides e rochas da sequência vulcano-sedimentar. No total foram descritos 243 afloramentos e perfis individuais e compilados mais cerca de 90 afloramentos de outros autores (Schorscher, 1973; 1975; Souza, 1988; Sant'Anna et al., 1991).

* Amostragens sistemáticas, representativas dos conjuntos litológicos regionais e locais, foram feitas em acompanhamento dos trabalhos de mapeamento, para os estudos laboratoriais petrográfico-mineralógicos, geoquímicos e metalogenéticos. Cabe mencionar que nesta pesquisa não foram efetuados levantamentos lito-estruturais sistemáticos de galerias de garimpos em subsolo, apenas trabalhos exploratórios para a definição dos tipos e associações da esmeralda, com amostragens seletivas para estudos mineralógico-cristaloquímicos.

4.3 - TRABALHOS LABORATORIAIS

4.3.1 - Análises Estruturais

* Estudos estruturais, individuais e comparativos, quanto as deformações principais, dos domínios litológicos homogêneos maiores, foram realizados utilizando-se o programa Quickplot (1990).

4.3.2 - Petrografia e Geoquímica

Foram realizados os trabalhos a seguir listados:

* Seleção e descrição macroscópica detalhada de aproximadamente 250 amostras, e definição dos roteiros analíticos individuais.

* Estudos das estruturas mesoscópicas de rochas em amostras de mão com superfícies polidas.

* Descrição de 120 lâminas delgadas e de 15 seções polidas por microscopia petrográfica qualitativa e semi-quantitativa e microscopia de minérios, incluindo trabalhos de microfotografia.

* Preparação de 117 amostras, envolvendo britagem, homogeneização, quarteamento e moagem até granulometria <200#, para análise litogeoquímica multielementar de elementos maiores e traços, via Fluorescência de Raios X sequencial-automática (XRF) e de 30 amostras para análise de Be, via Absorção Atômica (AAS). Os trabalhos geoquímicos, analíticos, de elementos maiores e traços, foram efetuados através de convênios internacionais com os Institutos de Geociências das Universidades de Hamburg (XRF) e de Mainz (AAS), Alemanha. As análises de fluorescência de raios-x foram efetuadas em laboratório equipado com espectrômetro Phillips sequencial automático; as precisões analíticas e limites de detecção estão indicados no Anexo 1.

* Tratamento automático e modelagem dos dados geoquímicos, utilizando-se o programa Newpet (Clarke, 1990, 1992).

4.3.3 - Mineralogia e Cristaloquímica

4.3.3.1 - Cristalografia

* Estudos de Difração de Raios X para identificações mineralógicas qualitativas e determinações de parâmetros cristalográficos de esmeraldas foram realizados no Laboratório de DRX do IGc/USP. Em 21 amostras de berilos/esmeraldas e apatitas foram efetuados

estudos de identificação mineralógica e em 5 amostras de esmeraldas de mineralizações/associações diferentes foram efetuados a determinação e o cálculo dos parâmetros da cela unitária.

O estudo da cela unitária das esmeraldas de Capoeirana foi executado pelo método de pó (amostras pulverizadas em almofariz de ágata, para granulometria <200#), com radiação $\text{CuK}\alpha = 1,54178\text{\AA}$ em difratômetro Carl Zeiss Jena, modelo URD6, dotado de um motor de passo que permite a digitalização dos dados. Foram feitos cinco difratogramas em alíquotas separadas de cada um dos três cristais analisados, sendo que de dois deles foram separados centro e borda a fim de se observar possíveis variações cristalográficas internas.

Para o cálculo dos parâmetros cristalográficos, utilizou-se o programa LCLSQ versão 8,4 (Burnhann, 1981), de refinamento por mínimo quadrado.

4.3.3.2 - Cristaloquímica

* Espectroscopia no Infravermelho de 11 cristais de esmeralda de mineralizações/associações diferentes (nos xistos, veios de quartzo e veios pegmatóides) destinou-se a análise dos fluidos e do tipo estrutural de água nos canais estruturais do mineral gema. As análises foram realizadas no DQI-CETEM /RJ (5 amostras) e no IQ-USP (6 amostras) com espectrômetros FTIR Perkin-Elmer série 1600, modelo 1620. As amostras secas foram finamente moídas, pulverizadas e misturadas com 1% de KBr (Merck), previamente seco, até formar uma pastilha. Foram utilizadas 4 varreduras por amostra na faixa espectral de 4.000 a 400 cm^{-1} . A amostra NE-36B-01B foi analisada em ambos os laboratórios, para verificar a reproduzibilidade dos resultados.

4.3.4 - Inclusões Fluidas

* A preparação para os estudos de inclusões fluidas (e cristalinas) incluiu a confecção de 17 lâminas delgadas bipolidas das quais 5 amostras foram serradas nas instalações da lapidação do Sr. José Maria Leal em Ouro Preto e preparadas no IPT, e 12 lâminas foram confeccionadas na Universidade de Hamburg.

* Para os estudos de microtermometria utilizou-se uma platina Chaixmeca tipo MTM 85, adaptada a um microscópio petrográfico Leitz, que através de um sistema circulatório de N_2 líquido e uma resistência elétrica atingiu temperaturas entre -130° e 600°C . Estes estudos foram realizados nos laboratórios de Inclusões Fluidas do IGC-USP (análises em baixas temperaturas) e do Departamento de Geologia da UFOP (análises em altas temperaturas).

* Espectroscopia micro-Raman por excitação a laser para análise das fases fluidas individuais, constituintes das inclusões fluidas, foi realizada em 3 amostras (lâminas delgadas bipolidas) anteriormente submetidas aos estudos microtermométricos. Utilizou-se, para este fim, o espectroscópio micro Raman Dilor, modelo XY, do Instituto de Física da UFMG, com auxílio e orientação do Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa. Descrições do método e informações sobre composições das substâncias refletoras encontram-se nos trabalhos de Rosasco et al., 1975; Rosasco & Roedder, 1979; Dhamelincourt et al., 1979; Guilhaumou et al., 1981.

4.3.5 - Inclusões Sólidas

* Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e micro-análise por detector de estado sólido acoplado foram efetuadas em 4 cristais de esmeralda, para a identificação de minerais de saturação e outros resíduos de evaporação das inclusões fluidas, bem como para a determinação de inclusões cristalinas na esmeralda.

Nestes estudos foram utilizados o MEV Jeol-T330A com um sistema acoplado de microanálise por dispersão de energia-EDS, séries II da Noran Instruments, do IAG/USP.

A fim de se expor as inclusões, os cristais de esmeralda foram quebrados em fragmentos menores do que 1 cm de diâmetro, de acordo com os suportes de amostras do microscópio eletrônico e, posteriormente, metalizados com Au e analisados. A técnica MEV-EDS permite análises combinadas, visuais de elevada resolução e composicionais das fases sólidas contidas ou originadas nas cavidades das inclusões, confiáveis para partículas/áreas de até 0,5 mm de diâmetro (Fusikawa, 1985).

A principal limitação desta técnica se constitui na impossibilidade de pré-selecionar por estudo ótico uma inclusão, exibi-la e depois analisá-la. Uma segunda limitação diz respeito a incerteza quanto a origem do sólido testado, ou seja, se é uma inclusão cristalina, um cristal de saturação, ou um produto de evaporação ou contaminação da inclusão. Na avaliação dos resultados químicos devem ser considerados, ainda, vários tipos de interferências produzidos por este método. Entre estes, têm-se interferências de raios-x característicos dos minerais de saturação próximos, do mineral hospedeiro e do delgado filme de revestimento constituído por cristalitos de evaporitos precipitados das inclusões fluidas evaporadas na preparação.

4.4 - Trabalhos Finais

Na fase final desta pesquisa, foram desenvolvidas as seguintes atividades:

* Integração dos dados e confecção do mapa geológico na forma de apresentação final.

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

* Defesa da Dissertação de Mestrado.

5 - TRABALHOS ANTERIORES

5.1 - TRABALHOS ANTERIORES REGIONAIS

A geologia regional do extremo NE do Quadrilátero Ferrífero que inclui as jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont continua pouco conhecida. Os mapeamentos existentes se devem principalmente a Dorr & Barbosa (1963), Reeves (1966), Schorsch (1973a; 1975), Engesser (1974), Fontes et al. (1978), Santos (1986) e Barbosa (1988), ou foram compilados destes e outros autores (Dorr, 1969; Pflug & Renger, 1973; Schobbenhaus et al., 1978, 1981; Radambrasil, 1983, 1987; entre outros). Numa compilação mais recente, Schorsch (1992) apresentou um esboço geológico da referida região (Figura 2), que inclui as jazidas de Belmont e Capoeirana indicadas como sub-áreas 4 e 5, respectivamente. Estes trabalhos serviram de base na presente pesquisa para o levantamento de perfis de reconhecimento, que permitiram verificar regionalmente os seguintes conjuntos litológicos, litoestratigráficos e/ou litoestruturais principais:

- * Terrenos granítico-migmatíticos, arqueanos e proterozóicos policíclicos, indivisos, que incluem para-gnaisses diversos e outros restos de sequências vulcano-sedimentares arqueanas;

- * Granitóides Borrachudos e equivalentes de intenso retrabalhamento proterozóico;

- * Restos de erosão menores de metassedimentos do Supergrupo Minas;

- * Grupos litológicos não representados na Figura 2 que ocorrem em corpos menores, incluindo rochas metaultramáficas, metabasitos e anfibolitos, precambrianos, sem definição estratigráfica mais precisa e diques e pequenas soleiras de basaltos mesozóicos.

Para as finalidades desta pesquisa interessam, sob aspectos litológicos, principalmente, os terrenos granítico-migmatíticos, policíclicos que encerram restos de sequências vulcano-sedimentares arqueanas do tipo *greenstone belt*, com rochas metaultramáficas hospedeiras das mineralizações de esmeraldas, e os Granitóides Borrachudos félsicos, potássicos e, em geral, ricos em elementos incompatíveis (incluindo seus equivalentes intensamente retrabalhados - denominados, neste trabalho, de Metagranitóides Foliados com Fluorita).

Geotectonicamente são importantes os diferentes ciclos tectono-metamórficos, arqueanos e proterozóicos, que afetaram a região, considerando o número total de eventos, as idades relativas e, quando disponíveis, radiométricas, a natureza e as condições P-T-X dos eventos individuais, para distinguir os processos mineralizantes dos demais, anteriores e posteriores, estes últimos transformadores das mineralizações de esmeraldas.

Figura 2: Mapa geológico esquemático da região centro-leste de Minas Gerais (extraído de Schorscher, 1992).

Legenda: 1 - rochas carbonáticas e 2 - pelíticas e metapelíticas, Gr. Bambuí; 3 - metagrauvacas, metassiltitos e ritmitos, Gr. Macaúbas; (1-3: SGr. São Francisco); 4 - quartzitos e metaconglomerados (SGr. Espinhaço); 5 - quartzitos e metaconglomerados, Gr. Itacolomi; 6 - quartzitos, filitos, metagrauvacas, Gr. Piracicaba; 7 - itabiritos e rochas carbonáticas, Gr. Itabira; 8 - quartzitos, metaconglomerados e xistos, Gr. Caraça; 9 - xistos máficos e pelíticos, Sequência de Xistos Verdes (5-9: SGr. Minas); 10 - sequência vulcano-sedimentar do *greenstone belt* Rio das Velhas (SGr. Rio das Velhas); 11 - Granitóides Borrachudos; 12 - terrenos graníticos-migmatíticos arqueanos e proterozóicos policíclicos; incluem para-gnaisses e restos de sequências vulcano-sedimentares; 13 - falhas de empurrão; zonas metamórficas: I - limite superior de estabilidade do estilpnomelano; II - aparecimento da estauroлита; III - aparecimento de silimanita + feldspato potássico; áreas de detalhe: 4 - Mina de esmeraldas Belmont e 5 - Garimpo de esmeraldas de Capoeirana.

Nos conceitos mais recentes (Schorscher, 1992), distinguem-se em toda a região centro-leste e sudeste de Minas Gerais incluindo as regiões do extremo nordeste do Quadrilátero Ferrífero, quatro ciclos geotectônicos principais a seguir relacionados (do mais antigo para o mais novo).

- * Constituição do terreno regional-fundamental de rochas TTG (de gnaisses e granitóides tonalítico-trondhjemitico-granodioríticos), polimetamórficas de alto grau, e intrusivas (metaígneas), de composições hololeucocráticas predominantes, que incluem as rochas mais antigas já datadas da região, segundo Carneiro (1992), com idades U/Pb em bordas de zircões individuais de ~ 3.2 Ga.

- * Evolução do *greenstone belt*, Supergrupo Rio das Velhas incluindo, entre outros, inicialmente, abundante vulcanismo subaquático komatiítico. Seguiram-se a formação dos demais constituintes da sequência vulcano-sedimentar e, no estágio final, orogenético, metamorfismo regional de baixo grau (fácies dos xistos-verdes de pressão intermediária), e a formação dos Granitóides Borrachudos, sintectônicos, metamórfico-metassomáticos, em zonas de cisalhamento crustais profundas. Muito raramente, ocorreu ainda a intrusão pós-tectônica de tonalitos em corpos menores. A idade radiométrica mínima do metamorfismo Rio das Velhas seria, segundo Herz (1970), de 2.7 Ga (cf.: Cordani et al., 1980, Teixeira, 1982; Carneiro, 1992).

- * O Ciclo Minas/Espinhaço iniciou-se no Proterozóico Inferior, com vulcanismo e sedimentação, seguidos de tectônica de nappes e metamorfismo regional plurifacial-progressivo. Sua evolução geotectônica foi relacionada ao desenvolvimento de um sistema de rift intracontinental para uma margem continental inicialmente passiva e posteriormente ativa de tipo alpino (colisão continental). O metamorfismo deste Ciclo é o principal evento do gênero e afetou a borda SE do Cráton do São Francisco (Figura 2) com intensidades crescentes de W para E, da fácies do xisto-verde inferior/média a anfibolito superior/hidrogranulito (Schorscher, 1975; 1992). Sua idade radiométrica continua sob discussão entre proterozóica inferior e média, principalmente (Herz, 1970; 1978; Cordani et al., 1980; 1985; Teixeira, 1985; Teixeira et al., 1985; 1987; Babinski et al., 1982; entre outros).

- * A evolução do Supergrupo São Francisco começou no Proterozóico Médio/Superior, com magmatismo básico precoce seguido de sedimentação em bacia intracratônica e foi concluída por deformação tectônica concentrada nas zonas de borda da bacia e metamorfismo regional-termal subsequente, do Ciclo Brasileiro. Este metamorfismo, que apresenta variações regionais de intensidades irregulares não-relacionadas com a intensidade da deformação tectônica, foi acompanhado localmente de pequenas intrusões/apófises graníticas e pegmatíticas. Estas causaram auréolas termometamórficas

locais e coronitização dos magmatitos básicos precoces, além de, regionalmente, reajustes das idades radiométricas K-Ar de rochas e minerais (Schorsch, 1975; 1992).

Todos estes ciclos tectono-metamórficos incluem processos que poderiam, teoricamente, ter produzido mineralizações de esmeraldas. E, de fato, na literatura pertinente, todos eles já foram relacionados direta ou indiretamente com a gênese das jazidas de esmeraldas de Belmont e Capoeirana.

5.2 - TRABALHOS ANTERIORES LOCAIS

Na região de estudo existem apenas os mapeamentos lito-estruturais, estratigráficos e metamórficos feitos por Schorsch (1973; 1975) em escalas, respectivamente, de semidetalhe (1:20.000) e regional (1:70.000), e ainda o mapeamento litológico (1:35.000) nas imediações da jazida de esmeraldas Belmont, executado por Souza (1988). Apesar da importância para os estudos da evolução crustal, petrogênese e metalogênese regional, estes mapeamentos mostraram-se ainda incompletos no seu detalhamento para a definição dos controles geológicos locais e de questões específicas da gênese das jazidas de esmeraldas.

Estudos integrados, mineralógicos, petrográficos, geoquímicos e geológicos de semidetalhe, de toda a região compreendida entre Itabira e Nova Era (Fig. 2), com ênfase em sua evolução crustal, petrogênese ígnea e polimetamórfica, metalogênese arqueana e proterozóica, incluindo considerações sobre as jazidas de esmeraldas foram desenvolvidos à presente, exclusivamente, por Schorsch (1975; 1988; 1991; 1992).

Existe, entretanto, um número considerável de trabalhos mineralógicos, petrográficos e geoquímicos, além de notas geológicas mais locais, visando especificamente as ocorrências e determinação das propriedades das esmeraldas como mineral gema. No caso da jazida Belmont estes estudos se devem a Müller-Bastos (1981), Mendes et al. (1985), Schwarz & Mendes (1985a,b), Hänni & Fischer (1987), Hänni et al. (1987), Souza & Svisero (1987), Souza (1989;1990), Schorsch et al. (1990), entre outros, e da jazida Capoeirana, a Schwarz et al. (1988), Epstein (1989), Souza et al. (1990), Herrmann (1991), Souza et al. (1992). Estudos comparativos, principalmente mineralógicos e químicos, das esmeraldas brasileiras e suas ocorrências, incluindo dados sobre as jazidas de Belmont e/ou Capoeirana foram realizados por Sauer (1982), Cassedanne (1984), Souza & Svisero (1987), Schwarz (1988; 1990), entre outros. Estudos de isótopos estáveis e de datações radiométricas (de esmeraldas) foram realizados por Fallick & Barros (1987) e por Vidal et al. (1992), respectivamente.

Os trabalhos de cunho mais local foram imprescindíveis para a caracterização mineralógica precisa (cristalográfica, de química mineral, inclusões fluidas e cristalinas, entre outros) das esmeraldas das jazidas de Belmont e Capoeirana no quadro das demais ocorrências destas gemas no Brasil e no mundo, e forneceram ainda valiosos dados sobre as rochas hospedeiras e encaixantes imediatas das mineralizações. Sob aspectos mineralógicos, químicos e geológicos revelaram similaridades muito grandes entre as duas jazidas (Belmont e Capoeirana), que sustentam também, indubitavelmente, analogias e relacionamentos genéticos.

Entretanto, estes trabalhos têm sérias limitações no que diz respeito aos processos e/ou modelos metalogenéticos e aos controles petrogenético-estruturais, que foram ora inferidos ora adaptados da literatura (mais frequentemente). São, nestes aspectos, comumente, discordantes entre si e não correspondem às características geológicas da região.

6 - GEOLOGIA LOCAL

A área desta pesquisa compreende partes da província berilífera (com esmeraldas, águas-marinhas e alexandritas) localizada entre Itabira e Nova Era, com extensões para NE (em direção a Piçarrão e Hematita) e SW (em direção a João Monlevade). Os trabalhos de mapeamento permitiram sua subdivisão em várias unidades geológicas, litoestruturais (Figura A7-2, Anexo 7). Três delas são representadas por rochas gnáissico-migmatíticas de composições *sensu lato* graníticas e granitóides, incluindo os Granitóides Borrachudos. Ocorrem também restos de sequências supracrustais, vulcano-sedimentares, arqueanas que hospedam as mineralizações de esmeraldas e corpos intrusivos de rochas basálticas. Estes últimos foram estudados em maiores detalhes por Schorscher (1992). A seguir, serão brevemente descritas as características geológicas das unidades litológicas maiores de interesse para a gênese das mineralizações de esmeraldas.

6.1 - ROCHAS *SENSU LATO* GRANÍTICAS E GRANITÓIDES

Estas rochas cobrem a maior parte da área e foram separadas em três grupos/associações principais, sendo: rochas *sensu lato* graníticas do Complexo-TTG, os Granitóides Borrachudos do corpo Belmont e Metagranitóides Foliados com Fluorita (Figura A7-2, Anexo 7). Estes conjuntos apresentam características geológicas, petrográficas e petrogenéticas específicas e inclusive propriedades metalogenéticas distintas.

6.1.1 - Rochas da Associação TTG

As rochas deste grupo foram encontradas em apenas três partes restritas da área mapeada, próximas aos afloramentos 11, 12, 18, 144, 168 e 243 (Figuras A7-1 e A7-2, Anexo 7). Ocorrem inclusas nos Granitóides Borrachudos com contatos gradacionais inferidos. Compreendem migmatitos com estruturas diversas, predominantemente plutônicas, intergradacionais com gnaisses metatéticos, e litotipos mais homogêneos. Em todos os casos, predominam rochas hololeucocráticas e leucocráticas, de granulação média (2-5 mm).

6.1.2 - Granitóides Borrachudos (GB)

O corpo Belmont de GB que ocupa uma parte substancial da área desta pesquisa, é um dentre os três corpos destes litotipos, de maior extensão, que ocorrem na região E-NE do Quadrilátero Ferrífero (Schorscher, 1975; 1992) (Figura 2). Os GB são na

geologia regional muito bem caracterizados, apresentando resistência as foliações regionais proterozóicas, expressão morfológica positiva e características fotogeológicas e petrográficas distintas dos demais terrenos de rochas *sensu lato* graníticas. Dois destes corpos localizados respectivamente a W de Itabira e E de São Gonçalo do Rio Abaixo (denominados de Itabira e São Gonçalo do Rio Abaixo), encontram-se na fácies xisto-verde, do metamorfismo regional principal, do Ciclo Minas/Espinhaço, e preservaram melhor suas características petrogenéticas originais arqueanas.

O corpo Belmont de GB, um dos alvos desta pesquisa, sofreu retrabalhamento metamórfico proterozóico mais intenso, correspondente a transição/progressão de fácies xisto-verde superior a anfibolito média/superior, e conseqüentes alterações mais severas de suas características primárias (Schorscher, 1975; 1992). Encontra-se em contato direto com as mineralizações de esmeraldas da jazida Belmont e suas continuações estendem-se até Capoeirana, onde estão em contato com as mineralizações análogas desta jazida (Figura A7-2). Suas características geológica-estruturais e petrográfica-texturais incluem a constituição num corpo que ocupa, principalmente, a parte centro-oeste da área, com direções gerais da foliação NNE e caimento geral para W com ângulos baixos. Apresenta ainda uma lineação mineral por agregados de minerais máficos de direção E-W. São rochas de granulação média a grossa, leucocráticas a hololeucocráticas (cores cinza claras), com textura de blastomilonito-gnaisses (flaser, facoidal - de fluxo). Mineralogicamente, destacam-se os feldspatos alcalinos que formam porfiroblastos porfiroclásticos (facoidais) contornados por uma matriz fina com textura anastomosada. Regionalmente, observa-se, no sentido geral de W para E, um decréscimo da granulometria e um aumento da intensidade da foliação que coincidem com a direção da progressão metamórfica do principal metamorfismo regional proterozóico Minas-Espinhaço. Dentro dos GB encontram-se restos de sequências metavulcano-sedimentares que abrigam em suas porções metaultramáficas as mineralizações de esmeraldas, além dos restos de rochas *sensu lato* graníticas TTG já mencionadas.

De grande interesse, sob os aspectos metalogenéticos da presente pesquisa, foram algumas informações verbais sobre a possível ocorrência de berilo incolor, como mineral menor ou traço, nos GB do corpo Belmont e, eventualmente, também nos demais. Contudo, estas informações não foram verificadas nos trabalhos de campo. A verificação da presença do elemento berílio nos GB foi incluída nos estudos geoquímicos.

6.1.3 - Metagranitóides Foliados com Fluorita (MGF)

Tratam-se de rochas hololeucocráticas, equigranulares a subequigranulares, de granulação média-fina, que apresentam distribuição homogênea da biotita como principal

mineral máfico, em palhetas individuais bem orientadas na foliação. Esta apresenta-se regular, relativamente fina, espaçada, em média, de 2-4mm. Às vezes, observam-se ainda dobras concêntricas ou mesmo convolutas produzidas por deformações em estado de alta plasticidade ou mesmo de fusão parcial. Os MGF ocorrem principalmente nas partes centroléste da área mapeada (Figura A7-2; Anexo 7), onde formam faixas de extensão quilométrica bastante estreitas, de direções variáveis entre NW e NE. Os contatos destas rochas, tanto com os GB como com as rochas *sensu lato* graníticas e granitóides do Complexo-TTG são intergradacionais por zonas de transições contínuas-suaves, que podem atingir larguras consideráveis, particularmente no caso dos GB, onde podem alcançar várias centenas de metros. Os contatos com a Sequência Vulcano-Sedimentar são bruscos representados por falhas de cavalgamento, às vezes, ocorrendo mobilizados pegmatóides.

Uma característica geológica-metalogenética de destaque diz respeito a presença regular de pegmatóides e pegmatitos, às vezes, com berilo - águas marinhas nos MGF. Pegmatitos e pegmatóides são outrossim, respectivamente, ausentes e muito raros nos GB e nas rochas do Complexo-TTG.

6.2 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR

Restos de sequências vulcano-sedimentares ocorrem por toda a área mapeada encaixados nas associações de rochas *sensu lato* graníticas e granitóides, constituindo-se em conjuntos lito-estruturais de dimensões variadas. Hospedam localmente mineralizações de esmeraldas a exemplo das jazidas Belmont e Capoeirana (Figuras 2 e A7-2). Os contatos das sequências vulcano-sedimentares com as litologias envolvidas são, via de regra, representados por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil relacionadas com falhamentos de empurrão em rampas oblíquas de reativação policíclica.

Os litotipos principais das sequências supra-crustais, vulcano-sedimentares, compreendem paragneisses, anfibolitos e xistos diversos com apenas poucas intercalações de metassedimentos mais maduros, de quartzitos e mica-quartzitos, além de rochas cálcio-silicáticas.

Devido ao metamorfismo e a associação regional relativamente próxima com metassedimentos do Supergrupo Minas (Figura 2), Schorscher (1975) e Schorscher & Guimarães (1976) consideraram estas sequências, inicialmente, como pertencentes ao Supergrupo Minas do Proterozóico Inferior. Entretanto, revisões regionais mais recentes e a complementação dos dados petrográficos e geoquímicos (principalmente das rochas máficas e ultramáficas), mostraram tratar-se de sequências vulcano-sedimentares arqueanas, do tipo *greenstone belt*, mais provavelmente, de continuações do Supergrupo Rio das Velhas, em

região de mais elevado grau de retrabalhamento metamórfico proterozóico (Schorscher, 1988; 1991; 1992).

Petrograficamente, distinguem-se entre os paragnaisses os seguintes tipos:

- Gnaisses quartzo-feldspáticos, com ou sem muscovita abundante;
- Gnaisses peraluminicos contendo um ou mais dos minerais, granada, cummingtonita, estauroлита, sillimanita, cordierita, além de quartzo, feldspatos e micas;
- Gnaisses cálciossilicáticos e mistos com intercalações finas metapelíticas e/ou metavulcânicas/metavulcano-clásticas.

Entre os xistos têm-se os tipos:

- Xistos metapelíticos, biotíticos e muscovíticos;
- Xistos metamáficos e metabásicos com clorita predominante
- Xistos metaultramáficos com clorita, talco, e anfibólios (cummingtonita/tremolita), ou ainda, com flogopita em proporções variáveis quando metassomatizados nas zonas mineralizadas em esmeraldas. Podem conter níveis e lentes de cromititos disseminados;

- *White schists* (Schreyer, 1973) com clorita magnésiana, paramorfoses de sillimanita segundo cianita, cordierita, flogopita, zircão, plagioclásio e quartzo, entre outros (Braun & Schorscher, 1977).

Os anfibolitos pertencem a dois grupos principais formados, respectivamente, de protólitos magmáticos básicos e ultramáficos. Todos os anfibolitos básicos ocorrem tanto em corpos concordantes como pseudoconcordantes e discordantes, indicando origens extrusivas e intrusivas, mais provavelmente, subvulcânicas. Os anfibolitos ultramáficos ocorrem em níveis na forma de corpos contínuos, tabulares, ou disruptos/boudinados lenticulares, de pouca expressão volumétrica, essencialmente concordantes nas sequências vulcano-sedimentares. As espessuras dos corpos são, em perfis bem expostos, em geral, de poucos metros e as extensões variam de dezenas a poucas centenas de metros (com a ressalva de que o forte intemperismo restringe, em muito, tais observações). Os anfibolitos de origem metaultramáfica são rochas essencialmente monominerálicas, constituídas de anfibólios, mas podem gradar, na continuidade do mesmo corpo, para xistos metaultramáficos. Também apresentam flogopita nas zonas mineralizadas em esmeraldas e, eventualmente, níveis/lentes de cromititos disseminados.

Nos restos de sequências metavulcano-sedimentares não foi possível estabelecer um empilhamento estratigráfico com base em critérios sedimentológico-estruturais. Entretanto, observam-se, no caso das jazidas de esmeraldas de Belmont e Capoeirana sequências litológicas similares. Encontram-se em contato direto com os granitóides a WNW rochas metaultramáficas portadoras de mineralizações de esmeraldas, seguidas para ESE de rochas máficas, anfibolitos e, posteriormente, de paragnaisses e metasedimentos mais

maturos. Pode-se com isto, inferir uma sequência litológica normal de *greenstone belt* invertida estruturalmente e repetida por cavalgamentos.

6.3 - MINERALIZAÇÕES DE ESMERALDAS

As mineralizações de esmeraldas encontram-se nas rochas metaultramáficas com ou sem cromititos, no contato tectônico com os GB no caso da Mina Belmont, e próximas aos contatos com os GB e/ou MGF no caso do garimpo de Capoeirana. Estes contatos são representados por de falhas de empurrão de baixo-médio ângulo (15 a 45°), onde atuaram processos metamórfico-metassomáticos.

De especial interesse para as mineralizações de esmeraldas são as rochas metaultramáficas representadas por anfibolitos essencialmente monominerálicos e talco-anfibólio-clorita-xistos. Os anfibolitos e xistos podem ser intergradacionais na continuidade do mesmo corpo. Também podem conter níveis finos e descontínuos, centimétricos, de cromititos disseminados. Próximo aos contatos com os GB e/ou MGF as rochas metaultramáficas apresentam-se metassomatizadas nas variedades de biotititos/flogopititos, anfibólio-biotita/flogopita-xistos e/ou biotita/flogopita-anfibolitos.

A intensidade da alteração metassomática mineralizante diminui com o afastamento do contato com os GB e/ou MGF, conforme observado pelo desaparecimento da biotita/flogopita. Pela interferência dos processos metassomáticos tectônicos e metamórficos distinguem-se três tipos de mineralizações de esmeraldas: em xistos e anfibolitos biotitizados/flogopitizados, em veios de quartzo e em veios pegmatóides. As mineralizações nos xistos sofreram foliação e deformação tanto em Belmont quanto em Capoeirana. As mineralizações nos veios de quartzo constituem um grupo heterogêneo, sendo que em Belmont encontram-se apenas esmeraldas fraturadas, xenomórficas, nas bordas de veios de quartzo deformados, pseudoconcordantes na foliação dos xistos. Ocorrem, ainda, diversas gerações de veios de quartzo discordantes, menos deformados, sempre estéreis. Já em Capoeirana, têm-se mineralizações de esmeraldas em veios de quartzo deformados com esmeraldas xenomórficas e, aparentemente, também em veios de quartzo pouco ou não deformados com esmeraldas idiomórficas. O terceiro tipo de mineralização só ocorre em Capoeirana. Trata-se de veios pegmatóides, intrusivos nas rochas metaultramáficas, pouco deformados e contendo esmeraldas idiomórficas.

6.4 - PEGMATÓIDES, PEGMATITOS E VEIOS DE QUARTZO

Regionalmente, fora das zonas mineralizadas em esmeraldas (Figuras 2 e A7-2), também ocorrem veios e corpos irregulares, concordantes a pseudo-concordantes e discordantes, de mobilizados de quartzo, pegmatóides quartzo-feldspáticos e pegmatitos de composição mineralógica mais complexa. Veios de quartzo de diversas gerações e pegmatóides ocorrem em todas as unidades litológicas da área mapeada, sendo, entretanto, mais frequentes nos MGF. Nestes ocorrem, ainda, pegmatitos mineralizados na variedade água-marinha.

Preliminarmente, os pegmatóides e pegmatitos dos MGF podem ser atribuídos a duas gerações distintas. Os pegmatóides ocorrem em frequentes veios, de espessuras centimétricas e extensões decimétricas a métricas (predominantes); são concordantes a subconcordantes com a foliação principal e tão deformados quanto os granitóides encaixantes. Distinguem-se destes, principalmente, pela textura mais grossa e um certo enriquecimento em feldspato potássico. Os pegmatitos formam corpos maiores, de dimensões métricas a decamétricas, discordantes. São, ao que tudo indica, mineralogicamente zonados e alvos frequentes de pequenas extrações em lavras artesanais, superficiais e subterrâneas, de feldspato/caolim, mica e, principalmente, berilos na variedade de água-marinha. Estes pegmatitos são aparentemente menos deformados que os MGF e intrusivos nestes. Inexistem, no entanto, estudos mais pormenorizados destes pegmatitos na região, ou estudos comparativos com os veios pegmatóides intrusivos na sequência vulcano-sedimentar e, eventualmente, mineralizados em esmeraldas.

7 - PETROGRAFIA

Neste item serão caracterizadas petrograficamente as rochas de composição *sensu lato* granítica da área de estudo, que se constituem nas encaixantes das sequências vulcano-sedimentares, bem como os diferentes tipos litológicos destas.

7.1 - ROCHAS *SENSU LATO* GRANÍTICAS E GRANITÓIDES

7.1.1 - Rochas da Associação TTG

As rochas da associação TTG são rochas leucocráticas, homogêneas a fracamente bandadas, com foliação bem desenvolvida, e foram divididas, petrograficamente, em três sub-grupos. Todos diferem das demais rochas graníticas (GB e MGF), principalmente, pela ausência de fluorita:

- Subgrupo I: contém como constituintes principais plagioclásio (30-40%), quartzo (25-35%), feldspato potássico (10-20%) e biotita (10-15%); e como constituintes menores, traços e/ou secundários, zircão, apatita, minerais opacos, epidoto, muscovita e clorita. A biotita apresenta pleocroísmo variando de castanho amarelado a amarelo-pálido e exibe duas direções preferenciais de orientação. Frequentemente, apresenta sinais de deformação e algumas vezes contém lentes intrafoliais de feldspato potássico formado em planos de clivagem dilatados. As biotitas nestes processos, comumente, alteram-se para mica branca muscovítica, impregnada com minerais opacos finos. As rochas atribuídas a este subgrupo ocorrem na área da sequência vulcano-sedimentar no garimpo de Capoeirana, em contexto tectônico ainda pouco definido, portanto sua inclusão no grupo de rochas do complexo TTG arqueano deve ser considerada ainda como preliminar e tentativo.

- Subgrupo II: é constituído, como minerais essenciais, por microclínio (25-40%), quartzo (20-35%), plagioclásio (20-30%) e biotita (5-10%) e como minerais metamórficos menores, traços e secundários, por muscovita, granada, zircão, alanita, apatita e clorita. Os plagioclásios apresentam zonação metamórfica inversa, bordas albiticas de reações tardias quando em contato com microclínio e início de saussuritização retrometamórfica. O microclínio apresenta geminação em grade típica e, localmente, mostra junções triplíceis em 120°. A biotita, com pleocroísmo variando de marron-esverdeado a amarelo-esverdeado, altera-se para mica branca muscovítica retrometamórfica.

- Subgrupo III: é constituído por rochas com biotita e alanita e, eventualmente, com anfibólio. Distingue-se dos demais subgrupos pela ausência da muscovita. Estas rochas contém os minerais principais: microclínio (25-35%), plagioclásio (20-25%), quartzo (20-25%),

biotita (10-15%). Nos tipos com anfibólio, este mineral pode alcançar até 5% do total da rocha. Como minerais menores, traços e secundários, ocorrem alanita, zircão, apatita, monazita(?), minerais opacos, epidoto, carbonato e clorita. A biotita ocorre em palhetas individualizadas, às vezes concentradas em pequenos agregados, mas sempre orientadas, formando níveis descontínuos. Apresenta pleocroísmo variando de verde escuro a verde amarelado e pode exibir textura "simplectítica" de intercrescimento com feldspato potássico além de conter epidoto-alanita e minerais opacos associados. Altera-se para biotita com pleocroísmo castanho a castanho-amarelado no metamorfismo regional progressivo e para clorita secundária no metamorfismo retrógrado tardio. Cristais de plagioclásio apresentam textura mirmequítica e podem conter carbonato como produto de alteração. O anfibólio, quando ocorre, é xenomórfico, orientado na foliação, fortemente pleocróico (x = verde-amarelado, z = y = verde-azulado), e opticamente negativo, indicando tratar-se mais provavelmente de uma hornblenda tschermaquítica. Altera-se para clorita por processos de retrometamorfismo.

7.1.2 - Granitóides Borrachudos (GB)

Os GB são metagranitóides hololeucocráticos a leucocráticos que apresentam como aspectos macroscópicos estrutura de blastomilonito-gnaisses facóidais, forte lineação dos agregados de minerais máficos onde predomina a biotita e gradação de fácies mais grossa para fácies mais fina e foliada. Como aspectos microscópicos, apresentam textura porfiroclástica de fluxão passando para porfiroblástica anastomosada e poiquiloblástica. São constituídos por feldspatos alcalinos (55%) - meso-pertíticos, porfiroclásticos, que por recristalização metamórfica progressiva, passam, parcial até totalmente, para microclínios e plagioclásios associados em agregados porfiroblástico, além de quartzo (30%), biotitas de duas gerações distintas, clorita reliquiar (até 6%), plagioclásio saussuritizado reliquiar (até 2%), epidoto-clinozoizita-alanita (1.5%), fluorita (1.5%), zircão, leucoxênio/titanita, minerais opacos e monazita (0.5% cada). Adicionalmente, ocorrem outros constituintes menores e traços como carbonato, mica branca - muscovítica, apatita e, esporadicamente, granada e anfibólio-fluotaramita.

Os feldspatos alcalinos são os constituintes principais e característicos dos GB. São representados predominantemente por mesopertitas de substituição, entretanto, pertitas e raras antipertitas também ocorrem. Todas elas contêm restos de substituição incompleta de outros minerais como plagioclásio saussuritizado, quartzo e biotitas (retrometamórficas, cloritizadas, com ou sem minerais opacos associados), além de inclusões de minerais neoformados como fluorita, carbonato, zircão e biotita de metamorfismo progressivo. Produtos de recristalização metamórfica das mesopertitas e pertitas, os cristais de microclínio

são, em geral, facilmente reconhecidos pela sua geminação em grade típica, como também pelo baixo grau de alteração deutérica. Podem ser reconhecidos dois tipos de microclínio. O primeiro tipo constitui-se em porfiroblastos xenoblásticos e porfiroclásticos (>0.5-5cm), poiquiloblásticos. O segundo tipo de microclínio tem granulação fina, com dimensões que variam de 0.2 a 2.0mm, exibe geminação "tartan" típica, aspecto poligonal subédrico a euédrico, e em alguns casos junções em 120° entre os grãos, formando um mosaico de recristalização das mesopertitas, frequentemente em agregados com plagioclásio sódico associado. A progressão metamórfica regional transforma estes agregados por processos granoblásticos.

O **quartzo** ocorre xenoblástico (em média com 5mm de dimensão maior), em certos casos tendendo para formas alongadas, possuindo estas últimas, normalmente, maiores dimensões e extinção ondulante. Ocorre ainda como cristais recristalizados, poligonais, de granulação fina, nas porções com estrutura de fluxo. Mais raramente, constitui textura mirmequítica nos plagioclásios reliquiais. Pode conter inclusões de zircão ou biotita, estando esta última normalmente com a mesma orientação da foliação externa da rocha.

O **plagioclásio**, além da fase reliquiar em porfiroclastos não completamente substituídos, é também um componente da matriz, onde predominam grãos finos neoformados/reequilibrados mostrando-se em geral maclados segundo a lei da albita e, mais raramente, carlsbad e albita-carlsbad, e ainda, um produto da recristalização metamórfica progressiva das mesopertitas de substituição. As dimensões são quase sempre inferiores a 2mm, predominando o aspecto xenomórfico e, subordinadamente, formas subédricas tendendo para alongadas. Comumente, observam-se bordas albiticas de reação no contato com feldspatos alcalinos. Alterações saussuríticas para sericita/moscovita, epidoto e carbonatos são comuns nos plagioclásios reliquiais, que, ocasionalmente, podem apresentar textura mirmequítica. Em casos raros, suas lamelas de geminação podem mostrar-se deformadas e/ou com extinção ondulante. Zonação inversa foi observada em alguns cristais de plagioclásio neoformados/reequilibrados, de metamorfismo progressivo.

Dentre os minerais máficos, a biotita neoformada de metamorfismo progressivo representa a fase mais abundante, ocorrendo nos agregados de minerais máficos, e em cristais isolados. Pode apresentar textura simplectítica de intercrescimento com quartzo e/ou feldspato potássico. As dimensões de cristais individuais atingem até 1.25mm. Seu pleocroísmo varia de z=y=verde escuro/negro a x=amarelo acastanhado, indicativo de teores elevados de Fe. Raramente, apresenta-se deformada, com extinção ondulante, contendo minerais opacos e lentes intrafoliais de feldspato potássico nos planos de clivagem deformados/dilatados. Uma outra geração de biotitas ocorre como inclusão reliquiar,

principalmente, nas mesopertitas de substituição. Estas são, via de regra, parcial a totalmente cloritizadas, indicando que se tratam de minerais dos protólitos (pré-metassomáticos) dos GB.

Nos agregados lineares de minerais máficos ocorrem, ainda, anfibólio, granada, minerais do grupo do epidoto, clorita, zircão, titanita, opacos e monazita, exibindo características variáveis de crescimento (pré, sin, tardi ou pós-tectônicos).

Anfibólios e granadas são minerais metamórficos, em geral raros, nos GB, sobretudo na fácies dos xistos-verdes. A **granada**, xenomórfica a idiomórfica, ocorre junto aos níveis máficos ou ainda no mosaico granoblástico da matriz, em geral, exclusivamente, em rochas isentas de clorita reliquiar. Raras texturas de bordas xenomórficas com continuações de crescimento intergranular apontam para a cristalização tardi-sin a pós-tectônica da granada. Os anfibólios também ocorrem com formas tardi-sin a pós-tectônicas, podendo conter inclusões de zircão e alanita, bem como inclusões reliquias de epidotos e biotitas pré a sin-tectônicas. Caracterizam-se opticamente por apresentar pleocroísmo distinto (z=verde azulado escuro, y=verde oliva escuro, x=verde amarelo pálido), caráter ótico biaxial negativo com 2V quase nulo e extinção máxima $z \wedge c = 36^\circ$, sugerindo tratar-se de um anfibólio sódico raro, a fluotaramita. Estes anfibólios foram formados, segundo Schorscher (1992), através de uma reação complexa, envolvendo a substituição parcial da biotita, clinozoisita-epidoto e quartzo, originando, além da fluotaramita, microclínio e titanita.

Com relação à mineralogia dos constituintes menores e traços, destacam-se:

- * Os minerais do grupo do epidoto (clinozoisita-epidoto-alanita), titanita/leucoxênio (que podem formar bordas de reação em ilmenitas), além de monazita e xenotima (?), constituem agregados granulares associados à biotita ou ao anfibólio. A alteração e hidratação da alanita é acompanhada por expansão resultando na formação de fendas radiais nos minerais adjacentes.

- * A fluorita subédrica a euédrica ocorre na forma intersticial junto ao mosaico granoblástico quartzo-feldspático da matriz, ou ainda como inclusão nas pertitas de substituição, e apresenta centros de cor lilás.

- * O zircão com formas euédricas alongadas ocorre incluso no plagioclásio e quartzo. É comum encontrá-lo ainda no estado metamíctico, então associado à biotita ou anfibólio.

- * Minerais opacos subordinados mostram distribuição aleatória.

- * Cristais granulares e anédricos de **esfalerita** semi-translúcida exibem coloração acastanhada, indicando tratar-se de esfalerita pobre em Fe, e bordas de alteração para limonita (de coloração amarela).

- * Carbonatos ocorrem em pequena quantidade, como minerais da fase hidrotermal-metassomática dos GB paragenéticos com a fluorita, e também como minerais de alteração nos plagioclásios reliquias saussuritizados.

* **Muscovita e clorita** são provenientes da alteração retrometamórfica de outros minerais (plagioclásio saussuritizado e biotita cloritizada).

7.1.3 - Metagranitóides Foliados com Fluorita (MGF)

Os MGF apresentam coloração cinza-clara a ligeiramente rósea, foliação bem desenvolvida, ocorrência frequente de veios pegmatóides e de pegmatitos, e possuem textura granolepidoblástica. A mineralogia é basicamente similar aquela dos GB, sendo representada, essencialmente, por microclínio (35-50%), quartzo ($\pm 30\%$), plagioclásio (10-25%), biotita (< 5%) e muscovita (2-5%), e, como minerais menores e traços, fluorita, epidoto-alanita, minerais opacos e clorita. Distinguem-se, petrograficamente, por apresentarem uma granulometria mais fina (média-fina), pela ausência de porfiroblastos de mesopertitas de substituição devido ao avançado estágio de recristalização, e, principalmente, pela textura e distribuição predominantemente homogênea em palhetas individualizadas da biotita que não chega a formar níveis de concentração preferencial nem agregados como nos GB.

7.2 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR

As rochas desta sequência hospedam as mineralizações de esmeraldas sendo de interesse central desta pesquisa. Entretanto, seu grau de intemperismo é sempre bastante acentuado, especialmente das rochas xistosas, das quais existem apenas raros afloramentos naturais com preservação adequada para estudos petrográficos. Os litotipos mais bem preservados são de anfibolitos metabásicos com estrutura gnáissica, além de alguns raros níveis de quartzitos pouco espessos. Os melhores afloramentos encontram-se em cortes de estradas, via férrea, lajedos nos leitos, nas encostas dos vales de drenagens e, ainda, nos serviços subterrâneos de garimpos. Alguns dos litotipos principais serão, a seguir, caracterizados petrograficamente. Destes, apenas alguns corpos maiores de alguns tipos de rochas foram individualizados no mapa geológico (Figura A7-2, Anexo 7).

7.2.1 - Rochas metaultramáficas e cromititos

As rochas metaultramáficas exibem desde estruturas gnáissicas a xistosas. Podem ser classificadas genericamente como talco-cummingtonita/antofilita-tremolita/actinolita-clorita-xistos, entretanto, apresentam, localmente, gradação composicional para litotipos constituídos quase que exclusivamente por anfibólios (cummingtonita, ortoanfibólios, hornblendas e, subordinadamente, tremolita, sem identificações mais precisas)

que perfazem em torno de 95% de volume da rocha (anfibolitos metaultramáficos), estando a clorita e o talco, virtualmente, ausentes.

Os anfibolitos metaultramáficos não alterados metassomaticamente (sem flogopita) apresentam textura nematoblástica definida pela forte orientação dos cristais prismáticos de anfibólio. Como constituintes acessórios ou traços ocorrem cromita e quartzo. Os cristais de anfibólio, mostram contatos retilíneos entre si, feições de intercrescimento (cummingtonita - hornblenda) e, às vezes, maclação, sendo pré- a sin-cinemáticos. Uma segunda geração de anfibólios é representada por porfiroblastos, idioblásticos de cummingtonita, que crescem sobre a foliação da rocha (pós-cinemáticos).

Os talco-anfibólios-clorita-xistos, com cromita acessória, contém cristais tardios a pós-tectônicos, suborientados a fibro-radiais, muitas vezes maclados, incolores de anfibólio (cummingtonita e, eventualmente, antofilita e tremolita) que crescem sobre a matriz talco-clorítica, fina e crenulada. Talco formou-se a partir da substituição da serpentina, requerendo aporte de SiO_2 em reações pré-anfibólio, enquanto que a clorita permaneceu estável.

A cromita representa o único e importante resquício primário deixado pela rocha ultramáfica original, tendo em vista sua resistência ao intemperismo e ataques químicos em geral. Isto permitiu que subsistisse parcialmente, inclusive aos processos metamórficos regionais preservando sua composição magmática original em núcleos não transformados em ferrita-cromita (observados em microscopia de minérios). Os cristais de cromita possuem granulometria menor do que aqueles de cromititos do tipo Alpino que apresentam, em média, 2-4mm de diâmetro (Thayer, 1960). São subidiomórficos a idiomórficos, e, mais raramente, xenomórficos, e contém inclusões de clorita. A cromita aparece em duas gerações, ou seja, como mineral acessório e cumulático em cromititos. A cromita acessória, de grã fina (diâmetro de 0.05-0.5mm) perfaz < 2% de volume da rocha e ocorre em distribuição esparsa-homogênea. Os cromititos disseminados e maciços ocorrem em níveis/bandas distintas, bem caracterizadas, apresentando cromitas de granulação mais grossa (diâmetro de 0.5-1.5mm) em teores que variam de <10% a >60% de volume da rocha/minério. Apresentam texturas cumuláticas-disseminadas a cumuláticas-maciças, bem definidas, com matriz silicática, fina, orientada (xistosa, crenulada) ou não orientada, constituída essencialmente por clorita magnesiânica.

Em geral, verificam-se contatos bruscos, quase sempre deformados/cizalhados entre cromititos e as rochas metaultramáficas encaixantes. Nos contatos podem, ainda, ocorrer estreitos níveis de talco-xistos. Tal fato se deve a competências diferentes dos minérios e das rochas encaixantes e ao metassomatismo mais forte nos contatos cizalhados.

As rochas metaultramáficas com ou sem cromititos associados, são, nas áreas das mineralizações, as principais rochas hospedeiras das esmeraldas. Nestes locais

encontram-se transições completas, desde as rochas não metassomatizadas a fracamente e totalmente metassomatizadas. Os equivalentes metassomáticos das rochas metaultramáficas e os processos mineralógico-petrográficos envolvidos no seu metassomatismo e na mineralização de esmeraldas estão descritos no item 7.3. A importância das cromitas no contexto das jazidas de esmeraldas reside no fato de que o cromo desempenha uma função de elemento cromóforo nas mineralizações.

7.2.2 - Anfibolitos metabásicos

Estes anfibolitos são rochas meta-ígneas, extrusivas (de derrames sub-aquáticos) e intrusivas-subvulcânicas (de diques), básicas a intermediárias, e pertencem ao estágio de evolução vulcano-sedimentar das sequências supra-crustais de tipo *greenstone belt* arqueanas, da área da pesquisa. Nestas, associam-se na forma de derrames individuais ou de pacotes de derrames com diques e metassedimentos intercalados (xistos e gnaisses metapelíticos e metamáficos). Os anfibolitos metabásicos exibem estruturas maciças-gnáissicas, existindo tipos homogêneos e outros com diferenciação metamórfica incipiente, apresentando laminação composicional fraca, com níveis milimétricos, mais ricos e mais pobres em minerais máficos (anfibólios) e félsicos (plagioclásio-quartzo). São tipicamente rochas de granulação fina-média, fortemente foliadas, exibindo texturas nematoblásticas a granonematoblásticas e dobras locais.

Apresentam paragêneses metamórficas típicas de rochas metabásicas da fácies xisto verde superior a anfibolito média e superior, com anfibólios (actinolita na fácies xisto verde e tschermakita e/ou pargasita na fácies anfibolito, comumente, associadas a cummingtonita) perfazendo em torno de 50% a 65% da rocha total, plagioclásio (10 a 35%), quartzo (7 a 10%) e opacos - magnetitas e/ou ilmenitas (5%). Como minerais menores e traços podem ocorrer biotita, epidoto-clinozoizita, clorita, rutilo (transformado em titanita), titanita, zircão e apatita. Em poucos casos, foi observada a presença da scheelita, em teores de até 3% de volume da rocha.

Foram verificados tipos enriquecidos em epidoto-clinozoizita e tipos mais aluminicos com granada e/ou cordierita, respectivamente, na fácies xisto verde superior e a partir da fácies anfibolito.

Cristais prismáticos de anfibólio encontram-se alongados no sentido da foliação, podendo atingir até 2,5 mm de comprimento. É comum o intercrescimento de anfibólios verdes e cummingtonita incolor. Os anfibólios, comumente, apresentam halos pleocróicos em torno de inclusões de zircão e outros minerais com elementos radioativos, além de inclusões de quartzo, minerais opacos, e, mais raramente, de titanita e minerais do grupo do epidoto.

Os **plagioclásios** apresentam-se ora fortemente alongados no sentido da foliação, ora como cristais granoblásticos, poligonais, com junções triplíceis em 120° . Ocorrem em distribuição homogênea nos interstícios entre os cristais de anfibólio ou podem formar níveis que se intercalam aos níveis mais ricos em anfibólios. Via de regra, apresentam zonação inversa e/ou geminação polissintética (segundo a lei da albita e, às vezes, do periclínio ou Carlsbad), porém podem ocorrer cristais não geminados. Raras vezes, contém inclusões de quartzo, anfibólio e zircão. Podem apresentar saussuritização parcial a avançada por processos retrometamórficos e de hidratação local, tardios. Um outro aspecto interessante é a substituição total ou parcial do plagioclásio por um material incolor, opticamente isotrópico, apresentando relevo negativo moderado, índice de refração inferior ao do quartzo e ausência de clivagem. Este material, identificado por Schorscher (1977) como alofana, mineral do grupo dos argilo-minerais, muito rico em Al e H_2O , ocorre como produto de intemperismo seletivo extremo dos plagioclásios, já que os demais minerais e, particularmente, os ferro-magnesianos não foram afetados.

A **biotita** ocorre em cristais placoidais de até 3,5mm, com formas de crescimento pré a sin e pós-tectônicas, em teores que variam de mineral traço a 20% modais. As vezes, apresentam reações para feldspato potássico formando lentes intrafoliais nos planos de clivagem. Seu pleocroísmo varia de z=castanho-ocre a x=amarelo pálido. Podem apresentar halos pleocróicos em torno de inclusões radioativas.

Nos anfibolitos mais alumínicos, destaca-se, entre os minerais metamórficos, a **granada** que pode perfazer até 15% modais. Este mineral apresenta-se poiquiloblástico a hipidioblástico com seções sub-arredondadas. Exibe estrutura helicítica (inclusões de quartzo e/ou minerais opacos), indicando crescimento, pelo menos temporariamente, sincinemático. Localmente, ocorre sua alteração retrometamórfica, tardia, seletiva, para clorita, bem como para minerais do grupo do epidoto.

Os **minerais opacos** incluem óxidos e sulfetos. Os óxidos apresentam-se como cristais hipidiomórficos, granulares (magnetita) e prismáticos-tabulares, orientados na foliação (ilmenita). Os sulfetos (pirrotita, pirita, e, eventualmente, calcopirita, ocorrem em grãos xenomórficos intersticiais e alteram-se, tipicamente, para limonita.

7.2.3 - Paragneisses e xistos

Rochas deste grupo ocorrem com frequência, podendo predominar em partes da sequência vulcano-sedimentar. Incluem tipos litológicos diversos que formam bandas/níveis desde centimétricos a pacotes de dezenas a poucas centenas de metros de espessura, mais ou menos homogêneos, e apresentam certa regularidade quanto a sua associação com os demais tipos e grupos litológicos. De um modo geral, nota-se a predominância de

paragnaisses mais máficos e ricos em plagioclásio a metapelíticos pobres em quartzo, associados/intercalados nas porções ricas em anfibólitos e demais rochas metabásicas, metamáficas e metaultramáficas da sequência metavulcano-sedimentar, enquanto que paragnaisses leucocráticos, quartzo-feldspáticos mais ricos em feldspato alcalino e mais pobres em biotita, com ou sem muscovita e/ou níveis peraluminicos/metapelíticos ricos em quartzo, associam-se comumente com xistos metapelíticos quartzosos, muscovita-quartzo-xistos e raros quartzitos. Em termos estratigráficos gerais, considerando o modelo proposto para "*greenstone belts*" arqueanos (Anhaeusser et al., 1969; Condie, 1981), isto poderia significar a evolução de partes inferiores, predominantemente vulcânicas-máficas, para superiores, predominantemente epiclásticas-continentais, da sequência vulcano-sedimentar estudada.

De um modo geral, todos os paragnaisses apresentam estruturas maciças ou foliadas, homogêneas ou bandadas, e texturas variáveis. Nos gnaisses quartzo-feldspáticos predominam texturas granoblásticas, equigranulares a subequigranulares de granulometria média (diâmetro de 2 a 5 mm) com variações para granulometria fina ou grossa. De acordo com teores crescentes de micas e/ou anfibólios orientados impõem-se as texturas grano-lepidoblásticas ou grano-nematoblásticas, e por fim, lepidoblásticas ou nematoblásticas. Teores maiores de granada e anfibólio, principalmente, causam, ainda, transições para texturas porfiroblásticas, fortemente inequigranulares e, frequentemente, poiquiloblásticas.

Todos os paragnaisses mostram, de forma mais ou menos acentuada e bem caracterizada, o desenvolvimento complexo de suas associações minerais, de acordo com sua história metamórfica, arqueana e proterozóica, das condições e variações nos padrões P-T-t e das relações cristalização/deformação, no curso dos diversos eventos metamórficos individuais e superimpostos.

Em relação ao principal metamorfismo regional dínamo-termal proterozóico ocorrem, tipicamente: (1) minerais formados em mais de uma geração textural sem variação composicional (exemplo: quartzo granoblástico sintectônico com extinção ondulante e de recristalização poligonal, pós-tectônico); (2) minerais de prolongado crescimento metamórfico, com variação composicional (exemplos: plagioclásios com zoneamento inverso e granadas zonadas, ambos evidenciando crescimento pré- a sin- e pós-tectônico); (3) minerais com variação composicional formados em gerações distintas (exemplos: biotitas pré- a sin-tectônicas, orientadas na foliação, e pós-tectônicas, discordantes evidenciando diferenças nas cores de pleocroísmo; anfibólios zonados, pré- a sin-tectônicos, orientados na foliação, e anfibólios, pós-tectônicos, discordantes da foliação); e, ainda, (4) minerais mais específicos quanto ao seu crescimento em relação a deformação (exemplos: cianita pré- a sin-tectônica, silimanita sin-tectônica, cordierita pós-tectônica).

A **granada**, tipicamente, pode evidenciar texturas internas dadas pelas inclusões de minerais reliquias, alguns sendo "relictos armados" não mais encontrados em condições de estabilidade em distribuição livre nas rochas. Estas assembléias minerais e texturas reliquias podem representar ou estágios iniciais do principal metamorfismo proterozóico, ou ainda, restos de um ou mais eventos metamórficos anteriores.

Nos paragnaisses sempre ocorrem, ainda, minerais de retro-metamorfismo, em quantidades variáveis mas normalmente pequenas, em geral ligados a micro-falhas/fraturas que facilitaram a rehidratação localizada das rochas de mais elevado grau metamórfico. Incluem-se entre estes, clorita, sericita, epidoto, minerais opacos, carbonatos e argilominerais, que caracterizam eventos metamórficos-hidrotermais posteriores ao principal evento metamórfico regional progressivo, possivelmente relacionados com soerguimentos regionais e/ou com efeitos do Ciclo Brasileiro.

Os principais tipos de paragnaisses são a seguir listados, incluindo as características composicionais essenciais (dados numéricos em % modais; tr - mineral traço < 1% modal). Todos os tipos são gradacionais entre si e com as demais rochas metassedimentares/metavulcano-sedimentares.

*** Biotita-gnaisses**

São constituídos por quartzo (30-40%), plagioclásio (20-45%), feldspato potássico (0-30%), biotita (15-20%), anfibólio (cummingtonita e/ou hornblenda, 0-5%), muscovita (0-4%), principalmente. Estes se agrupam em dois subtipos: um rico em plagioclásio (35-45%) e pobre em feldspato potássico (0-10%), podendo apresentar anfibólio (0-7%), e outro rico em feldspato potássico (15-30%) e mais pobre em plagioclásio (20-30%). Este último, em geral, é portador de muscovita. Os biotita-gnaisses derivam-se, mais provavelmente, de arenitos líticos dos tipos grauvacas e arcóseos.

*** Granada-biotita-gnaisses**

São compostos por feldspatos (35-55%), quartzo (25-35%), biotita (5-15%), granada (tr-12%), anfibólio (cummingtonita e/ou hornblenda, 0-7%), minerais opacos (0-3%) e muscovita (0-3%). Entre os feldspatos predomina, normalmente, o plagioclásio, sendo que o feldspato alcalino é representado, em geral, por paramorfoses de ortoclásio para microclínio sem ainda apresentarem a geminação em grade típica. Também apresentam subtipos com variações composicionais, inclusive das proporções dos feldspatos, análogas aos biotita-gnaisses, e como estes, derivam-se, mais provavelmente, de arenitos líticos, entretanto, de tipos mais ricos em argilas.

*** Cummingtonita-granada-gnaisses**

São constituídos por feldspatos (35-55%), quartzo (25-35%), granada (5-10%), cummingtonita (tr-5%) e biotita (0-5%); como acessórios podem ocorrer minerais opacos, biotita, clorita e zircão. De maneira similar ao litotipo anterior, predomina entre os feldspatos o plagioclásio, sendo que o feldspato alcalino é representado por paramorfoses de ortoclásio para microclínio.

Estas rochas formaram-se, provavelmente, a partir de sedimentos mistos, areno-pelíticos, com contribuições subordinadas carbonáticas e/ou tufíticas máficas.

*** Estauroлита-biotita-granada-gnaisses**

São compostos de quartzo (25-35%), granada (20-30%), biotita (10-20%), plagioclásio (3-10%) e estauroлита (2-5%). Seus protólitos sedimentares foram mais provavelmente rochas clásticas finas, silto-argilosas.

*** Gnaisses com cummingtonita, granada, biotita, estauroлита, clorita e silimanita.**

São constituídos por plagioclásio, quartzo, granada, biotita, estauroлита, clorita, silimanita e cummingtonita em proporções variáveis, além de zircão em traços.

Os porfiroblastos, poiquiloblastos, xenoblásticos de estauroлита, atingindo aproximadamente 11mm de comprimento, contém inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita alongadas no sentido da foliação externa da rocha que indicam crescimento pós-tectônico. Estes porfiroblastos parecem ter-se formado, pelo menos em parte, às custas da biotita que, por sua vez, é rica em inclusões de zircão.

Agregados fibrosos de silimanita (variedade fibrolita), possivelmente, foram formados a partir da reação progressiva de biotita, com subsequente formação de lentes de feldspato potássico nos planos de clivagem da biotita em decomposição metamórfica progressiva.

Por outro lado, a partir de reações retrometamórficas locais, biotita de coloração castanha altera-se para biotita verde, que por sua vez altera-se para clorita.

Cristais xenomórficos de cummingtonita atingem até 1mm de comprimento sendo, possivelmente, pré-tectônicos.

A origem destas rochas é ambígua podendo ter sido derivadas de protólitos sedimentares pelíticos com contribuições silto-arenosas, ou ainda, de rochas vulcano-clásticas que sofreram alteração hidrotermal.

*** Xistos com biotita, cummingtonita, granada, cordierita, silimanita e estauroлита.**

Estas rochas apresentam tipos mais anfibolíticos, mais quartzosos, e mais

biotíticos, ocorrendo em todos eles apatita e minerais opacos como minerais menores e traços. Os minerais opacos incluem óxidos e sulfetos semi-opacos (rutilo e esfalerita)

Porfiroblastos de cordierita apresentam-se, em certos casos, zonados e com início de pinitização, tendo a clorita, possivelmente, como seu principal produto. Estes porfiroblastos exibem texturas de intercrescimento paramórfico, contém inclusões xenomórficas de estaurolita e halos pleocróicos em torno de inclusões radioativas.

Cristais de biotita apresentam orientação pouco desenvolvida, podendo localmente revelar um aspecto radial; seu pleocroísmo varia de y=castanho claro a x=amarelo pálido; atingem, em média, 3.5mm de comprimento e podem conter halos pleocróicos em torno de inclusões radioativas.

Nas porções mais ricas em anfibólios, ocorrem dois tipos de anfibólio-cummingtonitas: o primeiro apresenta-se como cristais fibro-radiais incolores, contendo inclusões de estaurolita e, eventualmente, de esfalerita; o segundo ocorre como idioblastos que atingem até, aproximadamente, 10.5mm de comprimento, crescem sobre a foliação, e contém inclusões de esfalerita e opacos com a mesma orientação da foliação externa da rocha, indicando crescimento pós-tectônico. Os cristais de esfalerita são xenomórficos, apresentam relevo elevado e coloração acastanhada.

Nos tipos mais biotíticos, os poiquiloblastos de granada, exibindo padrão helicítico de inclusões de estaurolita, quartzo, opacos, rutilo e, eventualmente, esfalerita, são contornados pela foliação, o que indica crescimento sin-tectônico dos mesmos.

Os protólitos premetamórficos destas rochas, mais provavelmente, foram ou depósitos sedimentares vulcano-exalativos ou rochas que sofreram alteração hidrotermal pre-metamórfica.

*** Quartzo-Muscovita-Cianita-Xistos com Estaurolita**

Estas rochas ocorrem, normalmente, em zonas de contato com paragneisses (finos, félsicos, quartzo-feldspáticos, ricos em muscovita e "pintas" de Mn, de coloração branca), sendo cortadas por veios de quartzo de dimensões métricas. Apresentam-se alteradas, e seus afloramentos mostram padrão distinto de erosão. Exibem granulação grossa atingindo os cristais prismáticos de cianita e tabulares de muscovita dimensões centimétricas e os cristais de estaurolita, com formas idiomórficas típicas, dimensões milimétricas.

Estes xistos derivam-se de sedimentos pelito-siltosos terrígenos continentais.

7.2.4 - Muscovita-quartzo-xistos

Estes tipos litológicos formam camadas de intercalações, em geral, decimétricas,

na sequência metavulcano-sedimentar, podendo ocorrer como intercalações tectônicas, preservadas do metassomatismo, também dentro dos GB e MGF. São constituídos por níveis muito delgados de muscovita que se intercalam com níveis de quartzo, mostrando uma xistosidade bem definida. Sua textura é lepidoblástica, heterogranular fina a média com sinais de intensa cataclase.

Os minerais constituintes básicos são representados pelo quartzo (55-80%) e muscovita (20 a 45%). O quartzo exhibe caráter fragmentário, apresenta-se totalmente xenomórfico e com uma granulometria bastante variável. Por vezes, observam-se cristais de quartzo alongados segundo a xistosidade da rocha, mostrando contornos irregulares de aspecto denteado, muitas vezes, exibindo extinção ondulante. Suas inclusões diminutas de muscovita euédrica, orientadas paralelamente à xistosidade principal (S_1) da rocha, indica uma cristalização posterior do quartzo em relação à mica.

A muscovita também exhibe feição cataclástica caracterizada por uma fragmentação dos cristais em palhetas diminutas, por vezes, exibindo extinção ondulante. Palhetas menos fragmentadas atingem cerca de 2,5mm de comprimento.

Estas rochas podem ter sido derivadas de protólitos sedimentares pelíticos a silto-arenosos, ou ainda, em zonas de cisalhamento de rochas graníticas quaisquer. O contexto lito-estrutural é o fator determinante para decidir a questão caso a caso.

7.2.5 - Quartzo-biotita-xistos

Estas rochas apresentam coloração avermelhada, devida em parte à alteração da biotita. Em termos de ocorrência, ocupam áreas expressivas da sequência metavulcano-sedimentar. As camadas, dispostas sempre como intercalações sucessivas, podem atingir, localmente, até torno de 20m de espessura.

Macroscopicamente, exibem estruturas xistosas e crenuladas. Microscopicamente, apresentam textura lepidoblástica, sendo constituídos essencialmente por biotita (>80%) e quartzo (<20%). Os cristais fortemente embriados de biotita apresentam pleocroísmo variando de z=castanho-ocre a x=amarelo-pálido e podem conter inclusões de apatita e halos pleocróicos em torno de inclusões radioativas. Cristais de quartzo, normalmente alongados no sentido da foliação principal da rocha, exibem extinção ondulante e ocupam os interstícios entre as palhetas de biotita.

A existência de duas gerações de biotita indica, pelo menos, dois eventos de deformação. As biotitas mais antigas, de granulação mais fina (placas em média de 1.8 mm), ocorrem em níveis com micro-dobras, associadas com quartzo intersticial. As biotitas da segunda geração, mais grossas (média de 4mm de comprimento), cresceram fortemente

orientadas sobre os níveis com micro-dobras (crenulados). Comumente, ocorrem veios de quartzo concordantes com a foliação.

A origem destes xistos é metassedimentar, predominantemente pelítica.

7.2.6 - Rochas Calciossilicáticas

Estas rochas ocorrem em níveis centimétricos a decimétricos dentro da porção xistosa da sequência vulcano-sedimentar. Apresentam estruturas predominantemente maciças, às vezes, foliadas e coloração cinza-esverdeada. A textura é granoblástica e poiquiloblástica e variam de tipos menos a mais granatíferos.

As rochas calciossilicáticas são constituídas por quartzo (20-30%), anfibólio (20-25%), plagioclásio (12-15%), feldspato potássico (9-20%), epidoto-clinozoizita (variando de traços até 10%), titanita (até 5%) e opacos (1-5%). Apatita e sericita ocorrem como minerais em proporções de traços.

Apresentam bandamento composicional definido por níveis anfibolíticos intercalados com níveis quartzo-feldspáticos.

Os cristais xenoblásticos a idioblásticos de anfibólio com pleocroísmo y =verde azulado a x =verde amarelado, "englobam" cristais de quartzo, feldspatos, granada, opacos e apatita; mais provavelmente, foram os últimos minerais na sequência de cristalização metamórfica a se formarem na rocha.

Poiquiloblastos, subidioblásticos, de granada próxima a incolor (provavelmente grossularita), de até 6mm de diâmetro, exibem núcleos repletos de inclusões e bordas livres das mesmas. São contornados pela foliação o que os caracterizam como sendo pré- a sin-tectônicos, estando seu crescimento relacionado ao cisalhamento. Cristais menores e intersticiais de granada podem ser, em parte, posteriores a estes poiquiloblastos, eventualmente, relacionados ao crescimento das porções exteriores dos mesmos, livres de inclusões, indicando, possivelmente duas fases de nucleação de granadas.

Grãos xenomórficos de epidoto-clinozoizita estão disseminados na rocha. Minerais opacos aciculares, também disseminados, mostram-se orientados na foliação. Quantidades elevadas de opacos que reagem para formar titanita, indicam possível gradação para tufos máficos ricos em titânio.

As rochas calciossilicáticas indicam fases de sedimentação química carbonática, associadas a sedimentação clástica fina, pelítica, e , eventualmente, de tufos máficos durante a evolução da sequência vulcano-sedimentar.

7.2.7 - Quartzitos

Estas rochas apresentam ocorrências restritas, sendo mais expressivas na porção centro-sul da área. Formam pacotes com algumas dezenas de metros de espessura, intercalados em xistos e gnaisses metapelíticos. Os quartzitos são bastante foliados e apresentam textura granolepidoblástica média a grossa, com evidências de deformação. Quartzo com extinção ondulante e fraturado perfaz em torno de 90% e muscovita <10% do volume da rocha.

Os grãos de quartzo são xenomórficos tendendo para alongados, e exibem contornos denteados. Localmente, podem constituir domínios com textura em mosaico caracterizada por junções tríplices em 120°. Contêm inclusões de muscovita com a mesma orientação da xistosidade externa da rocha, bem como inclusões raras e diminutas de biotita e zircão (?).

Palhetas de muscovita ocorrem entre os interstícios dos cristais de quartzo ou constituem níveis submilimétricos.

7.3 - MINERALIZAÇÕES DE ESMERALDAS

As mineralizações de esmeraldas, na região da Mina Belmont, estão associadas a rochas metaultramáficas constituídas, em proporções variáveis, por talco, anfibólios (cummingtonita/antofilita e, eventualmente, tremolita), clorita e cromita, e na região do garimpo de Capoeirana, ocorrem associadas a anfibolitos e xistos metaultramáficos, sempre metassomatizados para biotititos/flogopititos.

Anfibolitos metaultramáficos, constituídos quase que essencialmente por anfibólios e também todas as demais rochas metaultramáficas e os cromititos podem, assim, conter biotita/flogopita em proporções bastante variáveis na continuidade do mesmo corpo. O aparecimento e teores crescentes de flogopita caracterizam a alteração metassomática mineralizante, causando a transição gradacional das rochas metaultramáficas para biotititos/flogopititos (xistos metaultramáficos metassomatizados). Tais reações ocorram em função do aporte sin-metamórfico de fluidos metassomáticos nas zonas de cisalhamento rúptil-dúctil, próximas aos contatos tectônicos da sequência vulcano-sedimentar com os GB e/ou MGF.

Os equivalentes metassomáticos dos anfibolitos metaultramáficos foram classificados, com base no conteúdo de flogopita, em: flogopita-anfibolitos (5-45%), anfibólio-flogopita-xistos (45-80%) e flogopititos (>80% de flogopita). Na série de transição, estas rochas apresentam texturas variando de lepidonematoblástica a lepidoblástica. Entretanto, os

minerais acessórios e menores continuam análogos aos das rochas não alteradas. No caso dos xistos metaultramáficos (com talco, anfibólios, clorita e cromita) não foram, porém, encontradas amostras que representassem, similarmente aos anfibolitos, a gradação completa destes litotipos para os seus equivalentes metassomáticos. Apenas uma amostra que corresponde a um anfibólio-flogopita-xisto com talco e clorita preservados na matriz, indica tratar-se de um membro metassomático dos talco-anfibólio-clorita-xistos.

As feições petrográficas/mineralógicas a seguir descritas limitam-se, assim, aos equivalentes metassomáticos dos anfibolitos metaultramáficos.

Os cristais de anfibólio nestas rochas alcançam, aproximadamente, 4mm de comprimento e apresentam pleocroísmo leve, variando de z=verde ligeiramente azulado a x=verde ligeiramente amarelado, tendo $2V=55-80^\circ$, caráter biaxial (-) e ângulos de extinção de 14° a 19° . Exibem feições de intercrescimento com anfibólio incolor (cummingtonita) e, ambos comumente, apresentam-se maclados. Posteriormente aos dobramentos, formaram-se porfiroblastos idioblásticos de anfibólio-cummingtonita que crescem sobre a foliação e alcançam em torno de 3mm de comprimento.

A cromita subidiomórfica ocorre ou disseminada na rocha (de forma intersticial ou incluída em anfibólios ou biotitas), ou formando cromititos disseminados ou maciços.

A biotita/flogopita pode formar verdadeiros níveis de biotitito/flogopitito nos anfibolitos metaultramáficos e nos talco-cummingtonita-clorita-xistos metassomatizados. Nestes, podem ocorrer lentes deformadas contendo cristais xenomórficos de esmeralda e quartzo envolvidas pela foliação principal, indicando formação pré-tectônica das mesmas. A biotita apresenta pleocroísmo variando de z=castanho-ocre a x= amarelo-pálido, atinge até 3,5 mm de comprimento, pode exibir extinção ondulante e ocorre disseminada na rocha, crescendo sobre os cristais de anfibólio e/ou substituindo talco e clorita.

Os cristais de esmeralda ocorrem em três diferentes associações:

a - Em Xistos como porfiroblastos xenoblásticos a subidioblásticos de dimensões centimétricas, preferencialmente orientados segundo a foliação da rocha, sendo contornados pela foliação. Exibem "sombra de pressão" e fraturas preenchidas por quartzo recristalizado, indicando uma origem pré-tectônica e fraturamento e no máximo, alguma recuperação sincinemática, em relação ao principal evento metamórfico deformacional, regional proterozóico.

b - Em Veios de Quartzo diversos que podem ser agrupados nos seguintes tipos principais:

* Veios de quartzo deformados, finos, de espessuras centimétricas a milimétricas, concordantes com a foliação principal dos xistos metaultramáficos metassomatizados. Nestes, a esmeralda é subidiomórfica a facoidal e contém inclusões de quartzo, biotita/flogopita e esmeralda idiomórfica de uma geração anterior.

* Veios de quartzo deformados, pseudoconcordantes na foliação principal dos xistos metaultramáficos metassomatizados, de espessuras maiores (até métricas). Estes contêm fragmentos angulosos de cristais de esmeraldas apenas em suas bordas, não ultrapassando 10 cm adentro do veio. Nestes fragmentos de esmeraldas também foram encontradas inclusões de biotita/flogopita, quartzo e esmeraldas de uma geração anterior. Estes veios só foram observados em Belmont.

* Veios de quartzo aparentemente menos deformados que os anteriormente descritos, com esmeraldas idiomórficas. Estes só foram observados em Capoeirana.

c - Em Veios Pegmatóides que ocorrem na forma de mobilizados intrusivos na Sequência Vulcano-Sedimentar, observados apenas em Capoeirana. Nestes, os cristais de esmeralda apresentam-se idiomórficos a parcialmente idiomórficos. Suas reações de cristalização em relação aos plagioclásios ainda não são claras. Os contatos entre os cristais de esmeralda e plagioclásio são, normalmente, retilíneos, entretanto, parece haver relações de imposição de idiomorfismo em alternância mútua, ou seja, ora da esmeralda ao plagioclásio, ora do plagioclásio a esmeralda. Os contatos entre os cristais de esmeralda e o quartzo são irregulares. A esmeralda encontra-se bastante fraturada, verificando, ainda, em certas partes do mineral, "lamelas" de deformação. As fraturas são preenchidas por quartzo e por um material de aspecto micáceo e coloração castanha. Estas esmeraldas podem conter inclusões de quartzo, carbonato, muscovita e biotita, apresentando estas últimas pleocroísmo variando de y=z=verde-oliva a x=verde-amarelado e duas direções preferenciais de orientação. Os cristais de plagioclásio nos veios pegmatóides exibem geminação polissintética, mostram-se, frequentemente, bastante sericitizados, principalmente, próximo aos contatos com esmeralda e podem conter inclusões de quartzo. As fraturas do plagioclásio encontram-se preenchidas por biotita/flogopita cujo pleocroísmo varia de y=z=verde-amarelado-acastanhado a x=amarelo-pálido.

8 - ASPECTOS ESTRUTURAIS

Como aspecto estrutural maior da área das jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont, destaca-se a presença de falhamentos de empurrão alinhados segundo as direções NE, N-S, e NW, com direções dos caimentos, predominantemente, para W. Estes definem, em geral, os contatos entre as litologias *sensu lato* graníticas e a sequência metavulcano-sedimentar (Figura A7-2, Anexo 7). De maneira geral, o sentido do transporte tectônico foi de leste para oeste, constituindo-se a área desta pesquisa numa região de falhas antitéticas num sistema frontal de embricamento e expondo progressivamente níveis crustais mais profundos no sentido regional de W para E (Schorscher, 1975; Barbosa, 1988, Platt, 1988). Este principal processo geotectônico-orogênético foi também o responsável pela progressão metamórfica observada de oeste para leste, da fácies xisto verde superior para anfibolito inferior/médio na área desta pesquisa, ou ainda, no contexto regional maior, da fácies xisto verde inferior a anfibolito superior/hidrogranulito (Schorscher, 1975; 1992).

No conjunto litológico representado pelas rochas de composição *sensu lato* granítica observa-se regionalmente o aparecimento e desenvolvimento de uma foliação principal, com intensidades em geral crescentes de W para E, entretanto, ressalta-se a resposta individual diferenciada dos diversos tipos litológicos *sensu lato* graníticos a esta deformação. A foliação é pouco desenvolvida nos GB, principalmente, nas fácies de granulação mais grossa, e nas rochas da associação TTG onde ela se sobrepõe a deformações altamente dúcteis (gnáissicas e migmatíticas anteriores). Entretanto, é bem desenvolvida nos MGF. Estrutura fortemente linear de agregados de minerais máficos, de direção E-W, contida nos planos desta foliação, constitui o aspecto estrutural dominante dos GB. Estruturas migmatíticas, dobradas, estromáticas e "schlieren", entre outras mais complexas, são identificadas nas rochas da associação TTG, sendo caracterizadas por enriquecimento de material quartzo-feldspático de granulação média a grossa em "níveis" centimétricos a decimétricos, alternantes com "níveis" algo enriquecidos em biotita, de granulação fina a média. Estes "níveis" são, entretanto, irregulares e descontínuos, típicos do regime anatótico.

Todas as rochas *sensu lato* graníticas foram submetidas, pelo menos, a uma fase de deformação tectônica principal, sin-metamórfica ao metamorfismo regional principal Proterozóico, evidenciada, sobretudo, pela forte orientação da biotita. Esta deformação (D_{n+1}) causou a foliação (F_{n+1}) regional principal em todas as rochas *sensu lato* graníticas. Os intervalos de variação da direção da foliação (F_{n+1}) em todos os tipos de rochas graníticas são mostradas na Tabela 1, e os diagramas de pólos de planos das foliações nas Figuras A2-1, A2-2, A2-4 (Anexo 2), em conjunto com a Tabela A2-1 de dados estruturais completos.

Para os GB foram medidas, ainda, as lineações de agregados de minerais máficos representados na Figura A2-3 (Anexo 2).

Os contatos entre as litologias de composição *sensu lato* graníticas e a Sequência Metavulcano-Sedimentar, como referidos inicialmente, são predominantemente tectônicos, representados por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, polimetamórficas, relacionadas com falhamentos de empurrão em rampas oblíquas, de reativação policíclica. O mesmo significado tectônico é atribuído às intercalações de quartzo-muscovita-xistos, de caráter milonítico, orientadas concordantemente com a estrutura geral das rochas *sensu lato* graníticas encaixantes. O estado de intemperismo forte nas zonas de contato litológico impediu a obtenção de um número maior de dados estruturais necessários a uma análise quantitativa. Entretanto, observa-se a concordância geral destes contatos com as direções da foliação principal (F_{n+1}) nas rochas adjacentes por toda a área mapeada (Figura A7-2, Anexo 7). Portanto, interpreta-se o desenvolvimento destes contatos tectônicos sin-metamórficos como efeito do principal evento tectono-orogênico Proterozóico. A ocorrência de rochas que não evidenciam petrograficamente características de deformação dúctil-rúptil nestas zonas, apresentando texturas em mosaicos granoblásticos devem-se a recristalização na fase pós-tectônica do metamorfismo regional principal.

O aspecto estrutural dominante da Sequência Metavulcano-Sedimentar é representado por uma deformação D_{n+1} , evidenciada pela presença de uma foliação principal (F_{n+1}), praticamente paralela ao acamamento. Esta estrutura (F_{n+1}) é marcada pela orientação preferencial da muscovita, biotita, clorita e quartzo estirado nos xistos metapelíticos, pelo anfibólio, talco e clorita nas rochas metaultramáficas, pelo anfibólio, biotita, bem como quartzo e plagioclásio estirados nos anfibolitos metabásicos e gnaisses metapelíticos. Localmente, as rochas da Sequência Metavulcano-Sedimentar exibem dobras e microdobras intrafoliais apertadas, e, às vezes, disruptas, caracterizando, de uma maneira geral, deformações policíclicas.

Medidas realizadas em afloramentos mais bem preservados da Sequência Metavulcano-Sedimentar forneceram para a foliação (F_{n+1}) de alguns dos conjuntos litológicos maiores as direções da foliação representadas na Tabela 1. Os valores integrais desta foliação e o diagrama de pólos de planos estão representados na Figura A2-5 (Anexo 2). A análise comparativa destas atitudes evidencia a concordância entre as foliações das rochas de composição *sensu lato* graníticas (rochas da associação TTG, GB e MGF) e das rochas da Sequência Metavulcano-Sedimentar, indicando que foram submetidas pelo menos ao evento deformacional (D_{n+1}) que acompanhou o principal evento metamórfico regional Proterozóico conjuntamente.

Litotipos	Direção	Mergulho
MGF	N30W a N82E	10 a 55°
GB	N10W a N60E	15 a 50°
TTG	N80W a N40E	12 a 25°
SVS	N24W a N72E	10 a 65°

Tabela 1: Intervalos de variação das direções da foliação (F_{n+1}) dos litotipos principais encontrados na área de estudo. Abreviação: MGF = Metagranitóides Foliados com Fluorita; GB = Granitóides Borrachudos; TTG = rochas da associação TTG; SVS = Sequência Metavulcano-Sedimentar.

A foliação (F_{n+1}) é perturbada por uma segunda fase de deformação D_{n+2} , à qual impõe um caráter crenulado às litologias integrantes da Sequência Metavulcano-Sedimentar, principalmente, xistos metapelíticos e ultramáficos. Diagramas de frequências de pólos de planos da foliação resultante (F_{n+2}) das rochas da Sequência Metavulcano-Sedimentar foram comparados com planos de crenulação de um nível de biotitito nos MGF e representados conjuntamente na Figura A2-6 (Anexo 2). Os resultados indicam, apesar do número restrito de medidas, identidade do evento D_{n+2} nas rochas da Sequência Metavulcano-Sedimentar e MGF.

O aparecimento de "sombras de pressão", acompanhando porfiroblastos de esmeralda, bem como o desenvolvimento de granadas com estrutura helicítica - sintectônicas - são considerados produtos da deformação D_{n+1} . O comportamento estrutural das esmeraldas consideradas indica formação deste tipo de mineralização em processo tectono-metamórfico e metassomático anterior aquele responsável pelo desenvolvimento da deformação D_{n+1} . Uma terceira fase de deformação D_{n+3} , foi responsável pela formação de falhas verticais com algum deslocamento horizontal. A estas falhas associam-se basaltos que, segundo Schorscher (1975; 1992) pertencem a dois grupos distintos, sendo um atribuído ao Proterozóico Superior e outro ao Mesozóico. Isto pode indicar a reativação em pelo menos dois processos tectono-magmáticos distintos das falhas correlacionadas ao evento D_{n+3} . Entretanto, para interpretações mais precisas e abrangentes sobre o número de fases de deformação atuantes, bem como de seus possíveis efeitos sobre as litologias estudadas e suas relações com as mineralizações serão necessários estudos específicos incluindo, principalmente, o levantamento de número significativamente maior de dados e minuciosos trabalhos de análises estruturais que não foram objeto deste estudo.

9 - GEOQUÍMICA

Neste capítulo, serão discutidas as características geoquímicas das rochas de composição *sensu lato* graníticas, metaultramáficas e dos anfibolitos metabásicos, bem como dos processos metassomatismos de abrangência local e metamórficos regionais.

9.1 - ROCHAS *SENSU LATO* GRANÍTICAS E GRANITÓIDES

As rochas *sensu lato* graníticas e granitóides foram estudadas geoquimicamente com base em amostragens seletivas dos grupos geológico-petrográficos anteriormente descritos.

Para todas as rochas *sensu lato* graníticas e granitóides foram calculadas as normas CIPW e efetuadas análises petroquímicas em gráficos de discriminação composicional e interpretativos, geotectônicos. Para o cálculo das normas foi utilizada uma razão $R = \text{FeO} \times 1,1114 / \text{Fe}_2\text{O}_3^* = 0,69$ com base nos trabalhos de Herz (1970) (Tabela 2), Cox et al. (1979) e Schorscher (1992) e nos conteúdos de $\text{Fe}_2\text{O}_3=3,75\%$ e $\text{FeO}=26,85\%$ em biotitas de granitos do Sul da Califórnia (Larsen et al., 1950; In: Deer et al. (1962).

SiO_2	Tipo de Rocha	R
73,8	álc.feldspato-granito	0,69
72,0	granito	0,51
69,0	quartzo-monzonito	0,54
66,9	granodiorito	0,51
66,15	quartzo-diorito	0,40

Tabela 2: Razões (R) = $\text{FeO} \times 1,1114 / \text{Fe}_2\text{O}_3$ (total) calculadas de diferentes litotipos ácidos a intermediários do Quadrilátero Ferrífero (Herz, 1970) representadas em função dos teores de sílica (Davies, 1993).

Para os cálculos normativos e demais tratamentos geoquímicos foi utilizado o programa NEWPET (Clarke, 1990; 1992).

9.1.1 - Rochas da Associação TTG

Dados geoquímicos de 10 amostras de rochas *sensu lato* graníticas da

associação TTG, encontram-se na Tabela A3-1, Anexo 3.

Todas as amostras analisadas caracterizam-se por teores elevados de sílica ($\text{SiO}_2 > 74\%$) e foram subdivididas em três subgrupos baseados nas características petrográficas e na razão de álcalis (conforme utilizada por Schorscher, 1992):

- Subgrupo I: é caracterizado pela ampla predominância do plagioclásio entre os feldspatos e pela presença de biotita e muscovita. A razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1,5$ indica sua afinidade sódica.

- Subgrupo II: apresenta mineralogias similares às do subgrupo I, porém com teores mais elevados de feldspato alcalino (que se iguala em abundância, aproximadamente, ao plagioclásio). Isto lhe confere afinidade sodi-potássica com razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de 0.75 - 1.5.

- Subgrupo III: é caracterizado por teores de feldspato alcalino consideravelmente superiores aos de plagioclásio e pela ausência de muscovita. Contém biotita, alanita e, eventualmente, anfibólios. As rochas pertencentes a este subgrupo são essencialmente potássicas com razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 0,75$.

Em cálculos CIPW (Anexo 3, Tabela A3-6) todas as amostras são ricas em quartzo normativo, com Q, em geral, $>35\%$ de peso, e a grande maioria são córindon normativas, indicando composições alumínicas, ainda que apresentando teores relativamente baixos (C entre 1 e 3 % peso). As rochas de composição mais sódica (subgrupo I) apresentam os mais elevados teores de C, Hy e An, e mais baixos de Or. As rochas de composição sódica-potássica (subgrupo II) apresentam C de 1,34 e 1,47%, respectivamente, indicando uma faixa de teores médios. Nas rochas de composição potássica (subgrupo III) alcança os patamares mais baixos, variando entre 0,72 e 1,20% de peso, exceto uma amostra (G-47) que é isenta de córindon (Anexo 3, Tabela A3-6). Segundo Schorscher (1992), a presença destes teores de córindon, contudo, não é considerada indicativa da derivação metassedimentar das rochas arqueanas estudadas, uma vez que os teores de plagioclásio modal podem causar este efeito, bem como alterações anisoquímicas durante os processos de retrometamorfismo e saussuritização, tais como leve enriquecimento residual de alumínio acompanhado de mobilização e remoção parcial-subordinada de sódio e cálcio.

Por outro lado, este processo tende a ser contrabalançado por processos de metamorfismo progressivo em fácies anfibolito onde ocorrem remigmatização e fusões parciais incipientes que comumente são acompanhadas de enriquecimento de potássio. Isto pode ter sido o caso das rochas estudadas.

* Elementos Maiores

As análises de rochas da associação TTG foram plotadas em diagramas de SiO_2 versus os demais óxidos (Figura 3). Porém, devido ao número reduzido de análises não foi

possível verificar as variações nos subgrupos; foram feitas somente comparações entre os mesmos. De maneira geral, notam-se dispersões bastante acentuadas de grande parte dos dados analíticos. As duas amostras do subgrupo I ocupam regiões distintas das demais na maioria dos diagramas evidenciando teores mais elevados de TiO_2 , MgO , CaO e, eventualmente, Na_2O , e menores de K_2O . As amostras dos subgrupos II e III evidenciam, apesar da dispersão, algumas regularidades comuns. Com o aumento de SiO_2 , apresentam tendência de diminuição dos teores de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, CaO , K_2O e P_2O_5 e valores aproximadamente constantes, muito baixos, de MgO .

Foram, também, utilizados gráficos de classificação segundo Debon & Le Fort (1983), baseados nos fatores multicatiónicos P e Q, e o sistema normativo Albita-Anortita-Ortoclásio (O'Connor, 1965). O primeiro tem a vantagem de indicar adicionalmente a tendência para composições perquartzosas ($Q > 150$, em média), ainda que não separe tonalitos de trondhjemitos. O segundo satisfaz no sentido de distinguir composições tonalíticas e trondhjemíticas, mas deixa a desejar quanto à caracterização das composições granodioríticas (mais ricas em quartzo). Assim, no diagrama da Figura 4 (Debon & Le Fort, *op cit.*), as amostras estudadas situam-se nos campos das rochas graníticas (subgrupo III), adamelíticas (subgrupo II) a trondhjemíticas (subgrupo I), sendo todas perquartzosas. A Figura 5 (O'Connor, *op cit.*), por sua vez, separa as rochas do subgrupo I no campo dos trondhjemitos, enquanto as rochas do sub-grupo II e III figuram no campo dos granitos.

No diagrama R1R2 de La Roche et al. (1980), as amostras dos subgrupos II e III ocupam os campos dos granitos e álcali-granitos, e as do subgrupo I o campo dos granodioritos (Figura 6).

No gráfico baseado em minerais característicos e máficos de Debon & Le Fort (1983), as amostras figuram no campo de rochas de composições peraluminosas, com exceção da amostra G-47 que figura no setor IV (caracterizado pelo anfibólio) de rochas de composição metaluminosa, o que está de acordo com suas características petrográficas (Figura 7). Ainda nesta figura é possível separar o subgrupo I no setor III do subgrupo II no setor I e observar o espalhamento sistemático das rochas do subgrupo III nos setores de I a IV respectivamente, caracterizados pelos seguintes minerais característicos: (I) muscovita ou muscovita > biotita; (II) biotita > muscovita; (III) biotita; e (IV) anfibólio.

No diagrama de Middlemost (1985) as rochas do subgrupo I figuram no campo dos granodioritos, enquanto que as rochas dos subgrupos II e III estão representadas no campo dos álcali-feldspato-granitos e granitos (Figura 8).

O diagrama QAP (Le Maitre, 1989) separa as amostras do subgrupo I no campo dos tonalitos, e as amostras dos subgrupos II e III no campo dos granitos 3b (Figura 9).

Figura 3: Diagrama SiO_2 x demais óxidos para as rochas graníticas da associação TTG. Símbolos: (●) Subgrupo I; (○) Subgrupo II; (△) Subgrupo III; (▲) Subgrupo III com muita alanita; (▼) Subgrupo III com anfibólio.

Figura 4: Rochas da associação TTG apresentam as seguintes composições: (1) graníticas - subgrupo III, (2) adamelíticas - subgrupo II, e (4) trondhjemiticas - subgrupo I. A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 5: Separa as rochas do subgrupo I no campo dos trondhjemitos (D) e rochas dos subgrupos II e III no campo dos granitos (E). A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 6: O diagrama R_1R_2 de La Roche et al. (1990) separa as rochas do subgrupo I no campo dos granodioritos e dos subgrupos II e III nos campos dos granitos e álcali-feldspatogranitos. A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 7: As rochas da associação TTG mostram composições peraluminosas, separando-se, porém, em diferentes setores: subgrupo I = setor III, subgrupo II = setor I e subgrupo III = setores I, II, III, IV (respectivamente, muscovita, biotita > muscovita, biotita, anfibólio). A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 8: Separa as rochas do subgrupo I no campo dos granodioritos (11) e as rochas dos subgrupos II e III no campo dos granitos (6) e álcali-feldspato-granitos (3). A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 9: Amostras do subgrupo I apresentam composições tonalíticas (5) e dos subgrupos II e III composições graníticas (3). A simbologia é a mesma do Subgrupo 3.

Apesar da variação química retratada nos diagramas e das diferenças entre os sistemas de classificação química utilizados e respectivas nomenclaturas, nota-se uma boa concordância com as classificações modais. As rochas *sensu lato* graníticas da associação TTG mostram espalhamento composicional de granitos (3b) a trondhjemitos (leucotonalitos), na maioria dos diagramas evidenciando ainda uma continuidade evolutiva composicional que abrange todas as amostras analisadas.

* - Elementos Menores e Traços

Os dados analíticos (Tabela A3-1) evidenciam para amostras do subgrupo I teores mais elevados de Cr, Ni, Ti, Y e V e teores mais baixos de Ba em relação as rochas dos demais subgrupos (com exceção das amostras do subgrupo III, G-47 que possui conteúdos ainda mais elevados em Ti e V e G-16 de Y, La e Nd).

No diagrama de El Bouseily & El Sokkary (1975), as amostras dos subgrupos II e III apresentam-se enriquecidas em Ba, ocupando os campos dos granitos anômalos a granitos normais. As amostras G-16 e G-43 (subgrupo III), fortemente enriquecidas em Rb, evidenciam tendências evolutivas para granitos avançadamente diferenciados. As amostras do subgrupo I indicam algum enriquecimento em Rb, entretanto, posicionam-se fora dos limites dos campos definidos (Figura 10).

* Ambiente Geotectônico

Alguns diagramas geoquímicos propostos para a discriminação geotectônica de granitóides pós-arqueanos foram construídos, mais especificamente, com finalidades comparativas do que interpretativas, já que a natureza orogênica das rochas da associação TTG ficou bem evidenciada por suas características geológicas de deformação e polimetamorfismo. Para tanto, utilizaram-se o diagrama de Batchelor & Bowden (1985), derivado do diagrama R1R2 de La Roche et al. (1980), e o diagrama de Maniar & Piccoli (1989). No diagrama de Batchelor & Bowden (op cit.) a maioria das amostras dos subgrupos II e III situam-se nas áreas dos campos 6 e 7, atribuídos, respectivamente, aos granitóides sin-colisionais e pós-orogênicos (Figura 11). Entretanto, estas composições de elementos maiores não são muito específicas e compreendem também a grande maioria dos granitóides de anatexia o que, mais especificamente, corresponderia as características das rochas estudadas. No diagrama da Figuras 12 (Maniar & Piccoli, 1989) a grande maioria das amostras figuram no campo dos granitos pós-orogênicos ou próximo a ele. Uma amostra do subgrupo I situa-se no campo dos granitóides IAG-CAG-CCG (respectivamente, arcos de ilha, arcos continentais e de colisão continental). A Figura 13 de Maniar & Piccoli (op cit.), evidencia a natureza peraluminosa das rochas *sensu lato* graníticas estudadas (com exceção

da amostra G-47 do subgrupo III que apresenta composição metaluminosa). Neste último diagrama as amostras figuram nos campos dos granitóides orogênicos.

Entre os gráficos de discriminação genética e de ambiente geotectônico baseados em elementos traços, foram utilizados os de Pearce et al. (1984) e Whalen et al. (1987). O primeiro distingue granitóides anorogênicos intra-placas continentais (WPG) e de dorsal oceânica (ORG) de granitóides orogênicos sin-colisionais (syn-COLG) e de arcos vulcânicos (VAG). No diagrama da Figura 14 (Pearce et al., 1984), as amostras estudadas ocupam um campo que se estende dos granitóides WPG em direção aos tipos VAG e syn-COLG. No diagrama de Whalen et al. (1987) as amostras analisadas caracterizam-se como diferenciados félsicos de granitóides orogênicos a granitóides com características geoquímicas de granitos tipo A (Figura 15). É importante mencionar que estes autores destacaram que os granitos tipo A não são restritos a áreas anorogênicas ou de rifteamento, mas ocorreram durante todo tempo geológico e em todos os ambientes geotectônicos.

Figura 10: Distribuição das rochas da associação TTG no diagrama Ba-Rb-Sr: subgrupos II e III apresentam características de granitos anômalos (3) a granitos normais (4), subgrupo I mostra-se levemente enriquecido em Rb. As amostras G-16 e G-43 (subgrupo III) figuram no campo dos granitos fortemente diferenciados (5). A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 11: As rochas da associação TTG distribuem-se em torno dos campos (6 e 7) dos granitóides sin-colisionais a pós-orogênicos. A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 12: Distribuição das rochas da associação TTG no campo dos granitóides pós-orogênicos. Uma amostra do subgrupo I figura nos campos IAG-CAG-CCG (granitóides de arcos de ilha, de arcos continentais e de colisão continental). A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 13: As rochas da associação TTG ocupam os campos dos principais granitóides orogênicos: Subgrupo I: CAG (granitóides de arcos continentais) ou CCG (de colisão continental); Subgrupos II e III: CCG ou POG (pós-orogênicos). A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 14: Distribuição de parte das rochas da associação TTG no campo dos granitóides intra-placas. A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 15: Separa as amostras do subgrupo II e a amostra G-44 (subgrupo III) no campo dos granitóides orogênicos félsicos, e amostras dos subgrupos I e III no campo dos granitóides mais evoluídos, com características de granitos tipo A. A simbologia é a mesma da Figura 3.

Dos diagramas geoquímicos interpretativos utilizados os que melhor concordam com as características geológicas observadas são os de Batchelor & Bowden (1985), considerando a interpretação de granitóides de anatexia (Figura 11), de Maniar & Piccoli (1989) indicando peraluminicidade e origem orogênica (Figura 12) e de Whalen et al. (1987) indicando/admitindo origem orogênica e características de granitos tipo A (Figura 15).

* "Spidergrams"

Elementos compatíveis e incompatíveis (maiores e traços) das rochas *sensu lato* graníticas da associação TTG arqueana foram representados e analisados em "spidergrams" com normalização em dados de granitóides de dorsal oceânica - ORG (Pearce et al., 1984) e em "spidergrams" expandidos, normalizados em valores do manto primitivo - PRIM (Taylor & McLennan, 1985), os quais estão representados nas Figuras 16 e 17. "Spidergrams" normalizados em PRIM, mostram que as rochas dos subgrupos I e III (com exceção da amostra G-44), tem composições claramente mais enriquecidas em Nb, La, Ce, Nd, Zr e Y e empobrecidas em Ba e Sr do que as rochas do subgrupo II (mais amostra G-44).

Figura 16: "Spidergrams" expandidos com normalização em valores do manto primitivo - PRIM (Taylor & McLennan, 1985) para amostras da associação TTG. A simbologia é a mesma da Figura 3.

Figura 17: "Spidergrams" normalizados em valores de granitóides de dorsal oceânica-ORG, segundo Pearce et al. (1984), para as amostras da associação TTG. A simbologia é a mesma da Figura 3.

De um modo geral, notam-se na maioria ou mesmo totalidade das amostras, anomalias positivas fortes ($>20 \times$) para os elementos: K, Rb, Pb, Ba, Th, U, Nb, La, Ce e Nd. Zr apresenta enriquecimentos variáveis fracos ($>1-20 \times$) a fortes, algo similares aos de Y que, entretanto, são menos pronunciados (exceto para a amostra G-16). Sr apresenta, predominantemente, enriquecimentos fracos e, excepcionalmente, a falta de fracionamentos ou mesmo empobrecimentos fracos. Ti e Zn não sofreram fracionamentos oscilando em torno da unidade. V e Cu apresentam empobrecimentos fracos a moderados e Ni e Cr, como elementos mais compatíveis apresentam empobrecimentos fortes (Figura 16). A amostra G-16 (subgrupo III), petrograficamente caracterizada por muita alanita, apresenta os mais elevados enriquecimentos em Nb, La, Nd e Y.

Quando plotadas em "spiders" normalizados em valores de granitóides de dorsais oceânicas - ORG, todas as amostras da associação TTG apresentam padrões geoquímicos bastante similares, caracterizados por anomalias positivas de K_2O , Rb, Ba, Th, Nb e Ce, onde as anomalias de K_2O , Ba, Nb e Ce são fracas a moderadas. Zr e Y indicam a falta de fracionamento, ou ainda, empobrecimentos fracos. Amostras do subgrupo I apresentam relativo empobrecimento em K_2O , Rb, Ba e Th em relação aos demais subgrupos e falta de fracionamento para Zr e Y. A amostra G-16 do subgrupo III, com muita alanita, apresenta os enriquecimentos mais fortes em Y e Nb (Figura 17). Os "spiders" com normalização ORG sustentam, ainda, a natureza orogênica das rochas TTG apresentando similaridades com granitos de arcos vulcânicos e, em particular, com granitóides da margem continental ativa do Chile (Pearce et al., 1984; Schorscher, 1992).

9.1.2 - Granitóides Borrachudos (GB) e Metagranitóides Foliados com Fluorita (MGF)

Dados geoquímicos dos GB foram publicados por Herz (1970), Chemale Jr. (1987) e Schorscher (1992). Neste trabalho foram analisadas 10 amostras de GB e 5 amostras de MGF, que foram tratados comparativamente, em conjunto.

Os dados analíticos estão contidos na Tabela A3-2, Anexo 3. Estes dados evidenciam claramente tendência muito rica em sílica, com teores de $SiO_2 > 74\%$ de peso na maior parte das amostras de GB, e teores de $SiO_2 > 77\%$ de peso para as amostras de MGF. Apenas as amostras G-14a, G-26c e G-27 de GB apresentam teores de SiO_2 algo mais baixos (SiO_2 entre 70-74% de peso). A amostra O3, com teores ainda mais baixos de SiO_2 , representa a parte mais máfica, mesocrática, de uma amostra de GB, caracterizada petrograficamente por agregados poligonais de fluorita e porfiroblastos de fluotaramita e biotita formando concentrados de minerais máficos, totalizando em torno de 35% modais, enquanto que todas as demais amostras apresentam-se leucocráticas a hololeucocráticas.

Em cálculos normativos CIPW, todas as análises de GB e MGF apresentam teores elevados de quartzo-normativo ($Q = 20.70$ a 41.33%), com exceção da amostra 03 que, por ser uma "schlieren" máfica, de mineralogia anômala, apresenta-se nefelina-normativa e com os teores mais elevados de Or, An, Di e Hy. As amostras G-17a, G-17d, G-18a, G-26a, G-26c são fracamente córindon (C) normativas ($C < 0.54\%$ de peso), sustentando, de acordo com evidências mineralógicas, composições levemente peraluminicas a metaluminicas (Figura 24 e Tabela A3-7, Anexo 3).

* Elementos Maiores

Nos diagramas geoquímicos de classificação e caracterização baseados em elementos maiores e em dados normativos (O'Connor, 1965; Debon & Le Fort, 1983; Middlemost, 1985; Le Maitre, 1989), as amostras de GB e MGF figuram no campo dos granitos e álcali-feldspato-granitos (Figuras 18 a 21). Ainda, na Figura 20, é possível uma separação destes granitóides, sendo que entre as amostras de MGF predominam composições de álcali-feldspato-granitos, ao passo que nas amostras de GB, predominam composições graníticas, o que pode ser confirmado também no diagrama da Figura 22 (La Roche et al., 1980).

O diagrama de minerais característicos (Debon & Le Fort, 1983) retrata bem a composição leucogranítica destes granitóides, variando de peraluminica do Tipo III (biotítica) a metaluminica do Tipo IV (com ampla variedade de minerais máficos característicos, entre eles biotita e hornblenda, principalmente, além de ortopiroxênio, clinopiroxênio, epidoto primário e esfero) (Figura 23). Somente, uma amostra de GB situa-se no campo V que seria caracterizado pelo clinopiroxênio. Similarmente, a representação de Maniar & Piccoli (1989), baseada no Índice de Shand, reforça a natureza peraluminica a metaluminica de ambos os tipos de granitóides, com tendências predominantemente metaluminicas para as amostras de GB e peraluminicas para as amostras de MGF (Figura 24).

* Elementos Menores e Traços

O diagrama triangular Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975), separa bem os GB e MGF onde os GB figuram no campo dos granitos normais e os MGF no campo dos granitos fortemente diferenciados com enriquecimento em Rb (Figura 25).

A presença do elemento berílio nos GB e MGF, seja na forma do mineral berilo ou como anomalia geoquímica, pode constituir-se num importante indicador petrogenético-metalogenético e, assim, quanto aos controles das jazidas de esmeraldas. Visto que a identificação microscópica-petrográfica do berilo como mineral menor ou traço é bastante problemática em assembléias minerais ricas em quartzo, particularmente quando se trata de berilo em quantidades pequenas e de granulação fina, foram efetuados trabalhos

Figura 18: Distribuição das amostras dos GB e MGF no campo dos granitos (símbolos: GB - Granitóides Borrachudos (+); MGF - Metagranitóides Foliados com Fluorita (*)).

Figura 19: Distribuição das amostras dos GB (+) e MGF (*) no campo dos granitos (1) e adamelitos (2), predominantemente, perquartzosos.

Figura 20: Distribuição das amostras de GB (+) e MGF (*) nos campos dos granitos (6) e dos álcali-feldspato-granitos (3).

Figura 21: Distribuição das amostras dos GB (+) e MGF (*) no campo dos granitos 3b.

Figura 24: Os GB (+) e MGF (*) mostram composições metalumínicas a peralumínicas com tendências predominantemente metalumínicas para as amostras de GB e peralumínicas para as amostras de MGF.

Figura 25: Os GB (+) predominam no campo dos granitos normais (4) e os MGF (*) no campo dos granitos fortemente diferenciados (5) (El Bouseily & El Sokkary, 1975).

geoquímicos adicionais, específicos para o elemento Be. Os resultados confirmaram a presença generalizada, sistemática e significativa do berílio tanto nos GB como nos MGF (Tabela 3).

Amostras	Litotipos	Be (ppm)
03	GB	13,0
G-9	MGF	5,5
G-14	GB	10,2
G-15a	MGF	8,3
G-17a	MGF	12,8
G-17d	MGF	13,8
G-18a	MGF	8,1
G-23	GB	6,3
G-26a	GB	6,6
G-26b	GB	5,0
G-26c	GB	6,3
G-27	GB	4,9

Tabela 3: Resultados das análises de Be nos GB e MGF, via Absorção Atômica.

* Ambiente Geotectônico

As análises dos GB e MGF foram representadas no diagrama da Figura 26 de Maniar & Piccoli (1989), onde tanto os GB como os MGF figuram no campo RRG + CEUG, de granitóides relacionados a zonas de "rift" (RRG) e de áreas de soerguimento epirogênico continental (CEUG), ou seja, de granitóides anorogênicos.

Na representação de Batchelor & Bowden (1985), baseada em elementos maiores, verifica-se, entretanto, um espalhamento sistemático e contínuo do campo dos granitóides sin-colisionais (e/ou de anatexia) aos tardi-orogênicos, ou seja, integralmente nos limites composicionais de granitóides orogênicos (Figura 27).

O diagrama de Pearce et al. (1984), com base nos elementos traços Y-Nb-Rb, foi elaborado para granitóides pós-arqueanos. Nestes, as amostras de GB e MGF figuram no campo dos granitóides anorogênicos intra-placa (WPG) (Figura 28).

No diagrama da Figura 29 de Whalen et al. (1987), baseado em elementos maiores e traços, os GB e MGF apresentam características geoquímicas de Granitos Tipo A, o que, de acordo com os autores, implicaria geneticamente apenas numa origem em ambiente de crosta sílica profunda, não necessariamente num ambiente anorogênico.

Figura 26: Os GB (+) e MGF (*) ocupam o campo dos granitóides relacionados a "rift" (RRG) e granitóides de soerguimento epirogênico continental (CEUG).

Figura 27: Espalhamento sistemático das amostras de GB (+) e MGF (*) nos campos de granitóides orogênicos, com concentração dos MGF na região das composições de fusões anatéticas mínimas do sistema granítico.

Figura 28: Distribuição dos GB (+) e MGF (*) no campo dos granitóides anorogênicos intra-placa (WPG).

Figura 29: Os GB (+) e MGF (*) apresentam características geoquímicas de granitos Tipo A.

• "Spidergrams"

Foram construídos "spidergrams" expandidos, normalizados em valores do manto primitivo - PRIM (Taylor & McLennan, 1985), e "spiders" com normalização em granitóides de dorsal oceânica ORG (Pearce et al., 1984). Todos estes granitóides revelaram padrões geoquímicos muito bem definidos e praticamente idênticos. No diagrama normalizado em valores do manto primitivo (Figura 30) as amostras de GB e MGF mostram anomalias positivas para a maioria dos elementos analisados e anomalias negativas sistemáticas apenas para V, Cu, Ni e Cr. Variabilidades maiores, no caso dos elementos Pb e Zn, devem-se a mineralizações fracas de galena e esfalerita. A elevada anomalia de Th na amostra G-14a corresponde a teores modais mais elevados de alanita. As amostras de MGF mostram-se mais enriquecidas em U e Rb do que as amostras de GB que, por sua vez, são mais ricas em Ba (Figura 30).

De maneira semelhante, em "spidersgrams" normalizados em valores de ORG (Pearce et al., 1984), as amostras de GB e MGF revelaram anomalias positivas de K_2O , Rb, Th (forte para a amostra G-14a), Nb e Ce. O Ba mostra comportamento diferenciado sendo, em geral, mais enriquecido nos GB. Zr e Y não evidenciam fracionamentos (Figura 31). Conclui-se que houve um empobrecimento dos elementos mais compatíveis nas amostras de MGF em relação as de GB e enriquecimento dos elementos incompatíveis em ambos os tipos de granitóides quando comparados as rochas da associação TTG. O enriquecimento de Rb nos MGF e de Ba nos GB são tentativamente atribuídos aos processos de metamorfismo regional proterozóico, que nos MGF causaram fusão parcial incipiente e reestruturação completa dos feldspatos alcalinos para microclíneos, enquanto que nos GB são ainda peritéticos e com inclusões de restos de plagioclásios saussuritizados.

Norm: PRIM

Figura 30: "Spidergrams" das amostras de GB (+) e MGF (*), expandidos, normalizados em valores do manto primitivo - PRIM (Taylor & McLennan, 1985).

Figura 31: "Spidergrams" das amostras de GB (+) e MGF (*), normalizados em granitóides de dorsal oceânica - ORG (segundo Pearce et al., 1984).

9.2 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR

Para os estudos geoquímicos das rochas da Sequência Vulcano-Sedimentar, foram consideradas as rochas metaultramáficas e cromititos disseminados (incluindo seus equivalentes metassomáticos), além dos anfibolitos metabásicos.

9.2.1 - Rochas metaultramáficas, cromititos disseminados e equivalentes metassomáticos

Dados analíticos das rochas metaultramáficas, cromititos disseminados e equivalentes metassomáticos encontram-se na Tabela A3-3, Anexo 3.

Os tratamentos dos resultados analíticos destas rochas para detalhamentos geoquímicos e petrológicos são problemáticos tanto pela entrada dos fluidos metamórfico-metassomáticos (H_2O e CO_2) nas rochas originalmente anídras que sempre provocam também outras mudanças químicas não apenas de diluição (Irvine & Baragar, 1971), como, particularmente, pela atuação dos fluidos/processos mineralizantes. Na tentativa de

classificação geoquímica, foram consideradas apenas amostras de rochas metaultramáficas não ou pouco alteradas por processos mineralizantes, isentas ou com conteúdos baixos de biotita/flogopita, correspondendo a teores de $K_2O < 1.5\%$ de peso. Os equivalentes metassomáticos das rochas metaultramáficas, por sua vez, foram agrupados petrograficamente de acordo com suas proporções em flogopita em flogopita-anfibólitos (5-45% de flogopita), anfibólio-flogopita-xistos (45-80% de flogopita) e flogopititos (>80% de flogopita), que apresentaram valores de LOI, perda ao fogo total ($H_2O^- + LOI$), bastante variáveis (de 1,62 a 15,02% de peso). Entretanto, devido ao reduzido número de amostras analisadas em geral e, principalmente, por subgrupos e, ainda, porque as amostras dos subgrupos estabelecidos não definiram sistemáticas geoquímicas específicas, optou-se por uma interpretação conjunta dos dados analíticos.

* Elementos Maiores

A Tabela A3-3 mostra que os teores de SiO_2 destas rochas variam entre 44,13 e 52,63 % de peso, com exceção da amostra NE-20 que representa o cromitito disseminado mais rico em cromita de todas as amostras analisadas, alterado, contendo flogopita e anfibólio apenas subordinados, o que explica os valores baixo de sílica ($SiO_2 = 24,57\%$) e elevado de Cr (valor semiquantitativo de 110.921 ppm). A alumina oscila entre 2,14 e 14,1 % de peso, e estas oscilações estão relacionadas com a variação dos conteúdos de hornblenda e/ou flogopita. CaO oscila entre 0,26 e 11,53 % de peso, oscilações estas também relacionadas com os conteúdos variáveis de hornblenda. Os conteúdos de K_2O variam de nulo (abaixo do limite de detecção, Anexo 1) nas amostras não flogopitizadas a > 5 % de peso nos flogopititos. Fora isto, a química de elementos maiores não varia muito.

Nas tentativas de classificação dos protólitos ígneos das rochas metaultramáficas foram utilizadas apenas as amostras com teores de $K_2O < 1,5\%$ de peso, excluindo também os cromititos (com teores > 10.000 ppm de Cr) e, em função das evidências geológicas, foram utilizados apenas conceitos de rochas vulcânicas. As amostras consideradas foram Gal 1-5, C-02, A-08, NE-29b, A-7a, I-02, NE-25, 6*m, A-13, BE-03 e I-02a.

O diagrama da Figura 32 (Le Maitre, 1989) demonstra o posicionamento das amostras estudadas desde o campo dos basaltos até o campo dos komatiitos, verificando-se, porém, uma maior concentração no campo dos picritos. Esta pode indicar a atuação de processos de enriquecimento cumulático de olivinas nos derrames ultramáficos. Tais processos parecem possíveis inclusive pela formação dos cromititos disseminados em alguns destes derrames, e que, em alguns casos, preservaram texturas cumuláticas.

A mesma população analítica representada no diagrama de Jensen (1976), tem pontos figurativos nos campos dos komatiitos basálticos e peridotíticos (Figura 33).

* Elementos menores e traços

Na análise global dos elementos traços das rochas metaultramáficas, cromititos e equivalentes metassomáticos alguns elementos chamam atenção, entre estes o Cr que varia na faixa entre 1500 e >100.000 ppm, em função dos teores de cromita. Estas cromitas acessórias ou cumuláticas (nos cromititos) sobreviveram aos processos metamórficos regionais, com composição magmática original, conforme atestam, em microscopia de minérios, núcleos não transformados em ferrita-cromita. Tais cromitas foram analisadas por Schorscher (1991a; 1992), via microsonda eletrônica, e invariavelmente, apresentam, nos núcleos preservados, teores elevados de zinco (ZnO em torno de 2% de peso ou mais), contidos na estrutura do mineral. Desta forma, as cromitas são inclusive responsáveis pelas anomalias geoquímicas de Zn observadas nas rochas estudadas, na faixa de 150-8.000 ppm, enquanto que as médias normais de Zn em rochas ultramáficas situam-se na faixa de 50-80 ppm (Turekian & Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1972). O significado petrogenético do Zn nas cromitas derivadas de magmas komatiíticos é interessante, uma vez que o Zn não é um elemento comum em fusões ultramáficas e uma vez que cromitas com zinco em rochas ultramáficas pós-arqueanas são raras (Schorscher, 1992).

Figura 34: O processo de flogopitização é caracterizado pelo aumento correlacionado de K_2O , Ba e Rb, elementos incorporados na flogopita.

Demais elementos traços que variam em maior proporção incluem, entre outros:

os compatíveis Ni e V, os menos compatíveis Ti e Y, e os fortemente incompatíveis Rb e Ba. Estas variações atribuem-se tanto a diferenças composicionais magmáticas primárias como a processos secundários, metamórfico-metassomáticos e mineralizantes, estes últimos incipientes.

Algumas características geoquímicas dos processos metassomáticos mineralizantes, de flogopitização, fracos a fortes, são muito bem retratadas no diagrama Rb + Ba *versus* K₂O da Figura 34, onde foram representadas conjuntamente todas as amostras analisadas (rochas metaultramáficas, cromititos e equivalentes metassomáticos). Neste observa-se que a medida que aumenta o conteúdo de K₂O, representativo da flogopita, aumentam os conteúdos de Ba e Rb, que são elementos incorporados neste mineral.

* "Spidergrams"

As análises em diagramas multi-elementares visaram a caracterização comparativa das rochas metaultramáficas e dos cromititos não afetados por processos metassomáticos entre si e em relação aos seus equivalentes metassomáticos. Para tanto, foram estabelecidos valores geoquímicos limites de Cr = 10.000 ppm (= 1% de peso) para separar rochas metaultramáficas de cromititos, e de K₂O, respectivamente, de 0.8 e 0.5% de peso para separar as rochas e os cromititos "normais" dos seus respectivos equivalentes metassomáticos. Os valores escolhidos correspondem, aproximadamente, a 5% de cromita modal e ao aparecimento de flogopita nas rochas e nos cromititos fracamente metassomáticos. Resultaram, assim, os seguintes grupamentos:

- * Rochas metaultramáficas não metassomáticas: amostras A-08, NE-29b, 6*m, A-13, BE-03, B-19, I-02a;

- * Rochas metaultramáficas metassomáticas: amostras Gal 1-5, NE-08, NE-07, C-02, NE-09, BT-01, NE-10, A-7a, NE-11, I-02, 6*v, Gal 1-6, NE-25, NE-24, CAP-1, I-03, 1*b, G-39a;

- * Cromititos não metassomáticos: amostras 1*, 1*a, BE-01;

- * Cromititos metassomáticos: amostras NE-03, A-16c, NE-20, CAP-5, B-15.

As amostras de rochas metaultramáficas e de cromititos não metassomáticos foram representadas em diagramas multielementares normalizados em valores de manto primitivo (PRIM), segundo Clarke (1990; 1992). Para tanto, foram introduzidos alguns valores numéricos fictícios para substituir os valores analíticos nulos nos arquivos de dados originais. Estes valores foram escolhidos sempre abaixo do limite de detecção dos respectivos elementos. A Tabela A3-4 com os dados alterados encontra-se no Anexo 3. Nesta foram ainda alterados os valores aparentes, muito elevados, de Ce e Nd da amostra de cromitito NE-20, sendo que estes devem-se a interferências analíticas causadas pelo Cr, que no caso, se constitui num elemento maior (Tabelas A3-3 e A3-4).

Figura 35: Rochas metaultramáficas não metassomatizadas representadas em "spidergrams" normalizados em valores do manto primitivo - PRIM.

Figura 36: Cromititos não metassomatizados representados em "spidergrams" normalizados em valores do manto primitivo - PRIM.

Os diagramas obtidos (Figuras 35 e 36) retratam, essencialmente, as variabilidades primárias, ígneas, dos vulcanitos ultramáficos e dos cromititos, e as alterações aloquímicas que sofreram durante a evolução polimetamórfica. Destacam-se como feições características os enriquecimentos sistemáticos, ainda que bastante variáveis, dos elementos mais incompatíveis, com exceção do Sr que se apresenta empobrecido. Dos elementos mais compatíveis, Zr, Ti, V, Cu e Cr variam, em geral, próximo aos valores padrão; Y e Zn apresentam-se algo enriquecidos, o Zn certamente por motivos magmáticos, encontrando-se na estrutura das cromitas (Schorscher, 1992); e o V e o Ni são fracamente empobrecidos (Figura 35). De um modo geral, notam-se ainda as variabilidades maiores e também menos sistemáticas dos elementos mais incompatíveis, indicativos, provavelmente, das alterações aloquímicas por processos metamórficos (Figura 35). Praticamente, as mesmas observações podem ser feitas nos cromititos, em geral, de uma forma mais acentuada (Figura 36).

Para avaliação dos processos metassomáticos foram calculadas as composições médias dos dois agrupamentos analíticos representativos, respectivamente, das rochas metaultramáficas e dos cromititos não metassomáticos. Estes valores foram utilizados como dados de normalização, respectivamente, para as rochas metaultramáficas metassomáticas e cromititos metassomáticos (Figuras 37 e 38). As principais características dos processos metassomáticos nas rochas metaultramáficas incluem (Figura 37):

- * enriquecimento típico de K_2O e (K);
- * enriquecimento igualmente típico de Al_2O_3 ;
- * empobrecimento de CaO nas rochas mais potassificadas;
- * enriquecimento forte de Rb (similar ao K);
- * enriquecimento de Ba, Y, Ce e Nd.

Observações similares podem ser feitas no diagrama representativo dos cromititos metassomáticos, exceção feita as seguintes diferenças principais (Figura 38):

- * as fortes variações do Cr se devem, neste caso, não a alteração metassomática e sim aos teores primários, bastante variáveis, de cromita nos cromititos que incluem desde tipos disseminados pobres (com, aproximadamente, 5% modais deste mineral) como outros mais ricos (com, no máximo, em torno de 25% modais de cromita);

- * similarmente, explicam-se as variações do Zn que se devem ao enriquecimento bastante característico deste elemento nas cromitas;

- * são, ainda, notáveis as variações mais fortes e menos sistemáticas dos elementos Nb, Y, U, La, Ce, Nd, entre outros, que podem ser devidas, inclusive, a fatores analíticos, principalmente no caso dos elementos U e Terras Raras.

De um modo geral, há de se destacar que as principais transformações geoquímicas causadas pelos processos metassomáticos retratam bem o principal processo

Figura 37: "Spidergrams" das rochas metaultramáficas metassomatizadas, normalizados em valores das composições médias das rochas metaultramáficas não alteradas.

Figura 38: "Spidergrams" dos cromitos metassomatizados, normalizados em valores das composições médias dos cromitos não alterados.

mineralógico observado, isto é, a flogopitização variável, incipiente a total, das rochas metaultramáficas e dos cromititos metassomáticos.

9.2.2 - Anfibolitos metabásicos

Dados analíticos dos anfibolitos metabásicos da região estudada encontram-se na Tabela A3-5, Anexo 3.

Incluíram-se nas análises geoquímicas exemplos dos diversos subgrupos petrográficos anteriormente discriminados: plagioclásio-quartzo-anfibolitos (PQA), plagioclásio-quartzo-anfibolitos com granada (PQAG), plagioclásio-quartzo-anfibolitos com epidoto (PQAE) e plagioclásio-quartzo-anfibolitos com alofana (PQAA). Porém, destes apenas os primeiros três grupos serão tratados com finalidades petrogenéticas para tentar reconstruir as características primárias do magmatismo extrusivo básico da sequência vulcano-sedimentar. Os anfibolitos com alofana (PQAA) são produtos de intemperismo seletivo do plagioclásio e assim caracterizados por perdas substanciais principalmente de Na, mas também de Ca e, conseqüentemente, enriquecimento relativo de Al, além de forte hidratação (Tabela A3-5) (Schorscher, 1977).

* Elementos Maiores e Cálculos Normativos CIPW

As rochas estudadas são, em sua maioria básicas, com algumas amostras adentrando a faixa composicional das rochas intermediárias (Tabela A3-5). Segundo a classificação de Pearce & Cann (1973), apresentam quimismos essencialmente basálticos, com CaO + MgO maior que 12% e menor que 20% de peso (com exceção da amostra C-01a, subgrupo PQAG, com teores de CaO + MgO = 8,86%), sendo, ainda, pobres em K, com K₂O < 1,86% e pobres em Ti, com TiO₂ < 2,0%. Quanto ao número de Mg (Mg#) variam de 32 a 62, sendo que a maioria dos dados está na faixa de 50 a > 60 (Tabela A3-5).

Cálculos normativos CIPW, excetuando-se os anfibolitos com alofana, efetuados a partir dos dados analíticos recalculados anidros, com uma razão Fe⁺²/Fe⁺³=0.85 e padronizados em 100 % totais, são apresentados na Tabela A3-8. Indicam a tendência geral toleítica desses anfibolitos, que são todos hiperstênio-normativos, variando de olivina-normativos (a maioria) a quartzo-normativos.

Os diagramas de Irvine & Baragar (1971) e de Jensen (1976) apontam para uma natureza sub-alcalina, toleítica, da maioria dos anfibolitos estudados existindo entre estes tanto toleitos ricos em Mg como ricos em Fe (Figuras 39 a 41).

Figura 39: Evidencia a natureza sub-alcalina dos anfibolitos metabásicos (símbolos: Δ :PQA = plagioclásio-quartzo-anfibolito, ∇ PQAE = plagioclásio-quartzo-anfibolito com epidoto, $\blacktriangle$ PQAG = plagioclásio-quartzo-anfibolito com granada).

Figura 40: Separa os anfibolitos metabásicos principalmente no campo dos toleitos (símbolos ver Figura 39).

Figura 41: Indica que os anfibolitos metabásicos são formados predominantemente a partir de toleitos ricos em Fe a ricos em Mg (símbolos ver Figura 39).

* Elementos Menores e Traços

Em termos de elementos traços, os anfibolitos metabásicos apresentam teores variáveis de Th, Nb, Zr, Sr, Rb, Cr, Ni, Y, Ce, Nd, entre outros.

Processos de enriquecimento ou depauperização dos protólitos do manto podem ser refletidos pelo conteúdo destes elementos, por exemplo de Nb, elemento traço considerado imóvel e um sensível indicador do ambiente tectonomagmático de basaltos (Pearce & Cann, 1973). A razão Nb/Y é usada por estes autores como índice de alcalinidade de basaltos, com o valor aproximado de 0.67 subdividindo suítes de magmas sub-alcinos (<0.67) de alcalinos (>0.67). A maior parte das amostras estudadas fornecem razões Nb/Y < 0.67, reforçando a natureza sub-alcina para as mesmas.

Winchester & Floyd (1977) utilizaram concentrações dos elementos menores e traços Ti, Y, Zr, Nb, Ce, Ga e Sr, inertes durante processos de alteração secundária para discriminação geoquímica de diferentes séries de magma e seus produtos de diferenciação. Entre estas, utilizaram a razão Zr/TiO₂ como indicativa do grau de diferenciação de um magma. Aumentos desta razão refletem a diferenciação progressiva de um magma básico. Os diversos subgrupos de anfibolitos metabásicos mostram baixas razões Zr/TiO₂, o que vem confirmar sua natureza sub-alcina pouco evoluída (Figura 42).

Figura 42: Os anfibolitos metabásicos mostram baixas razões Zr/TiO_2 , confirmando sua natureza sub-alcalina (símbolos ver Figura 39).

* Ambiente Geotectônico

Dados analíticos dos elementos Ti, Zr, Y, Nb e Sr, bem como de Ti e Cr, foram usados por Pearce & Cann (1973) e Pearce (1975) para caracterizar diferentes ambientes tectônicos de rochas básicas. No diagrama Ti-Zr, que segundo Pearce & Cann (op cit.) pode ser usado com restrições inclusive para rochas alteradas, e no diagrama Ti-Cr (Pearce, op cit.) as amostras desse trabalho figuram nos campos OFB e LKT, mostrando a ambiguidade existente entre basaltos de fundo oceânico anorogênicos e de arcos vulcânicos orogênicos (Figuras 43 e 44).

O elemento V é um sensível indicador das condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) durante os processos de fusão parcial e/ou cristalização fracionada. Em baixa fO_2 domina V^{+3} e os coeficientes de partição cristal/líquido V são >1 . Em alta fO_2 , domina V^{+5} e os coeficientes de partição são $\ll 1$. A diminuição do V com relação ao Ti é uma medida desta variação e, desse modo, da fO_2 , do magma e sua fonte (Shervais, 1982). Com base nisto, Shervais (1982) construiu o diagrama Ti-V, de elementos compatíveis e considerados relativamente imóveis inclusive em processo de metamorfismo, para discriminar entre possíveis ambientes tectônicos de rochas ofiolíticas. Utilizando este diagrama, percebe-se

Figura 43: Os anfibolitos metabásicos figuram nos campos LKT - de toleítos de baixo potássio e OFB - de basaltos de fundo oceânico, mostrando a ambiguidade existente entre as rochas de fundo oceânico anorogênicas e de arco vulcânico orogênicas (símbolos ver Figura 39).

Figura 44: Separa os anfibolitos metabásicos em sua maioria no campo OFB - de basaltos de fundo oceânico (símbolos ver Figura 39).

que os anfibolitos metabásicos da região estudada apresentam razões Ti/V entre 20 e 50, que os caracterizam como sendo formados a partir de basaltos de fundo oceânico anorogênicos, mais provavelmente, em ambiente de bacia de retro-arco (Figura 45). Isto vem confirmar os resultados obtidos no diagrama de Pearce (1975).

Figura 45: Anfibolitos metabásicos apresentam razões Ti/V entre 20 e 50, o que indica uma origem a partir de basaltos de fundo oceânico, sendo particularmente típicas para rochas geradas em ambiente de bacia de retro-arco.

* "Spidergrams"

As amostras de anfibolitos metabásicos foram representadas em "spidergrams" normais e expandidos, normalizados em valores de manto primitivo - PRIM e de basaltos de dorsais meso-oceânicas - MORB, segundo Clarke (1990; 1992) (Figuras 46 e 47).

Todos os anfibolitos metabásicos considerados apresentam espectros de elementos incompatíveis e compatíveis bastante similares, sendo caracterizados por enriquecimentos variáveis dos elementos incompatíveis e por padrões "planos" dos elementos mais compatíveis. Estes apresentam enriquecimentos moderados (em torno de 10 vezes em relação ao padrão PRIM) ou a falta de enriquecimentos (em relação ao padrão MORB), e ainda, anomalias negativas de Sr, Ni e Cr. As anomalias negativas de Ni e Cr indicam tipicamente processos de fracionamento de olivina e espinélio/cromitas durante a ascensão no manto dos magmas. As anomalias negativas de Sr são bastante significativas para o fracionamento de plagioclásio sob baixa ou moderada pressão, o que pode ocorrer em

Figura 46: "Spidergrams" expandidos dos anfibolitos metabásicos, normalizados em valores do manto primitivo - PRIM (Taylor & McLennan, 1985) (símbolos ver Figura 39).

Figura 47: "Spidergrams" dos anfibolitos metabásicos normalizados em valores de basaltos de cadeias meso-oceânicas - MORB (símbolos ver Figura 39).

câmaras magmáticas intermediárias, infra-crustais a crustais. Em tais câmaras magmáticas ou ainda, em geral, durante a ascensão crustal dos magmas basálticos em ambiente de *greenstone belts* arqueanos, ensiânicos, poderiam ocorrer as interações dos magmas mantélicos com material siálico, como aparentemente indicado pelos elementos incompatíveis. Entretanto, não devem e não podem ser excluídos processos aloquímicos, pre-metamórficos, que conhecidamente são atuantes em rochas vulcânicas de fundo oceânico e podem exercer influências similares sobre os elementos incompatíveis. Evidências petrográficas e metalogenéticas de tais alterações foram encontradas tanto na forma de anfibolitos ricos em epidoto como de cummingtonita-granada-cordierita-gnaisses/xistos, e ainda, na forma de anfibolitos mineralizados em scheelita.

Figura 48: Anfibolitos metabásicos com alofana representados em "spidergrams", utilizando como valores de normalização a composição da amostra G-1.

Os anfibolitos metabásicos com alofana foram analisados quanto a influência do intemperismo seletivo dos plagioclásios (Schorscher, 1977) sobre as demais variáveis geoquímicas. Para tanto, foram elaborados diagramas multielementares destas rochas utilizando como valores de normalização a composição da amostra G-1 escolhida por analogias geoquímicas quanto as demais variáveis (Figura 48). Os resultados indicam o enriquecimento sistemático de todos os elementos com tendência a concentração intempérica residual (Ti, Al, Fe, Mn, P, Zr) e remoção forte dos álcalis (Na, K, Rb) e do Sr. As

variações dos demais elementos, são menos regulares e mesmo quando regulares, como nos casos de Cr e Ni, podem ser efeitos de variações composicionais primárias das rochas não relacionadas à formação da alofana.

10 - ASPECTOS CRISTALOQUÍMICOS-MINERALÓGICOS DAS ESMERALDAS DAS JAZIDAS DE CAPOEIRANA E BELMONT

10.1 - INTRODUÇÃO

A palavra esmeralda provém do grego "smaragdos" que significa "gema-verde". Conforme define Webster (1983), a esmeralda é a variedade verde-grama do berilo, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$, cuja intensidade de cor está diretamente ligada à presença dos elementos Cr, Fe e V substituindo o Al na estrutura cristalina, destacando-se o elemento Cr como o principal agente corante (cromóforo) da esmeralda.

A estrutura cristalina do berilo, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$, que no âmbito da classe dos silicatos pertence a subclasse dos ciclossilicatos, foi determinada por Bragg & West (1926) e consiste de anéis de tetraedros SiO_4 e BeO_4 conectados com octaedros AlO_6 na razão $\text{Al}:\text{O}:\text{Si} = 6:3:1$. Portanto, estes anéis de composição Si_6O_{18} são unidos lateral e verticalmente a anéis adjacentes pelo Be em coordenação tetraédrica e pelo Al em coordenação octaédrica (Figura 49). Assim, cada átomo de alumínio é circundado e ligado a seis átomos de oxigênio, enquanto que cada átomo de berílio é circundado e ligado a quatro átomos de oxigênio. O elevado número e a uniformidade destas ligações proporcionam à estrutura do berilo uma grande coesão, contribuindo para sua dureza de 7.5 na escala de Mohs, bem como para a sua alta resistência ao ataque químico.

Uma outra característica estrutural de grande significado nas propriedades físicas e químicas do berilo, assim como nas formas usualmente assumidas pelos cristais, é que os anéis de tetraedros SiO_4 estão "empilhados" formando uma série de canais estruturais, hexagonais, abertos, paralelos ao eixo c do retículo cristalino (Figura 50). Segundo Wood & Nassau (1968), em função dos raios iônicos (Tabela 4), os íons alcalinos, com exceção do Li^+ , ocupariam espaços, na forma aprisionada, nestes canais estruturais.

Para os autores, isto é possível pela perda de cargas positivas produzida ou pela substituição parcial do Al^{+3} por Fe^{+2} , e/ou pela omissão, também parcial, do íon Be^{+2} , na estrutura "sólida" do retículo cristalino.

10.2 - PROPRIEDADES FÍSICAS DA ESMERALDA

O conhecimento das características físicas da esmeralda, especialmente cor, inclusões fluidas e cristalinas, peso específico, índice de refração, birrefringência e pleocroísmo, permite estabelecer, com relativo grau de segurança, a jazida de procedência da pedra, uma vez que estas características variam de jazida para jazida. Variações nas

Figura 49: A estrutura cristalina do berilo projetada no plano normal ao eixo c (0001). Cada anel de tetraedros compartilhados representa um íon cíclico $\text{Si}_6\text{O}_{18}^{12-}$ e os vértices dos tetraedros representam os centros dos íons O^{2-} . Os círculos pretos cheios representam os centros dos íons Be^{2+} e os círculos abertos os centros dos íons Al^{3+} (extraída de Schaller et al., 1962).

Figura 50: Os anéis Si_6O_{18} estão "empilhados" formando uma série de canais estruturais paralelos ao eixo c . A figura, extraída de Schaller et al., (1962), representa um destes canais projetado no plano (0001).

Íons da Rede	Metais Alcalinos	Metais Transição
Be ⁺² = 0.35	Li ⁺ = 0.68	Mn ⁺² = 0.80
Al ⁺³ = 0.51	Na ⁺ = 0.94	Fe ⁺² = 0.74
Si ⁺⁴ = 0.42	K ⁺ = 1.33	Fe ⁺³ = 0.64
	Rb ⁺ = 1.48	Cr ⁺³ = 0.63
	Cs ⁺ = 1.67	V ⁺⁵ = 0.59
		V ⁺⁴ = 0.63
		V ⁺³ = 0.74
		V ⁺² = 0.95

Tabela 4: Íons importantes na estrutura do berilo. Raios iônicos em (Å) (extraído de Sinkankas, 1981).

propriedades físicas estão normalmente associadas às variações nas composições químicas do berilo.

De acordo com Cerny (1975) e Correia Neves et al. (1984), variações na composição química do berilo estão intimamente correlacionadas com as características geoquímicas e paragenéticas dos sistemas geológicos em que este mineral se formou.

COR	Verde azulado claro a médio
ÍNDICE DE REFRAÇÃO Raio Extraordinário Raio Ordinário Birrefringência	1.576-1.578 1.582-1.584 0.006
PESO ESPECÍFICO	2.71
REAÇÃO A RADIAÇÃO ULTRAVIOLETA	Inerte a ondas longas e curtas
CARACTERÍSTICAS DE ABSORÇÃO	Linhas fracas a moderadas em 682, 661, 641 e 639 nm Linhas muito fracas nas pedras mais escuras em 484 nm Absorção geral de 430 nm para baixo em todas as pedras
PLEOCROÍSMO	Fraco: verde ligeiramente amarelado a azulado.
REAÇÃO A FILTRO DE COR	Nenhuma
CARACTERÍSTICAS INTERNAS	Inclusões bifásicas e trifásicas, tubos finos, aciculares, de crescimento, flocos de biotita e cristais possivelmente de calcita e dolomita.

Tabela 5: Principais propriedades físicas das esmeraldas de Capoeirana, segundo Epstein (1989).

As principais propriedades físicas da esmeralda de Capoeirana foram determinadas por Epstein (1989) e estão sintetizadas na Tabela 5.

10.3 - PROPRIEDADES ÓTICAS DA ESMERALDA

O eixo principal de simetria do berilo coincide com o eixo ótico, tendo ainda $x=c$, daí este mineral é óticamente uniaxial (negativo). Alguns cristais, no entanto, exibem caráter biaxial. Wiik (1887; In: Sinkankas 1981) sugeriu que o berilo seria hexagonal somente em altas temperaturas e ortorrômbico em baixas temperaturas, com consequente desenvolvimento da biaxialidade inerente aos cristais ortorrômbicos. Para Foord & Mills (1978) as propriedades óticas anômalas em vários minerais, inclusive berilo, são causadas por tensões induzidas por substituições químicas e/ou por defeitos que ocorrem durante o crescimento do cristal, pelo arrefecimento e alívio, ou, em geral, por modificações de pressão ou deformação mecânica. Goldman et al. (1978) observaram ainda que os valores do ângulo $2V$ em um cristal de berilo fracamente biaxial, variam de 12.6° na borda a 6.4° no centro, enquanto que os teores de Fe^{2+} dos canais diminuem em direção as bordas, sugerindo uma correlação inversa do ângulo $2V$ com a variável cristal-química.

10.4 - PARÂMETROS DE CELA UNITÁRIA

10.4.1 - Fundamentos

A cela unitária do berilo foi determinada por Bragg & West (1926) que encontraram valores de $a = 9.21 \pm 0.01\text{\AA}$ e $c = 9.17 \pm 0.01\text{\AA}$. Para estes autores, a cela unitária do berilo corresponde a duas vezes a sua fórmula estrutural. Assim, os átomos na cela unitária do berilo totalizarão seis berílios, quatro alumínio, doze silícios e trinta e seis oxigênios. As dimensões c_0 e a_0 (Figura 51) variam de acordo com mudanças na composição química do mineral. Bakakin et al. (1967) concluíram que em berilos nos quais não houve modificação das posições do Al, mas o Be foi parcial ou totalmente substituído pelo Li, ocorreu aumento do parâmetro c e aumento simultâneo, mas em menor escala, do parâmetro a . Por outro lado, em berilos com teor de Be constante mas em que o Al foi substituído pelo Li, a dimensão c aumenta ligeiramente enquanto que o parâmetro a aumenta em maior ordem. Segundo Radcliffe & Campbell (1966), substituições estruturais por íons maiores do que o Al^{+3} e Be^{+2} resultam em expansão da cela na direção do eixo c , ao passo que os íons de grande raio iônico, quando aprisionados nos canais estruturais, após

atingirem 2.5% em concentração molar, causam uma expansão na direção do eixo a . É interessante comparar os trabalhos de Sosedko (1957) e Schaller et al. (1962) sobre berilos ricos em Cs, uma vez que Schaller descreve uma expansão na direção de a enquanto Sosedko descreve um aumento no parâmetro c neste tipo de berilo.

Figura 51: Cella unitária do berilo (linhas escuras). Extraído de Sinkankas (1981).

O estudo da variação dos parâmetros de célula unitária constitui-se, desse modo, em um importante guia para o conhecimento da posição dos elementos e das substituições químicas possíveis na estrutura cristalina.

Informações adicionais sobre indiciação e determinação dos parâmetros de célula unitária, a partir de diagramas de pó, podem ser encontradas, por exemplo, nos trabalhos de Weisz et al. (1948), Andrews (1951), Wolff (1957), Bond (1960), Herbstein (1963), Zussman (1967), Formoso (1980), entre outros.

10.4.2 - Estudos Realizados

Nos estudos efetuados neste trabalho foram determinados os valores de a_0 e c_0 , através do método do pó, para esmeraldas de diferentes associações, de xistos, veios de quartzo e veios pegmatóides, da jazida de Capoeirana, diferenciando em alguns casos, centros e bordas de cristais (Tabela 6 e Anexo 4). Em comparação com os valores de a_0 e

c_0 obtidos por Bragg & West (1926) para um berilo puro, os dados deste trabalho caracterizam uma expansão da cela das esmeraldas de xistos e veios de quartzo de Capoeirana na direção de a (em maior ordem) e na direção de c (em menor ordem). Isto sugere ou a substituição do Al pelo Li em posição de coordenação octaédrica, permanecendo o Be em sua posição de coordenação tetraédrica (Bakakin et al., 1967), ou ainda, a presença de íons de grande raio iônico nos canaliculos estruturais (Radcliffe & Campbell, 1966). A substituição do Al pelo Li em posição octaédrica indicaria ainda a presença de álcalis nos berilos (Sinkankas, 1981). As esmeraldas de veios pegmatóides (Tabela 6) não mostraram diferenças significativas nos seus valores de a_0 e c_0 em relação aos valores de Bragg & West (op cit.).

Amostras	Associação	a_0	erro	c_0	erro	volume	erro
NE-36A-01A (C)	veio quartzo	9,2335	0,0053	9,1882	0,0093	678.417	0,8534
NE-36A-01B (B)	veio quartzo	9,2315	0,0051	9,1798	0,0074	677.495	0,7703
NE-36B-01A (C)	xisto	9,2262	0,0043	9,1781	0,0078	676.595	0,7062
NE-36B-01B (B)	xisto	9,2339	0,0044	9,1828	0,0081	678.071	0,7345
NE-31-06	veio pegmatóide	9,2150	-	9,1866	0,0177	675.578	1,2995
berilo puro	-	9,21	-	9,17	-	-	-
Belmont	-	9,226	-	9,204	-	-	-

Tabela 6: Parâmetros de cela unitária de esmeraldas da jazida de Capoeirana (amostras NE), em comparação com dados de literatura de berilo puro (Bragg & West, 1926) e com valores médios de a_0 e c_0 das esmeraldas de Belmont (Souza, 1988). Símbolos: (C) centro e (B) borda.

As esmeralda das quais foram analisadas separadamente centros e bordas de cristais individuais, evidenciaram a existência de variações nos parâmetros de a_0 e c_0 (Tabela 6), caracterizando um "zoneamento estrutural". Este zoneamento poderia advir, de acordo com os dados de literatura fundamental considerada, de mudanças químicas e/ou físicas no ambiente de formação das esmeraldas durante seu crescimento. Entretanto, as variações de a_0 e c_0 entre os centros e as bordas dos cristais analisados não são sistemáticas, havendo expansão da cela num caso e contração no outro (Tabela 6).

10.5 - SUBSTITUIÇÕES NA ESTRUTURA CRISTALINA DA ESMERALDA

O berilo puro é praticamente desconhecido na natureza. Dados publicados por Vauquelin (1798) indicam a composição ideal do berilo como sendo 66.9% SiO_2 , 19.0% Al_2O_3 e 14,1% BeO . Elementos e compostos estranhos, conhecidos como impurezas, podem ocorrer sob a forma substitucional e como íons e moléculas aprisionados nos canais estruturais do berilo. Dentre os últimos são, comumente, citados Cs^+ , Na^+ , K^+ , Rb^+ , Ca^{2+} , OH^- , H_2O , CO_2 , Fe^{2+} e Fe^{3+} .

Segundo Bakakin & Belov (1962), a estrutura do berilo pode ter uma deficiência de carga positiva resultante de soluções sólidas ou omissões durante o crescimento. Essas deficiências são compensadas pela introdução de cátions de valência e tamanho adequados ou combinações de cátions e moléculas de água nas cavidades dos canais estruturais. Dados da literatura revelam que os metais alcalinos e alcalinos terrosos são muito comuns no berilo, onde ocorrem com teores abaixo de 1.5% de peso, exceto o Na e Cs que podem ultrapassar 4% (Tabela 7). Estudando álcalis no berilo, Penfield (1884) notou que o Na estava presente em todas as sete amostras por ele analisadas, Li em cinco, Cs em duas, Ca em uma e Mg em uma. A relação que tem sido observada é uma diminuição de Be com aumento no teor de álcalis. Beus (1966) relaciona as diversas variedades de cor do berilo com variações nos teores em álcalis sendo a esmeralda incluída no grupo de berilos pobres em álcalis.

O sódio é a impureza mais comum sendo encontrado em quase todos os berilos pegmatíticos; contudo, em termos de quantidade total em uma dada amostra pode ser superado pelo cézio. O íon Na^+ é encontrado, principalmente, nos canais estruturais onde forma "íon formal" com a água. Valores de Na_2O de 1.14 a 1.68% de peso foram encontrados por Herrmann (1991) para as esmeraldas de Capoeirana.

O íon Cs^+ ocupa o espaço nos canais estruturais do berilo, sendo, geralmente, acompanhado pela água. De acordo com Bakakin & Belov (1962), o teor máximo de Cs é de 0.5 átomo por unidade de fórmula, sendo o espaço entre o cátion e o próximo grupo H-O-H possivelmente ocupado por átomos de He neutros. A presença de água nos berilos/esmeraldas será tratada separadamente.

Todos os berilos que contêm Cs também contêm Li, mas a presença de Li não requer a presença de Cs (Sinkankas, 1981). Nos berilos com álcalis, o Li^+ substitui o Be^{2+} nas posições tetraédricas e Al^{3+} nas posições octaédricas, sendo que alguns átomos de Al^{3+} também substituem o Be nas posições tetraédricas. Desta maneira, pode-se considerar o berilo como uma série isomórfica entre $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ e $(\text{Na,Cs})(\text{Be,Li,Al})_3(\text{Al,Li})_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$. Entretanto, elementos ferromagnesianos não satisfazem nenhuma combinação de berilos modelos e berilos com Li. Daí, um terceiro modelo foi representado pela fórmula do berilo

Impurezas no berilo	Beus (1966)	Schaller et al. 1962)	Feklichev (1963)	Sinkankas (1981)
Cs (Cs_2O_3)	< 4.13%	6.68%	< 4.13%	tr-11.3%
Na (Na_2O)	< 2.74%	1.16%	<4.22%	< 1-2%
Ca (CaO)	< 1.40%	0.11%	<3.98%	< 1%
Rb (Rb_2O)	< 1.35%	-	< 0.02%	
Li (Li_2O)	< 1.23%	0.23%	<1.39%	< 1%
Mg (MgO)	< 0.80%	-	< .37%	< 1.50%
K (K_2O)	< 0.27	0.16%	-	< 0.50%
Ba (BaO)	-	-	-	0.15-0.21%
Sr (SrO)	-	-	-	0.01-0.06%

Tabela 7: Variação do conteúdo de metais alcalinos e alcalinos terrosos nos berilos (em % de peso dos óxidos).

FEMAG, ou seja, $(\text{Na}, \text{K}, \text{Cs})\text{Be}_3(\text{R}^{3+}\text{R}^{2+})\text{Si}_6\text{O}_{18}$, onde R^{3+} representa Al, Fe^{3+} , Cr, V, Sc e R^{2+} representa Fe^{2+} , Mn, Mg (Scaller et al., 1962). Fórmulas estruturais do berilo e os diferentes modos de derivação das mesmas são discutidos, com maiores detalhes, por Bakakin & Belov (1962). Aurisicchio et al. (1988) sugere uma lacuna composicional entre as substituições "tetraédricas" e "octaédricas", sendo a composição química total das rochas e a composição da fase fluida os fatores que controlam estas substituições

Schwarz (1992) estudando, através de diagramas de correlação ($\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}^*$, $\text{Na}_2\text{O} \times \text{FeO}^*$, $\text{FeO}^* \times \text{MgO}$), as composições médias de esmeraldas do Brasil (incluindo dados de esmeraldas de Capoeirana), Austrália, Noruega e África, demonstrou que as tendências de distribuição dos dados analíticos sugerem as seguintes reações de substituição:

(1) $\text{Al}^{+3,\text{VI}}$	$\text{Mg}^{+2,\text{VI}}$
(2) $\text{Al}^{+3,\text{VI}}$	$\text{Me}^{+2,\text{VI}} + \text{Na}^{+1}(\text{canal})$
(3) $\text{Al}^{+3,\text{VI}}$	$\text{Fe}^{+3,\text{VI}}$
(4) $\text{Al}^{+3,\text{VI}}$	$\text{Fe}^{+2,\text{VI}} + \text{Me}^{+1}(\text{canal})$
(5) $\text{Al}^{+3,\text{VI}}$	$\text{Mg}^{+2,\text{VI}} + \text{Na}^{+1}(\text{canal})$

Os dados de Schwarz (1992) revelam que as esmeraldas de Capoeirana em comparação com esmeraldas de outras ocorrências do Brasil e do mundo, mostram teores médios em % de peso de: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,2\%$, $\text{MgO} = 1,8\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 1,0\%$, $\text{FeO}_{(\text{t})} = 0,6\%$.

Entre os elementos de transição presentes no berilo foram identificados Fe, Ti, Mn, Cr, V, Sc, Co, Ni e Cu (Sinkankas, 1981).

O cromo é considerado o elemento principal responsável pela cor verde da esmeralda. No entanto, apenas poucas análises mostram a presença deste elemento. Segundo Sinkankas (1981) as análises de esmeralda em que o cromo não foi detectado refletem mais as dificuldades analíticas do que a ausência deste elemento. Os íons de Cr^{3+} substituem íons de Al^{3+} na posição octaédrica, ocorrendo apreciável distorção dos octaedros (Gibbs, resultados não publicados, In: Wood & Nassau, 1968). O cromo na esmeralda varia em média, segundo Rogers & Sperisen (1942), entre 0.12 a 0.25% de Cr_2O_3 . Schwarz (1987) encontrou valores entre 0.15 e 0.68% de Cr_2O_3 nas esmeraldas de Socotó, de 0 a 0.74% nas esmeraldas de Camaíba, de 0.10 a 0.23% nas esmeraldas de Tauá, de 0 a 1% em Belmont e de 0.10 a 1.54% em Santa Terezinha de Goiás. Para Capoeirana foram reportados valores de 0.08 a 0.39% de peso por Herrmann (1990)

Beus (1966) sugeriu que algumas esmeraldas são coloridas pelo vanádio, ao invés de, ou em combinação com o cromo. No entanto, a hipótese de que a presença de vanádio é responsável pela cor verde da esmeralda é inconsistente com o fato de que berilos sintéticos crescidos à partir de vanadato de lítio ou de V_2O_5 são incolores (Linares et al., 1962). Wood & Nassau (1968) acreditam que isto está relacionado com a valência do vanádio. Para estes últimos autores, a cor verde da esmeralda se deve ao V^{3+} substituindo Al^{3+} na posição octaédrica. Alguns dados analíticos de literatura apresentados na Tabela 8, mostram a variação do conteúdo de vanádio em esmeraldas. Para as esmeraldas de Capoeirana, Herrmann (1991) encontrou valores de V_2O_3 variando de nulo a 0.05% de peso.

O ferro tem sido considerado outro possível cromóforo da esmeralda. Alguns autores relacionam o aumento do teor desse elemento com a tonalidade azul observada em alguns exemplares. Resultados analíticos publicados por diferentes autores, mostrando a variação do conteúdo de Fe^{2+} e Fe^{3+} , encontram-se na Tabela 8. Estudos espectrais no infra-vermelho de berilos sem cromo feitos por Goldman et al. (1978) indicam que a cor verde é causada pela presença de Fe^{2+} tanto na posição de coordenação octaédrica em substituição do Al (bandas de absorção de 820 nm e 920nm, //c), como nos canais estruturais (bandas de absorção de 820 nm perpendicular c e de 2100 nm //c). Neste caso, a valência do ferro foi identificada por espectroscopia Mössbauer. Os autores notaram ainda num corte a-c de um cristal de berilo, variações na concentração do Fe^{2+} nos canais

Impurezas no berilo	Beus (1966)	Doelter (1917)	Feklichev (1963)	Deer et al. (1962)
Fe ²⁺ (FeO)	< 0.50%	tr-3.13%	< 1.2%	< 1.50%
Fe ³⁺ (Fe ₂ O ₃)	< 1.72%	tr-4.98%	< 2.83%	< 0.96%
V (V ₂ O ₃)	0.09%	-	tr-0.9%	-
Ti (TiO ₂) ^s < 0.05%	-	-	-	-
Mn (MnO)	< 0.19%	-	tr-0.75%	-

Tabela 8: Variação dos elementos de transição no berilo, em % de peso dos óxidos (extraído de Sinkankas, (1981).

estruturais, com teores mais elevados, ainda que variáveis, próximo ao centro e diminuindo em direção às margens, enquanto que a proporção da água Tipo I permanece aproximadamente constante através do cristal. Valores de FeO de 0.46 a 0.73% de peso foram reportados por Herrmann (1991).

Mangans, titânio, escândio, cobalto, níquel e cobre são raros nos berilos, ocorrendo como elementos traços em teores sempre abaixo de 1% de peso dos respectivos óxidos. Outros elementos menores e traços encontrados em berilos, segundo Sinkankas (1981), são: B (B₂O₃=0,39%), Cl (ClO₃=0,02%), Ga=0,0044%, Nb (Nb₂O₅=1,75%), P (P₂O₅ < 0,05) e Ta (Ta₂O₅=0,72%). Qualitativamente, foram ainda determinados por espectroscopia ótica de emissão: Ag, As, Au, Bi, Cd, Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ge, Hf, Hg, Ho, In, Ir, La, Lu, Nd, Os, Pb, Pd, Pr, Pt, Re, Rh, Ru, Sb, Sn, S, Tb, Th, Ti, Tm, U, W, Y, Yb e Zn, bem como traços dos gases nobres, He e Ar (Sinkankas, 1981). Para Beus (1966) o He acumula nos berilos naturais com a idade geológica, onde o He é radiogênico, possivelmente formado pela reação nuclear: Be⁹ + radiação gama + neutrons → Be⁸ → He⁴. O conteúdo de He varia de 0.02 a 17.20 mm³/g de berilo (Sinkankas, 1981).

10.6 - A ÁGUA E O CO₂ NOS CANAIS ESTRUTURAIS DA ESMERALDA

10.6.1 - Fundamentos

Para Bakakin & Belov (1962), o conteúdo de água no berilo depende da composição e quantidade de impurezas neste mineral, e varia de 0.3 a 2.7%. Berilos pegmatíticos apresentam um conteúdo de água variando de 0.3 a 0.6 moléculas por seis

átomos de Si (Vorma et al., 1965; Cerny & Simpson, 1977; In: Aurisicchio et al., 1988). Teores mais elevados de água podem ser encontrados em berilos de xistos e veios (Aurisicchio et al., 1988). Entre as análises da literatura os berilos das montanhas Altai são os mais ricos em água, contendo até 0.9 moléculas de H_2O por 6 átomos de Si (Bakakin et al., 1970, In: Aurisicchio et al., 1988).

A água nos cristais de berilo, geralmente, está presente em numerosas inclusões, de diferentes tipos e tamanhos, podendo ser vista macroscopicamente, no caso de inclusões fluidas maiores. Por outro lado, a água que ocorre nos canais estruturais é, mesmo microscopicamente, invisivelmente aprisionada. Sua presença, entretanto, é facilmente detectada em experiências de altas temperaturas.

Ginzburg (1955) aqueceu berilos e notou que a água foi vagarosamente expelida entre 800 e 900°C e sua remoção não afetou a estrutura do berilo.

Bakakin & Belov (1962) identificaram dois tipos de água no berilo: o primeiro tipo é a água que é desprendida em baixas temperaturas (350-600°C) e o segundo tipo, o qual denominaram "zeolítica", é liberada em temperaturas elevadas (> 900°C), sem efeitos estruturais. Para estes autores, as moléculas de água nos canais estruturais do berilo residem no centro das partes estreitas destes canais, representadas pelos anéis $(Si,Al)_6O_{18}$, com diâmetro de 2.55 a 2.60 Å (Figura 52).

Para Wood & Nassau (1968), no entanto, é difícil aceitar a proposta de que as moléculas de água estariam "dentro" dos anéis $(Si,Al)_6O_{18}$ por causa do tamanho destas moléculas com dimensões > 2.8 Å em um plano e variando de 3.2 a 3.7 Å em outro plano, enquanto os espaços disponíveis nos anéis apresentam em torno de 2.8 Å de diâmetro. Wood & Nassau (op cit.) obtiveram linhas de absorção no infra-vermelho de dois tipos de água e CO_2 todos localizados "entre" os anéis $(Si,Al)_6O_{18}$ nas partes mais largas dos canais do berilo. A água Tipo I está localizada no canal com orientação dos eixos H-H dos dipolos paralela ao eixo c do cristal - em coordenação estrutural, enquanto que a água Tipo II com íons alcalinos próximos - em coordenação eletrolítica, tem suas moléculas rotacionadas de 90° pelo campo elétrico dos íons alcalinos resultando em eixos H-H perpendiculares ao eixo c do cristal (Figura 53). A alta estabilidade da água no berilo, mesmo em elevadas temperaturas, origina-se, segundo Wood & Nassau (1968), do bloqueio dos canais estruturais por estes íons alcalinos. A intensidade do espectro de água tipo I varia de cristal para cristal. A água do Tipo I pode estar presente em todos os berilos naturais e pode também ser observada em esmeraldas sintéticas Tipo Linde crescidas hidrotermalmente sem a presença de álcalis (Wood & Nassau, 1976). Berilos sintéticos de fluxo (síntese de fusão) não contêm água. A intensidade do espectro de água Tipo II aumenta com o teor de álcalis nos berilos naturais e não aparece nos berilos sintéticos Linde ou de fluxo (Wood & Nassau, op cit.).

Figura 52: Disposição característica das moléculas de água e dos íons alcalinos nos canalículos estruturais do berilo, segundo Bakakin & Belov (1962)

Figura 53: Seção transversal dos canalículos estruturais do berilo mostrando dois tipos de água e a posição dos íons alcalinos localizados nas partes mais largas canais, segundo Wood & Nassau (1968).

Para outros autores, entre eles Hawthorne & Cerny, (1977), Hochella et al. (1979), Aines & Rossman (1984), entre outros, os cátions dos canais estruturais encontram-se, entretanto, no centro dos anéis $(\text{Si,Al})_6\text{O}_{18}$. Segundo Aines & Rossman (op cit.) a água que está estruturalmente ligada nos canais, acima de 400°C começa a se dividir transformando-se parcialmente em água não ligada, com características de um gás. O processo é reversível e envolve água dos tipos I e II. Embora as moléculas de água Tipo Gás não sejam ligadas, elas continuam confinadas aos mesmos espaços dos canais estruturais que elas ocupavam em baixa temperatura (Figura 54). A desidratação ocorreria pela transformação das moléculas de água Tipo II eletroliticamente coordenadas (que seguram os cátions em suas posições centrais, bloqueando os canais), em moléculas de água Tipo Gás, sendo removidas de sua posição de coordenação e permitindo que os cátions se movam para as partes mais largas dos canais, favorecendo a liberação dos outros constituintes dos canais estruturais. O fendilhamento do berilo em temperaturas acima do ponto de desidratação se deve à formação de pressão de gás nos canais estruturais (Aines & Rossman, 1984).

Moléculas de CO_2 também podem estar presentes nos canais estruturais orientadas com seu eixo longo paralelo ao eixo a do berilo (Figura 54). Temperaturas maiores que 900°C são requeridas para seu desprendimento, o que indica uma ligação mais firme do CO_2 , em comparação com a água (Aines & Rossman, 1984). Estas moléculas apresentam dimensões de $5 \text{ \AA}$ de comprimento e $2,8 \text{ \AA}$ de largura, posicionando-se nos espaços mais amplos

Figura 54: Representação esquemática das posições dos diversos constituintes das fases fluidas nos canalículos estruturais do berilo, segundo Aines & Rossman (1984).

dos canais, "entre" os anéis $(\text{Si,Al})_6\text{O}_{18}$ (Wood & Nassau, 1968). Estes autores estimam, ainda, que a quantidade de CO_2 presente nos canais de berilos naturais é de, no mínimo, 0,1% de peso.

A Espectroscopia no infravermelho é um dos métodos mais utilizados para determinação da água e CO_2 estruturais. É também utilizada para outras aplicações mineralógicas, sendo uma técnica diagnóstica eficaz para distinção de esmeraldas naturais e sintéticas (Stockton, 1987 e Leung et al., 1986).

Os espectros fundamentais de absorção do berilo incluem bandas referentes à estrutura sólida, de tetraedros de SiO_4 em 8,2 μ e 10,4 μ , e de anéis silicáticos hexagonais em 12,5 μ , e bandas das fases fluidas dos canais estruturais, de CO_2 em 4,26 μ e de água.

No caso da água, as vibrações moleculares fundamentais produzem bandas de absorção no intervalo entre 1500 e 1700 cm^{-1} , atribuídas a flexão das moléculas de água (ν_2), e no intervalo entre 3500 e 3800 cm^{-1} atribuídas a estiramentos simétrico (ν_1) e assimétrico (ν_3) das mesmas moléculas (Schmetzer, 1989; 1990).

A estrutura cristalina do berilo é constituída de átomos unidos por ligações químicas. Cada grupo atômico tem vibrações intrínsecas com números característicos e definidos de frequências. Ao vibrarem, os grupos atômicos da estrutura cristalina extraem, de acordo com suas características, energias específicas interagindo com o feixe de radiação infravermelha incidente, originando bandas de absorção em determinados comprimentos de onda. O conjunto de absorções constitui um espectro vibracional que é característico de uma dada amostra.

As vibrações moleculares correspondem a duas categorias básicas: de estiramento e de flexão. As vibrações de estiramento são caracterizadas por uma mudança contínua na distância interatômica ao longo do eixo de enlace entre os átomos. As vibrações de flexão são caracterizadas por uma mudança nos ângulos de enlace.

Os espectros dos dois tipos de água (Tipo I e Tipo II) em berilos/esmeraldas podem ser reconhecidos através das diferenças nas vibrações moleculares. Wood & Nassau (1968) citam as seguintes vibrações/bandas de absorção:

- * Para água de Tipo I: bandas de deformação (ν_2) em 1542 cm^{-1} , de estiramento simétrico (ν_1) em 3555 cm^{-1} e de estiramento assimétrico (ν_3) em 3694 cm^{-1}

- * Para a água Tipo II: bandas de deformação (ν_2) em 1628 cm^{-1} , de estiramento simétrico (ν_1) em 3592 cm^{-1} , e de estiramento assimétrico (ν_3) em 3655 cm^{-1} .

Segundo Schmetzer (1989, 1990), as esmeraldas naturais e sintéticas hidrotermais podem ser classificadas em 5 grupos de acordo com suas bandas de absorção no intervalo entre 3500 e 3800 cm^{-1} (Tabela 9). Neste intervalo podem ocorrer três bandas de absorção (A, B e C) causadas por vibrações de estiramento de moléculas de água e grupos OH^- . A banda A é originada pela água Tipo I não ligada a álcalis, enquanto que as bandas B

e C são originadas de água Tipo II ligada a álcalis. De acordo com modelos estruturais recentes, a banda B é mais provavelmente causada por álcalis

Grupo	Bandas de Absorção A = 3694 cm^{-1} B = 3592 cm^{-1} C = 3655 cm^{-1}	Propriedades Químicas	Exemplos
0	nenhuma banda de absorção	esmeraldas sintéticas de fluxo	Chatham, Gilson, Lennix e esmeraldas russas
I	A	esmeraldas sintéticas hidrotermais sem álcalis	Linde, Biron, Pool e Swarovski
II	A>B>>C	esmeraldas hidrot. sint. e naturais com baixo conteúdo de álcalis (0.03 - 0.5 wt% Na_2O)	Emmaville, Nova Gales do Sul (Austrália); Jos (Nigéria); Sandawana (Zimbábue); Colômbia; esmeraldas sint. hidrot. russas e Lechleitner.
III	B>A>C B>A~C B>C>A	esmeraldas naturais com médio conteúdo de álcalis (0.5 - 1.0 wt% Na_2O) esmeraldas naturais com alto conteúdo de álcalis (1.0 - 2.0 wt% Na_2O)	Montanhas Urais; Colômbia; Lago Manyara (Tanzânia); Filabusi (Zimbábue); Itabira (MG); Carnaíba BA; Socotó (BA); Mina Maria (Moçambique); Zâmbia; Mina Cobra (África do Sul); Tauá (CE)
IV	B>C>>A	esmeraldas naturais com alto conteúdo de álcalis (1.5 - 2.5 wt% Na_2O)	Habachtal (Áustria); Aimer (Índia); Sandawana (Zimbábue); Ankadilalana (Madagascar); Salininha (BA); Santa Terezinha (GO)

Tabela 9: Classificação de esmeraldas naturais e sintéticas de acordo com espectros de absorção no Infravermelho no intervalo entre 3500 e 3800 cm^{-1} , segundo Schmetzer (1990). associados a duas moléculas de água adjacentes e a banda C é causada por álcalis ligados a uma molécula de água ou um grupo OH^- (Hawthorne & Cerny, 1977; Schmetzer, 1989;1990).

A variabilidade química das esmeraldas de uma determinada jazida é, deste modo, refletida pela espectroscopia no infra-vermelho que mostra razões de intensidades variáveis das bandas A, B e C. A banda A é dominante em esmeraldas sintéticas hidrotermais sem álcalis e em esmeraldas sintéticas e naturais com baixo conteúdo de álcalis. Em esmeraldas naturais com médio e alto conteúdo de álcalis, as bandas B e C tornam-se dominantes e a banda A, quando presente, subordinada (Schmetzer, 1989; 1990). Segundo esta classificação (Tabela 9), as esmeraldas da jazida de Belmont/Itabira fazem parte do grupo III de esmeraldas naturais com médio conteúdo de álcalis (Schmetzer, 1989; 1990).

Amostras	Associação	ÁguaTipo I		ÁguaTipo II			CO ₂	(SiO ₄) ⁻⁴	Anéis Silic. Hexag.	Relação A/B/C
		Banda A	Banda	Banda B	Banda C	Banda				
NE-31-06A (centro)	v. pegmat.	3697	-	3595	3657	1633	2359	1180 951	807	B>C>A
NE-31-06B (borda)	v. pegmat.	3697	-	3592	3657	1632	2359	1180 952	805	B>C>A
NE-36A-01A (centro)	v. quartzo	-	-	3593	3656	1625	2358	1175 947	802	B>C
NE-36A-01B (borda)	v. quartzo	-	-	3593	3655	1625	2358	1176 950	807	B>C
NE-36B-01A (centro)	xisto	3697	-	3593	3656	1625	2358	1176 948	808	B>C>>A
NE-36B-01B (borda)	xisto	-	-	3592	3657	1626	2358	1175 947	804	B>C
NE-36B-01B* (borda)	xisto	3696	-	3591,4	3654,5	1622,4	2357,5	1173,1 943,4	806	B>C>>A
NE-33*	v. pegmat.	3695,9	-	3593,2	3655,6	1636,2	2358,3	1189,9 947,1	805,4	B>C>A
Gal 1/2*	v. quartzo	3695,5	-	3592,0	3655,3	1636,3	2358,2	1185,8 946,4	804,8	B>C>>A
NE-34*	v. quartzo	3697	-	3591,5	3655,4	1636,2	2357,8	1178,1 947,9	805,2	B>C>>A
C-03*	v. pegmat.	3696,6	3551,8	3588,1	3648,3	1636,8	2358,4	1194,5 950	807	B>C>A
I-05*	xisto	3696,2	3552,3	3593,2	3648,5	1636,2	2358,5	1182,1	800,3	B>C>A

Tabela 10: Os espectros de absorção no IR para as esmeraldas de Capoeirana. As bandas A,B e C foram comparadas com as referidas no trabalho de Schmetzer (1990). Legenda: v. pegmat. = veio pegmatóide, v. quartzo = veio de quartzo; (*) amostras analisadas no DQI-CETEM (RJ) e (**) amostras analisadas no IQ/USP.

10.6.2 - Estudos de Espectrografia no Infra-Vermelho (IR) Realizados

Com base nos resultados fundamentais de Schmetzer (1989; 1990) foram realizados, no contexto deste trabalho, estudos de espectrografia IR para a identificação das principais bandas de absorção, especificamente para a determinação do tipo de água e gases nos canais estruturais da esmeralda da jazida de Capoeirana. Os espectros de absorção, representados no Anexo 5, incluem bandas de tetraedros de SiO_4 , anéis silicáticos hexagonais, de CO_2 e de água (Tipo I e II) (Tabela 10). As relações de intensidade entre as bandas A, B e C indicam que as esmeraldas da jazida de Capoeirana contém alto teor de álcalis, apresentando $B > C > A$, onde a banda A é subordinada ou, em alguns casos, ausente.

10.7 - INCLUSÕES FLUIDAS (IF)

10.7.1 - Fundamentos

Inclusões fluidas (IF) são pequenas porções de fluidos inclusos nos minerais. A importância do estudo destas é que permite, via de regra, determinar as condições físico-químicas reinantes durante a cristalização ou recristalização do mineral que as contém, ou ainda, durante os eventos metamórficos posteriores à formação destes minerais. Adicionalmente as IF servem para caracterização de minerais gemas e identificação de suas procedências.

O trabalho de Sorby (1858; In: Roedder, 1972) constitui um marco na evolução dos estudos de inclusões fluidas. Foi ele quem propôs a hipótese de que as bolhas presentes nos fluidos da maioria das inclusões eram o resultado da contração diferencial do líquido e do mineral hospedeiro durante o resfriamento, a partir de uma temperatura mais elevada de aprisionamento até a temperatura ambiente de observação. De acordo com Sorby (op cit.), se o processo pudesse ser revertido, aquecendo-se a inclusão até a homogeneização do fluido poder-se-ia chegar à temperatura mínima do sistema no momento de aprisionamento do fluido pelo mineral. A partir dos estudos de inclusões fluidas de Roedder (1970, 1972, 1984), Poty et al. (1976), Touret (1977; 1982; 1985), entre outros, este método se tornou uma técnica amplamente difundida e confiável.

Para as rochas metamórficas e metassomáticas, como as que são alvo desta pesquisa, estudos de IF podem servir de auxílio para estabelecer as condições limitantes dos processos em questão.

Segundo Crawford & Hollister (1986), os fluidos em rochas metamórficas são transportados ao longo de fraturas variando de tamanho de micro-fendas a veios, e os planos

de inclusões (IF secundárias) marcam os traços destes condutos. Os fluidos em muitas destas inclusões originaram, provavelmente, de reações de devolatilização nas rochas imediatamente adjacentes e estavam em equilíbrio com a assembléia mineral da rocha hospedeira no tempo de formação das inclusões (Crawford & Hollister, op cit.). Walther & Orville (1982) descreveram possíveis mecanismos de transporte de voláteis em rochas metamórficas que sofreram devolatilização. Considerações adicionais sobre IF em rochas metamórficas e fluidos metamórficos encontram-se nos trabalhos de Berglund & Touret (1976), Tan & Kwak (1979), Coolen (1980), In: Crawford & Hollister (1986).

O estudo de IF pode ser feito através de métodos não destrutivos, que mantenham a integridade da amostra, como Petrografia Microscópica, Microtermometria e Espectroscopia micro-Raman.

10.7.1.1 - Petrografia Microscópica de IF

Antes de se submeter uma amostra a análise microtermométrica, deve-se procurar levantar uma série de informações de forma a se caracterizar e classificar as diferentes famílias de IF presentes nesta amostra, segundo uma cronologia relativa. Através da Petrografia Microscópica é possível estabelecer a morfologia, o tamanho e número das inclusões, o número de fases existentes, as fases sólidas contidas, as razões entre as fases, as cores das fases líquidas e gasosas, e o modo de ocorrência.

Genericamente, as IF apresentam uma morfologia bastante variável, ocorrendo com formas irregulares, ovaladas, ou ainda na forma de cristais negativos, facetados, com formas prismáticas, tabulares, tetraédricas, hexagonais, cúbicas, etc (Roedder, 1984). Inclusões de formas irregulares tem uma marcante tendência a mudar sua forma através do tempo para cristais negativos, regulares, ou para morfologias esféricas, e essa mudança ocorre a volume constante (Tuttle, 1949; In: Shepperd, 1985).

A grande maioria das IF apresentam dimensões de 1 a 20 μm . Inclusões com mais de 1mm, são, em geral, raras. Entretanto, em alguns cristais de pegmatitos e veios, inclusões centimétricas podem ser observadas. Nos minerais de rochas metamórficas, o tamanho das inclusões é inversamente proporcional ao grau de metamorfismo, e raramente ultrapassam 10 μm (Fuzikawa, 1985).

O número de IF varia consideravelmente em um mineral, aumentando exponencialmente com a diminuição do tamanho das inclusões (Fuzikawa, op cit.). Roedder (1972) citou exemplo de um quartzo leitoso, onde o número de inclusões atingiu 10^9 inclusões por cm^3 , sendo seu aspecto leitoso um reflexo do número de inclusões.

Os fluidos observados nas IF derivam-se de fluidos originais homogêneos ou heterogêneos. No primeiro caso, a composição e a proporção das fases presentes nas

inclusões, à temperatura ambiente, serão constantes para todas as IF. Por outro lado, um sistema de fluidos originalmente heterogêneo levará à formação de inclusões cogenéticas com grande variedade na proporção entre as fases, o que pode ser confundido com mudanças pós-aprisionamento (como "necking-down" - estrangulamento ou "leakage" - vazamento), ou mesmo aprisionamento em condições P-T diferentes. Porém, no caso de aprisionamento a partir de sistemas heterogêneos contendo CO₂, as densidades do CO₂ serão constantes para todas as IF, ao passo que nas IF resultantes dos dois últimos processos, as densidades do CO₂ serão diferentes.

As IF podem ser classificadas em relação ao número de fases presentes nas inclusões e em relação ao tempo de formação.

Em relação ao número de fases, elas podem ser monofásicas (quando em temperatura ambiente apresentam somente uma fase líquida ou gasosa), bifásica (quando contém duas fases, sejam elas, l-g, l-s, l-l, ou s-g), trifásicas (quando apresentam uma combinação das três fases, onde as mais comuns são l-l-g e l-g-s) e polifásicas (quando são constituídas por quatro ou mais fases), onde: l - líquido, g - gás, s - sólido.

Em relação ao tempo de aprisionamento, as inclusões são ditas primárias quando são incorporadas em irregularidades da superfície de um mineral, durante o seu crescimento, uma vez que, por razões diversas como presença de impurezas, variações nas condições de pressão, temperatura e químicas, a superfície de um cristal não cresce uniforme (Fuzikawa, 1985).

Após o término da cristalização, um mineral pode sofrer fraturas por onde haja penetração de fluidos. A cicatrização posterior destas fraturas pode aprisionar estes fluidos, dando origem às inclusões secundárias. Segundo Fuzikawa (1985), estas inclusões são facilmente reconhecíveis, uma vez que são numerosas e apresentam-se, normalmente, ao longo de um alinhamento ou, mais frequentemente, numa distribuição planar, muitas vezes com forma de cristais negativos.

Roedder (1984) descreve ainda um terceiro tipo de inclusões formadas pela cicatrização de fraturas que se desenvolveram ainda durante o crescimento do mineral, as quais denominou Pseudo-Secundárias.

Em qualquer estudo de IF é de primordial importância a distinção entre inclusões primárias e, possivelmente, diferentes gerações de inclusões secundárias, pois uma classificação e escolha incorreta das inclusões para estudo pode conduzir a conclusões errôneas sobre a petrogênese de uma rocha ou sobre a gênese de uma jazida mineral. Uma outra limitação desta técnica é a falta de evidências seguras de que as inclusões estudadas sejam, realmente, representativas dos fluidos petrogenéticos e/ou mineralizantes. Roedder (1984) estabeleceu uma lista de critérios para auxiliar na identificação e classificação genética das inclusões fluidas.

As inclusões primárias permitem a obtenção de dados sobre os fluidos e as condições físico-químicas vigentes durante a formação do mineral. Por outro lado, as inclusões secundárias permitem obter dados sobre os fluidos e as condições físico-químicas dos eventos posteriores. Às vezes, quando planos de direções diferentes contêm IF de características diferentes é possível estabelecer a cronologia relativa destas inclusões e reconstruir a história evolutiva, química e físico-química, do mineral (Touret, 1977, 1981; Fuzikawa, 1985).

As IF primárias ocorrem em minerais que crescem em um ambiente com abundância de fluidos, como por exemplo, veios hidrotermais, rochas ígneas ou cimentos diagenéticos, ao passo que inclusões secundárias são comuns em rochas com baixa porosidade ou em ambientes em que os cristais estão sujeitos a "stress" tectônico ou termal, durante ou depois do seu crescimento. No caso de rochas metamórficas, na maioria das vezes, a formação de fendas e fraturas é o único mecanismo de aprisionamento de inclusões fluidas sendo, portanto, as inclusões fluidas primárias muito raras ou mesmo inexistentes (Crawford & Hollister, 1986).

10.7.1.2 - Microtermometria de IF

Tradicionalmente, as IF tem sido usadas como geotermômetros, consistindo em importantes guias para a determinação das condições P-T durante a formação do mineral.

No caso particular dos minerais-gema, torna-se muito importante no reconhecimento da jazida de origem, na distinção entre gemas naturais e sintéticas e no estabelecimento das condições de formação dos depósitos (Roedder, 1984).

A microtermometria consiste na determinação das temperaturas de mudanças de fases no fluido aprisionado na inclusão, que podem ocorrer a altas e baixas temperaturas. A forma como as mudanças de fases ocorrem e as respectivas temperaturas são comparadas com sistemas experimentalmente estudados, fornecendo dados sobre composição, salinidade, densidade, temperatura e pressão dos fluidos das inclusões. Vale ressaltar que este método é mais adequado para sistemas simples tais como NaCl-H₂O, CO₂ puro, H₂O-CO₂, KCl-H₂O, KCl-CO₂, entre outros. Porém, no caso de sistemas químicos mais complexos, por exemplo, do tipo H₂O-CO₂-N₂-CH₄-HS-KCl-NaCl-Al₂O₃, como no caso das IF das esmeraldas de Capoeirana, a interpretação torna-se difícil pela inexistência de dados experimentais e/ou modelos termo-dinâmicos adequados.

O estudo de IF pela microtermometria requer, como premissas básicas, que o fluido, após o seu aprisionamento, não tenha sofrido variação apreciável de volume, não tenha reagido com o cristal hospedeiro e nem tenha sofrido perdas significativas, de forma que as mudanças de fases observadas nestes estudos possam ser consideradas como

ocorrendo em sistemas isocóricos. Vale ressaltar, no entanto, que alguns autores, entre eles Crawford & Hollister (1986), consideram que, no caso de rochas metamórficas, durante o metamorfismo progressivo, IF aprisionadas em baixas temperaturas são geralmente destruídas a medida que a temperatura da rocha aumenta, como resultado do reequilíbrio e/ou recristalização dos minerais hospedeiros, incluindo ainda a eliminação de defeitos da rede. Se, por outro lado, as IF persistem as densidades fluidas serão modificadas por expansão termal do fluido (Crawford & Hollister, *op cit.*). Vale, ainda, lembrar que, segundo Crawford & Hollister (1986), com exceção do quartzo que é estável em todas condições metamórficas dentro da crosta, o que o identifica como o mineral hospedeiro ideal para o estudo de IF pois não reage quimicamente com o fluido aprisionado, demais minerais podem trocar cátions com as espécies dissolvidas em inclusões fluidas aquosas.

Os dados de temperatura obtidos pela microtermometria referem-se a temperatura de fusão do CO_2 (T_f do CO_2), temperatura do eutético (T_e), temperatura de fusão do gelo (T_f do gelo), temperatura de fusão do clatrato (T_f clatrato), temperatura de homogeneização do CO_2 (T_h CO_2) e temperatura de homogeneização total (T_h total).

As temperaturas de fusão dos constituintes de uma inclusão indicam a composição do fluido, enquanto as temperaturas de homogeneização indicam sua densidade.

Para o sistema constituído por um único componente, onde coexistem as fases sólida, líquida e gasosa, a T_f deve corresponder ao ponto triplo do sistema (por exemplo: $\text{H}_2\text{O} = 0,01^\circ\text{C}$, $\text{CO}_2 = -56,6^\circ\text{C}$, $\text{CH}_4 = -185,5^\circ\text{C}$), com valores próximos a estes indicando a pureza do fluido. No caso do CO_2 , se o fluido da inclusão contiver outras espécies dissolvidas na sua fase gasosa (CH_4 , N_2 , H_2S , entre outros) a T_f CO_2 sofre uma diminuição (T_f $\text{CO}_2 < -56,6^\circ\text{C}$), cujo valor depende da substância presente bem como de suas concentrações.

Ao reaquecer a IF congelada, a temperatura do eutético (T_e) é marcada pela fusão do primeiro cristal de gelo, a qual permitirá a determinação qualitativa dos tipos de íons dissolvidos na fase aquosa (Na, Ca, Mg, K, entre outros).

A temperatura de fusão do gelo da fase aquosa da IF (T_f gelo) define a composição bem como a salinidade do fluido (expressa em equivalente % de NaCl). A T_f gelo será 0°C quando a solução for pura ou bem abaixo deste valor na presença de outros íons dissolvidos (Na^+ , Cl^- , K^+ , Mg^{++} , etc). Caso haja formação de clatratos (que corresponde a uma rede cristalina expandida de gelo que aprisiona moléculas de gases) a solução aquosa restante terá sua salinidade aumentada. Se o último cristal de gelo fundir-se antes dos clatratos, essa temperatura irá indicar uma salinidade maior do que a salinidade real do fluido. Daí, a T_f clatratos fornece, juntamente com dados de (T_e) e (T_f gelo) informações sobre a salinidade da solução.

Aumentando-se a temperatura, a fase gasosa desaparecerá caracterizando-se Th CO₂, a qual fornece a densidade do CO₂ (Th CO₂ = 31.1°C é o ponto crítico do CO₂). A homogeneização do CO₂ pode se dar no estado líquido por diminuição do volume da bolha de gás, no estado gasoso por aumento do volume da bolha, ou no estado crítico pelo desaparecimento repentino do menisco que separa as duas fases (l-g).

Quando submetidas a altas temperaturas a inclusão atingirá sua Th Total, desaparecendo o menisco que separa a fase aquosa da carbônica, tornando-se preenchida por um único fluido homogêneo. Neste caso a homogeneização pode se dar por expansão da bolha, por contração da bolha e em fase crítica. A Th Total representa, após correções devido ao efeito de pressão, a temperatura mínima de aprisionamento do fluido na inclusão ou de formação do mineral, caso a inclusão seja primária.

10.7.2 - Estudos de IF das Esmeraldas de Capoeirana

Os estudos de IF efetuados neste trabalho compreenderam a caracterização microscópica das inclusões, análises microtermométricas, espectroscopia Micro-Raman e microscopia eletrônica de varredura.

10.7.2.1 - Caracterização Microscópica das IF das Esmeraldas de Capoeirana

As esmeraldas da jazida de Capoeirana contém numerosas IF, de tamanho bastante variável que apresentam-se sob formas variadas, xenomórficas, na forma de tubos finos, aciculares, paralelos ao eixo de crescimento c do cristal e, principalmente, na forma de cristais negativos segundo seções cúbicas, retangulares e tetraédricas. Algumas inclusões exibem feições de escape.

Com relação ao número de fases, as IF das amostras de esmeraldas estudadas podem ser monofásicas aquosas (somente inclusões na forma de cristais negativos), bifásicas (do tipo s-l e l-g), trifásicas (do tipo s-l-g e l-l-g) e polifásica (do tipo s-l-l-g). As inclusões polifásicas são as mais numerosas e contém um a vários sólidos que ocupam, mais frequentemente, em torno de 5 a 10% do volume total da IF, podendo, no entanto, atingir até 80% do volume total da IF. Ocorrem tanto sólidos birrefringentes como isotropos e opacos. Alguns destes foram identificados por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV). As IF trifásicas e polifásicas, respectivamente, do tipo l-l-g e s-l-l-g, contém dois líquidos imiscíveis, H₂O-CO₂, podendo a fase CO₂ conter CH₄, N₂ e HS⁻, identificados pela Espectroscopia micro-Raman. Estas inclusões mostram razões variáveis entre as fases o que pode indicar aprisionamento a partir de fluidos heterogêneos, modificações pós-aprisionamento ou

aprisionamentos em condições P-T diferentes. Inclusões com CO₂ na fase líquida e vapor permitem uma estimativa do conteúdo de CO₂ no fluido, uma vez que, a 20°C, a presença de duas fases ricas em CO₂ já indica uma solução com mais de 1,8 mol % de CO₂ (In: Fusikawa, 1985).

10.7.2.2 - Dados Microtermométricos de IF

Dados microtermométricos de IF das esmeraldas de Capoeirana, publicados por Souza et al. (1990), indicaram como intervalo P-T de sua formação 2000-2750 bares e 450°C-600°C. Foram interpretadas pelos autores como IF primárias que indicariam a formação das esmeraldas nestas condições P-T, a partir de soluções mineralizantes hidrotermais-pneumatolíticas tardias, de baixa pressão.

No contexto deste trabalho, foram realizadas em torno de 200 medições microtermométricas em 8 amostras de esmeraldas, cortadas paralelas e perpendiculares ao eixo c. Este estudo foi feito a fim de se tomar conhecimento do método e se interar das reações fluidos-rochas. As medições foram efetuadas somente em amostras de esmeraldas de veios de quartzo e de xistos. Não puderam, no entanto, ser efetuadas em esmeraldas de veios pegmatóides para efeito de comparação dos resultados microtermométricos das diferentes mineralizações/ associações, por problemas de preparação. Vale lembrar que, não foi ainda feito um mapeamento de detalhe das zonas mineralizadas envolvendo amostragens sistemáticas dos diferentes domínios de "shears" e dos halos de alteração metassomática. Deste modo, as amostras estudadas, coletadas de forma aleatória, podem ser portadoras de diferentes tipos e quantidades de fluidos, o que pode ter proporcionado os amplos intervalos de temperatura de mudanças de fases das inclusões como será visto no decorrer deste capítulo.

Cabe ainda mencionar que foram consideráveis os problemas operacionais e as dificuldades analíticas impostas por propriedades específicas das esmeraldas de Capoeirana que incluem o elevado grau de fraturamento dos cristais, fenômenos ópticos de escurecimento da fase vapor, crepitação das inclusões durante o aquecimento antes da homogeneização, entre outras. Portanto, obteve-se apenas um número bastante reduzido de dados, principalmente de temperatura de homogeneização total, tornando-se problemática a interpretação dos mesmos.

A maior parte das IF das esmeraldas estudadas apresentaram homogeneização do CO₂ para o gás, ocorrendo, no entanto, na mesma amostra também homogeneizações para o líquido, e, mais raramente, para a fase crítica. Somente uma amostra (G-38d) de esmeralda em xisto apresentou um padrão uniforme de homogeneização do CO₂, onde todas

as inclusões homogeneizaram-se para o líquido. Optou-se, assim, pelo tratamento separado dos dados das esmeraldas com inclusões apresentando homogeneização do CO₂ variável (de xistos e veios de quartzo), daquela com homogeneização constante (amostra G-38d).

Os valores de temperatura obtidos nos estudos de microtermometria das IF das esmeraldas de Capoeirana estão representados nas Figuras 55 a 57.

* Componentes Voláteis

Para obter informações sobre a composição dos componentes voláteis nas IF das esmeraldas de veios de quartzo, foram medidas a Tf CO₂ que ocorre entre -58,1 a -56,6 °C, com maior concentração de medidas no intervalo de -57,8 a -57,2 °C (Figura 55a) e a Tf CO₂ das IF das esmeraldas de xistos que ocorre entre -62,0 a -57,2 °C, com intervalo de maior frequência entre -58,4 a -57,2 °C (Figura 56a). As IF da amostra G-38d apresentam Tf CO₂ entre -57,8 a -56,9 °C (Figura 57a). Todos valores indicam a presença de outras espécies dissolvidas na fase gasosa das inclusões.

Os resultados de homogeneização do CO₂ mostram que em esmeraldas de veios de quartzo os valores de temperatura de homogeneização (Th CO₂) concentram-se na faixa de 22,0 a 30,0 °C, com homogeneização para o líquido, para o gás e para o crítico (Figura 55d). A maior concentração de medidas de Th CO₂ em IF de esmeraldas de xistos ocorre entre 25,0 a 30,0 °C (Figura 56d). Neste intervalo, as inclusões sofrem homogeneização do CO₂ para o gás, com exceção de uma única inclusão que homogeneiza-se em fase crítica. Em Th CO₂ mais baixas (< 25 °C), ocorre homogeneização tanto para o líquido, quanto para o gás. Estes valores podem indicar perdas de gases. As IF da amostra G-38d apresentam valores de Th CO₂ de 27,2 a 29,0 °C, com homogeneização para o líquido (Figura 57d). Estes resultados vêm confirmar a existência de outras espécies dissolvidas na fase CO₂.

Além das temperaturas de homogeneização do CO₂, foram investigadas as temperaturas de homogeneização total (Th total) das IF. Os dados obtidos indicam para IF de esmeraldas de veios de quartzo um amplo intervalo, variando de 100 a 500 °C (Figura 55e). As IF das esmeraldas de xistos mostram temperaturas entre 350 °C a 600 °C, não considerando aquelas inclusões que não sofreram homogeneização até as condições limites do aparelho (600 °C) (Figura 56e). As IF da amostra G-38d apresentam, de maneira similar as demais amostras de esmeraldas de xistos estudadas, Th total entre 350 a 600 °C (Figura 57e). A maior parte das IF estudadas sofrem homogeneização total por expansão das bolhas, podendo ocorrer, no entanto, homogeneização por contração da bolha e para o crítico.

Figura 56: Resultados dos estudos microtermométricos das IF das esmeraldas de xistos, indicando homogeneização do CO_2 para o líquido (L), gás (G), e fase crítica (C). a) $T_f \text{ CO}_2$; b) T_e ; c) $T_f \text{ clatratos}$; d) $Th \text{ CO}_2$; e) $Th \text{ total}$.

Figura 57: Resultados dos estudos microtermométricos das IF da amostra G-38d (esmeralda de xisto) que apresentou homogeneização do CO_2 somente para o líquido (L). a) $T_f \text{ CO}_2$; b) T_e ; c) T_f clatratos; d) $T_h \text{ CO}_2$; e) T_h total.

* Soluções Aquosas

As temperaturas dos eutéticos (T_e) das fases fluidas das esmeraldas de veios de quartzo variam de $-33,0$ a $-26,0$ °C, com intervalo de frequência máxima entre $-29,0$ e $-28,0$ °C (Figura 55b). Nas IF das esmeraldas de xistos, os valores de T_e variam de $-40,0$ a $-25,0$ °C, apresentando três intervalos de frequência máxima (de $-39,0$ a $-38,0$; $-35,0$ a $-33,0$ e $-30,0$ a $-29,0$ °C) (Figura 56b); nas IF da amostra G-38d ocorrem dois intervalos de T_e , entre $-31,0$ e $-29,0$ °C e $-26,0$ a $-22,0$ °C (com de frequência máxima entre $-26,0$ e $-25,0$ °C) (Figura 57b). As temperaturas dos eutéticos sugerem a existência de misturas de íons dissolvidos na fase aquosa, suspeitando-se de K, Na, Ca e Mg, pela presença de silvita, halita, calcita e dolomita, determinados por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), como prováveis minerais de saturação.

As temperaturas de fusão dos Clatratos (T_f clatratos) das IF das esmeraldas de veios de quartzo situam-se entre $-13,5$ a $+6,0$ °C, e as medidas dispersam-se em intervalos isolados (Figura 55c). Nas IF das esmeraldas de xistos, as T_f clatratos variam de $-3,5$ a $+9,0$ °C, com maior concentração das medidas entre $+4,0$ e $+5,5$ °C, existindo ainda intervalos isolados acima e abaixo destes valores (Figura 56c). Nas IF da amostra G-38d, os valores concentram-se em intervalos mais estreitos, de $-4,2$ a $-1,0$ °C, com maior número de medidas entre $-3,4$ e $-3,0$ °C (Figura 57c).

Os histogramas mostram uma distribuição assimétrica em intervalos relativamente amplos de temperaturas sugerindo várias gerações de IF com concentrações de sais diferentes ou imprecisões nas medições devido às condições de metaestabilidade nos sistemas complexos das IF estudadas (Figuras 55 a 57).

10.7.2.3 - Espectroscopia Micro-Raman

Análises qualitativas da composição química dos fluidos das inclusões foram feitas por espectrometria micro-Raman. Este método é extremamente sensível tendo uma resolução analítica espacial dada pelo diâmetro do feixe laser focalizável até um diâmetro de aproximadamente $2\mu\text{m}$. As substâncias gasosas que ocorrem mais comumente nas IF são: H_2O (vapor), CO_2 , CO , CH_4 , N_2 , SO_2 , H_2S , H_2 (Fusikawa, 1985). Nas fases líquidas há predominância de água (na forma de solução salina), mas a presença de CO_2 líquido não é incomum. Nestes casos, formam fases distintas à temperatura ambiente, uma vez que a água é imiscível com CO_2 ou hidrocarbonetos líquidos (Fusikawa, 1985).

Nas IF com formas de cristais negativos (com seções cúbicas, tetraédricas e hexagonais) foi determinada a presença de CH_4 , N_2 , HS^- e CO_2 , além de H_2O e quartzo como inclusão cristalina (Tabela 11 e Anexo 6). As inclusões na forma de tubos finos, aciculares, paralelos ao eixo cristalino, que se constituem em réplicas micrométricas dos

canais estruturais, evidenciaram tão somente a presença de CO₂, além de água na fase líquida.

Amostras	Associação	Inclusão	Bandas	Composto
NE-36a C	esmeralda de veio de quartzo	cristal negativo; tipo I-I-g; relevô alto	1284,8	CO ₂
			1386,7	CO ₂
			2328,1	N ₂
			2576	HS ⁻
			2914,2	CH ₄
NE-36b //C	esmeralda de xisto	tubo fino s-I-I-g	1284,8	CO ₂
			1387,6	CO ₂
		secundária, cristal neg.	1284,9	CO ₂
			1387,7	CO ₂

Tabela 11: Bandas micro-Raman características das espécies iônica e moleculares voláteis identificadas nas IF das esmeraldas de Capoeirana. Os espectros integrais destas amostras encontram-se no Anexo 6.

10.8 - INCLUSÕES SÓLIDAS

As IF à temperatura ambiente podem conter, além das fases líquidas e ou gasosas, uma ou mais fases sólidas de minerais. Estes podem ser ou "minerais acidentais" denominados "inclusões cristalinas" e/ou "minerais de saturação", precipitados dos fluidos aprisionados, durante o resfriamento.

As "inclusões cristalinas" distinguem-se dos "minerais de saturação" por não serem limitadas às IF, podendo ser encontradas por todo o cristal hospedeiro. As "inclusões cristalinas" fornecem informações valiosas sobre o ambiente de formação dos minerais. Além da importância genética, estas inclusões são, em geral, distintivas e, algumas vezes características, podendo servir para identificar a procedência do mineral gema. Os "minerais de saturação" são importantes para a determinação ou no mínimo como indicadores da composição original dos fluidos. A sua formação requer, obviamente, a presença dos seus componentes como constituintes dissolvidos no fluido quando do seu aprisionamento original na IF. Assim, se os "minerais de saturação" são conhecidos, os limites composicionais para o fluido podem ser estimados a partir dos volumes relativos das fases. Embora, a princípio

simples, o potencial desta aproximação raramente pode ser explorado na íntegra, devido a dificuldades de identificação dos minerais de saturação.

Existe na literatura um grande número de informações sobre as "inclusões cristalinas" encontradas nas esmeraldas de diversas localidades do Brasil (Sauer, 1982; Schwarz, 1984; Schwarz & Mendes, 1985; Souza & Svizero, 1987; Branco et al., 1984; entre outros) e do mundo, incluindo as ocorrências clássicas da Colômbia, União Soviética, Zimbábue, Zâmbia e Brasil (Gübelin, 1959; Sinkankas, 1981; Koivula, 1982; Schwarz, 1984; entre outros).

Na revisão de Sinkankas (1981) e Schwarz (1987), aparece um grande número de minerais citados como inclusões cristalinas, entre eles, a mica (biotita/flogopita, muscovita), tremolita/actinolita, quartzo, feldspato, talco, turmalina, epidoto, apatita, rutilo, carbonatos, sulfetos, óxidos, entre outras substâncias. Vale ressaltar que estas informações estão todas baseadas essencialmente em observações óticas. Atualmente, a identificação, tanto de "inclusões cristalinas" como de "minerais de saturação" pode ser feita através de técnicas especiais, tais como métodos de difração de raios X, microsonda eletrônica, microscopia eletrônica de varredura e outros igualmente resolutivos.

Neste trabalho, foram identificadas algumas inclusões sólidas das esmeraldas de Capoeirana, através da combinação de microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura com microanalisador EDS acoplado. Estas inclusões, que são notáveis pela quantidade, mostram, porém, pouca diversidade, sendo representadas por: flogopita, quartzo, apatita, cromita e esmeralda, além de minerais de Zn-Fe e Mn-Fe (tentativamente identificados como franklinita e jakobsita) como "inclusões cristalinas", e silvita, halita e calcita como "minerais de saturação".

11 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA, PETROGÊNESE E METALOGÊNESE: RESULTADOS PRINCIPAIS, INTERPRETAÇÕES E MODELOS

O berílio é um elemento raro na crosta terrestre, com abundância inferior a 3 partes por milhão (Mason, 1966). Segundo Goldschmidt (1954) é um elemento típico dos magmas residuais leves e soluções residuais, que se concentram nas partes mais superiores da litosfera. Entre estes, o berílio é normalmente encontrado nos produtos finais de diferenciação de magmas graníticos, especialmente nos de natureza pegmatítica, e ainda, nas rochas alcalinas intermediárias em sílica que são os litotipos mais enriquecidos neste elemento. O enriquecimento de berílio em rochas de magmas residuais, granitos e nefelinasienitos, conforme apontado por Goldschmidt & Peters (1932a), deve-se ao pequeno tamanho do íon berílio que, conseqüentemente, não é capaz de se prender à estrutura dos minerais formadores de rochas comuns. O berílio nestas rochas, principalmente nos nefelinasienitos, pode estar presente nos álcali-feldspatos, nefelinas, micas, turmalinas, anfibólios e piroxênios alcalinos. Para Goldschmidt (1954), são necessárias duas condições para a formação de esmeraldas: a concentração de berílio e a presença de crômio e/ou vanádio no mesmo depósito. Tais condições são raras na natureza em função da discrepância entre os processos concentradores destes elementos: Be enriquecendo-se em magmas residuais tardios e em soluções residuais tardi- a pós-magmáticas, ao passo que o crômio e vanádio estão tipicamente associados a cristalização magmática inicial, ou em cromitas de rochas máficas-ultramáficas, ou em minérios de ferro do tipo Fe-Ti-V de gabros, ou ainda a matéria betuminosa em sedimentos.

Beus & Sobolev (1963), porém, incluíram o berílio entre os elementos que migram extensivamente em soluções pós-magmáticas, como as decorrentes de processos hidrotermais-pneumatolíticos. Segundo Beus (1966), a história geoquímica do berílio no processo pegmatítico serve como um exemplo claro de concentração pós-magmática de um elemento altamente disseminado na fusão original. O principal fator que determina a concentração de berílio em pegmatitos é, sobretudo, a diferenciação por cristalização fracionada (Beus, op cit.). Tem-se, como regra geral, que nos estágios iniciais da formação do pegmatito não há concentração de berílio em quantidades apreciáveis, uma vez que não estão presentes minerais capazes de reter o berílio em suas redes cristalinas. A medida que o conteúdo de componentes voláteis aumenta, a concentração do berílio na parte residual do pegmatito também aumenta. Assim, a cristalização do berilo nos pegmatitos graníticos, tem início sob condições de forte supersaturação em sílica e acúmulo de sódio e componentes voláteis.

Dentre os vários processos geradores de depósitos de berilo destacam-se os de origem vulcânica, magmática primária, magmática tardia, metamófica-hidrotermal, hidrotemal

e sedimentar (Beus, 1966; Sinkankas, 1981) (Tabela 12). As mineralizações de esmeraldas estão frequentemente associadas a processos metamórficos de caráter metassomático, do estágio pneumatolítico-hidrotermal, sendo representadas pelos "depósitos tipo xisto" e mais raramente, ao processo hidrotermal propriamente dito, representadas, neste caso, pelos depósitos encontrados especialmente sob a forma de veios (Sinkankas, 1981). Schwarz (1987), baseando-se em dados das principais ocorrências de esmeraldas do mundo, propõe uma classificação genética em quatro tipos de depósitos, baseada na natureza das rochas fornecedoras dos elementos Be, Cr, Fe e V, das rochas hospedeiras e nas características internas (inclusões) e químicas das esmeraldas (Tabela 13).

O acúmulo do berílio em rochas metassomáticas de contato, assim como em outros depósitos pneumatolítico-hidrotermais de alta temperatura, é determinado pela atividade de flúor nas fases fluidas do estágio ácido do metassomatismo (Beus, 1966). O flúor aparece como o principal veículo de transporte de berílio, desempenhando um papel ativo na formação de seus depósitos. Além do flúor, destacam-se, ainda, o cloro e o dióxido de carbono, como agentes complexantes e mineralizantes sob a forma de íons complexos móveis dos tipos fluorberilatos, cloroberilatos e carbonoberilatos de metais alcalinos.

Os depósitos do "tipo xisto", representantes da quase totalidade dos depósitos de esmeraldas do mundo (Sinkankas, 1981), são assim denominados devido ao fato dos cristais de berilo, em especial os de esmeralda, ocorrerem em micaxistos escuros. Os xistos e as rochas associadas, nas quais estes cristais são encontrados, são tidos como produtos da interação química entre rochas graníticas e rochas básicas/ultrabásicas ou máficas/ultramáficas. Segundo os conceitos de Beus (1966), trata-se, portanto, de um processo metassomático também denominado de exometamorfismo, o qual envolve mudanças na rocha original pela introdução de constituintes externos. Os constituintes necessários para a formação do berilo, derivados dos pegmatitos graníticos, ou mesmo dos próprios corpos graníticos, são transferidos para os corpos de rochas xistosas adjacentes na forma de soluções que reagem com e cristalizam nos xistos (Beus, *op cit.*). Muitos desses berilos assemelham-se ao tipo "original" encontrado nos corpos pegmatíticos. Entretanto, o fato dos xistos serem formados parcialmente às custas das rochas básicas, ultrabásicas, máficas ou ultramáficas, as quais podem conter cromo, ferro e vanádio, pequenas quantidades destes elementos podem ser incorporados à estrutura do berilo dando origem à esmeralda. Constituem ocorrências clássicas de depósitos do "tipo xisto" diversas jazidas de esmeraldas do Brasil, Zâmbia, Zimbábue, África do Sul, Montes Urais, Egito, Índia, Tanzânia, entre outras (Sinkankas, 1981).

As jazidas de "tipo veio" são mais variáveis incluindo desde veios pegmatíticos-pegmatóides a veios hidrotermais de quartzo ou de carbonatos. Exemplos de depósitos de esmeraldas do tipo hidrotermal são as jazidas da Colômbia, representadas por veios de

Classificação Genética	Tipo de Depósito	Atividade Hidrotermal	Principais Minerais Associados
Vulcânico	amígdalas em riólitos	ausente	quartzo e topázio
Magmático Primário	disseminados em granitos	insignificante	quartzo
	miarolítico, pegmatítico em granitos	localizada e insignificante	albita, microclínio e quartzo
Magmático Tardio	pegmatitos graníticos não zonados	significante	microclínio, granada, muscovita e quartzo
	pegmatitos graníticos zonados	significante	microclínio, topázio, muscovita e quartzo
	pegmatitos graníticos complexos e zonados "tipo muscovita"	intensa	microclínio, topázio, muscovita, biotita e quartzo
	pegmatitos graníticos complexos e zonados "tipo albita"	intensa	muscovita, quartzo, crisoberilo, albita e microclínio
Metamórfico Hidrotermal	"tipo xisto"	intensa, transfere o Be para a encaixante	silicatos, fluorita, quartzo, mica e apatita
Hidrotermal	"greisens"	intensa, local ao longo de fraturas	quartzo, feldspato, mica, minerais de Sn e W, apatita e fluorita
	veios de carbonatos	extensiva ao longo de fraturas	albita, Fe-carbonato, pirita, parisita, quartzo
	"clefts" alpinos	extensiva ao longo de fraturas	quartzo, feldspato, shorlita, monazita e bazzita
Sedimentar	eluvial	ausente (decomposição de depósitos)	espécies duráveis de depósito original
	aluvial	ausente (transportado pela água)	espécies duráveis de depósito original

Tabela 12: Tipos de depósitos de berilo (segundo Sinkankas, 1981)

Tipo Genético	Fonte do Berílio	Fonte dos Cromóforos	Inclusões		Impurezas (%)				Exemplos
			Minerais	Fluidas	Cr ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	MgO	
I	pegmatítica	metaultramáficas	abundantes	trifásicas	0.2	0.5	1.5	1.2	Camaíba e Socotó (BA) e Montanhas Urais
			raras	numerosas	0.19	0.46	0.5	0.66	Itabira (MG)
			actinolita/tremolita	inexistentes	0.17	0.34	2.17	3.37	Sandawana (Zimbábue)
II	não pegmatítica	metaultramáficas	numerosas	inexistentes	0.16	0.63	1.89	2.72	Habachtal (Áustria)
			carbonatos	numerosas	0.7	0.8	2.1	2.6	Rio Swat (Paquistão)
			numerosas	raras	0.66	1.07	1.89	2.89	Santa Terezinha (GO)
III	desconhecida	argilitos e folhelhos	poucas	numerosas	0.3	0.3	0.6	0.7	Colômbia
IV	desconhecida	desconhecida	-	-	-	-	-	-	Hiddenita (USA)

Tabela 13: Classificação genética dos depósitos de esmeraldas, baseada na fonte do berílio e dos cromóforos, tipos de inclusões e "impurezas" (segundo Schwarz, 1987).

calcita e brechas de falhas que cortam argilitos e folhelhos pretos marinhos (Sinkankas, 1981; Schwarz, 1987; Ordoñez, 1993, entre outros).

A jazida de esmeraldas de Belmont/Itabira encontra-se em área localmente caracterizada pela presença de uma sequência vulcano-sedimentar altamente intemperizada, em contato tectônico com os Granitóides Borrachudos. Na área da mina, esta sequência é formada por intercalações decimétricas a métricas de várias litologias, representadas especialmente por xistos metapelíticos, xistos e anfibolitos metaultramáficos, anfibolitos metabásicos, veios pegmatóides muito raros e veios de quartzo frequentes. As rochas graníticas são, representadas predominantemente por leucognaisses portadores de biotita, "tipo flaser", segundo Souza (1988), correspondentes aos Granitóides Borrachudos (Schorsch, 1975; 1992), destacando-se o contato de falha entre estes dois conjuntos litoestruturais, através do qual os Granitóides Borrachudos a oeste da área da jazida se sobrepõem diretamente às litologias metaultramáficas da sequência vulcano-sedimentar. Tal fato imprime às rochas da mina forte perturbação tectônica, expressa principalmente pelo aparecimento de dobramentos apertados, foliações, cisalhamentos, fraturas e demais efeitos de

movimentações em todas as unidades litológicas da sequência. As manifestações pegmatóides são raras, não mineralizadas em esmeraldas e ocorrem preferencialmente em pequenas concentrações (transformadas por intemperismo em caulim) no interior das dobras, próximas a seus ápices ou, ainda, preenchendo fraturas centimétricas a decimétricas nas rochas da sequência vulcano-sedimentar. Similarmente, ocorrem veios de quartzo deformados de diversas gerações estruturais e genéticas. Ressalta-se o aparecimento de veios de quartzo praticamente concordantes com as camadas de xistos locais, alguns destes apresentando-se portadores de esmeraldas fragmentadas, apenas em suas partes marginais. As condições básicas de formação das esmeraldas da jazida de Belmont são similares àquelas requeridas no caso clássico de jazidas do tipo "xisto", estando intimamente associadas às interações químicas de fluidos berilíferos com as rochas metaultramáficas portadoras de elementos cromóforos. A jazida de Belmont situa-se em zona metamórfica da fácies anfibolito inferior a médio, pelo principal metamorfismo regional proterozóico.

De maneira similar, a jazida de esmeraldas de Capoeirana de mais alto grau de metamorfismo proterozóico (fácies anfibolito média a superior), encontra-se em área constituída por sequência vulcano-sedimentar em contato tectônico com os Granitóides Borrachudos e com Metagranitóides Foliados com Fluorita, sobrepostos às litologias metaultramáficas da sequência por falhas de cavalgamento, o que também imprime às rochas da jazida de Capoeirana um elevado grau de perturbação tectônica.

Nas áreas entre as jazidas de Belmont e Capoeirana, incluídos nos domínios das rochas graníticas principais, dos Granitóides Borrachudos e Metagranitóides Foliados com Fluorita (Figura A7-2, Anexo 7), ocorrem ainda, reliticamente preservados, corpos com extensões relativamente restritas de gnaisses e migmatitos polimetamórficos da Associação TTG, representativos do conjunto lito-estrutural arqueano mais antigo da região estudada e arredores.

O modelo geológico evolutivo e metalogenético proposto neste trabalho é o seguinte. Em terreno arqueano de natureza TTG-*greenstone belt*, instalaram-se no final da evolução *greenstone belt*, no estágio orogênico, zonas de cisalhamento crustais profundas, de extensões regionais e largas consideráveis (quilométricas, em certos casos ultrapassando aos 10 Km). Nestas circularam fluidos metassomáticos alcalinos (potássico-sódicos), ricos em F, CO₂, entre outros, e elementos incompatíveis (Rb, Be, Zr, Nb, ETRL, entre outros) percolando, durante a sua milonitização os gnaisses sódico-cálcicos da associação TTG. Por reações fluidos-rochas suportadas pelo gradiente dos álcalis transformaram-nos em Granitóides Borrachudos principalmente por reações de substituição de álcalis nos feldspatos (Schorscher, 1992).

As zonas de cisalhamentos crustais profundas envolveram/afetaram também as rochas dos *greenstone belts* representadas na área de estudos pelos restos de sequências

metavulcano-sedimentares que abrigam as jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont. A natureza de *greenstone belts* arqueanos destas é confirmada pela associação litológica típica, bem como pelas características mineralógica-petrográficas e geoquímicas das rochas metavulcânicas ultramáfico-máficas e básicas. Sob aspectos petro-metalogenéticos, ressaltam as anomalias geoquímicas de Zn das rochas metaultramáficas, estando o Zn na estrutura da cromita (Schorscher, 1992), e alguns anfíbolitos metabásicos portadores de scheelita em teores substanciais (estimados em até 5% modais). Os fluidos alcalinos e portadores de Be e Al (este último proveniente da substituição dos plagioclásios das rochas TTG) interagiram nas zonas de cisalhamento também com as rochas da sequência metavulcano-sedimentar causando, em função dos gradientes geoquímicos, as alterações metassomáticas, principalmente de flogopitização, e as mineralizações de esmeraldas nas rochas metaultramáficas. A pequena espessura das zonas mineralizadas/metassomatizadas é atribuída a "impermeabilidade" dos xistos metaultramáficos para a percolação dos fluidos metassomático-mineralizantes.

As rochas metaultramáficas com cromita, tanto na jazida de Belmont/Itabira como de Capoeirana, são as litologias responsáveis pela formação das rochas metassomáticas portadoras de esmeraldas. As esmeraldas associadas aos biotítitos/ flogopititos, ocorrem, geralmente, como porfiroblastos orientados segundo a foliação principal da rocha, sendo envolvidos pela biotita/flogopita, ou ainda, em lentes/veios de quartzo.

Estes veios de quartzo sempre deformados são concordantes/pseudoconcordantes com as foliações principais dos xistos locais e/ou formam concentrações lenticulares também deformadas e, às vezes, contorcidas tipo "toalha molhada", nas charneiras de micro-dobras, o que indica cristalização em condições pré-cinemáticas em relação ao evento deformativo principal. Nos veios de quartzo mineralizados em esmeraldas os contatos entre o quartzo e a esmeralda são, geralmente, irregulares, de suturação metamórfica.

Uma primeira geração de esmeraldas estaria, então, associada a xistos (biotítitos/flogopititos) e veios de quartzo deformados. Suas características petrográficas e mineralógica-cristalográficas são similares, porém, a presença de inclusões de esmeralda em esmeraldas dos veios de quartzo sugere mais de uma etapa mineralizante, pelo menos nesses veios. As esmeraldas destas duas associações/mineralizações indicaram em estudos de IR elevados teores de álcalis nos fluidos dos canais estruturais. Desta forma interpretam-se como de idade arqueana as mineralizações de esmeraldas em xistos e veios de quartzo deformados das jazidas de Capoeirana e Belmont.

O conjunto de litotipos e as mineralizações arqueanas sofreram intensos retrabalhamentos proterozóicos incluindo deformações e o metamorfismo regional principal no curso da orogênese do Ciclo Minas-Espinhaço atribuída ao Proterozóico Inferior/Médio

(Schorscher, 1992). Este metamorfismo é responsável pelo grau máximo regionalmente alcançado e até hoje preservado nas rochas da sequência metavulcano-sedimentar. Causou também o retrabalhamento (proterozóico) regional progressivo dos Granitóides Borrachudos, transformando-os gradativamente a totalmente nos Metagranitóides Foliados com Fluorita a partir de condições P-T da fácies anfibolito médio. Os dados geológicos, mineralógico-petrográficos e geoquímicos sustentam este modelo genético (Schorscher, 1992), ainda que neste trabalho foram encontradas algumas evidências de mudanças geoquímicas menores mas sistemáticas de elementos traços que acompanharam a transformação. Sob aspectos petro-metalogenéticos, os Granitóides Borrachudos e Metagranitóides Foliados com Fluorita são caracterizados por anomalias geoquímicas regionais, positivas, de Be. Os Metagranitóides Foliados com Fluorita diferem metalogeneticamente dos Granitóides Borrachudos por apresentarem pegmatóides e pegmatitos, estes últimos portadores de berilos nas variedades águas-marinhas.

Diferentemente da jazida de esmeraldas de Itabira, na jazida de Capoeirana encontram-se pegmatóides mineralizados em esmeraldas. Formam corpos intrusivos, pseudoconcordantes ou discordantes, com formas predominantemente irregulares e dimensões métricas, sendo claramente menos deformados do que as rochas encaixantes da sequência vulcano-sedimentar. Quando intrudidos nos xistos metaultramáficos e mineralizados em esmeraldas, estas apresentam-se idiomórficas, separadas por bordas retilíneas dos plagioclásios adjacentes. Interpretam-se estes pegmatóides e sua ausência na jazida Belmont, como efeitos do metamorfismo progressivo regional principal, proterozóico, que alcançou o ápice termal em estágio tardi- a pós-tectônico e intensidade, em geral, mais alta na região da jazida de Capoeirana. Causou então fusões parciais por anatexia incipiente dos Granitóides Borrachudos em Metagranitóides Foliados com Fluorita que ao interagirem com as rochas metaultramáficas produziram as mineralizações de esmeraldas dessa terceira associação. As esmeraldas desta última associação/mineralização também indicaram em estudos de IR elevados teores de álcalis nos fluidos dos canais estruturais.

Quando tais pegmatóides intrudiram os granitóides o berílio remobilizado e, eventualmente, concentrado a partir dos teores anômalos dispersos nos granitóides originais, é reprecipitado na forma de berilo de cores verdes ou amareladas, ou mais raramente, azuis na variedade das águas-marinhas.

De acordo com estas considerações, tanto os pegmatóides com esmeraldas restritos a Capoeirana, como os pegmatitos com águas-marinhas restritos aos Metagranitóides Foliados com Fluorita representariam uma fase Proterozóica de mineralizações berilíferas relacionada ao principal metamorfismo regional em suas condições mais elevadas.

Na jazida de esmeraldas de Capoeirana ocorre ainda alexandrita que também é desconhecida em Belmont. As áreas de sua ocorrência/lavra são, a presente, todas alúvio-coluvionares, entretanto, algumas amostras individuais permitiram observar que o crisoberilo/alexandrita cresce sobre a esmeralda. Isto aliado a inexistência desse mineral na jazida Belmont, poderia indicar que o crisoberilo em Capoeirana é um mineral metamórfico, formado a partir das mineralizações de esmeraldas arqueanas (pré-existentes), pelo principal metamorfismo regional progressivo proterozóico em condições P-T mais elevadas (transição da fácies anfibolito média a superior e superior).

12 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AINES, R.D. & ROSSMAN, G.R. (1984) The high temperature behavior of water and carbon dioxide in cordierite and beryl. *American Mineralogist*, (69): 319-327.
- ANDERSON, S.M. (1979) Notes on the occurrence and mineralogy of emeralds in Rhodesia. *The Journal of Gemmology*, 16: 177-185.
- ANDREWS, K.W. (1951) The determination of interplanar spacings and cell dimensions from powder photographs using an internal standard. *Acta Crystallographica*, 4: 562-563.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. (1969) A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Bulletin Geological Society of America*, 80: 2175-2200.
- AURISICCHIO, C.; FIORAVANTI, G.; GRUBESSI, O.; ZANAZZI, P.F. (1988) Reappraisal of the crystal of beryl. *American Mineralogist*, 73: 826-837.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R. (1991) Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3. São Paulo. *Anais*. São Paulo, SBGq. v.2, p. 628-631.
- BAKAKIN, V.V. & BELOV, N.V. (1962) Crystal chemistry of beryls. *Geochemistry*, (5): 484-500.
- BAKAKIN, V.V.; RYLOV, G.M.; BELOV, N.V. (1967) Correlation between the chemical composition and unit cell parameters of beryls. *Doklady Akademiyi Nauk SSSR. Earth Science Sections*, 173 (6):129-132.
- BANK, H. (1974) The emerald occurrence of Miku, Zambia. *The Journal of Gemmology*, 14: 8-15.
- BANK, H. (1974) Smaragd, Alexandrit und rubin als Komponenten einer Paragenese vom Lake Manyara in Tansania. *Z. Dtsch. Gemmol. Ges. H.* 23: 62-63.

- BARBOSA, M.P. (1988) Estudo do relacionamento genético das feições geológicas na região do Espinhaço Meridional e adjacências, Minas Gerais. São Paulo, 237 p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 45-55.
- BERGLUND, L. & TOURET, J. (1976) Garnet-biotite gneiss in "Système du Graphite" (Madagascar): Petrology and fluid inclusions. *Lithos*, **9**:139-148.
- BESWICK, A.E. (1982) Some geochemical aspects of alteration, and genetic relations in komatiitic suites. *Geochemistry*, **5**:283-308.
- BEUS, A.A. (1966) *Geochemistry of Berillium and the Genetic Types of Beryllium Deposits*. W.H. San Francisco, W. H. Freeman. 401p.
- BEUS, A.A.; SOBOLEV, B.P.; DIKOV, Yu. P. (1963) Geochemistry of beryllium in high temperature postmagmatic mineralization. *Geochemistry*, **3**:316-323.
- BOND, W.L. (1960) Precision lattice constant determination. *Acta Crystallographica*, **13**: 814-818.
- BRAGG, W.L. & WEST, J. (1926) The structure of beryls, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$. *Proceedings of the Royal Society of London A-111*: 691-714.
- BRANCO, R.M.G.C.; SCHWARZ, D.; SVISERO, D.P.; MENDES, J.C. (1984) Dados mineralógicos da esmeralda da fazenda Boa Esperança, Município de Tauá/CE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984. *Breves Comunicações*. Rio de Janeiro, SBG. p. 262-263.
- BRAUN, E. & SCHORSCHER, H.D. (1977) Bildung und Kristallisation regionalmetamorpher Partial-schmelzen in präkambrischen pelitischen Gneisen aus Minas Gerais, Brasilien. *Fortschr. Min.*, **55** (1): 18-19.
- BURNHANN, C.W. (1991) *Least-squares refinement of crystallographic lattice parameters*. Harvard University, Cambridge, 24p.

- CARNEIRO, M. (1992) O complexo metamórfico Bonfim setentrional. São Paulo, 57 p. (Exame de Qualificação para o Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- CASSEDANNE, J.P. (1984) As esmeraldas do Brasil. *Brasil Relojoeiro e Joalheiro*, 25 (283): 76-82.
- CERNÝ, P. (1975) Alkali variations in pegmatitic beryls and their petrogenetic implications. *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*. (123): 198-212.
- CHEMALE Jr., F.; QUADE, H. & CARBONARI, F.S. (1987) Economic and structural geology of the Itabira Iron District, Brazil. *Zentralblatt Geologie und Paleontologie, Teil I* (7-8): 743-752.
- CLARKE, D. (1990) Newpet 1987-1990. Programa livre para microcomputador (IBM - PC e compatíveis), para cálculos petroquímicos e representações gráficas. Memorial University of Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources 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, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resource Research, St. John's, NF, Canada.
- CONDIE, K.C.; SWENSON, D.H. & HAYSLIP, D.L. (1972): Geochemical indices of crustal thickening and deep to Benoiff Zone. *Geological Society of America, Abstracts with Programs (Cordilhera Section)*, 4(3):138-139.*
- CONDIE, K.C. (1973): Archean magmatism and crustal thickening. *Geological Society of American Bulletin*, 84(9):2981-2991.
- CONDIE, K.C. (1981): *Archean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier. 434p.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G.; QUADE, H., REIMER, V. & ROESER, H. (1980): Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 52 (4): 785-799.

- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. & PADILHA, A.V.P. (1985): O estado atual do conhecimento geocronológico de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3. Anais. Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 5, p. 338-347.
- CORREIA NEVES, J.M.; MONTEIRO, R.L.B.B.; DUTRA, C.V. (1984) Composição química de berilos pegmatíticos do Brasil e seu significado petrológico e metalogenético. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(3): 137-146.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. London, George Allen & Unwin, 450 p.
- CRAWFORD, M.L. & HOLLISTER, L.S. (1986) Metamorphic Fluids: The evidence from fluid inclusions. In: WALTHER, J.V. & WOOD, B.J. (ed.) *Fluid-rock interactions during metamorphism*. New York, Springer-Verlag, p. 1-35.
- DAVIES, H-P. K. (1993) *Petrogênese e evolução crustal Pré-Cambriana da região de bateias (Quadrícula 1:25.000 NE da folha topográfica Catas Altas 1:50.000) Quadrilátero Ferrífero - MG. São Paulo, 265 p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP)*
- 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. (1962) *Rock-forming Minerals. Ortho-ring silicates*. (ed.) London, Longman. v.1, 333p.
- DHAMELINCOURT, P.; BENY, J.; DUBESSY, J.; POTY, B. (1979) Analyse d'inclusions fluides à la microsonde Mole à effet Raman. *Bulletin Mineral*, 102: 600-610.
- DOELTER, C. (1917) *Handbuch der Mineralchemie*. Dresden und Leipzig: Theodor Steinkopff. v.2, part 2, p. 584-599.
- DORR, J.V.N. (1969) Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *U.S. Geological Survey. Professional Paper*, 641-A: 110p.
- DORR 2nd, J.N. & BARBOSA, A.L.M. (1963) *Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Professional Paper*, 341-C: 108p.

- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. (1975) The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, **16**: 207-219.
- ENGESSER, W. (1974): *Geologie, Petrographie und Altersstellung der Gesteine der sudlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien*. (Tese de Doutorado - Univ. de Freiburg).
- EPSTEIN, D.S. (1989) The Capoeirana Emerald Deposit Near Nova Era, Minas Gerais, Brazil. *Gems and Gemology*, **25** (3): 150-158.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. (1975) The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, **16** (3): 207-219.
- EVERDINGEN, D.v. & GOOL, J.v. (1990) Quickplot - Programa livre para microcomputador (IBM - PC e compativeis), para plotagens de dados estruturais em diagramas Pi. Memorial University of Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research, St. John's, NF, Canada.
- FALLICK, A.E. & BARROS, J.G. (1987) A stable-isotope investigation into the origin of beryl and emerald from the Porangatu deposits, Goiás State, Brazil. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **66**: 293-300.
- FEKLICHEV, V.G. (1963) Chemical composition of minerals of beryl group, character of isomorphism and position of principal isomorphous elements in the crystal structure. *Geochemistry*, (4): 410-421.
- FERSMAN, A.E. (1929) Geochemische Migration der Elemente. III. Smaragdgruben im Uralgebirge. *Abhandlungen zur prktischen Geologie und Bergwirtschaftlehre*, **18**: 74-116.
- FONTES, C. Q., NETTO, C., COSTA, M.R.A., BALTAZAR, O.F., SILVA, S.L., VIEIRA, V.S. (1978) Projeto Jequitinhonha. Relatório Final, DNPM/CPRM. Belo Horizonte, 12 volumes.
- FORD, E.E. & MILLS, B.A. (1978) Biaxiality in isometric and dimetric crystals. *American Mineralogist*, (63): 316-325.

- FORMOSO, M.L.L. (1980) Difractometria de raios x. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, SC, Boletim n.4, p. 5-26.
- FUSIKAWA, K. (1985) Inclusões fluidas: métodos usuais de estudo e aplicações. Contribuições à Geologia e Petrologia. Núcleo de Minas Gerais. SBGM, p. 29-44.
- GINSBURG, A.I. (1955) On the question of the composition of beryl. Trudy Mineralogicheskogo Muzeya, Akademiya Nauk SSSR (Leningrad), (7): 56.
- GOLDMAN, D.S., ROSSMAN, G.R. & PARKIN, K.M. (1978) Channel constituents in beryls. Physics and Chemistry of Minerals, (3) 225-235.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1954) Group III. Beryllium. In: GOLDSCHMIDT, V.M. (ed) Geochemistry. Oxford, Clarendon Press. p. 206-213.
- GOLDSCHMIDT, V.M. & PETERS C. (1938) k Geokhimii Berilliya, v kn. Sb. Statei po Redkim Elementam (Geochemistry of beryllium. In the book: Collection of articles on rare elements). Moscow-Leningrad, GONTI.
- GÜBELIN, E.J. (1958) Emeralds from Sandawana. The Journal of Gemmology, 6: 340-350.
- GUILHAMOU, N.; DHAMELIN COURT, P.; TOURAY, J.C.; TOURET, J. (1981) Etude des inclusions fluides du système N₂-CO₂ de dolomites et de quartz de Tunisie septentrionale - Données de la microcryoscopie et de la microsonde à effet Raman. Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 657-673.
- HÄNNI, H.A., SCHWARZ, D. & FISCHER, M. (1987) The emeralds of the Belmont Mine, Minas Gerais, Brazil. Journal of Gemmology, 20 (7) e (8): 446-456.
- HAWTHORNE, F.C. & CERNÝ, P. (1977) The alkali-metal positions in Cs-Li beryl. Canadian Mineralogist, 15:414-421.
- HERBSTEIN, F.H. (1963) Accurate determination of cell dimensions from single-crystal x-ray photographs. Acta Cryst., 16: 225-263.
- HERZ, N. (1970) Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.GEOLOGICAL SURVEY Professional Paper, Washington. 641-B, 58 p.

- HERZ, N. (1978) Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **U S Geological Survey Professional Paper**, 641-C, 81p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal Earth Sciences**, 8: 523-548.
- JENSEN, L.S. (1976) A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. **Ontario Division of Mines, Misc. Paper**, 66.
- KOIVULA, J.I. (1982) Tourmaline as an inclusion in Zambian emeralds. **Gems & Gemology**, 18(4):225-227.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, 29 (3/4):183-210.
- 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.
- LEUNG, C.S., MERIGOUX, H., POIROT, J.P., ZECCHINI, P. (1986) Use of infrared spectrometry in gemmology. In: **Morphology and phase equilibria of minerals. Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association, Varna, v.2, p. 441-448.**
- LINARES, R.C.; BALLMAN, A.A.; Van UITERT, L.G. (1962) Growth of beryl single crystals for microwave applications. **Journal of Applied Physics**. 33:3209-3210.
- MANIAR, P.S. & PICCOLI, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society American Bulletin**, 101: 635-643.
- MASON, B. (1966) **Principles of Geochemistry.** New York, John Wiley & Sons (3rd ed.), 329 p.

- MENDES, J.C., SCHWARZ, D., SVISERO, D.P. (1985): Geologia e mineralização da jazida de esmeralda de Itabira: correlação com as demais jazidas brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, MG. Anais. Bol. nº 5, p. 240-250.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. London, Longman Scientific & Technical, 266p.
- MIYASHIRO, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**: 321-355.
- MULLER-BASTOS, F (1981): Emeralds from Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Lap. Journal*, **35** (9): 1042-1848.
- NASSAU, K. (1976) Synthetic emerald: the confusing history and the current technology, *Lapidary Journal*, **30**:196, 468-488.
- NESBITT, R.W.; SUN, S.S.; PURVIS, A.C. (1979) Komatiites: geochemistry and genesis. *Can. Mineral.*, **17**:165-186.
- O'CONNOR, J.T. (1965) A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S.GEOLOGICAL SURVEY Professional Paper, **525-B**, p. 79-84.
- ORDÓNEZ, F.H.R. (1993) *Mineralogia, inclusões fluidas e gênese de esmeraldas das jazidas de Chivor, Coscuez, Muzo, Pacho e Yacopí, Colômbia*. São Paulo, 134p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- PEARCE, J.A. (1968) A contribution to the theory of variation diagrams. *Contributions Mineralogy Petrology*, **19**:142-157.
- PEARCE, J.A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**: 41-67.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined 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.
- PENFIELD, S.L. (1884) On the occurrence of alkalis in beryls. *American Journal of Science*, **28**: 25-32.
- PFLUG, R. & RENGGER, F. (1973) Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do cráton San Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju. Anais. Aracaju, SBG. v. 2, p. 5-19.
- PLATT (1988) The mechanics of frontal imbrication: a first- order. *Geologische Rundschau* **77/2**, p 577-589.
- POTY, B., LEROY, J. & JACHIMOWIZ, L. (1976) Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bulletin de Société Française de Mineralogie et Cristallografie*, **99**: 182-186.
- RADAMBRASIL (1983) Fls. SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória; Levantamentos de recursos naturais. Projeto Radambrasil, MME, Rio de Janeiro, v. 32, 780 p.
- RADAMBRASIL (1987) Fl. SE.24 Rio Doce; Levantamentos de recursos naturais. Projeto Radambrasil, MME, Seplan/IBGE, Rio de Janeiro, v. 34, 547 p.
- RADCLIFFE, D. & CAMPBELL, F.A. (1966) Beryls from Birch Portage, Saskatchewan. *Canadian Mineralogist*, **8**: 493-505.
- REEVES, R.G. (1966): Geology and mineral resources of the Monlevade and Rio Piracicaba quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S.GEOLOGICAL SURVEY Professional Paper, **341-E**, 58p.
- ROEDDER, E. (1970) Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**:5-20.
- ROEDDER, E. (1972) Data of geochemistry. Sixth edition. Chapter JJ. Composition of fluid inclusions. U.S.GEOLOGICAL SURVEY Professional Paper. **440 JJ**. 189 p.

- ROEDDER, E. (1984) Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, **12**: 1-264.
- ROGERS, A.F. & SPERISEN, F.J. (1942) American synthetic emerald. *American Mineralogist*, **27**: 762-768.
- ROSASCO, G.; ROEDDER, E. & SIMMONS, J. (1975) Laser-excited Raman Spectroscopy for nondestructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals. *Science*, **190** (4214): 557-560.
- ROSASCO, G. & ROEDDER, E. (1979) Application of a new Raman Microprobe Spectrometer to nondestructive analysis of sulfate and other ions in individual phases in fluid inclusions in minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43** (12): 1907-1915.
- SANT'ANNA, L.G.; SILVA, E.L. & SCHORSCHER, H.D. (1991) Levantamento lito-estrutural detalhado de alguns serviços subterrâneos no garimpo de esmeraldas de Capoeirana, Minas Gerais. Relatório final de estágio de pesquisa extra-curricular, inédito, DMP-IG-USP.
- SANTOS, A.R. (1986) Estudos sobre a tectônica de fraturamento na região do Quadrilátero Ferrífero e em partes do Complexo Migmatítico-Granulítico de Minas Gerais com base em sensoriamento remoto. São Paulo, 172p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- SAUER, D.A. (1982) Emeralds from Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM. Proceeding. p. 357-377.
- SCHALLER, W.T., ROLLIN, E.S. & JAHNS, R.H. (1962) An unusual beryls from Arizona. *The American Mineralogist*, **47** (5-6): 672-679.
- SHERVAIS, J.W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**: 101-118.
- SCHMETZER, K. (1989) Types of water in natural and synthetic emerald. *N. Jb. Miner. Mh.*, **1**: 15-26.
- SCHMETZER, K. (1990) Two remarkable Leichleitner synthetic emeralds. *Journal of Gemmology*, **22**: 20-32.

- SCHOBENHAUS, C., SILVA, A.S.d., MIGNON, R.A., NEVES, S.P., LEÃO, E., PIMENTEL, E.d.C. e DERZE, G.R. (1978): Carta geológica ao milionésimo - Folha Belo Horizonte. - DNPM, MME, Brasília, DF.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (1981) Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, MME, DNPM, 4 fls.
- SCHORSCHER, H.D. (1973a): Levantamento geológico da região de Itabira. Relatório final (inéd.), 48p., 4 mapas, 1:20.000, Convênio Instituto Eschwege/CVRD, Inst. Miner. Petrog., Univ. Heidelberg; (cit. in: Vaz de Melo et al., 1986).
- SCHORSCHER, H.D. (1973b) Zur liegenden Abgrenzung der präkambrischen Minas-Gruppe, am Beispiel des Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Münstersche Forschungen Geologie Paläontologie, (31-32): 29-53.
- SCHORSCHER, H.D. (1975a) Entwicklung des polymetamorphen präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Alemanha, 304 p. (Tese de Doutorado - Universidade de Heidelberg).
- SCHORSCHER, H.D. (1975b) Zur Bildung der metamorphen, itabiritischen Reicherze im Raum Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Fortschr. Mineral. 53(1): p. 73.
- SCHORSCHER, H.D. (1976) Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Belo Horizonte, 1977. Resumo dos Trabalhos. Belo Horizonte, p. 194-195.
- SCHORSCHER, H.D. (1977) Replacement of plagioclase by allophane in Precambrian amphibolites from Minas Gerais, Brazil. N. Jb. Miner. Mh., 6: 270-278.
- SCHORSCHER, H.D. (1978) - Komatiitos na estrutura greenstone belt, Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. Resumo das Comunicações: 292-293.

- SCHORSCHER, H.D. (1979) Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **51**: 767-768.
- SCHORSCHER, H.D. (1979) Evolução arqueana e proterozóica do Quadrilátero Ferrífero e partes meridionais da Serra do Espinhaço. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOLOGIA DO CRÁTON DE SÃO FRANCISCO E DE SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1. Salvador, Resumos.
- SCHORSCHER, H.D. (1980) Contribuição à estratigrafia proterozóica do Quadrilátero Ferrífero. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **52**(1): 195p.
- SCHORSCHER, H.D. (1980) Geotectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 26. Paris, 1. Abstracts (2): 613p.
- SCHORSCHER, H.D. (1988) NE Quadrilátero Ferrífero and adjacent areas. In: INTER. CONFERENCE: GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST. Poços de Caldas, 1988. Guidebook. 96 p. ed. IG-USP, São Paulo.
- SCHORSCHER, H.D. (1991a): Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3, e CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1. Excursão II - Guia de Excursão, p. 37-75, São Paulo, 1991.
- SCHORSCHER, H.D. (1992) Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e domínios granito-gnáissicos adjacentes. São Paulo, 274 p. (Tese de Livre-Docência - Instituto de Geociências/USP).
- SCHORSCHER, H.D. & GUIMARÃES, P.F. (1976) Estratigrafia e tectônica do Supergrupo Minas e geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Ouro Preto/Belo Horizonte, 1976. Roteiro das Excursões. p. 75-86.
- SCHORSCHER, J.H.D. & MULLER, G. - 1977 - Granitisation tiefkrustaler Mylonite durch metasomatische feldspatisierung im Prakambrium E-Brasilien. *Fortschritte der Mineralogie*, **55** (1): 123-124.

- SCHORSCHER, J.H.D. & LETERRIER, J. (1980) Metasomatic formation of granitic rocks: petrology and chemistry. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 26. Paris, 1987.. Abstracts. Paris.(1): p.87.
- SCHORSCHER, H.D., SANTANA, F.C., POLONIA, J.C. & MOREIRA, J.M.P. (1982) Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC CRUSTAL EVOLUTION AND METALLOGENESIS - ISAP. Excursions Guide (Annex). C.P.M.- S.M.E., Salvador, Bahia, 46 p.
- SCHORSCHER, H.D.; BARBOSA, M.P.; SANTOS, A.R. dos; VENEZIANI, P. & ALMEIDA ABREU, P.A. (1985) The geology of the Southern Espinhaço Region, Brazil: an integrated remote sensing and field geological approach. INTER. SEMINAR ON GEOLOGICAL APPLICATIONS OF REMOTE SENSING. Abstracts. Publ. INPE, São José dos Campos. p. 23-24.
- SCHORSCHER, H.D.; MOTHE FILHO, H.F.; DAVIES, H.-P.K; ABREU, G.C. & QUEIROGA, N.C.M. (1986) Metalogenia do ouro na Mina do Pary e arredores de Florália, Minas Gerais. CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 34. Goiânia. Boletim 1 (Resumos e breves comunicações). p. 232.
- SCHORSCHER, H.D., SVISERO, D.P. & SOUZA, J.L.d. (1990) Aspectos genéticos da jazida de esmeralda da Itabira, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal, 1990. Resumos. Natal, SBG. p. 126-127.
- SCHREYER, W. (1973) Whiteschist: a high-pressure rock and geologic significance. *Journal of Geology*, 81 (6): 735-739.
- SCHWARZ, D. (1987) Esmeraldas - Inclusões em Gemas. Imprensa Universitária - Universidade Federal de Ouro Preto. 439p.
- SCHWARZ, D. (1988) As propriedades químicas das esmeraldas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém, 1988. Anais. Belém, 1, p.348-362.
- SCHWARZ, D. (1990) Die chemischen Eigenschaften der Smaragde. I. Brasilien. *Z. Dt. Gemmol. Ges.*, 38 (4): 233-272.

- SCHWARZ, D. (1992) The chemical properties of Colombian emeralds. *J. Gemm.*, **23** (4): 225-233.
- SCHWARZ, D. & MENDES, J.C. (1985a): Estudo comparativo das inclusões nas esmeraldas de Itabira/Minas Gerais e Santa Terezinha/Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, MG. Anais. Vol. 5, p. 154-164.
- SCHWARZ, D. & MENDES, J.C. (1985b): Classificação das inclusões nas esmeraldas brasileiras de Socotó/Bahia e Itabira/Minas Gerais. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 6, Bogotá, Colômbia. Anais. Vol. 2, p.475-491.
- SCHWARZ, D., HÄNNI, H.A. & MARTINS Jr., F.L. (1988) Die Smaragde der Fazenda Boa Esperança bei Tauá, Ceará, Brasilien: Vorkommen und Charakteristika. *Z. Dt. Gemmol. Ges.*, **36**: 133-147.
- SCHWARZ, D., HÄNNI, H.A., MARTINS Jr., F.L. & FISCHER, M. (1988) The emeralds of Fazenda Boa Esperança, Tauá, Ceará, Brazil: occurrence and properties. *J. Gemm.*, **21** (3): 168-178.
- SHEPPERD, T., RANKIN, A. & ALDERTON, D.H. (1985) A practical guide to fluid inclusions studies. Blackie, 239 p.
- SINKANKAS, J. (1981) Emerald and other beryls. Chilton Book Company.
- SOSEDKO, T.A. (1957) The change of structure and properties of beryls with increasing amounts of alkalis. *Mem. All. Un. Min. Soc.*, **86**: 495-499.
- SOUZA, J.L. (1988) Mineralogia e Geologia da Esmeralda da Jazida de Itabira - Minas Gerais. São Paulo. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- SOUZA, J.L. (1990): A jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais. In: DNPM (ed). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. vol 4-A, p. 223-243
- SOUZA, J.L., SVISERO, D.P. (1987): Estudo óptico e roentgenográfico de inclusões de esmeraldas da jazida de Itabira, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, MG. Anais. Bol. nº 7, p. 329-342.

- SOUZA, J.L., MENDES, J.C., GARIBALDI, E., SVISERO, D.P. (1989): Aspectos geológicos da área do garimpo de Capoeirana, Nova Era: uma nova ocorrência de esmeralda em Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, MG. Anais. nº 10, p. 94-98.
- SOUZA, J.L., MENDES, J.C., BELLO, R.M.S., SVISERO, D.P., VALARELLI, J.V. (1990): Estudos petrográficos, mineralógicos e microtermométrico da esmeralda do Garimpo de Capoeirana, Nova Era, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. Anais. Natal, RN, 3, 1389-1402.
- STOCKTON, C. M.(1987) The Separation of Natural from Synthetic Emeralds by Infrared Spectroscopy. *Gems & Gemology*, 23: 96-99.
- TAN, T.H. & KWAK, T.A.P. (1979) The measurement of the thermal history around the Grassy Granodiorite, King Island, Tasmania, by use of fluid inclusion data. *J.Geol.*, 87:43-54.
- TAYLOR, R.S. & McLENNAN, S.M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell. 312 p.
- TEIXEIRA, W. (1982) Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. *Rev. Bras. Geociênc.*, 12(1-3): 268-277.
- TEIXEIRA, W. (1985) *A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. São Paulo, 207p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- TEIXEIRA, W., FONSECA, A.C., POUPEAU, G., PADILHA, A.V., ZAPPARELLI, L.H., KAWASHITA, K. & KHOURY, M.C. (1985) Esboço da evolução tectônica da parte sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação com base nos dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e traços de fissão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3. Belo Horizonte, 1985. Anais. Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 5, p.28-44.
- TEIXEIRA, W.; EVANGELISTA, H.J.; KAWASHITA, K. & TAYLOR, P.N. (1987) Complexo granulítico de Acaiaca, MG: idade, petrogênese e implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4. Anais. Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 7, p. 58-71

- THAYER, T.P. (1960) Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 21. Repts. Copenhagen, 13, p. 247-259.
- TOURET, J. (1977) The significance of fluid inclusions in Metamorphic rocks. In: FRASER, D. G. (Ed) *Thermodynamics in Geology*. Dordrecht, D. Reidel, (Nato Advance Study Institute: Series). Serie C, 30: 203-207.
- TOURET, J. (1982) An empirical phase diagram for a part of the N_2 - CO_2 sistem at low temperature. *Chemical Geology*, 37: 49-58.
- TOURET, J. (1985) Regime in Southern Norway: the record of fluid inclusions. In: TOBI, A.C. & TOURET, J. (eds.) *The deep Proterozoic crust in the north Atlantic Province*. Dordrecht, D. Reidel. (Nato ASI Series). Serie C, 158: 517-549.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Bulletin Geological Society of America*, 72: 175-192.
- VAUQUELIN, N.L. (1798) Analyse de l'aigue marine, ou béril: et découverte d'une terre nouvelle dans cette pierre. *Annales de Chemie*, 26: 155-169.
- VIDAL, Ph.; LASNIER, B.; POIROT, J-P. (1992) Determination of the age and origin of emeralds using rubidium-strontium analysis. *Journal of Gemmology*, 23 (4): 198-200.
- VORMA, A., SAHAMA, T.G. & HAAPALA, I. (1965) Alkali position in the beryl structure. *Comptes Rendus de la Société Géologique de Finlande*, 37: 119-124.
- WALTHER, J.V. & ORVILLE, P.M. (1982) Volatile production and transport in regional metamorphism. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 79:252-257.
- WEDEPOHL, K.H. (1972) Zinc. In: WEDEPOHL, K.H. (ed) *Handbook of Geochemistry*. Springer Berlin, Heidelberg, New York. p. 30b-30o
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L. & CHAPPELL, B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.

- WEBSTER, R. (1983) **Gems (Their Sources, Descriptions and Identification - Revised by Anderson, B.W. - 4. ed.**
- WEISZ, O., COCHRAN, W., COLE, W.F. (1948) The accurate determination of cell dimensions from single-crystal x-ray photographs. **Acta Cryst.**, 1: 83-88.
- 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.
- WOLFF, P.M. (1957) On the determination of unit-cell dimensions from powder diffraction patterns. **Acta Cryst.**, 10: 590-595.
- WOOD, D.L. & NASSAU, K. (1968) The characterization of beryl and emerald by visible and infrared absorption spectroscopy. **Amer. Mineral.**, 53(5-6): 777-800.
- ZUSSMAN, J. (1967) X-ray diffraction. In: ZUSSMAN, J. (ed.) **Physical Methods in Determinative Mineralogy**. London, Academic Press. p. 261-334.

ANEXO 1: Limites de detecção de Fluorescência de Raios X.

Maiores Limites de Detecção (%)

SiO ₂	0.004
TiO ₂	0.0001
Al ₂ O ₃	0.004
FeOt	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

Traços	Limites de Detecção (ppm)	Desvio Padrão
Cr	10	8
Ni	7	4
Co	7	10
V	15	7
Cu	14	4
Zn	5	3
Rb	3	2
Ba	30	18
Sr	3	4
Ga	6	2
Nb	7	3
Zr	9	6
Y	8	5

Tabela A1-1: Limites de Detecção para Fluorescência de Raios X. Os dados dos elementos não listados, contidos nas Tabelas A2-1 a A2-5, Anexo 2, dizem respeito a análises semiquantitativas, +50% absoluto.

ANEXO 2: Dados estruturais completos e diagramas de frequência.

Foliação					Plano Crenulação		Lin. Min.
TTG	MGF	GB	SVS		MGF	SVS	GB
310/15	250/28	262/30	298/20	290/25	160/87*	148/75	248/15
300/12	222/30	258/35	340/20	290/30		170/74	264/15
260/20	260/20	328/35	310/20	282/30			250/20
284/25	292/25	300/45	290/18	294/30			85/10
295/20	270/10	320/50	282/22	300/30			255/08
305/15	288/10	315/50	290/15	294/55			
	238/15	315/15	280/15	298/50			
	310/30	190/30	300/40	318/45			
	324/30	225/25	284/30	260/40			
	308/30	330/25	305/25	270/40			
	340/35	200/25	300/25	266/25			
	352/25		306/20	272/20			
	345/55		320/25	342/37			
	315/45		222/10	248/30			
	302/25		262/20	318/38			
	258/40		268/35	298/35			
	276/30		298/60	310/25			
	260/20		280/60	320/25			
	255/30		260/35	320/30			
	315/30		248/30	296/35			
	68/25		270/45	262/30			
	54/20		300/40	280/35			
	256/30		286/40	270/30			
	210/25		260/40	260/35			
	240/40		298/35	284/40			
	292/40		300/40	278/30			
	294/35		284/25	310/40			
	305/40		300/20				
			305/15	240/30			
			221/25	208/35			
			232/35	204/30			

Tabela A2-1: Dados estruturais completos dos litotipos principais encontrados na área de estudo. (*) atitude medida em nível de biotitito intercalado no Metagranitóide Foliado com

Figura A2-1: Diagrama de frequência de pólos de planos de foliação das rochas graníticas da associação TTG.

Figura A2-2: Diagrama de frequência de pólos de planos de foliação dos Granitóides Borrachudos.

Figura A2-3: Diagrama de frequência de pólos de lineação dos Granitóides Borrachudos.

Figura A2-4: Diagrama de frequência de pólos de planos de foliação dos Metagranitóides Foliados com Fluorita.

Figura A2-5: Diagrama de frequência de pólos de planos de foliação de rochas da sequência vulcano-sedimentar.

Figura A2-6: Diagrama de frequência de pólos de planos de crenulação de um nível de biotitito no Metagranitóides Foliado com Fluorita e de rochas da sequência vulcano-sedimentar.

ANEXO 3: Datos analíticos litogeoquímicos e normas CIPW.

File Name A:\GNAISSES.ROC

06-01-1994 10:57:20

Sample	cap-3	cap 2	6-5	6-16	6-20	6-43	6-44	6-46	6-47	6-49
Locality 1										
Locality 2										
Plot Symbol	3	3	1	8	7	7	7	1	10	7
Plot Colour	4	4	14	9	3	3	5	14	2	3
Rock Type			II	III	III	III	III	II	III	III
SiO ₂	74.14	74.48	76.81	77.06	75.36	76.40	74.08	76.32	74.45	76.98
TiO ₂	0.42	0.41	0.03	0.15	0.28	0.07	0.02	0.08	0.49	0.21
Al ₂ O ₃	12.65	12.07	13.85	11.69	12.52	12.92	14.94	13.44	11.42	12.06
Fe ₂ O ₃	0.72	0.76	0.11	0.75	0.93	0.36	0.12	0.34	1.47	0.74
FeO	1.45	1.52	0.22	1.20	1.85	0.73	0.23	0.67	2.94	1.48
MnO	0.02	0.02	0.01	0.02	0.06	0.01	0.02	0.03	0.06	0.01
HgO	2.10	2.09	0.03	-	0.16	0.12	0.12	0.16	0.14	0.04
CaO	1.56	1.39	0.75	0.32	0.71	0.31	0.56	0.55	1.13	0.31
Na ₂ O	4.15	3.95	3.82	2.85	2.87	3.22	3.56	3.75	2.12	2.63
K ₂ O	1.55	1.31	4.34	5.15	5.20	5.84	6.32	4.60	5.68	5.51
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.03	0.01	0.06	0.01	0.01	0.05	0.10	0.02
Total	98.82	98.07	100.00	100.00	100.00	99.99	99.98	99.99	100.00	99.99
H ₂ O	0.28	0.46	0.80	0.82	0.78	0.47	0.68	0.55	0.47	0.60
LOI	0.95	1.61	1.06	0.90	0.93	0.71	0.91	0.73	0.69	0.90
Mg #	64.08	62.82	14.35	0.00	9.59	16.87	38.75	22.61	5.53	3.21
Cr	19	5	-	-	2	3	1	-	-	-
Ni	11	13	-	-	-	2	-	-	-	-
Co	4	1	1	-	-	-	-	-	-	7
V	60	60	9	9	44	9	9	10	66	23
Cu	12	5	17	3	10	7	21	13	12	16
Pb	35	30	45	61	38	63	65	41	38	47
Zn	61	59	32	88	61	58	26	39	119	53
S	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	12867	10875	36008	42737	43183	48493	52463	38229	47178	45728
Rb	149	125	124	335	252	343	291	237	149	236
Ba	155	144	951	160	705	95	1514	564	1728	419
Sr	64	68	292	16	98	6	148	70	132	33
Ga	18	17	14	-	17	20	14	16	17	23
Nb	42.0	37.0	10.2	150.3	25.5	55.3	8.1	20.1	41.7	38.4
Zr	402	388	71	353	308	191	34	84	708	390
Ti	2518	2458	183	925	1709	422	-121	481	2932	1244
Y	75	78	12	806	45	43	17	30	73	48
Th	15.00	18.00	3.05	35.01	37.66	27.15	0.02	18.06	25.46	48.75
U	11.00	10.00	4.07	11.32	13.23	8.05	1.01	5.01	7.13	3.12
La	58.00	77.00	3.05	2973.54	54.97	34.18	3.02	3.01	142.59	109.97
Ce	149.00	161.00	35.64	231.66	188.32	72.39	2.02	30.10	251.57	237.56
Nd	1.00	110.00	10.18	1343.65	60.06	21.11	-	10.04	109.95	54.96
Density	2.36	2.35	2.30	2.31	2.33	2.30	2.30	2.31	2.35	2.32

Tabela A3-1: Dados analíticos das rochas da associação TTG.

File Name A:\GBMGF.RDC

06-01-1994 10:43:11

Sample	6-9	6-14A	6-14b	6-15a	6-17a	6-17d	6-18a	6-23	6-26a	6-26b
Locality 1										
Locality 2										
Plot Symbol	11	13	13	11	11	11	11	13	13	13
Plot Colour	2	4	4	2	2	2	2	4	4	4
Rock Type	MGF	GD	GD	MGF	MGF	MGF	MGF	GD	GD	GD
SiO ₂	78.81	70.64	76.06	78.42	79.83	77.01	77.36	74.34	75.76	76.15
TiO ₂	0.14	0.22	0.17	0.15	0.14	0.16	0.11	0.24	0.14	0.19
Al ₂ O ₃	10.91	14.53	11.74	10.97	10.44	11.75	11.74	12.90	12.77	11.92
Fe ₂ O ₃	0.49	0.77	0.59	0.54	0.59	0.60	0.46	0.73	0.43	0.63
FeO	1.27	2.03	1.55	1.43	1.55	1.58	1.20	1.90	1.13	1.65
MnO	0.03	0.13	0.09	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02
MgO	-	0.09	0.14	-	0.02	0.03	0.12	0.04	-	-
CaO	0.55	1.73	0.81	0.59	0.50	0.55	0.66	1.35	0.65	0.94
Na ₂ O	3.11	4.41	2.04	3.20	3.13	3.55	2.89	3.31	2.93	2.70
K ₂ O	4.55	5.20	6.61	4.50	3.58	4.54	5.31	4.91	6.02	5.60
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02
Total	99.87	99.77	99.82	99.84	99.83	99.82	99.87	99.79	99.87	99.82
H ₂ O	0.38	1.22	0.49	0.36	0.41	0.02	0.52	0.56	0.62	0.59
LOI	0.43	1.30	0.64	0.42	0.51	0.10	0.52	0.59	0.65	0.59
Hg	0.00	5.56	10.71	0.00	1.68	2.46	11.70	2.71	0.00	0.00
Cr	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	9	-	-	8	-	-	15	8	-
V	14	21	20	20	17	14	11	31	15	24
Cu	19	26	7	16	14	10	10	10	12	23
Pb	52	18230	657	55	46	60	48	53	41	44
Zn	122	20629	598	155	377	145	82	123	55	65
S	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
K	37787	43146	54851	37322	29732	37661	44082	40738	49970	46454
Rb	308	217	283	320	241	347	397	195	228	233
Ba	118	898	766	117	32	120	51	1130	672	630
Sr	6	70	60	8	13	9	6	134	75	78
Ga	18	193	17	18	18	22	22	22	22	18
Nb	59.5	53.6	54.0	58.6	57.8	68.7	69.0	31.4	35.5	34.4
Zr	333	345	316	360	333	431	306	379	304	332
Ti	847	1312	1037	908	851	969	669	1456	850	1153
Y	96	200	166	99	112	96	119	59	93	83
Tb	37.34	296.53	39.71	43.44	66.96	45.47	44.67	25.30	39.52	36.43
U	9.08	5.47	9.16	15.15	29.42	10.10	16.25	3.04	12.16	4.05
La	80.74	172.89	292.20	142.45	253.65	162.68	104.58	63.75	237.13	129.53
Ce	170.57	579.93	187.33	247.52	414.98	268.77	173.62	142.67	314.15	270.19
Nd	64.59	157.57	159.85	95.98	151.18	106.09	72.09	71.84	144.91	111.31
Density	2.31	2.35	2.32	2.31	2.31	2.32	2.31	2.34	2.31	2.32

Tabela A3-2: Dados analíticos dos Granitóides Borrachudos e Metagranitóides Foliados com Fluorita.

File Name A:\GBNGF.RGC

06-01-1994 10:43:23

Sample	6-26c	6-26d	6-27	6D	03
Locality 1					
Locality 2					
Plot Symbol	13	13	13	13	13
Plot Colour	4	4	4	4	4
Rock Type	6D	6D	6D	6D	
SiO ₂	73.96	76.77	72.64	77.64	51.06
TiO ₂	0.22	0.21	0.49	0.21	0.32
Al ₂ O ₃	13.25	11.79	12.07	11.15	14.54
Fe ₂ O ₃	0.68	0.64	1.43	0.64	2.00
FeO	1.77	1.67	3.74	1.67	5.25
MnO	0.03	0.03	0.07	0.03	0.20
MgO	0.03	0.02	0.14	-	0.36
CaO	1.09	1.19	1.47	0.97	10.05
Na ₂ O	3.08	3.02	2.88	2.76	2.81
K ₂ O	5.65	4.45	4.52	4.70	6.03
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.12	0.03	0.03
Total	99.80	99.82	99.57	99.80	94.25
H ₂ O	0.46	0.51	0.24	0.43	0.34
LOI	0.54	0.70	0.34	0.63	3.88
Hg	2.20	1.56	4.73	0.00	0.34
Cr	-	-	-	-	9
Ni	-	-	-	-	9
Co	-	-	-	9	6
V	30	25	62	27	14
Cu	7	14	25	14	23
Pb	47	38	30	36	1118
Zn	74	70	135	81	4126
S	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
K	46878	36975	37498	39033	56698
Rb	236	206	110	206	367
Ba	1278	628	1762	599	531
Sr	118	77	198	77	45
Ga	16	18	15	18	74
Nb	52.9	36.5	35.8	33.4	32.0
Zr	364	333	589	351	375
Ti	1342	1277	2948	1276	1916
Y	179	84	66	81	191
Tb	25.44	33.48	16.39	41.55	55.00
U	7.12	7.10	6.15	11.15	9.00
La	246.24	134.94	92.18	138.83	132.00
Ce	210.62	254.67	135.20	266.52	287.00
Nd	179.08	98.42	100.38	111.47	111.00
Density	2.33	2.33	2.37	2.32	2.51

Continuação da Tabela A3-2.

File Name A:\ULTRAMAF.ROC

06-01-1994 10:45:19

Sample	18	gal 1-5	ne-3	al6-c	ne-8	ne-7	c-02	ne-9	bt-01	a-08
Locality 1										
Locality 2										
Plot Symbol	11	7	9	7	9	8	9	9	9	7
Plot Colour	14	1	3	1	3	4	3	3	3	1
Rock Type										
SiO ₂	46.11	47.65	46.93	44.64	47.83	46.68	50.17	47.25	48.41	45.86
TiO ₂	0.19	0.20	0.20	0.22	0.29	0.28	0.23	0.33	0.20	0.28
Al ₂ O ₃	9.78	7.84	8.95	11.04	9.10	9.83	7.08	9.49	7.16	8.39
Fe ₂ O ₃	2.35	2.32	2.10	2.14	2.03	2.07	2.02	2.07	2.01	2.23
FeO	7.90	7.80	7.05	7.19	6.82	6.97	6.80	6.97	6.77	7.52
MnO	0.35	0.38	0.33	0.25	0.25	0.25	0.23	0.23	0.22	0.23
MgO	14.65	16.11	16.69	16.78	18.31	18.15	18.21	18.02	18.51	18.20
CaO	11.45	10.26	9.43	8.24	6.58	5.81	9.44	5.92	8.93	6.23
Na ₂ O	1.45	1.14	1.04	1.02	0.70	0.69	0.79	0.60	0.69	0.34
K ₂ O	0.47	1.08	1.44	2.54	3.23	3.79	1.18	3.53	1.56	0.68
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	94.71	94.79	94.17	94.08	95.16	94.53	96.17	94.42	94.47	89.97
H ₂ O	0.28	0.34	0.27	0.67	0.64	0.48	0.33	0.73	0.42	4.41
LOI	1.25	1.57	1.76	2.67	3.12	3.24	2.12	3.00	2.64	9.25
Mg #	72.27	74.38	76.89	76.64	79.05	78.55	79.02	78.43	79.36	77.30
Cr	12597	8556	11665	11525	2176	2222	1693	2402	2120	2292
Ni	247	271	240	241	301	298	416	315	493	342
Co	89	79	58	66	77	79	40	63	60	53
V	118	114	121	97	94	95	81	92	74	79
Cu	15	17	10	12	11	13	12	12	11	13
Pb	24	13	17	18	17	13	14	15	11	7
Zn	536	458	1007	681	539	574	198	540	199	366
S	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb	3902	8565	11954	21085	26813	31462	9796	29304	12950	5645
K	18	120	164	337	416	492	138	457	199	98
Ba	-	15	30	28	92	117	43	105	48	58
Sr	2	-	1	1	3	2	1	2	5	1
Ga	31	32	25	24	22	22	19	19	21	16
Mb	18.0	15.0	15.0	37.0	22.0	28.0	13.0	24.0	14.0	21.0
Zr	13	20	14	12	25	24	20	23	39	15
Ti	1139	1199	1199	1319	1739	1679	1379	1978	1199	1679
Y	66	82	110	233	146	170	71	124	91	50
Th	3.00	1.00	3.00	5.00	5.00	3.00	2.00	5.00	2.00	4.00
U	7.00	9.00	10.00	8.00	16.00	11.00	1.00	12.00	7.00	6.00
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	49.00	28.00	42.00	23.00	-	16.00	-	-	15.00	-
Nd	52.00	31.00	52.00	49.00	35.00	32.00	30.00	29.00	40.00	26.00
Density	2.73	2.72	2.71	2.71	2.65	2.66	2.70	2.68	2.71	2.73

Tabela A3-3: Dados analíticos das rochas metaultramáficas, cromititos disseminados e seus equivalentes metassomáticos.

File Name A:\ULTRAF.ROC

06-01-1994 10:45:30

Sample	ne-29b	ne-10	ne-20	a-7a	ne-11	i-02	68-v	gal 1-6	ne-25	ne-24
Locality 1										
Locality 2										
Plot Symbol	9	9	15	7	9	7	9	8	9	9
Plot Colour	3	3	2	1	3	1	3	4	3	3
Rock Type										
SiO ₂	45.59	45.21	24.57	45.11	45.05	50.75	44.13	44.80	48.26	48.68
TiO ₂	0.16	0.33	0.26	0.28	0.31	0.47	0.26	0.30	0.23	0.26
Al ₂ O ₃	9.27	9.70	12.91	8.18	10.47	2.93	8.59	8.73	8.84	10.00
Fe ₂ O ₃	2.19	2.08	3.30	2.21	2.05	3.44	2.05	2.39	2.05	1.97
FeO	7.36	6.99	11.10	7.44	6.89	11.57	6.89	8.04	6.89	6.65
MnO	0.22	0.23	0.32	0.24	0.20	0.60	0.20	0.29	0.17	0.15
MgO	17.71	18.86	12.13	17.50	18.74	18.88	18.04	17.83	18.53	18.30
CaO	2.80	6.04	3.00	7.33	5.07	4.27	5.09	3.70	8.08	5.84
Na ₂ O	0.11	0.61	0.52	0.38	0.59	0.23	0.20	0.32	0.63	0.49
K ₂ O	0.63	3.72	0.98	1.03	4.28	1.17	1.60	4.13	1.47	2.82
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03
Total	86.05	93.78	69.12	89.71	93.66	94.32	87.07	90.55	95.19	95.19
H ₂ O	6.73	0.46	4.45	3.57	0.36	0.33	5.17	2.27	0.67	0.78
LOI	12.92	3.29	9.06	8.13	3.07	1.89	10.39	6.77	2.54	3.44
Hg #	77.18	79.13	60.57	76.78	79.27	69.64	78.63	75.72	79.08	79.47
Cr	1978	2268	110921	2078	2431	1797	2172	2354	1944	2138
Ni	266	296	214	311	298	1219	307	330	274	308
Co	39	59	92	57	74	57	63	57	77	77
V	52	99	152	92	94	107	60	94	92	84
Cu	7	22	3	6	9	24	13	7	17	6
Pb	6	9	19	14	17	11	15	11	12	15
Zn	357	523	7878	299	498	428	294	499	162	169
S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	5230	30881	8135	8550	35530	9713	13282	34284	12203	23410
Rb	95	483	130	142	566	170	265	667	162	324
Ba	25	96	23	60	121	38	75	152	48	116
Sr	-	-	-	-	2	-	-	-	-	1
Ga	6	18	38	15	19	11	14	15	15	14
Nb	7.0	7.0	14.0	16.0	19.0	31.0	5.0	25.0	17.0	20.0
Zr	10	22	14	36	30	31	20	20	18	21
Ti	959	1978	1559	1679	1858	2818	1559	1799	1379	1559
Y	24	147	30	63	160	59	82	170	65	88
Th	3.00	4.00	4.00	2.00	3.00	2.00	1.00	3.00	2.00	3.00
U	-	3.00	7.00	4.00	8.00	5.00	2.00	-	8.00	11.00
La	-	-	15.00	-	-	-	-	-	-	-
Ce	17.00	18.00	565.00	11.00	-	-	-	10.00	5.00	-
Nd	30.00	29.00	221.00	35.00	33.00	34.00	24.00	31.00	26.00	30.00
Density	2.70	2.70	2.91	2.73	2.69	2.76	2.71	2.70	2.71	2.68

Continuação da Tabela A3-3.

File Name A:\ULTRAMAF.ROD

06-01-1994 10:46:11

Sample	cap 5	cap 1	68-m	a-13	i-03	De-03	B-19	I-02a	B-15	18-2
Locality 1										
Locality 2										
Plot Symbol	15	9	9	7	8	7	10	7	10	11
Plot Colour	2	3	3	1	4	1	8	1	8	14
Rock Type										
SiO ₂	47.07	44.29	41.84	48.58	46.73	45.41	50.81	52.63	42.60	46.63
TiO ₂	0.24	0.32	0.34	0.14	0.21	0.65	0.11	0.44	0.18	0.17
Al ₂ O ₃	9.76	12.37	10.07	7.81	13.37	12.59	3.83	2.14	6.85	9.64
Fe ₂ O ₃	2.26	2.56	2.60	2.01	2.41	2.68	2.34	3.67	3.58	2.39
FeO	7.60	8.62	8.76	6.77	8.11	9.04	7.87	12.36	12.04	8.07
MnO	0.21	0.20	0.25	0.27	0.11	0.21	0.18	0.61	0.45	0.36
MgO	15.03	15.97	15.63	17.12	17.17	13.75	24.68	26.11	18.47	14.67
CaO	1.52	1.98	4.57	11.40	0.26	9.17	4.22	5.18	1.81	11.53
Na ₂ O	0.33	0.35	0.80	0.88	0.55	0.94	0.52	0.56	0.53	1.19
K ₂ O	5.71	6.17	0.76	0.17	7.97	0.32	-	0.55	3.42	0.47
F ₂ O ₃	0.02	0.04	0.04	0.02	-	0.11	0.02	0.02	0.02	-
Total	89.75	92.87	85.66	95.17	96.89	94.87	94.58	98.27	89.95	95.12
H ₂ O	0.39	1.07	6.58	1.35	1.48	2.27	3.80	0.87	2.62	0.72
LOI	1.60	3.82	6.42	1.51	1.70	3.05	3.98	0.96	2.94	1.00
Hg	73.55	72.26	71.50	78.05	74.85	68.15	81.51	69.59	68.32	71.89
Cr	26212	2601	2351	7490	1385	6965	3672	1539	27639	10985
Ni	218	249	321	272	283	385	587	1267	726	188
Co	41	46	56	42	58	61	78	77	87	47
V	135	101	136	130	101	151	63	59	176	161
Cu	5	4	20	-	8	-	43	-	4	1
Pb	18	20	3	-	7	8	9	3	-	-
Zn	1716	497	521	324	434	175	60	455	1207	578
S	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
I	47400	51219	6309	1411	66161	2656	-	4566	28390	3902
Rb	845	941	128	4	1292	12	-	68	548	1
Ba	169	178	114	41	341	34	-	-	157	7
Sr	2	2	-	-	11	5	-	-	-	-
Ba	25	17	24	8	27	16	1	5	19	14
Hf	54.0	24.0	3.0	10.0	12.0	7.0	12.0	14.0	7.0	21.0
Zr	15	22	13	-	-	53	-	-	-	-
Ti	1439	1918	2038	839	1259	3897	659	2638	1079	1019
Y	190	171	57	21	17	8	-	-	13	29
Tb	8.00	7.00	3.00	-	6.00	4.00	-	-	4.00	-
U	10.00	6.00	2.00	-	23.00	-	2.00	-	-	-
La	8.00	-	-	-	-	-	-	-	24.00	-
Ce	98.00	-	-	-	35.00	-	-	-	-	-
Nd	73.00	27.00	8.00	-	17.00	-	-	-	-	-
Density	2.63	2.67	2.74	2.72	2.63	2.74	2.74	2.78	2.78	2.74

Continuação da Tabela A3-3.

File Name A:\ULTRAMAF.ROC			
06-01-1994 10:46:52			
Sample	10-b	6-39a	DE-01
Locality 1			
Locality 2			
Plot Symbol	9	7	15
Plot Colour	3	1	2
Rock Type		FLOG-AMF	CROM-TAL-T
SiO ₂	43.52	49.96	51.85
TiO ₂	0.32	0.18	0.18
Al ₂ O ₃	14.51	9.01	6.35
Fe ₂ O ₃	2.25	2.14	2.27
FeO	7.58	7.21	7.64
MnO	0.15	0.25	0.15
MgO	18.61	17.97	27.27
CaO	1.00	9.85	3.35
H ₂ O	0.67	0.93	0.08
K ₂ O	7.94	1.66	-
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.01
Total	96.60	99.19	99.15
H ₂ O	1.65	1.49	0.40
LOI	1.93	1.62	4.91
Mg II	77.54	77.80	83.39
Cr	1962	6015	11243
Ni	342	445	538
Co	69	70	88
V	98	122	128
Cu	11	6	14
Pb	1	14	4
Zn	517	343	153
S	-	0.01	0.01
K	65912	13780	-
Rb	1150	200	1
Ba	319	31	1
Sr	4	-	-
Ga	21	20	4
Nb	-	25.0	10.9
Zr	-	17	8
Ti	1918	1079	1079
Y	1	128	15
Th	9.00	3.13	2.19
U	9.00	-	5.47
La	-	3.13	3.28
Ce	-	21.91	41.57
Nd	-	25.04	40.48
Density	2.65	2.71	2.74

Continuação da Tabela A3-3.

File Name A:\ULTSPIDE.ROC

06-01-1994 10:53:58

Sample	10	gal 1-5	se-3	sl6-c	ne-8	ne-7	c-02	ne-9	bt-01	a-08
Locality 1										
Locality 2										
Plot Symbol	11	7	9	7	9	8	9	9	9	7
Plot Colour	14	1	3	1	3	4	3	3	3	1
Rock Type										
SiO ₂	46.11	47.65	46.93	44.64	47.83	46.68	50.17	47.25	48.41	45.86
TiO ₂	0.19	0.20	0.20	0.22	0.29	0.28	0.23	0.33	0.20	0.28
Al ₂ O ₃	9.78	7.84	8.95	11.04	9.10	9.83	7.08	9.49	7.16	8.39
Fe ₂ O ₃	2.35	2.32	2.10	2.14	2.03	2.07	2.02	2.07	2.01	2.23
FeO	7.90	7.80	7.05	7.19	6.82	6.97	6.80	6.97	6.77	7.52
MnO	0.35	0.38	0.33	0.25	0.25	0.25	0.23	0.23	0.22	0.23
MgO	14.65	16.11	16.69	16.78	18.31	18.15	18.21	18.02	18.51	18.20
CaO	11.45	10.26	9.43	8.24	6.58	5.81	9.44	5.92	8.93	6.23
Na ₂ O	1.45	1.14	1.84	1.82	0.70	0.69	0.79	0.60	0.69	0.34
K ₂ O	0.47	1.08	1.44	2.54	3.23	3.79	1.18	3.53	1.56	0.68
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	94.71	94.79	94.17	94.08	95.16	94.53	96.17	94.42	94.47	89.97
H ₂ O	0.28	0.34	0.27	0.67	0.64	0.48	0.33	0.73	0.42	4.41
LOI	1.25	1.57	1.76	2.67	3.12	3.24	2.12	3.00	2.64	9.25
Mg #	72.27	74.38	76.89	76.64	79.05	78.55	79.02	78.43	79.36	77.30
Cr	12597	8556	11665	11525	2176	2222	1693	2402	2120	2292
Mn	247	271	240	241	301	298	416	315	493	342
Co	89	79	58	66	77	79	40	63	60	53
V	118	114	121	97	94	95	81	92	74	79
Cu	15	17	10	12	11	13	12	12	11	13
Pb	24	13	17	18	17	13	14	15	11	7
Zn	536	458	1007	681	539	574	198	540	199	366
S	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	3902	8965	11954	21085	26813	31462	9796	29304	12950	5645
Rb	18	120	164	337	416	492	138	457	199	98
Ba	5	15	30	28	92	117	43	105	48	58
Sr	2	1	2	1	3	2	1	2	5	1
Ga	31	32	25	24	22	22	19	19	21	16
Hf	18.0	15.0	19.0	37.0	22.0	28.0	13.0	24.0	14.0	21.0
Zr	13	20	14	12	25	24	20	23	39	15
Ti	1139	1199	1199	1319	1739	1679	1379	1978	1199	1679
Y	66	82	110	233	146	170	71	124	91	50
Th	3.00	1.00	3.00	5.00	5.00	3.00	2.00	5.00	2.00	4.00
U	7.00	9.00	10.00	8.00	16.00	11.00	1.00	12.00	7.00	6.00
La	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ce	49.00	28.00	42.00	23.00	4.00	16.00	4.00	4.00	15.00	4.00
Nd	52.00	51.00	52.00	49.00	35.00	32.00	30.00	29.00	40.00	26.00
Density	2.73	2.72	2.71	2.71	2.69	2.68	2.70	2.68	2.71	2.73

Tabela A3-4: Dados analíticos alterados (valores nulos dos dados originais e de Ce e Nd da amostra NE-20) das rochas metaultramáficas, cromititos disseminados e seus equivalentes metassomáticos.

File Name A:\ULTSPIDE.ROC

06-01-1994 10:54:10

Sample	ne-29b	ne-10	ne-20	a-7a	ne-11	i-02	68-v	gal 1-6	ne-25	ne-24
Locality 1										
Locality 2										
Plot Symbol	9	9	15	7	9	7	9	8	9	9
Plot Colour	3	3	2	1	3	1	3	4	3	3
Rock Type										
SiO ₂	45.59	45.21	24.57	45.11	45.05	50.75	44.13	44.80	48.26	48.68
TiO ₂	0.16	0.33	0.26	0.28	0.31	0.47	0.26	0.30	0.23	0.26
Al ₂ O ₃	9.27	9.70	12.91	8.18	10.47	2.93	8.59	8.73	8.84	10.00
Fe ₂ O ₃	2.19	2.08	3.30	2.21	2.05	3.44	2.05	2.39	2.05	1.97
FeO	7.36	6.99	11.10	7.44	6.89	11.57	6.89	8.04	6.89	6.65
MnO	0.22	0.23	0.32	0.24	0.20	0.60	0.20	0.29	0.17	0.15
MgO	17.71	18.86	12.13	17.50	18.74	18.88	18.04	17.83	18.53	18.30
CaO	2.80	6.04	3.00	7.33	5.07	4.27	5.09	3.70	8.08	5.84
Na ₂ O	0.11	0.61	0.52	0.38	0.59	0.23	0.20	0.32	0.63	0.49
K ₂ O	0.63	3.72	0.98	1.03	4.28	1.17	1.60	4.13	1.47	2.82
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03
Total	86.05	93.78	69.12	89.71	93.66	94.32	87.07	90.55	95.19	95.19
H ₂ O	6.73	0.46	4.45	3.57	0.36	0.33	5.17	2.27	0.67	0.78
LOI	12.92	3.29	9.06	8.13	3.07	1.89	10.39	6.77	2.54	3.44
Mg #	77.18	79.13	60.57	76.78	79.27	69.64	78.63	75.72	79.08	79.47
Cr	1978	2268	110921	2078	2431	1797	2172	2354	1944	2138
Mn	266	296	214	311	298	1219	307	330	274	308
Co	39	59	92	57	74	57	63	57	77	77
V	52	99	152	92	94	107	60	94	92	84
Cu	7	22	3	6	9	24	13	7	17	6
Pb	6	9	19	14	17	11	15	11	12	15
Zn	357	523	7878	299	498	428	294	499	162	169
S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	5230	30881	8135	8550	35530	9713	13282	34284	12203	23410
Rb	95	483	130	142	566	170	265	667	162	324
Ba	25	96	23	60	121	38	75	152	48	116
Sr	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1
Ga	6	18	38	15	19	11	14	15	15	14
Mb	7.0	7.0	14.0	16.0	19.0	31.0	5.0	25.0	17.0	20.0
Zr	10	22	14	36	30	31	20	20	18	21
Ti	959	1978	1559	1679	1858	2818	1559	1799	1379	1559
Y	24	147	30	63	160	59	82	170	65	88
Th	3.00	4.00	4.00	2.00	3.00	2.00	1.00	3.00	2.00	3.00
U	1.00	3.00	7.00	4.00	8.00	5.00	2.00	1.00	8.00	11.00
La	3.00	3.00	15.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ce	17.00	18.00	25.00	11.00	4.00	4.00	4.00	10.00	5.00	4.00
Nd	30.00	29.00	35.00	35.00	33.00	34.00	24.00	31.00	26.00	30.00
Density	2.70	2.70	2.91	2.73	2.69	2.76	2.71	2.70	2.71	2.68

Continuação da Tabela A3-4.

File Name A:\ULTSPIDE.ROC

06-01-1994 10:54:50

Sample	cap 5	cap 1	68-n	a-13	i-03	Be-03	B-19	I-02a	B-15	18-a
Locality 1										
Locality 2										
Plot Symbol	15	9	9	7	8	7	10	7	10	11
Plot Colour	2	3	3	1	4	1	8	1	8	14
Rock Type										
SiO ₂	47.07	44.29	41.84	48.58	46.73	45.41	50.81	52.63	42.60	46.63
TiO ₂	0.24	0.32	0.34	0.14	0.21	0.65	0.11	0.44	0.18	0.17
Al ₂ O ₃	9.76	12.37	10.07	7.81	13.37	12.59	3.83	2.14	6.85	9.64
Fe ₂ O ₃	2.26	2.56	2.60	2.01	2.41	2.68	2.34	3.67	3.98	2.39
FeO	7.60	8.62	8.76	6.77	8.11	9.04	7.87	12.36	12.04	8.07
MnO	0.21	0.20	0.25	0.27	0.11	0.21	0.18	0.61	0.45	0.36
MgO	15.03	15.97	15.63	17.12	17.17	13.75	24.68	20.11	18.47	14.67
CaO	1.52	1.98	4.57	11.40	0.26	9.17	4.22	5.18	1.81	11.53
Na ₂ O	0.33	0.35	0.80	0.88	0.55	0.94	0.52	0.56	0.53	1.19
K ₂ O	5.71	6.17	0.76	0.17	7.97	0.32	0.10	0.55	3.42	0.47
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.04	0.02	0.10	0.11	0.02	0.02	0.02	0.10
Total	89.75	92.87	85.66	95.17	96.99	94.87	94.68	98.27	89.95	95.22
H ₂ O	0.39	1.07	6.58	1.35	1.48	2.27	3.80	0.87	2.62	0.72
LOI	1.60	3.82	6.42	1.51	1.70	3.05	3.98	0.96	2.94	1.00
Mg #	73.55	72.26	71.50	78.05	74.85	68.15	81.51	69.59	68.32	71.89
Cr	26212	2601	2351	7490	1385	6965	3672	1539	27639	10985
Mn	218	249	321	272	283	385	587	1267	726	188
Co	41	46	56	42	58	61	78	77	87	47
V	135	101	136	130	101	151	63	59	176	161
Cu	5	4	20	1	8	1	43	1	4	1
Pb	18	20	3	1	7	8	9	3	1	1
Zn	1716	497	521	324	434	175	60	455	1207	578
S	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
K	47400	51219	6309	1411	66161	2656	830	4566	28390	3902
Rb	845	941	128	4	1292	12	1	68	548	1
Ba	169	178	114	41	341	34	5	5	1	7
Sr	2	2	1	1	11	5	1	1	1	1
Ga	25	17	24	8	27	16	1	5	19	14
Nb	54.0	24.0	3.0	10.0	12.0	7.0	12.0	14.0	7.0	21.0
Zr	15	22	13	5	5	53	5	5	5	5
Ti	1439	1918	2038	839	1259	3897	659	2638	1079	1019
Y	190	171	57	21	17	8	1	1	13	29
Th	8.00	7.00	3.00	1.00	6.00	4.00	1.00	1.00	4.00	1.00
U	10.00	6.00	2.00	1.00	23.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00
La	8.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	24.00	3.00
Ce	98.00	4.00	4.00	4.00	35.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Nd	73.00	27.00	8.00	6.00	17.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Density	2.63	2.67	2.74	2.72	2.63	2.74	2.74	2.78	2.78	2.74

Continuação da Tabela A3-4.

File Name A:\ULTSPIBE.ROC

06-01-1994 10:55:31

Sample 18-b 6-39a BE-01

Locality 1

Locality 2

Plot Symbol 9 7 15

Plot Colour 3 1 2

Rock Type FLOG-AMF CROM-TAL-T

SiO ₂	43.52	49.96	51.85
TiO ₂	0.32	0.18	0.18
Al ₂ O ₃	14.51	9.01	6.35
Fe ₂ O ₃	2.25	2.14	2.27
FeO	7.98	7.21	7.64
MnO	0.15	0.25	0.15
MgO	18.61	17.97	27.27
CaO	1.00	9.85	3.35
Na ₂ O	0.67	0.93	0.08
K ₂ O	7.94	1.66	0.10
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.01
Total	96.60	99.19	99.25

H ₂ O	1.65	1.49	0.40
LOI	1.93	1.62	4.91

Mg #	77.54	77.80	83.39
------	-------	-------	-------

Cr	1962	6015	11243
Ni	342	445	538
Co	69	70	88
V	98	122	128
Cu	11	6	14
Pb	1	14	4
Zn	517	343	153

S	-	0.01	0.01
---	---	------	------

K	65912	13780	830
Rb	1150	200	1
Ba	319	31	1
Sr	4	1	1
Ga	21	20	4

Nb	2.0	25.0	10.9
Zr	5	17	8
Ti	1918	1079	1079
Y	1	128	15
Th	9.00	3.13	2.19
U	9.00	1.00	5.47

La	3.00	3.13	3.28
Ce	4.00	21.91	41.57
Nd	6.00	25.04	40.48
Density	2.65	2.71	2.74

Continuação da Tabela A3-4.

File Name: A:\METABAS.RDC

06-01-1994 12:12:14

Cap. 4

Locality 1

Locality 2

Plot Symbol

Plot Colour

Rock type

	hc-3a	ne-21	c-1a	c-01	B-10	G-1	G-29	G-35	G-39d
	Z	Z	B	Z	10	Z	PQAE	10	Z
	Z	Z	4	Z	8	PQA	PQAE	PQAA	PQA
	Z	Z		Z					
SiO ₂	46.75	48.79	59.95	54.09	51.09	50.68	49.40	52.72	52.66
TiO ₂	1.39	1.53	1.63	0.46	1.13	1.10	1.42	1.16	0.66
Al ₂ O ₃	15.00	12.53	13.00	16.17	13.94	14.74	14.12	15.16	0.66
FeO	16.63	16.91	16.00	16.20	16.20	16.73	16.82	16.19	15.52
MnO	10.19	9.27	9.32	8.12	9.15	9.03	10.17	10.39	9.43
MgO	8.19	9.41	9.00	8.66	8.18	8.02	8.17	8.18	7.13
CaO	8.64	9.16	9.38	8.57	8.11	8.07	8.63	8.85	7.89
Na ₂ O	2.12	2.10	2.35	3.57	2.11	2.40	2.88	2.54	3.02
K ₂ O	1.41	1.46	1.55	0.27	0.30	1.09	1.84	0.24	1.35
Total	97.18	95.21	98.17	97.79	94.54	98.63	98.69	98.87	99.16
H ₂ O	0.24	0.28	0.44	0.38	5.89	1.26	0.88	3.21	1.14
LOI	1.13	1.37	0.44	1.28	5.89	1.26	0.88	3.14	1.14
Hg H	33.40	59.68	32.02	62.29	54.79	55.81	41.90	51.31	61.28
Cr	258	704	43	88	304	418	71	131	33
Al	107	199	32	219	72	114	51	73	103
Co	229	138	245	94	43	228	300	210	148
Cu	17	11	13	17	2	17	82	89	11
Pb	177	366	75	136	135	135	373	155	169
Zn									
S	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.02	0.01	0.01
Pb	11705	12124	1245	2158	3154	9058	15286	1998	111800
Be	109	93	11	29	81	114	327	84	113
Ba	232	104	76	22	131	123	310	84	134
Zr	21	102	76	123	17	102	93	19	94
Sc		24	16	23	16	16	19		15
Nb	17.0	13.0	20.0	7.0	11.0	11.2	10.2	13.6	10.3
Ti	115	3177	296	2758	6774	6663	8563	6507	3970
Li	8333	3177	772	2758	6774	6663	8563	6507	3970
Th	40	30	40	40	24	24	71	24	24
U	0.00	4.00	16.00	4.00	-	3.06	10.23	8.37	3.08
	0.00	8.00	16.00	7.00	-	3.06	5.12	2.49	4.11
La	5.00	13.00	42.00	-	-	3.06	3.07	3.14	3.08
Ce	31.00	43.00	84.00	-	-	3.16	21.42	13.60	21.52
Hd	43.00	29.00	66.00	33.00	22.00	12.24	13.30	28.23	8.22

Density

2.71

2.68

2.68

2.58

2.58

2.66

2.66

2.67

2.66

2.66

Tabela A3-5: Dados analíticos dos anfibolitos metabásicos.

File Name	A:\METABAS.ROC			
06-01-1994 12:12:54				
Sample	G-41b	G-42	G-45b	BE-02
Locality 1				
Locality 2				
Plot Symbol	8	9	7	10
Plot Colour	4	14	2	8
Rock Type	PQAG	PQAE	PQA	PQAA
SiO ₂	65.67	50.56	45.97	50.14
TiO ₂	1.31	1.28	1.84	1.31
Al ₂ O ₃	10.53	15.01	16.52	15.89
FeO	1.51	1.92	2.67	2.28
MnO	0.09	0.18	0.18	0.21
MgO	3.92	5.08	6.66	7.60
CaO	6.19	10.01	9.71	8.83
Na ₂ O	1.89	3.17	2.17	0.93
K ₂ O	0.25	0.69	0.37	0.19
Total	99.18	98.94	98.61	98.75
H ₂ O	0.49	0.82	1.98	2.72
LOI	0.66	1.20	2.78	3.81
Hg W	44.42	48.45	44.35	50.62
Cr	84	157	95	212
Mn	68	74	57	82
Co	26	36	44	26
V	329	220	302	241
Cu	11	77	6	4
Pb	10	86	27	17
Zn	127	301	315	181
S	0.01	0.01	0.01	0.01
W	2092	5727	3048	1558
Rb	12	23	5	3
K ₂ O	107	124	115	116
Cr	108	123	76	10
Ba	18	23	24	19
Nb	10.1	13.2	12.2	14.6
Zr	115	152	64	122
Ti	7858	7604	11008	7879
Y	15	32	13	24
Th	8.07	9.13	8.16	7.30
U	6.05	5.07	6.12	2.05
La	3.03	3.04	3.06	3.13
Ce	21.16	25.36	31.62	10.43
Nd	14.12	23.33	15.30	15.65
Density	2.52	2.65	2.74	2.76

Continuação da Tabela A3-5.

	CAP-2	CAP-3	G-5	G-16	G-20	G-43	G-44	G-46	G-47	G-49
Q	39.82	37.05	36.11	40.11	35.91	33.93	27.46	35.05	36.19	38.91
C	1.77	1.43	1.47	0.83	0.94	0.72	1.10	1.34	-	1.20
Z	0.08	0.08	0.01	0.07	0.08	0.04	0.01	0.02	0.14	0.08
Or	7.79	9.22	25.70	30.51	30.77	34.65	37.46	27.28	33.61	32.60
Ab	33.42	35.11	32.32	24.11	24.20	27.24	30.12	31.76	17.85	22.25
An	6.50	7.41	3.89	1.57	3.35	1.50	3.18	2.58	4.85	1.53
Di	-	-	-	-	-	-	-	-	0.45	-
Hy	6.74	6.63	0.36	1.37	2.68	1.23	0.63	1.27	3.59	1.87
Mt	1.11	1.05	0.16	1.09	1.35	0.53	0.17	0.49	2.13	1.07
Il	0.78	0.80	0.06	0.28	0.53	0.13	0.04	0.15	0.93	0.40
Ap	0.17	0.14	0.08	0.02	0.15	0.02	0.03	0.12	0.25	0.05

Tabela A3-6: Norma CIPW das rochas da associação TTG.

	03	G-9	G-14a	G-14b	G-15a	G-17a	G-17d	G-18a	G-23	G-26a	G-26b	G-26c	G-26d	G-27	GB
Q	-	41.33	20.70	35.99	40.48	45.80	36.70	37.79	32.30	33.50	36.08	30.86	38.61	33.10	40.58
C	-	-	-	-	-	0.54	0.01	0.03	-	0.23	-	0.06	-	-	-
Z	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.06	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07	0.12	0.07
Or	40.51	27.01	30.82	39.18	26.72	21.25	26.97	31.54	29.09	35.67	33.19	33.48	26.38	26.76	27.86
Ab	8.36	26.31	37.31	17.26	27.07	26.48	30.04	24.45	28.01	24.79	22.84	26.06	25.55	24.37	23.35
An	6.84	2.33	4.40	3.36	2.24	2.36	2.63	3.23	5.88	3.30	3.87	5.54	5.48	6.76	4.16
Na	8.35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	16.69	0.33	3.73	0.67	0.59	-	-	-	0.81	-	0.77	-	0.38	0.26	0.58
Hy	10.02	1.59	1.25	2.25	1.67	2.23	2.27	1.96	2.24	1.53	1.83	2.47	2.10	5.23	1.96
Mt	2.90	0.70	1.12	0.85	0.79	0.85	0.87	0.66	1.05	0.63	0.91	0.98	0.92	2.07	0.92
Il	0.61	0.27	0.42	0.32	0.28	0.27	0.30	0.21	0.46	0.27	0.36	0.42	0.40	0.93	0.40
Ap	0.07	0.02	0.05	0.05	0.02	0.05	0.05	0.02	0.10	0.05	0.05	0.10	0.07	0.30	0.07

Tabela A3-7: Norma CIPW dos Granitóides Borrachudos e Metagranitóides Foliados com Fluorita.

	CAP-4	HC-3a	NE-21	C-1a	C-01	G-1	G-29	G-39d	G-41b	G-42	G-45b
Q	-	-	-	23.83	2.48	-	-	-	32.93	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Z	0.02	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01
Or	8.38	8.66	2.56	0.89	1.54	6.47	11.00	8.02	1.48	4.09	2.19
Ab	17.94	18.61	20.81	19.88	30.21	20.98	24.37	30.63	15.99	26.82	18.36
An	27.25	18.74	28.13	24.66	27.34	25.87	20.13	23.31	19.52	26.34	34.26
Di	12.80	21.58	11.42	1.14	12.39	14.10	19.17	12.36	6.95	18.15	11.39
Hy	8.90	12.00	23.02	21.01	20.99	22.25	4.43	10.82	16.63	12.95	13.61
Ol	15.69	11.73	5.52	-	-	3.98	13.18	10.38	-	4.89	11.51
Mt	3.23	2.77	2.71	2.87	1.85	2.85	3.50	2.21	2.19	2.79	3.73
Cm	0.06	0.15	0.08	0.01	0.02	0.09	-0.02	0.01	0.02	0.03	0.02
Il	2.64	1.01	2.01	3.10	0.87	2.09	2.70	1.25	2.49	2.43	3.49
Ap	0.40	0.12	0.33	0.81	0.17	0.36	0.28	0.26	1.04	0.52	0.09

Tabela A3-8: Norma CIPW dos anfibolitos metabásicos, sendo: (PQA) plagioclásio-quartzo-anfibolitos (CAP-4, HC-3a, NE-21, C-01, G-1, G-39d, G-45b); (PQAG) plagioclásio-quartzo-anfibolito com granada (C-1a, G-41b); (PQAE) plagioclásio-quartzo-anfibolito com epidoto (G-29, G-42).

ANEXO 4: Difractogramas de esmeraldas e cálculo dos parâmetros de cela unitária.

Figura A4-1: Difractogramas da amostra NE-36A-01 de esmeralda de veio de quartzo da jazida de Capoeirana. (A) centro, (B) borda.

Figura A4-2: Difrátogramas da amostra NE-36B-01 de esmeralda de xisto da jazida de Capoeirana. (A) centro, (B) borda.

Figura A4-3: Difratoograma da amostra NE-31-06 de esmeralda de veio pegmatóide da jazida de Capoeirana.

LATTICE TYPE: HEXAGONAL
 INPUT TWO THETA (degrees)
 WEIGHTING: ALL SIGMAS = 1

INITIAL DIRECT LATTICE PARAMETERS

A = 9.21500
 B = 9.21500
 C = 5.19200

ALPHA = 90.00000
 BETA = 90.00000
 GAMMA = 120.00000

INITIAL RECIPROCAL LATTICE PARAMETERS

A* = 0.125307
 B* = 0.125307
 C* = 0.108799

ALPHA* = 90.00000
 BETA* = 90.00000
 GAMMA* = 60.00000

WAVE LENGTHS

1 1.54118

NO SYSTEMATIC ERROR CORRECTION TERMS

INPUT DATA

H	K	L	WQ	OBS	THETA	O(OBS)	Q(OBS)	SIGMA(Q)	CORRECTION TERMS
1	0	0	1	11.151	5.572	7.93131	0.01590	0.32061	
0	0	2	1	19.397	9.698	4.57422	0.04779	0.55929	
0	0	0	2	22.357	11.175	3.97485	0.06325	0.64057	
1	1	2	1	27.401	13.715	3.25005	0.09467	0.77581	
2	1	0	1	29.651	14.825	3.01157	0.11001	0.83312	
2	1	1	1	31.131	15.566	2.87169	0.12126	0.87065	
0	0	0	3	33.563	16.781	2.66851	0.14035	0.95101	
2	1	2	1	35.466	17.733	2.52999	0.15623	0.97712	
0	0	4	1	39.271	19.639	2.29318	0.19016	1.06598	
1	0	4	1	40.507	20.428	2.20775	0.20516	1.14166	
0	1	3	1	41.914	20.950	2.15445	0.21041	1.12491	
2	2	2	1	43.923	21.962	2.06129	0.22634	1.16821	
2	0	4	1	45.505	22.754	1.99220	0.25194	1.20130	
0	2	3	1	49.601	24.816	1.83606	0.29664	1.28306	
0	0	5	1	50.794	25.391	1.79671	0.30971	1.30430	
1	1	4	1	52.350	26.190	1.74592	0.32363	1.30389	
0	1	5	1	53.331	26.661	1.71900	0.33911	1.35077	
2	2	3	1	56.100	28.251	1.62790	0.37732	1.40405	
1	0	6	1	57.560	28.950	1.59051	0.39031	1.43116	
2	2	4	1	58.722	29.362	1.57161	0.40427	1.45930	

NO DATA WILL BE REJECTED

PARAMETER SELECTION INTEGERS

1 0 0 0 0 0

CONVERGENCE ASSUMED WHEN DIRECT CELL CHANGES LESS THAN .00100 TIMES ERRORS
 MAXIMUM NUMBER OF CYCLES: 15 10

DISCREPANCY FACTORS FOR 1 BASED ON INPUT PARAMETERS TO CYCLE 1

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 20 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = 1.2654E-04
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQR(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = .0806E-02

DISCREPANCY FACTORS FOR 6 BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 1

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 20 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = 1.5682E-03

Tabela A4-1: Cálculo dos parâmetros de cela unitária da amostra NE-36A-01A (centro) -
 esmeralda de veio de quartzo.

NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQR(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N))=.7298E-

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 2

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 20 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .9568E-00

NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQR(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N))=.7298E-

CONVERGENCE ATTAINED DURING CYCLE 3 (DISCREPANCY FACTORS UNCHANGED)

PARAMETER SHIFTS, LEAST-SQUARES CYCLE 3

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERR
A *	0.125055	0.000000	0.125055	0.0000
B *	0.125051	0.000000	0.125051	0.0000
C *	0.108805	0.000000	0.108805	0.0001
ALPHA *	90.00000		90.00000	
BETA *	90.00000		90.00000	
GAMMA *	60.00000		60.00000	

DIRECT LATTICE PARAMETERS AFTER LEAST-SQUARES CYCLE 3

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERR
A (ANG.)	1.23351	0.00000	1.23351	0.0000
B (ANG.)	1.23351		1.23351	
C (ANG.)	1.18824	0.00000	1.18824	0.0000
ALPHA (DEG.)	90.00000		90.00000	
BETA (DEG.)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEG.)	120.00000		120.00000	
UNIT CELL VOLUME (CUBIC ANG.)	678.4172	0.0001	678.4172	0.0004

DIRECT LATTICE PARAMETER VARIANCE-COVARIANCE MATRIX

	A (ANG.)	B (ANG.)	C (ANG.)	ALPHA (RAD.)	BETA (RAD.)	GAMMA (RAD.)
A	0.2766E-04	0.2766E-04	-0.1061E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
B		0.2766E-04	-0.1561E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
C			0.8616E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
ALPHA				0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00

DIRECT LATTICE PARAMETER CORRELATION MATRIX

	A	B	C	ALPHA	BETA	GAMMA
A	1.0000	1.0000	-0.3198	0.0000	0.0000	0.0000
B		1.0000	-0.3198	0.0000	0.0000	0.0000
C			1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
ALPHA				0.0000	0.0000	0.0000
BETA					0.0000	0.0000
GAMMA						0.0000

NE-36A(CENTRO) -- LCLSO

OBSERVED AND CALCULATED INTERPLANAR SPACINGS, D, AFTER CYCLE 3

RESIDUALS OF D

RESIDUALS OF G

H	K	L	D(OBS)	D(CALC)	OBS-CALC	(O-C)/SIG	OBS-CALC	(O-C)/SIG
1	0	0	7.95130	7.95646	-0.00516	-0.00080	0.00026	0.00075
2	0	0	4.57422	4.57412	-0.01990	-0.00074	0.00041	0.00074
3	0	0	3.97480	3.99820	-0.02338	-0.00110	0.00074	0.00110
4	0	0	3.20005	3.25651	-0.05646	-0.00049	0.00038	0.00048
5	1	2	3.01107	3.02238	-0.01131	-0.00091	0.00075	0.00094
6	1	1	2.87169	2.87169	0.00000	0.00000	-0.00005	-0.00006
7	0	0	2.66896	2.66545	0.00351	0.00025	-0.00031	-0.00039
8	0	0	2.02999	2.02496	0.00503	0.00064	-0.00062	-0.00064
9	0	4	2.29318	2.29706	-0.00388	-0.00064	0.00064	0.00068
10	0	4	2.20775	2.20777	-0.00002	0.00000	0.00000	0.00000
11	0	1	2.15445	2.15590	-0.00145	-0.00021	0.00021	0.00021
12	0	2	2.06049	2.06264	-0.00215	-0.00042	0.00049	0.00042
13	0	4	1.99230	1.99170	0.00060	0.00010	-0.00014	-0.00010
14	0	6	1.83606	1.80451	0.00154	0.00029	-0.00050	-0.00039
15	0	1	1.79671	1.79901	-0.00230	-0.00061	0.00070	0.00068
16	0	4	1.74598	1.74607	-0.00009	0.00010	-0.00024	-0.00010
17	0	0	1.71707	1.71431	0.00274	0.00080	-0.00101	-0.00088
18	0	4	1.62797	1.62820	-0.00023	-0.00009	0.00012	0.00009
19	0	6	1.60005	1.59520	0.00485	0.00044	-0.00061	-0.00044
20	0	8	1.57161	1.57379	-0.00218	-0.00078	0.00112	0.00078

DISCREPANCY FACTORS FOR G BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 3

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 20 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .0288E-05
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 6 SQR1(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = .0298E-05

NE-36A(CENTRO) -- LCLSO

LATTICE PARAMETER REFINEMENT SUMMARY

PARAMETER	INITIAL	CHANGE	FINAL	ERR
A (ANGSTROMS)	8.21500	0.00181	8.21681	0.0005
B (ANGSTROMS)	8.21500		8.20051	
C (ANGSTROMS)	8.19800	-0.00170	8.19630	0.0005
ALPHA (DEGREES)	90.00000		90.00000	
BETA (DEGREES)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEGREES)	120.00000		120.00000	
VOLUME (CUBIC ANGSTROMS)	650.9760	2.4410	678.4170	0.8500

LATTICE TYPE: HEXAGONAL
 INPUT: TWO THETA (degrees)
 WEIGHTING: ALL SIGMAS = 1

INITIAL DIRECT LATTICE PARAMETERS

A = 9.21500 ALPHA = 90.00000
 B = 9.21500 BETA = 90.00000
 C = 9.19200 GAMMA = 120.00000

INITIAL RECIPROCAL LATTICE PARAMETERS

A* = 0.125307 ALPHA* = 90.00000
 B* = 0.125307 BETA* = 90.00000
 C* = 0.108790 GAMMA* = 60.00000

WAVE LENGTHS

1 54115

NO SYSTEMATIC ERROR CORRECTION TERMS

INPUT DATA

H	K	L	WV	OBS	THETA	D(OBS)	Q(OBS)	SIGMA(Q)	CORRECTION TER
1	0	0	1	11.151	5.576	7.93135	0.01590	0.32569	
0	0	2	1	19.397	9.698	4.57422	0.04779	0.55929	
2	0	0	1	22.251	11.125	3.99354	0.06270	0.63769	
1	1	2	1	27.431	13.715	3.25005	0.09467	0.77581	
2	1	0	1	29.651	14.825	3.01157	0.11026	0.83312	
2	1	1	1	31.131	15.566	2.87169	0.12126	0.87065	
3	0	0	1	33.669	16.834	2.66080	0.14123	0.93563	
2	1	2	1	35.571	17.785	2.52276	0.15713	0.97963	
0	0	4	1	39.377	19.688	2.28785	0.19115	1.06835	
1	0	4	1	40.857	20.428	2.20775	0.20516	1.10166	
2	1	1	1	41.914	20.957	2.15449	0.21543	1.12497	
1	1	4	1	44.029	22.014	2.05577	0.23662	1.17045	
2	0	4	1	45.509	22.754	1.99230	0.25134	1.20133	
3	2	0	1	49.631	24.816	1.83606	0.29364	1.25306	
3	2	1	1	50.794	25.397	1.79671	0.30977	1.30493	
3	0	4	1	52.486	26.242	1.74271	0.32927	1.33579	
4	1	1	1	53.321	26.666	1.71707	0.33617	1.35075	
2	2	4	1	56.503	28.251	1.62797	0.37732	1.40435	
3	2	2	1	58.723	29.362	1.57161	0.40487	1.42930	

NO DATA WILL BE REJECTED

PARAMETER SELECTION INTEGERS

1 0 1 0 0 0

CONVERGENCE ASSUMED WHEN DIRECT CELL CHANGES LESS THAN .00100 TIMES ERROR
 MAXIMUM NUMBER OF CYCLES IS 10

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON INPUT PARAMETERS TO CYCLE 1

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 19 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .11091E+04
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQRT-SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N) = .80122

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 1

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 19 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .16708E+05

Tabela A4-2: Cálculo dos parâmetros de cela unitária da amostra NE-36A-01B (borda) -
 esmeralda de veio de quartzo.

NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 $\text{SQRT}(\text{SUM}(W*(\text{OBS}-\text{CALC})**2)/M-N) = .6282\text{E}-$

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 2

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 19 $\text{SUM}(W*(\text{OBS}-\text{CALC})**2) = .6708\text{E}-05$

NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 $\text{SQRT}(\text{SUM}(W*(\text{OBS}-\text{CALC})**2)/M-N) = .6282\text{E}-$

CONVERGENCE ATTAINED DURING CYCLE 2 (DISCREPANCY FACTORS UNCHANGED)

PARAMETER SHIFTS, LEAST-SQUARES CYCLE 3

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERRR
A *	0.125083	0.000000	0.125083	0.0000
B *	0.125083	0.000000	0.125083	0.0000
C *	0.108935	0.000000	0.108935	0.0000
ALPHA *	90.00000		90.00000	
BETA *	90.00000		90.00000	
GAMMA *	60.00000		60.00000	

DIRECT LATTICE PARAMETERS AFTER LEAST-SQUARES CYCLE 3

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERRR
A (ANG.)	9.23147	0.00000	9.23147	0.0051
B (ANG.)	9.23147		9.23147	
C (ANG.)	9.17982	0.00000	9.17982	0.0074
ALPHA (DEG.)	90.00000		90.00000	
BETA (DEG.)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEG.)	120.00000		120.00000	
UNIT CELL VOLUME (CUBIC ANG.)	677.4955	0.0000	677.4955	0.7700

DIRECT LATTICE PARAMETER VARIANCE-COVARIANCE MATRIX

	A (ANG.)	B (ANG.)	C (ANG.)	ALPHA (RAD.)	BETA (RAD.)	GAMMA (RAD.)
A	0.2647E-04	0.2647E-04	-0.1275E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
B		0.2647E-04	-0.1275E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
C			0.5495E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
ALPHA				0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
BETA					0.0000E+00	0.0000E+00
GAMMA						0.0000E+00

DIRECT LATTICE PARAMETER CORRELATION MATRIX

	A	B	C	ALPHA	BETA	GAMMA
A	1.0000		-0.3244	0.0000	0.0000	0.0000
B		1.0000	-0.3244	0.0000	0.0000	0.0000
C			1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
ALPHA				0.0000	0.0000	0.0000
BETA					0.0000	0.0000
GAMMA						0.0000

NE-GGA FORM -- LCLSG

OBSERVED AND CALCULATED INTERPLANAR SPACINGS, d, AFTER CYCLE 3

RESIDUALS OF D

RESIDUALS OF Q

H	K	L	D(OBS)	D(CALC)	OBS-CALC	(O-C)/SIG	OBS-CALC	(O-C)/SIG
1	0	0	7.93135	7.99469	-0.06333	-0.00078	0.00025	0.00077
0	0	2	4.57422	4.58991	-0.01569	-0.00059	0.00033	0.00058
2	0	0	3.99354	3.99734	-0.00380	-0.00019	0.00012	0.00019
1	1	2	3.25005	3.25465	-0.00460	-0.00035	0.00027	0.00034
2	1	0	3.01157	3.02171	-0.01014	-0.00029	0.00074	0.00029
2	1	1	2.87169	2.87021	0.00148	0.00014	-0.00013	-0.00014
0	0	0	2.66080	2.66490	-0.00410	-0.00047	0.00043	0.00046
2	1	2	2.52276	2.52387	-0.00111	-0.00014	0.00014	0.00014
0	0	4	2.28725	2.29496	-0.00770	-0.00121	0.00128	0.00120
1	0	4	2.20775	2.20587	0.00188	0.00032	-0.00035	-0.00032
0	1	1	2.15449	2.15534	-0.00086	-0.00015	0.00017	0.00015
1	1	4	2.05577	2.05496	0.00081	0.00016	-0.00019	-0.00016
2	0	4	1.99230	1.99027	0.00203	0.00042	-0.00058	-0.00043
0	2	0	1.83606	1.83411	0.00195	0.00049	-0.00063	-0.00049
0	2	1	1.79671	1.79856	-0.00185	-0.00049	0.00064	0.00049
0	0	4	1.74271	1.73899	0.00372	0.00105	-0.00141	-0.00106
4	1	1	1.71707	1.71391	0.00316	0.00093	-0.00125	-0.00093
2	2	4	1.62797	1.62732	0.00065	0.00021	-0.00030	-0.00021
0	2	0	1.57161	1.57315	-0.00154	-0.00055	0.00079	0.00055

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 3
NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 19 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .6708E-05
NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQRT(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = .6288E-05

NE-36A(BORON) -- LCLSC

LATTICE PARAMETER REFINEMENT SUMMARY

PARAMETER	INITIAL	CHANGE	FINAL	ERROR
A (ANG.)	9.21500	0.01647	9.23147	0.0051
B (ANG.)	9.21500		9.23147	
C (ANG.)	9.19200	-0.01216	9.17983	0.0074
ALPHA (DEG.)	90.00000		90.00000	
BETA (DEG.)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEG.)	120.00000		120.00001	
VOLUME (CUBIC ANG.)	675.8900	1.5193	677.4955	0.7761

LATTICE TYPE: HEXAGONAL
 INPUT: TWO THETA (degrees)
 WEIGHTING: ALL SIGMAS = 1

INITIAL DIRECT LATTICE PARAMETERS

A =	9.21500	ALPHA =	90.00000
B =	9.21500	BETA =	90.00000
C =	9.19200	GAMMA =	120.00000

INITIAL RECIPROCAL LATTICE PARAMETERS

A* =	0.125300	ALPHA* =	90.00000
B* =	0.125300	BETA* =	90.00000
C* =	0.108790	GAMMA* =	60.00000

WAVE LENGTHS

1- 1.54118

NO SYSTEMATIC ERROR CORRECTION TERMS

INPUT DATA

H	K	L	W	OBS	THETA	D(OBS)	Q(OBS)	SIGMA(Q)	CORRECTION TERMS
0	0	0	1	33.669	16.834	2.66080	0.14185	0.93363	
2	-	2	1	35.571	17.785	2.52276	0.15713	0.97963	
0	0	4	1	39.377	19.688	2.28725	0.19115	1.06839	
3	1	0	1	40.751	20.375	2.21325	0.20415	1.09930	
0	1	1	1	42.020	21.010	2.14930	0.21647	1.12728	
1	1	4	1	44.029	22.014	2.05577	0.23662	1.17045	
2	0	4	1	45.509	22.754	1.99230	0.25194	1.20133	
3	2	0	1	47.737	24.868	1.88239	0.29783	1.29507	
0	2	1	1	50.794	25.997	1.79671	0.30971	1.30490	
2	0	4	1	52.571	26.295	1.73948	0.33049	1.33767	
4	1	1	1	52.437	26.719	1.71091	0.34042	1.35261	
2	2	4	1	56.503	28.251	1.62797	0.37732	1.40402	
5	0	0	1	57.550	28.780	1.60057	0.39035	1.42120	
3	2	3	1	58.723	29.362	1.57161	0.40487	1.43930	

NO DATA WILL BE REJECTED

PARAMETER SELECTION INTEGERS

1 0 1 0 0 0

CONVERGENCE ASSUMED WHEN DIRECT CELL CHANGES LESS THAN .00100 TIMES ERRORS
 MAXIMUM NUMBER OF CYCLES IS 10

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON INPUT PARAMETERS TO CYCLE 1

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 14 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .6561E-05
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQRT(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = .7394E-03

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 1

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 14 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .3989E-05
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQRT(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = .5066E-03

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 2

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 14 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .3989E-05

Tabela A4-3: Cálculo dos parâmetros de cela unitária da amostra NE-36B-01A (centro) -
 esmeralda de xisto.

NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 $\text{SQRT}(\text{SUM}(W*(OBS-CALC))^2/(M-N)) = .5736E-$

CONVERGENCE ATTAINED DURING CYCLE 3 (DISCREPANCY FACTORS UNCHANGED)

PARAMETER SHIFTS, LEAST-SQUARES CYCLE 3

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERROR
A *	0.125154	0.000000	0.125154	0.000000
B *	0.125154	0.000000	0.125154	0.000000
C *	0.108955	0.000000	0.108955	0.000000
ALPHA *	90.00000		90.00000	
BETA *	90.00000		90.00000	
GAMMA *	60.00000		60.00000	

DIRECT LATTICE PARAMETERS AFTER LEAST-SQUARES CYCLE 3

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERROR
A (ANG.)	9.22621	0.00000	9.22621	0.00434
B (ANG.)	9.22621		9.22621	
C (ANG.)	9.17807	0.00000	9.17807	0.00773
ALPHA (DEG.)	90.00000		90.00000	
BETA (DEG.)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEG.)	120.00000		120.00001	
UNIT CELL VOLUME (CUBIC ANG.)	676.5955	0.0000	676.5955	0.7062

DIRECT LATTICE PARAMETER VARIANCE-COVARIANCE MATRIX

	A(ANG.)	B(ANG.)	C(ANG.)	ALPHA(RAD.)	BETA(RAD.)	GAMMA(RAD.)
A	0.1882E-04	0.1882E-04	-0.1080E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
B		0.1882E-04	-0.1080E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
C			0.6025E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
ALPHA				0.0000E-00	0.0000E+00	0.0000E+00
BETA					0.0000E+00	0.0000E+00
GAMMA						0.0000E+00

DIRECT LATTICE PARAMETER CORRELATION MATRIX

	A	B	C	ALPHA	BETA	GAMMA
A	1.0000			0.0000	0.0000	0.0000
B		1.0000		0.0000	0.0000	0.0000
C			1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
ALPHA				0.0000	0.0000	0.0000
BETA					0.0000	0.0000
GAMMA						0.0000

NE-34B-01A(CENTRO) -- LCL50

OBSERVED AND CALCULATED INTERPLANAR SPACINGS, D, AFTER CYCLE 3

H	K	L	O(OBS)	O(CALC)	RESIDUALS OF D		RESIDUALS OF Q	
					OBS-CALC	(O-C)/SIG	OBS-CALC	(O-C)/SIG
2	0	0	2.66030	2.66338	-0.00258	-0.00029	0.00027	0.00029
2	1	2	2.52275	2.52273	0.00004	0.00000	0.00000	0.00000
0	0	4	2.28725	2.29452	-0.00727	-0.00114	0.00121	0.00113
3	1	0	2.21325	2.21693	-0.00282	-0.00047	0.00052	0.00047

3	1	1	2.14986	2.15416	-0.00487	-0.00087	0.00098	0.00087
1	1	4	2.05577	2.05442	0.00136	0.00027	-0.00031	-0.00027
2	0	4	1.99239	1.98970	0.00269	0.00055	-0.00062	-0.00055
3	2	0	1.83239	1.83306	-0.00067	-0.00017	0.00022	0.00017
3	2	1	1.79671	1.79756	-0.00085	-0.00022	0.00029	0.00022
3	0	4	1.73948	1.73837	0.00110	0.00031	-0.00042	-0.00031
4	1	1	1.71352	1.71295	0.00056	0.00028	-0.00036	-0.00028
2	2	4	1.62797	1.62671	0.00126	0.00042	-0.00059	-0.00042
5	0	0	1.60057	1.59803	0.00254	0.00087	-0.00124	-0.00087
3	2	3	1.57161	1.57242	-0.00081	-0.00029	0.00042	0.00029

DISCREPANCY FACTORS FOR σ BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 3
 NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 14 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .3989E-05
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQR(T(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = .5764E-05

NE-34B-01A(CENTRO) -- LCLSG

LATTICE PARAMETER REFINEMENT SUMMARY

PARAMETER	INITIAL	CHANGE	FINAL	ERR
A (ANG.)	9.21500	0.01121	9.22621	0.0045
B (ANG.)	9.21500		9.22621	
C (ANG.)	9.19200	-0.01291	9.17807	0.0072
ALPHA (DEG.)	90.00000		90.00000	
BETA (DEG.)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEG.)	120.00000		120.00001	
VOLUME (CUBIC ANG.)	675.9761	0.6194	676.5955	0.7063

LATTICE TYPE: HEXAGONAL
 INPUT: TWO THETA (degrees)
 WEIGHTING: ALL SIGMAS = 1

INITIAL DIRECT LATTICE PARAMETERS

A = 9.21500 ALPHA = 90.00000
 B = 9.21500 BETA = 90.00000
 C = 9.19200 GAMMA = 120.00000

INITIAL RECIPROCAL LATTICE PARAMETERS

A* = 0.125307 ALPHA* = 90.00000
 B* = 0.125307 BETA* = 90.00000
 C* = 0.168796 GAMMA* = 60.00000

WAVE LENGTHS

1 = 1.54118

NO SYSTEMATIC ERROR CORRECTION TERMS

INPUT DATA

H	K	L	WV	OBS	THETA	D(OBS)	Q(OBS)	SIGMA(Q)	CORRECTION TER
1	0	0	1	11.151	5.576	7.93131	0.01590	0.32569	
0	0	2	1	17.291	9.646	4.59911	0.04728	0.55635	
2	0	0	1	22.251	11.125	3.99354	0.06270	0.63769	
1	1	2	1	27.431	13.715	3.25002	0.09467	0.77581	
2	1	0	1	29.651	14.825	3.01157	0.11022	0.83312	
2	1	1	1	31.131	15.566	2.87169	0.12126	0.87065	
3	0	0	1	33.669	16.834	2.66080	0.14125	0.93360	
2	1	2	1	35.571	17.735	2.52276	0.15716	0.97963	
0	0	4	1	39.271	19.635	2.29318	0.19016	1.06596	
3	1	0	1	40.751	20.375	2.21325	0.20415	1.09920	
2	1	1	1	41.805	20.904	2.15965	0.21440	1.12267	
1	1	4	1	44.134	22.067	2.05110	0.23769	1.17267	
2	0	4	1	45.403	22.701	1.99651	0.25033	1.18915	
2	2	0	1	49.631	24.816	1.83606	0.29664	1.26306	
3	2	1	1	50.794	25.383	1.79671	0.30577	1.30457	
3	0	4	1	52.591	26.295	1.73948	0.33049	1.33767	
4	1	3	1	53.331	26.661	1.71707	0.33915	1.35077	
2	2	4	1	56.593	28.251	1.62797	0.37732	1.40435	
1	0	0	1	57.566	28.780	1.60057	0.38035	1.42116	
2	2	2	1	58.117	29.138	1.57420	0.40332	1.43788	

NO DATA WILL BE REJECTED

PARAMETER SELECTION INTEGERS

1 0 1 0 0 0

CONVERGENCE ASSUMED WHEN DIRECT CELL CHANGES LESS THAN .00100 TIMES ERROR
 MAXIMUM NUMBER OF CYCLES IS 10

DISCREPANCY FACTORS FOR 1 BASED ON INPUT PARAMETERS TO CYCLE 1

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 20 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = 1416E-04
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 1/20(SUM (W*(OBS-CALC)**2)/(M-N) = .0866E-

DISCREPANCY FACTORS FOR 6 BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 1

Tabela A4-4: Cálculo dos parâmetros de cela unitária da amostra NE-36B-01B (borda) - esmeralda de xisto.

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 20 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .7058E-05
NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQR(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N))=.6262E-

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 2
NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 20 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .7058E-05
NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQR(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N))=.6262E-

CONVERGENCE ATTAINED DURING CYCLE 3 (DISCREPANCY FACTORS UNCHANGED)

PARAMETER SHIFTS, LEAST-SQUARES CYCLE 3

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERR
H *	0.125031	0.000000	0.125051	0.0000
K *	0.125051	0.000000	0.125051	0.0000
L *	0.108899	0.000000	0.108899	0.0000
ALPHA *	90.00000		90.00000	
BETA *	90.00000		90.00000	
GAMMA *	60.00000		60.00000	

DIRECT LATTICE PARAMETERS AFTER LEAST-SQUARES CYCLE 3

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERR
A (ANG.)	9.23386	0.00000	9.23386	0.0044
B (ANG.)	9.23386		9.23386	
C (ANG.)	7.18285	0.00000	7.18285	0.0060
ALPHA (DEG.)	90.00000		90.00000	
BETA (DEG.)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEG.)	120.00000		120.00001	
UNIT CELL VOLUME (CUBIC ANG.)	678.0707	0.0001	678.0707	0.7345

DIRECT LATTICE PARAMETER VARIANCE-COVARIANCE MATRIX

	A(ANG.)	B(ANG.)	C(ANG.)	ALPHA(RAD.)	BETA(RAD.)	GAMMA(RAD.)
A	0.1983E-04	0.1983E-04	-0.1122E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
B		0.1983E-04	-0.1122E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
C			0.2514E-04	0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
ALPHA				0.0000E+00	0.0000E+00	0.0000E+00
BETA					0.0000E+00	0.0000E+00
GAMMA						0.0000E+00

DIRECT LATTICE PARAMETER CORRELATION MATRIX

	A	B	C	ALPHA	BETA	GAMMA
A	1.0000	1.0000	-0.3121	0.0000	0.0000	0.0000
B		1.0000	-0.3121	0.0000	0.0000	0.0000
C			1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
ALPHA				0.0000	0.0000	0.0000
BETA					0.0000	0.0000
GAMMA						0.0000

NE-601-011 (BORON) -- LC150

OBSERVED AND CALCULATED INTERPLANAR SPACINGS, D, AFTER CYCLE 3

H	K	L	D(OBS)	D(CALC)	RESIDUALS OF D		RESIDUALS OF Q	
					OBS-CALC	(O-C)/SIG	OBS-CALC	(O-C)/SIG
1	0	0	7.99135	7.99678	-0.00543	-0.00081	0.00026	0.00080
0	0	2	4.59911	4.59142	0.00769	0.00028	-0.00010	-0.00028
2	0	0	3.99354	3.99838	-0.00484	-0.00024	0.00015	0.00024
1	1	2	3.25005	3.25561	-0.00556	-0.00042	0.00038	0.00042
2	1	0	3.01157	3.02249	-0.01092	-0.00076	0.00080	0.00095
2	1	1	2.87169	2.87097	0.00072	0.00007	-0.00006	-0.00007
0	0	0	2.66080	2.66559	-0.00479	-0.00054	0.00051	0.00054
2	1	2	2.52276	2.52458	-0.00182	-0.00023	0.00023	0.00023
0	0	4	2.29318	2.29371	-0.00053	-0.00035	0.00042	0.00039
3	1	0	2.21325	2.21790	-0.00465	-0.00078	0.00050	0.00078
0	1	1	2.15965	2.15591	0.00374	0.00062	-0.00071	-0.00061
1	1	4	2.05113	2.05561	-0.00449	-0.00089	0.00104	0.00083
2	0	4	1.99671	1.99089	0.00582	0.00122	-0.00147	-0.00122
3	2	0	1.83606	1.83458	0.00147	0.00037	-0.00042	-0.00037
3	2	1	1.79671	1.79903	-0.00232	-0.00041	0.00080	0.00061
3	0	4	1.73948	1.73951	-0.00003	-0.00001	0.00001	0.00001
4	1	1	1.71707	1.71436	0.00272	0.00075	-0.00101	-0.00080
2	2	4	1.62797	1.62780	0.00017	0.00006	-0.00008	-0.00006
1	0	0	1.60057	1.59531	0.00526	0.00042	-0.00055	-0.00042
3	2	3	1.57422	1.57359	0.00063	0.00022	-0.00031	-0.00022

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 3
 NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 20 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = 7056E-05
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 2 SQR(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = 1.6262E

NE-341-61E BOROA -- LCL50

LATTICE PARAMETER REFINEMENT SUMMARY

PARAMETER	INITIAL	CHANGE	FINAL	ERR
A (ANG.)	9.21500	0.01881	9.23381	0.004
B (ANG.)	9.21500		9.23381	
C (ANG.)	9.19200	-0.00915	9.18285	0.003
ALPHA (DEG.)	90.00000		90.00000	
BETA (DEG.)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEG.)	120.00000		120.00001	
VOLUME (CUANG.)	671.9761	2.0946	676.0707	0.764

LATTICE TYPE: HEXAGONAL
 INPUT: TWO THETA (degrees)
 WEIGHTING: ALL SIGMAS = 1

INITIAL DIRECT LATTICE PARAMETERS

A = 9.21500 ALPHA = 90.00000
 B = 9.21500 BETA = 90.00000
 C = 9.19200 GAMMA = 120.00000

INITIAL RECIPROCAL LATTICE PARAMETERS

A* = 0.125307 ALPHA* = 90.00000
 B* = 0.125307 BETA* = 90.00000
 C* = 0.108790 GAMMA* = 60.00000

WAVE LENGTHS

1 1.54115

NO SYSTEMATIC ERROR CORRECTION TERMS

INPUT DATA

H	K	L	WV	OBS	THETA	D(OBS)	Q(OBS)	SIGMA(Q)	CORRECTION TERM
1	0	0	1	10.940	5.470	6.08381	0.01530	0.01960	
0	0	2	1	19.291	9.646	4.59911	0.04725	0.55635	
2	0	0	1	22.251	11.125	3.99354	0.06270	0.63765	
1	1	2	1	27.326	13.663	3.26230	0.09396	0.77307	
2	1	0	1	29.757	14.878	3.00109	0.11103	0.88560	
2	1	1	1	31.026	15.513	2.88117	0.12047	0.86800	
1	0	0	1	33.669	16.804	2.66080	0.14115	0.93510	
2	1	2	1	35.571	17.785	2.52278	0.15712	0.97923	
0	0	4	1	39.273	19.635	2.29319	0.19016	1.06558	
2	1	0	1	40.751	20.375	2.21325	0.20015	1.09930	
2	1	1	1	41.914	20.907	2.15449	0.21543	1.12490	

NO DATA WILL BE REJECTED

PARAMETER SELECTION INTEGERS

0 0 0 0 0 0

CONVERGENCE ASSUMED WHEN DIRECT CELL CHANGES LESS THAN .00100 TIMES BEFORE
 MAXIMUM NUMBER OF CYCLES IS 10

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON INPUT PARAMETERS TO CYCLE 1

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 10 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .6765E-01
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 1 SQR(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = .8285E-01

DISCREPANCY FACTORS FOR Q BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 1

NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 10 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .6702E-01
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 1 SQR(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = .8187E-01

CONVERGENCE ATTAINED DURING CYCLE 2

PARAMETER SAVED LEAST-SQUARES CYCLE 2

Tabela A4-5: Cálculo dos parâmetros de cela unitária da amostra NE-31-06 - esmeralda de veio pegmatóide.

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERRO
A *	0.125307		0.125307	
B *	0.125307		0.125307	
C *	0.108854	0.000000	0.108854	0.00002
ALPHA *	90.00000		90.00000	
BETA *	90.00000		90.00000	
GAMMA *	60.00000		60.00000	

DIRECT LATTICE PARAMETERS AFTER LEAST-SQUARES CYCLE 2

PARAMETER	OLD	CHANGE	NEW	ERRO
A (ANG.)	9.21500		9.21500	
B (ANG.)	9.21500		9.21500	
C (ANG.)	9.18658	0.00000	9.18658	0.0176
ALPHA (DEG.)	90.00000		90.00000	
BETA (DEG.)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEG.)	120.00001		120.00001	
UNIT CELL VOLUME (CUBIC ANG.)	675.5776	0.0002	675.5778	1.2995

DIRECT LATTICE PARAMETER VARIANCE-COVARIANCE MATRIX

	A(ANG.)	B(ANG.)	C(ANG.)	ALPHA(RAD.)	BETA(RAD.)	GAMMA(RAD.)
A	0.00000E+00	0.00000E+00	0.00001E+00	0.00000E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
B		0.00000E+00	0.00000E+00	0.00000E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
C			0.0183E-03	0.00000E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
ALPHA				0.00000E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
BETA					0.00000E+00	0.00000E+00
GAMMA						0.00000E+00

DIRECT LATTICE PARAMETER CORRELATION MATRIX

	A	B	C	ALPHA	BETA	GAMMA
A	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
B		0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
C			1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
ALPHA				0.0000	0.0000	0.0000
BETA					0.0000	0.0000
GAMMA						0.0000

RE-31-06A(IDENTA) -- LCL56

OBSERVED AND CALCULATED INTERPLANAR SPACINGS, D, AFTER CYCLE 2

				RESIDUALS OF 1		RESIDUALS OF 0		
H	K	L	D(OBS)	D(CALC)	D(O-C)	(O-C)/SIG	D(O-CALC)	(O-C)/SIG
1	0	0	8.08381	7.56648	0.10343	0.00123	-0.00040	-0.00125
1	0	2	4.59911	4.59329	0.00582	0.00022	-0.00012	-0.00022
1	0	4	3.99354	3.99621	0.00333	0.00016	-0.00010	-0.00016
1	1	2	3.26200	3.25296	0.00904	0.00070	-0.00014	-0.00070
1	1	0	3.00109	3.01632	-0.01523	-0.00111	0.00111	0.00114
1	2	1	2.86117	2.86579	0.01532	0.00140	-0.00130	-0.00140
1	0	0	2.66050	2.66014	0.00036	0.00007	-0.00007	-0.00007
1	1	2	2.58276	2.58139	0.00147	0.00019	-0.00018	-0.00019
1	0	4	2.29011	2.29660	-0.00347	-0.00014	0.00007	0.00014
1	1	0	2.21023	2.21007	-0.00012	-0.00002	0.00002	0.00002
1	1	1	2.15449	2.15180	0.00269	0.00042	-0.00014	-0.00042

DISCREPANCY FACTORS FOR G BASED ON REFINED PARAMETERS AFTER CYCLE 2
 NUMBER OF OBSERVATIONS (M) = 11 SUM (W*(OBS-CALC)**2) = .6702E-05
 NUMBER OF VARIED PARAMETERS (N) = 1 SQR(SUM(W*(OBS-CALC)**2)/(M-N)) = .8187E-03

NE-31-06A(CENTRO) -- LOLS0

LATTICE PARAMETER REFINEMENT SUMMARY

PARAMETER	INITIAL	CHANGE	FINAL	ERROR
A (ANG.)	9.21500		9.21500	
B (ANG.)	9.21500		9.21500	
C (ANG.)	9.19200	-0.00543	9.18656	0.01767
ALPHA (DEG.)	90.00000		90.00000	
BETA (DEG.)	90.00000		90.00000	
GAMMA (DEG.)	120.00000		120.00001	
VOLUME (CUBIC ANG.)	675.9761	-0.0954	675.5775	1.2590

ANEXO 5: Espectros de absorção no Infravermelho.

2	3331	4590	430	1.01	2.95	100.00	T	F	404
NE-21-00A 882 68376									
REF	4040	91.41	2020	89.39	450				
3000	76.3	3657	74.6	3373	81.1	2351	88.4	1622	95.5
1622	68.1	1180	8.7	1071	6.4	921	4.0	807	16.2
750	32.4	676	14.8	621	27.5	581	19.2	519	11.6
492	10.8								

ENC: 10 PEAKS FOUND

2	3331	4590	430	1.01	2.92	100.00	T	F	404
NE-21-00B									
REF	4040	99.82	2020	94.07	450				
3000	82.4	3657	77.7	3373	80.6	3037	86.1	2351	94.5
1622	65.2	1180	4.9	1079	4.2	922	3.6	807	17.3
750	36.4	681	17.9	621	47.1	592	15.9	520	10.3
492	9.9								

ENC: 16 PEAKS FOUND

Figura A5-1 (a,b): Espectros de absorção no Infravermelho em esmeraldas de veio pegmatóide da jazida de Capoeirana, destacando-se os picos de água (Tipo I e Tipo II) e CO₂.

2 3000 4000 400 1.00 2.00 100.00 T F 704

NE-264-01A 000 000170

Wavenumber (cm⁻¹)	Transmittance (%)	Wavenumber (cm⁻¹)	Transmittance (%)	Wavenumber (cm⁻¹)	Transmittance (%)
3656	75.6	3393	61.3	3431	76.6
2222	84.8	1625	61.2		
1170	3.9	1061	7.9	1016	3.4
847	4.4	822	10.1		
678	21.2	646	47.2	590	21.2
510	8.8	491	8.4		

END 15 PEAKS FOUND

2 3000 4000 400 1.00 2.00 100.00 T F 704

NE-264-01B 000 000170

Wavenumber (cm⁻¹)	Transmittance (%)	Wavenumber (cm⁻¹)	Transmittance (%)	Wavenumber (cm⁻¹)	Transmittance (%)
3656	74.6	3393	59.0	3431	70.1
2222	82.2	1625	64.8		
1170	2.9	1016	3.9	800	4.1
807	26.3	754	34.6		
678	20.7	630	48.6	581	19.9
510	11.2	492	9.7		

END 15 PEAKS FOUND

Figura A5-2 (a,b): Espectros de absorção no Infravermelho em esmeraldas de veio de quartzo da jazida de Capoeirana, destacando-se os picos de água Tipo II e CO₂.

2 3251 4000 400 1.00 2.42 100.00 T F AC4

DE-368-01A 052 602170

NET 4000 00.00 2000 94.31 450

3637	69.9	3592	24.1	3437	72.6	2358	87.9	1625	59.7
1876	2.1	1612	5.9	942	8.5	867	15.1	754	28.1
678	14.8	626	27.9	591	13.7	510	8.7	481	7.3

END 15 PEAKS FOUND

2 3251 4000 400 1.00 4.70 100.00 T F AC4

DE-369-01B

NET 4000 00.21 2000 76.41 450

3637	48.8	3592	25.3	3352	83.8	1626	27.4	1175	1.2
1019	4.7	944	4.7	894	17.0	878	13.8	649	32.9
596	19.7	516	12.3	489	18.8				

END 12 PEAKS FOUND

Figura A5-3 (a,b): Espectros de absorção no Infravermelho em esmeraldas de xisto da jazida de Capoeirana, destacando-se os picos de água Tipo II e CO_2 .

PEAK X 4000.0 450.0
threshold 2.00%; band

cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%
3652.2	87.46	3654.5	85.55	3591.4	39.46	3481.6	56.13
3412.6	52.83	3233.8	85.98	2357.5	79.62	1622.4	28.26
1173.1	5.87	1015.0	4.39	943.4	3.70	806.0	9.67
676.0	6.78	647.8	12.88	588.0	6.24	514.5	5.08
483.7	3.15						

17 peaks found

PEAK Y 3989.1 450.0
threshold 2.00%; band

cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%
3652.5	88.98	3655.9	64.98	3555.6	61.88	3593.2	43.31
3479.5	58.79	3413.2	45.13	3234.2	84.16	2356.3	74.28
1634.2	27.33	1181.9	5.76	1012.2	4.50	947.1	3.16
805.4	18.88	679.7	6.69	648.9	12.43	588.3	7.34
514.7	5.63	487.9	4.35				

18 peaks found

Figura A5-4 (a,b): Espectros de absorção no Infravermelho em esmeraldas de (a) xisto e (b) veio pegmatóide da jazida de Capoeirana, destacando-se os picos de (a) água Tipo II e CO₂ e (b) água Tipo I e Tipo II e CO₂.

PEAK Z 3989.1 458.0
threshold 2.00%; band

cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%
3852.5	88.35	3695.5	66.88	3655.3	59.39	3592.0	48.78
3479.5	49.51	3413.0	43.68	3234.2	83.17	2358.2	73.96
1636.3	25.28	1185.8	5.24	1017.0	4.08	946.4	3.16
884.8	9.43	677.5	6.56	648.0	11.63	593.1	7.13
520.6	4.97						

17 peaks found

PEAK X 3989.1 458.0
threshold 2.00%; band

cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%
3852.7	88.67	3655.4	57.13	3591.5	39.59	3478.7	53.36
3412.3	48.13	3234.4	85.28	2357.8	77.72	1636.2	26.79
1178.1	5.22	1013.8	4.04	947.9	3.16	885.2	9.14
676.2	6.41	647.2	12.04	592.0	6.53	512.1	5.18
483.9	3.94						

17 peaks found

Figura A5-5 (a,b): Espectros de absorção no Infravermelho em esmeraldas de veio de quartzo da jazida de Capoeirana, destacando-se os picos de água (Tipo I e Tipo II) e CO₂.

PEAK X 3989.1 450.0
threshold 2.00% band

cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%
3982.2	77.52	3852.2	74.93	3836.6	77.43	3819.7	76.70
3696.6	51.98	3648.3	46.37	3588.1	25.31	3551.8	20.08
3478.0	14.18	3414.1	9.53	3235.9	65.47	2923.1	97.43
2358.4	70.54	1636.8	17.09	1617.4	14.97	1559.8	33.97
1194.5	6.92	1016.5	5.62	950.0	4.07	887.0	10.98
677.9	6.00	648.0	10.66	586.3	5.76	521.1	5.29

24 peaks found

PEAK Y 3989.1 450.0
threshold 2.00% band

cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%	cm-1	%
3852.3	92.77	3696.2	79.40	3648.5	73.59	3593.2	57.66
3552.3	62.19	3479.9	57.82	3413.7	54.16	2358.5	86.66
1636.2	43.02	1182.1	12.53	1007.7	3.16	888.3	19.93
678.0	16.36	649.0	24.61	586.9	19.67	515.4	8.06

16 peaks found

Figura A5-6 (a,b): Espectros de absorção no Infravermelho em esmeraldas de (a) veio pegmatóide e (b) xisto, destacando-se os picos de água (Tipo I e II) e CO₂.

ANEXO 6: Espectros micro-Raman das fases fluidas das inclusões fluidas.

Figura A6-1: Espectros micro-Raman de IF na forma de cristal negativo, tipicamente secundária, presente em esmeralda de xisto da jazida de Capoeirana, em corte paralelo a c, destacando-se os picos de CO₂.

Figura A6-2: Espectros micro-Raman de IF na forma de tubo fino, acicular, do tipo s-l-l-g, presente em esmeralda de xisto da jazida de Capoeirana, em corte paralelo a c. destacando-se os picos de CO₂.

Figura A6-3: Espectros micro-Raman de IF na forma de cristal negativo, presente em esmeralda de veio de quartzo da jazida de Capoeirana, destacando-se os picos de CH₄, CO₂, N₂ e HS⁻.

ANEXO 7: Mapas de pontos e geológico da região das jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont.

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DAS JAZIDAS DE ESMERALDAS CAPOEIRANA E BELMONT - MG

ESCALA 1:18.000

GEÓLOGA: GEYSA ANGELIS ABREU MACHADO

CONVENÇÕES

- Extrada de terra Itabira-Nova Era
- Extrada de ferro
- Drenagens e Córregos
- Belmont - Mineração
- Capoeirana - Garimpo

SEÇÃO GEOLÓGICA

LEGENDA

MESOZÓICO A PROTEROZÓICO SUPERIOR

B Rochas basálticas

PROTEROZÓICO MEDIO (?) / INFERIOR

P Pegmatitos

Mgfl Metagranitoides Folhados com Fluorita

ARQUEANO: Rochas sensu lato Graníticas

Gb Granitoides Borrachudos

TTG Gnaisses da Associação TTG

ARQUEANO: Sequência Vulcano Sedimentar

Sequência Indivisa Unidades Litológicas Localmente Individualizadas

Q Quartizitos

Cm Quartzito - Cianita - Muscovita - Xistos

Cu Xistos / Gnaisses com cordierita, granada, cummingtonita

Gr Gnaisses Granatíferos

Mb Anfibolitos Metabásicos

U Rochas de origem metatamáfica

40° Atitude de Contato (litológico)

20° Foliação

15° Lineação mineral

65° Lineação de crenulação

Faixas de empurrão definidas

Faixas de empurrão inferidas

Faixas verticais / transcorrentes

Contato litológico definido

Contato litológico inferido

Contato litológico gradacional

MAPA DE AFLORAMENTOS DA REGIÃO DAS JAZIDAS DE ESMERALDAS CAPOEIRANA E BELMONT - MG

ESCALA 1:18.000

GEÓLOGA: GEYSA ANGELIS ABREU MACHADO

LEGENDA

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

CONVENÇÕES

- Drenagem e Córregos
- Estrada de ferro
- Estrada de terra Itabira - Nova Era
- Belmont - Mineração
- Capoeirana - Garimpo

PONTOS DE AFLORAMENTOS

- deste trabalho - não amostrados
- deste trabalho - amostrados
- extraídos de Schorcher (1975) - não amostrados
- extraídos de Schorcher (1975) - amostrados