UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MINERALOGIA E GEOLOGIA DA ESMERALDA DA
JAZIDA DE ITABIRA - MINAS GERAIS

Juarez Leal de Souza

Orientador: Prof. Dr. Darcy P. Svisero

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

1988

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005687

MINERALOGIA E GEOLOGIA DA ESMERALDA DA
JAZIDA DE ITABIRA-MINAS GERAIS

Juarez Leal de Souza

Orientador: Prof. Dr. Darcy P. Svisero

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	<u>Dr. D.P. Svisero</u>
Examinadores:	<u>Dr. J.M. Correia Neves</u>
	<u>Dr. J.H.D. Schorscher</u>

ass.	<u>Darcy P. Svisero</u>
	<u>J.M. Correia Neves</u>
	<u>Dr. Heus S. Bloedel et</u>

São Paulo
1988

Aos meus pais Feliciano e Ordália

À minha esposa Eunice

Ao meu filho Vítor

ÍNDICE GERAL

ÍNDICE DAS FIGURAS	v
ÍNDICE DAS TABELAS	vii
ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS	ix
ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS	x
ABSTRACT	xiv
RESUMO	xvi
1. INTRODUÇÃO	1
2. METODOLOGIA	3
2.1. INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA	3
2.2. AMOSTRAGEM	3
2.3. MICROSCOPIA ÓPTICA	4
2.4. DIFRAÇÃO DE RAIOS X	7
2.5. ESPECTROSCOPIA DE ABSORÇÃO NO INFRAVERMELHO	10
3. A JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA	11
3.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	13
3.2. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS DA ÁREA	15
3.3. ESTUDOS ANTERIORES	17
4. GEOLOGIA REGIONAL	21
4.1. COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO	22
4.2. SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	25
4.2.1. Estratigrafia	26
Grupo Quebra Osso	27
Grupo Nova Lima	27
Grupo Maquiné	29
4.2.2. Estrutura e metamorfismo	29
4.3. SUPERGRUPO MINAS	30
4.3.1. Estratigrafia na região do Quadrilátero Ferrífero "sensu stricto"	31

Grupo Caraça	31
Grupo Itabira	33
Grupo Piracicaba	33
Grupo Itacolomi	33
4.3.2. Estratigrafia na região de Itabira	33
4.3.3. Estrutura e metamorfismo	35
4.4. SUPERGRUPO ESPINHAÇO	36
4.4.1. Estratigrafia	36
Seqüência de Xistos-Verdes	37
Formação São João da Chapada	37
Formação Sopa-Brumadinho	37
Formação Galho do Miguel	37
4.4.2. Estrutura e metamorfismo	39
5. GEOLOGIA DA ÁREA DA JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA	40
5.1. OCORRÊNCIA E DISTRIBUIÇÃO DAS LITOLOGIAS PRESENTES	40
5.2. PETROGRAFIA DA ÁREA DA JAZIDA DE ITABIRA	47
5.2.1. Gnaisses graníticos indiferenciados	48
Gnaisse granítico lenticular ("flaser") (tipo Granito Borrachudo).	48
Gnaisse granítico não lenticular	57
5.2.2. Seqüência vulcano-sedimentar	61
Xistos e gnaisse metapelíticos	62
a) muscovita-quartzito xisto $\pm$ biotita	62
b) muscovita-biotita-quartzito xisto + granada $\pm$ estauroлита	65
c) muscovita-biotita-cordierita-plagioclásio-clorita xisto $\pm$ sillimanita	67
d) estauroлита-granada-biotita-cummingtonita gnaisse	69
Xistos de metaultramáficas	71
Anfibolitos	75
a) anfibolitos de metaultramáficas	75
b) anfibolitos de metatufos e metaígneas básicas	78
Quartzitos e veios de quartzo	87

5.2.3. Manifestações pegmatóides	90
5.2.4. Rochas vulcânicas	92
5.3. ASPECTOS ESTRUTURAIS	93
5.4. EFEITOS DO METAMORFISMO	95
5.4.1. Formação de alguns minerais de fácies metamórfica	99
6. A ESMERALDA DA JAZIDA DE ITABIRA	102
6.1. MINERALOGIA	103
6.1.1. Cristalografia	103
Grupo espacial e cela unitária	104
Morfologia cristalina	110
6.1.2. Cor e pleocroísmo	112
6.1.3. Índices de refração	115
6.1.4. Densidade relativa	118
6.1.5. Composição química	119
6.1.6. Espectros de absorção no infravermelho	122
6.1.7. Outras propriedades	126
6.2. INCLUSÕES	126
6.2.1. Inclusões sólidas minerais	128
Mica (biotita/flogopita)	130
Quartzo	135
Magnésio-cromita	137
Ralstonita	142
Outras inclusões sólidas	144
6.2.2. Inclusões fluidas	146
Morfologia e distribuição	146
Preenchimentos	153
6.2.3. Outras características internas	154
6.3. LAVRA E APROVEITAMENTO	157
6.4. RESERVAS	158
7. ASPECTOS GENÉTICOS DA JAZIDA DE ITABIRA	159
8. CONCLUSÕES FINAIS	170

9. AGRADECIMENTOS	176
10. BIBLIOGRAFIA	178

ÍNDICE DAS FIGURAS

FIGURA 1 - Mapa de localização e acessos da área estudada . .	14
FIGURA 2 - Mapa geológico da região da jazida de esmeralda de Itabira	23
FIGURA 3 - Coluna estratigráfica simplificada do Supergrupo Rio das Velhas	28
FIGURA 4 - Coluna estratigráfica simplificada do Supergrupo Minas na região do Quadrilátero Ferrífero	32
FIGURA 5 - Coluna estratigráfica simplificada do Supergrupo Minas na região de Itabira	34
FIGURA 6 - Coluna estratigráfica simplificada das extremidades meridionais da Serra do Espinhaço	38
FIGURA 7 - Mapa de localização dos pontos estudados na região da jazida de esmeralda de Itabira	41
FIGURA 8 - Mapa litológico da área da jazida de esmeralda de Itabira	42
FIGURA 9 - Representação modal dos gnaisses graníticos lenticular ("flaser") e não lenticular da região da jazida de esmeralda de Itabira no triângulo de Streckisen	58
FIGURA 10- Projeção da estrutura do berilo sobre o plano do prisma $\{10\bar{1}0\}$	105
FIGURA 11- Visão em perspectiva da estrutura do berilo mostrando a cela unitária e a abertura dos anéis constituindo os canálculos estruturais na direção do eixo cristalográfico c	105
FIGURA 12- Diagrama de pó da esmeralda de Itabira obtido em câmara de Debye-Scherrer convencional	107
FIGURA 13- Correlação entre a variação da relação c/a e a variação dos índices de refração de esmeraldas da jazida de Itabira	117
FIGURA 14- Espectro de absorção no infravermelho da esmeralda de Itabira mostrando a presença dominante de água	

Tipo II retida nos canaliculos estruturais	125
FIGURA 15- Diagrama de pó da inclusão de mica (biotita/flogopita) da esmeralda de Itabira obtido em câmara de Gandolfi convencional	134
FIGURA 16- Diagrama de pó da inclusão de quartzo da esmeralda de Itabira obtido em câmara de Gandolfi convencional	134
FIGURA 17- Diagrama de pó da inclusão de magnésio-cromita da esmeralda de Itabira obtido em câmara de Gandolfi convencional	140
FIGURA 18- Diagrama de pó da inclusão de ralstonita da esmeralda de Itabira obtido em câmara de Gandolfi convencional	140
FIGURA 19- Perfil regional NW-SE e seção de detalhe N-S no local da jazida de esmeralda de Itabira	167

ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA 1 - Análises modais do gnaiss granítico lenticular ("flaser") da região da jazida de esmeralda de Itabira	50
TABELA 2 - Análises modais do gnaiss granítico não lenticular da região da jazida de esmeralda de Itabira . .	60
TABELA 3 - Análises modais de anfibolitos provenientes de metatufos e metaígneas básicas da área da jazida de esmeralda de Itabira	81
TABELA 4 - Relação progressiva entre os minerais e as fácies metamórficas na área da jazida de esmeralda de Itabira	98
TABELA 5 - Diagrama de pó da esmeralda da jazida de Itabira comparado com o diagrama padrão do berilo do sistema JCPDS	108
TABELA 6 - Parâmetros unitários da esmeralda de Itabira calculados a partir de diagramas de pó obtidos em câmaras de Gandolfi e Debye-Scherrer convencionais . .	109
TABELA 7 - Parâmetros unitários médios da esmeralda de Itabira comparados com dados de esmeraldas e berilos da literatura	109
TABELA 8 - Índices de refração de esmeraldas da jazida de Itabira obtidos pelo método de imersão	116
TABELA 9 - Faixas de variação dos índices de refração das variedades do berilo	116
TABELA 10- Relação entre as variedades de cor do berilo e as variações em álcalis	121
TABELA 11- Composição química da esmeralda da jazida de Itabira comparada com dados de esmeraldas de outras ocorrências	123
TABELA 12- Diagrama de pó da inclusão de mica da esmeralda de Itabira comparado com outras micas do fichário JCPDS	136
TABELA 13- Diagrama de pó da inclusão de quartzo da esmeralda	

de Itabira comparado com o diagrama de quartzo do sistema JCPDS	139
TABELA 14- Diagrama de pó da inclusão de magnésio-cromita da esmeralda de Itabira comparado com o diagrama da magnésio-cromita do sistema JCPDS	141
TABELA 15- Diagrama de pó da inclusão de ralstonita da esmeralda de Itabira comparado com o diagrama da ralstonita do sistema JCPDS	143
TABELA 16- Tipos genéticos de depósitos de berilo	160

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

FOTO 1 - Visão geral da área da jazida de Itabira ilustrando feições da topografia local formada por morros relativamente elevados	16
FOTO 2 - Local de ocorrência da jazida de Itabira ao lado da estrada de ferro Itabira-Vitória	16
FOTO 3 - Feição do gnaiss granítico lenticular ("flaser") mostrando a estrutura linear imposta pela biotita, o aspecto porfirítico dos cristais de plagioclásio relictos, e os níveis claros formados por um mosaico quartzo-feldspático	44
FOTO 4 - Gnaiss granítico não lenticular, de granulação fina a média, evidenciando a estrutura linear da biotita e a ausência do aspecto porfirítico	44
FOTO 5 - Lote de cristais de esmeralda, de qualidade variável, da jazida de Itabira ilustrando aspectos relativos à forma, tamanho e cor	113
FOTO 6 - Lote de cristais de esmeralda da jazida de Itabira, lapidados, mostrando as colorações verde ligeiramente azulada e verde-grama típicas	113
FOTO 7 - Vista do local da jazida de esmeralda de Itabira, donde se observam o alto grau de intemperização das litologias xistosas e o vale coincidente com o contato da seqüência vulcano-sedimentar e os gnaisses graníticos lenticulares	165
FOTO 8 - Cristais de esmeralda de dimensões centimétricas associados à massa de quartzo proveniente de veios .	165

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIA 1	
Gnaiss granítico lenticular ("flaser") exibindo porfiroblasto de microclínio como pseudomorfo sobre plagioclásio	53
FOTOMICROGRAFIA 2	
Grande porfiroblasto de microclínio preservando em seu interior plagioclásio relictos, ligeiramente saussuritizado, sob a forma de inclusão	53
FOTOMICROGRAFIA 3	
Níveis preferenciais de quartzo estirado grosseiro com recristalização em subdomínios no gnaiss granítico lenticular ("flaser")	54
FOTOMICROGRAFIA 4	
Nível máfico típico no gnaiss granítico lenticular "flaser" mostrando associação de biotita parda com minerais do grupo do epidoto e opacos	54
FOTOMICROGRAFIA 5	
Textura lepidoblástica de caráter heterogranular em muscovita-quartzo xisto pelítico	64
FOTOMICROGRAFIA 6	
Feição de muscovita-biotita-quartzo xisto + granada mostrando biotita parcialmente substituída por caulinita de intemperismo, granada subédrica de contornos avermelhados e quartzo, em parte, estirado	64
FOTOMICROGRAFIA 7	
Xisto de metaultramáfica encaixante da esmeralda rico em cromita subédrica de granulação variável e distribuição predominantemente homogênea	73
FOTOMICROGRAFIA 8	
Porfiroblasto de esmeralda em seção basal, contornado por biotita/flogopita, apresentando quartzo como "sombra de pressão"	73
FOTOMICROGRAFIA 9	
Aspecto textural do anfibolito de metaultramáfica mostrando tremolita/actinolita em duas gerações distintas	77
FOTOMICROGRAFIA 10	
Detalhe do anfibolito de metaultramáfica ilustrando a	

substituição de tremolita/actinolita por talco	77
FOTOMICROGRAFIA 11	
Quartzo anfibolito derivado de metatufos básicos ilustrando a textura em níveis quartzo-feldspáticos alternantes com níveis de anfibólio prismático orientado	80
FOTOMICROGRAFIA 12	
Anfibolito proveniente de metaígneia básica mostrando a distribuição relativamente homogênea de quartzo, plagioclásio e anfibólio, e um domínio granoblástico constituído exclusivamente por plagioclásio recristalizado	80
FOTOMICROGRAFIA 13	
Anfibolito de metaígneia ilustrando a substituição quase completa do plagioclásio por allofana	84
FOTOMICROGRAFIA 14	
Detalhe do caráter isótropo da allofana e da presença de plagioclásio parcialmente substituído incluso nesse mineral	84
FOTOMICROGRAFIA 15	
Porfiroblasto de granada em biotita-quartzo anfibolito $\pm$ granada mostrando estrutura helicítica com padrão sigmoidal notável	86
FOTOMICROGRAFIA 16	
Porfiroblasto de granada no anfibolito da Foto anterior exibindo, agora, estrutura helicítica com padrão espiralado	86
FOTOMICROGRAFIA 17	
Feição geral do muscovita quartzito mostrando quartzo algo fraturado e xistosidade interna paralela à xistosidade da rocha	89
FOTOMICROGRAFIA 18	
Aspecto textural de um basalto fanerítico de dique com presença de plagioclásio ripiforme, augita anédrica a subédrica e opacos euédricos, associados a uma matriz quase afanítica	89
FOTOMICROGRAFIA 19	
Inclusões de micas protogenéticas apresentando flocos de cristais subédricos e cristais arredondados com perfis suaves	131

FOTOMICROGRAFIA 20	
Inclusão de mica protogenética, sob nicóis cruzados, exibindo aspecto subédrico e contorno algo arredondado . . .	131
FOTOMICROGRAFIA 21	
Inclusões de micas singenéticas, idiomorfas, orientadas paralelamente ao plano basal {0001} da esmeralda	133
FOTOMICROGRAFIA 22	
Inclusões de micas singenéticas destacando-se também a presença de micas protogenéticas de coloração acastanhada em um nível inferior	133
FOTOMICROGRAFIA 23	
Dois exemplares de quartzo singenético mostrando hábito prismático biterminado com orientações distintas em relação às inclusões singenéticas de micas	138
FOTOMICROGRAFIA 24	
Inclusão de magnésio-cromita mostrando terminações triangulares típicas	138
FOTOMICROGRAFIA 25	
Possível inclusão de apatita mostrando hábito prismático alongado, de seção hexagonal, e orientação segundo o eixo <u>c</u> da esmeralda	145
FOTOMICROGRAFIA 26	
Visão geral de um grande número de microcanalículos orientados na direção do eixo <u>c</u> da esmeralda	147
FOTOMICROGRAFIA 27	
Cavidade geométrica retangular orientada com preenchimento trifásico do tipo líquido-líquido-gás	147
FOTOMICROGRAFIA 28	
Cavidade geométrica quadrangular orientada contendo preenchimento trifásico do tipo líquido-líquido-gás	148
FOTOMICROGRAFIA 29	
Visão de microcanalículos orientados e cavidades geométricas contidas em uma fratura de cicatrização	148
FOTOMICROGRAFIA 30	
Tubo de crescimento orientado com preenchimento trifásico primário do tipo líquido-líquido-gás	150
FOTOMICROGRAFIA 31	
Tubo de crescimento orientado com preenchimento trifásico primário do tipo líquido-líquido-gás mais um cristal	

anisótropo associado	150
FOTOMICROGRAFIA 32	
Visão de microcanalículos orientados segundo e ortogonalmente ao eixo <u>c</u> da esmeralda	151
FOTOMICROGRAFIA 33	
Cavidade geométrica retangular trifásica orientada perpendicularmente às placas de micas singenéticas	151
FOTOMICROGRAFIA 34	
Numerosas cavidades geométricas trifásicas orientadas e associadas a um cristal anisótropo alongado	152
FOTOMICROGRAFIA 35	
Detalhe de uma cavidade geométrica retangular trifásica associada a um cristal de cor de polarização branca	152
FOTOMICROGRAFIA 36	
Traço de uma frautra de cicatrização, apresentando forma ligeiramente ondulada, dispendo-se quase que ortogonalmente ao eixo <u>c</u> da esmeralda. O preenchimento dessa fratura é formado predominantemente por inclusões fluidas trifásicas do tipo líquido-líquido-gás mais um cristal anisótropo associado	155
FOTOMICROGRAFIA 37	
Zoneamento de cor visto sob a forma de faixas ou zonas de tonalidades variáveis paralelas ao pinacóide basal {0001} da esmeralda	156
FOTOMICROGRAFIA 38	
Grupo de fraturas secas ilustrando a ação de um esforço direcional	156

ABSTRACT

Geologic mapping of about 60 km² in the area of the Itabira emerald deposit, Minas Gerais, revealed two main lithostructural units: one represented by gneissic rocks of granitic composition belonging to the Basement Complex, and the other, partly enclosed in the former, composed of a highly weathered metasedimentary-metavolcanic sequence, probably Archean in age.

According to the Q-A-F triangle of Streckeisen, the gneissic rocks exhibit compositions predominantly in the granitic (3a and 3b) fields and in the quartz-rich granitoid field. They exhibit, moreover, a compositional tendency to the alkali granite field. The metasedimentary-metavolcanic sequence is essentially composed of metapelitic schists and gneisses, some types of amphibolites, schists derived from ultramafic rocks, and quartzites. Subordinately, quartz and pegmatoid veins appear near the contacts with the gneissic rocks.

The Itabira emerald deposit is located along faults at the contact between the metasedimentary-metavolcanic sequence and the granitic gneisses. Emerald mineralisation is dominantly concentrated within the intercalations of schists derived from meta-ultramafic rocks (biotitites). The mineral assemblages found in the deposit indicate a progressive regional metamorphism in the upper green-schist to middle amphibolite facies.

The main characteristics of emeralds from Itabira are distinct pleochroism (ω = yellowish green, and ϵ = bluish green); refractive indices of $n_{\epsilon} = 1.579-1.584$ and $n_{\omega} = 1.584-1.588$ with $\Delta n = 0.004-0.006$; specific gravity of 2.77 g/cm³; and few mineral solid inclusions, as well as structural defects. Determinations of

the unit-cell parameters furnished the following dimensions:

$a_o = 9.220-9.236 \pm 0.002 \text{ \AA}$, $c_o = 9.201-9.207 \pm 0.005 \text{ \AA}$, and $V = 677.5-679.8 \pm 0.3 \text{ \AA}^3$. X-ray diffraction studies revealed mica (biotite-phlogopite), quartz, ralstonite, chromite and amorphous oxides as the main solid inclusions. Mica, the most common crystalline inclusion, may be syngenetic or protogenetic, the former as euhedral plates parallel to the $\{0001\}$ plane of the emerald, and the later as rounded subhedral plates randomly distributed in the host beryl. In addition, optical studies revealed a great amount of fluid inclusions occurring as minute acicular tubes parallel to the c axis of the emerald, and geometric cavities usually filled with three or more phases of inclusions such as liquid-liquid-gas and crystal-liquid-liquid-gas types. Healing fractures, color zoning and growth lines were also observed.

The origin of the emerald from Itabira is closely related to the faulted contacts between the gneissic and the metasedimentary-metavolcanic sequence. The beryllium was transported by pegmatitic fluids from adjacent granitic gneisses, and the chromophores were derived from ultramafic rocks which locally suffered metasomatism. The nature of the pegmatoid concentrations and the great amount of fluid inclusions in the emerald suggest that the deposit of Itabira originated through a hybrid process involving pneumatolytic and hydrothermal stages.

RESUMO

O mapeamento litológico da área da jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais, cobrindo cerca de 60 km² em torno da mina, revelou a presença de dois conjuntos litoestruturais maiores constituídos respectivamente por rochas gnáissicas de composição granítica, pertencentes ao Complexo Basal, e por uma seqüência vulcano-sedimentar, possivelmente arqueana, profundamente intemperizada e parcialmente encaixada nos gnaisses.

Em termos petrográficos, as litologias gnáissicas correspondem predominantemente, no triângulo Q-FA-P de Streckeisen (1967 e 1976), à composição granítica (campos 3a e 3b) e aos granitóides ricos em quartzo, manifestando ainda uma tendência composicional para o campo dos álcali granitos. A seqüência vulcano-sedimentar, por sua vez, compõe-se basicamente de xistos e gnaisses metapelíticos, anfibolitos diversos, xistos derivados de metaultramáficas e quartzitos. Subordinadamente, aparecem veios de quartzo e veios pegmatóides, preferencialmente junto aos contatos com as rochas gnáissicas.

A jazida de Itabira localiza-se praticamente no contato entre a seqüência vulcano-sedimentar e os gnaisses graníticos em área de falhamentos, estando a mineralização esmeraldífera concentrada predominantemente nas intercalações de xistos provenientes de rochas metaultramáficas (biotititos). As assembléias minerais encontradas na área da jazida indicam que as litologias ali existentes foram submetidas a um metamorfismo regional progradante da fácies xisto-verde superior a anfibolito médio.

A esmeralda de Itabira caracteriza-se principalmente por apresentar boa cristalização, pleocroísmo distinto (ω = verde amarelado e ϵ = verde azulado), índices de refração com valores de

$n_e = 1,579-1,584$, $n_w = 1,584-1,588$, $\Delta n = 0,004-0,006$, densidade relativa média de 2,77 e poucas inclusões sólidas minerais. Determinações dos parâmetros da cela unitária forneceram os seguintes valores: $a_0 = 9,220-9,236 \pm 0,002 \text{ \AA}$, $c_0 = 9,201-9,207 \pm 0,005 \text{ \AA}$ e $V = 677,5-679,8 \pm 0,3 \text{ \AA}^3$. Estudos de difração de raios X revelaram mica (biotita/flogopita), quartzo, ralstonita, magnésio-cromita e óxidos amorfos como as principais inclusões minerais. A mica é a inclusão cristalina mais freqüente nessa esmeralda, ocorrendo em placas euédricas singenéticas dispostas paralelamente ao pinacóide basal $\{0001\}$ da esmeralda, e em placas subédricas ligeiramente arredondadas, de natureza protogenética, sem orientação preferencial. Além disso, os estudos ópticos revelaram um grande número de inclusões fluidas na forma de tubos diminutos orientados paralelamente ao eixo c da esmeralda e cavidades geométricas contendo, geralmente, preenchimentos trifásicos do tipo líquido-líquido-gás ou polifásicos do tipo cristal-líquido-líquido-gás. Fraturas cicatrizadas, zoneamentos de cor e linhas de crescimento foram também observadas.

Com base nos dados obtidos neste trabalho, a formação da esmeralda de Itabira está intimamente relacionada aos contatos falhados entre os dois conjuntos litoestruturais. O berílio proveio dos gnaisses graníticos pelo transporte dos fluidos pegmatíticos e os elementos cromóforos são derivados das rochas metaultramáficas, localmente, metassomatizadas. O processo de formação da jazida parece estar compreendido entre as etapas pneumatolítica e hidrotermal, tendo em vista a natureza das concentrações pegmatóides e o grande número de inclusões fluidas na esmeralda.

1. INTRODUÇÃO

A esmeralda, por definição, é a variedade verde-grama do berilo, $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$, sendo considerada a mais nobre dentre todas as suas variedades e uma das pedras mais valorizadas pelo homem. O valor dessa gema, dependendo das suas qualidades de cor, cristalinidade e ausência de defeitos pode suplantar o valor de um diamante ou de um rubi de pesos equivalentes. O conhecimento da esmeralda e a sua utilização como gema remonta à antigüidade, assinando-se o Egito como a localidade produtora mais antiga do mundo.

Desde a descoberta o Brasil tem a sua história marcada pela trilha das pedras preciosas. Os portugueses que aqui aportaram em 1500 já alimentavam a sua ambição com os tão sonhados tesouros, representados principalmente por ouro e pedras preciosas. As primeiras incursões pelo interior do Brasil, na busca dessas riquezas, tiveram início com as chamadas Entradas e Bandeiras, ocorridas por volta da segunda metade do século XVI. Cabe lembrar aqui o nome de Fernão Dias Paes Leme como o mais importante dessa fase, o qual parte para o sertão em busca da "terra das esmeraldas".

Entretanto, as ocorrências das verdadeiras esmeraldas só aparecem nas primeiras décadas do século XX. Posteriormente, as descobertas das jazidas de Salininha e Carnaíba em 1963 e 1964, respectivamente, no Estado da Bahia, estabeleceram um novo período na história das gemas brasileiras, passando a esmeralda a ser, desde então, uma das gemas mais importantes comercializadas no mercado brasileiro. As outras ocorrências mais recentes, representadas pelas jazidas de Itabira (MG), Santa Terezinha de Goiás (GO) e Sotó (BA), impulsionam de vez o crescimento desse setor, colocando o Brasil, na atualidade, como um dos mais célebres produtores mundiais de esmeralda.

A área da jazida de Itabira, localizada na região central do Estado de Minas Gerais, não conta ainda com estudos geológicos sistemáticos a nível de detalhe ou semidetalhe. Faltam, portanto, a elaboração de mapas detalhados da geologia local, maior conhecimento do controle e origem da mineralização, bem como estudos pormenorizados das características mineralógicas da esmeralda ali produzida.

Assim sendo, um dos principais objetivos deste trabalho é apresentar um estudo amplo integrado do ponto de vista mineralógico, geológico e genético da esmeralda da jazida de Itabira. No contexto mineralógico, além da realização de estudos para identificação das inclusões sólidas minerais e caracterização detalhada das inclusões fluidas, serão enfatizadas também as principais características intrínsecas da esmeralda dessa localidade. No que se refere à investigação geológica, esta teve como suporte principal a realização de um estudo petrográfico detalhado das litologias ocorrentes na área da jazida. Posto isto, esperamos que a ampliação do conhecimento das jazidas esmeraldíferas já descobertas possa, certamente, contribuir para o estabelecimento de critérios seguros de prospecção e a localização de novos depósitos.

2. METODOLOGIA

2.1. INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA

Como auxílio dos trabalhos preliminares do mapeamento geológico, foram efetuados estudos de fotointerpretação utilizando-se fotografias aéreas em escala de 1:40.000 obtidas pelo serviço 249 da empresa Levantamentos, Prospecções e Aerofotogrametria S.A. - PROSPEC, RJ (faixa 1910A, fotos 1598 e 1599, e faixa 1911A, fotos 1275, 1276 e 1277). Objetivou-se com esse estudo assinalar, em carta, feições geomorfológicas e estruturais da área investigada, bem como facilitar o registro de pontos amostrados e a delimitação de contatos entre as formações litológicas ali existentes.

Além das fotografias aéreas, foram utilizadas também algumas informações constantes do mapa geológico em escala de 1:500.000, elaborado pela equipe técnica da diretoria de geologia do Instituto de Geociências Aplicadas - IGA, edição de 1978 (Projeto Radar, Minas Gerais); do mapa geológico, em escala de 1:250.000, elaborado pelo convênio DNPM/EFMOP, em 1975 (Projeto Setor G da Geotransversal E-W); e do mapa plani-altimétrico correspondente à Folha de Itabira (SE-23-Z-D-IV), na escala de 1:100.000, elaborado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, edição de 1977.

2.2. AMOSTRAGEM

O mapeamento litológico na área da jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais, teve início em janeiro de 1986, estendendo-se principalmente no decorrer desse ano. Visitas adicionais foram também realizadas em 1987, visando complementar o trabalho de mapeamento e esclarecer melhor algumas relações geológicas duvi

dosas em afloramentos específicos.

A coleta de amostras de rochas realizou-se, em geral, segundo o acompanhamento de perfis em cortes de estradas, via férrea, córregos, riachos, vales e lajedos. Foram descritos e amostrados cerca de 80 pontos em afloramentos distintos, em cuja distribuição procurou-se cobrir a maior área possível em torno da jazida de Itabira. Com relação à distribuição dos pontos amostrados ao longo dos perfis, esta ocorreu de forma aleatória, seguindo-se apenas a ordem de aparecimento dos respectivos afloramentos. O modo de coleta das amostras litológicas obedeceu, o mais possível, as recomendações normalmente utilizadas em trabalhos de mapeamento geológico, fazendo-se acompanhar, conseqüentemente, uma notação do tipo de siglas convencionais e uma numeração em ordem de seqüência crescente. Das amostras coletadas, apresentando geralmente dimensões comparáveis ao tamanho de um punho, resultaram cerca de 100 lâminas delgadas, as quais foram sistematicamente utilizadas no estudo petrográfico de detalhe.

Para o estudo mineralógico da esmeralda de Itabira, foi utilizado um lote com cerca de 500 cristais, cedido pela empresa Belmont Gemas Ltda, apresentando coloração verde pálida e dimensões médias da ordem de 0,5 cm. Esse lote de cristais, embora considerado como de qualidade gemológica inferior, em virtude da coloração fraca e do número de defeitos observáveis a olho nu, revestiu-se, entretanto, como de grande interesse sob o ponto de vista mineralógico, especialmente no que se refere ao estudo das inclusões, da morfologia, da estrutura, dentre outras propriedades.

2.3. MICROSCOPIA ÓPTICA

Foi um dos métodos intensivamente usado no decorrer deste trabalho, tanto na descrição das características da esmeral-

da como na análise das diversas seções delgadas investigadas.

Cerca de 100 lâminas petrográficas foram descritas e analisadas em microscópios Carl Zeiss e Leitz Wetzlar, modelos Ortholux (luz transmitida). Paralelamente, foi utilizado também um fotomicroscópio Carl Zeiss para a obtenção de fotomicrografias das seções delgadas.

Análises modais foram feitas em cerca de 60 amostras, previamente selecionadas, utilizando-se a técnica do contador de pontos conforme o método descrito por Chayes (1949). Empregou-se nas contagens, segundo uma malha definida de uma maneira regular, um número mínimo de 1.000 pontos para as rochas de granulometria mais homogênea e até 1.500 pontos para aquelas mais heterogêneas. Utilizou-se também, embora ocasionalmente, a platina universal a quatro eixos para a determinação do ângulo 2V de alguns minerais das lâminas petrográficas.

O estudo óptico da esmeralda teve início com uma observação preliminar dos cristais em lupa binocular Carl Zeiss de até 40x de aumento, onde se procurou, nessa etapa, caracterizar detalhadamente as principais características morfológicas e, em especial, fazer uma seleção prévia de exemplares para o estudo das inclusões sólidas minerais.

Posteriormente, os cristais de esmeralda foram cuidadosamente observados em microscópio gemológico Hans Günter Schneider, sob aumentos variáveis, para o estudo descritivo das inclusões sólidas minerais e das inclusões fluidas. Esse microscópio é um aparelho especialmente projetado para o estudo óptico de inclusões em cristais isolados, tendo em vista a utilização de líquidos para imersão das amostras e um princípio de funcionamento que adota um sistema de iluminação de percurso horizontal. O líquido utilizado para imersão deve apresentar índice de refração igual ou bem pró-

ximo ao do mineral observado, evitando-se com isso a dispersão da luz ao atravessá-lo, independentemente da forma externa apresentada pelo mesmo. Para o caso específico da esmeralda, utilizou-se o líquido "éter benzílico de ácido benzóico", o qual apresenta um índice de refração ($n = 1,57$) praticamente equivalente ao da esmeralda. Os espécimes portadores de inclusões sólidas foram assim, então, selecionados e preparados para o estudo de identificação através da difratometria de raios X. Após serem liberadas, e precedentemente ao trabalho de identificação roentgenográfico, as inclusões sólidas foram também estudadas em microscópio petrográfico, através de montagens específicas, buscando caracterizar as suas principais propriedades ópticas.

Além do estudo óptico dos cristais de esmeralda em lupa binocular e em microscópio gemológico, utilizou-se também o fotomicroscópio Carl Zeiss para a obtenção de fotomicrografias detalhadas das inclusões sólidas e fluidas, bem como para a realização de um estudo criterioso das relações genéticas dessas inclusões. Os exemplares destinados à investigação fotomicrográfica foram previamente preparados mediante o corte e polimento de duas facetas paralelas entre si e adequadamente orientadas em relação ao eixo cristalográfico c da esmeralda. Dessa forma, a confecção de plaquetas medindo 2 ou 3 milímetros de espessura dos diversos cristais de esmeralda, favoreceu enormemente o estudo óptico das inclusões em microscópio petrográfico sob luz transmitida.

A determinação dos índices de refração da esmeralda de Itabira foi executada através do método de imersão, empregando-se a técnica da linha de Becke (Emmons & Gates 1948, Muir 1967) em microscópio petrográfico sob luz polarizada. Para obtenção dos referidos índices, foram utilizados, separadamente, cinco cristais de esmeralda apresentando coloração verde-grama ligeiramente pálida e dimensões de 0,4 a 0,6 cm de comprimento. As montagens ópticas foram adequadamente preparadas mediante a fragmentação prévia

do material em um minimorteiro de aço para, em seguida, ser pulverizado em um almofariz de ágata até atingir a granulometria da ordem de 100 a 120 mesh. O estudo comparativo dos índices de refração das sucessivas montagens ópticas foi realizada utilizando-se uma bateria de líquidos de fabricação dos laboratórios R. P. Cargille, a qual possibilita a realização de leituras com uma variação de até $\pm 0,002$. A fonte de luz foi proveniente de uma lâmpada de vapor de sódio integrante dos componentes do próprio microscópio utilizado. A temperatura ambiente foi mantida entre 25 a 27°C durante os períodos das respectivas leituras.

2.4. DIFRAÇÃO DE RAIOS X

O método do pó constitui uma das técnicas mais importantes para a identificação das espécies minerais e para a determinação dos parâmetros da cela unitária. Ele foi utilizado de forma intensiva na identificação das inclusões sólidas minerais associadas à esmeralda, bem como na determinação de parâmetros. Neste caso, utilizamos as câmaras convencionais de Gandolfi e de Debye-Scherrer, de diâmetro de 114,6 mm, sob exposição e condições variáveis de acordo com as especificidades das amostras.

Uma vez liberadas e caracterizadas ao microscópio óptico, as inclusões sólidas minerais da esmeralda de Itabira foram identificadas pela técnica do método do pó (Azároff & Buerger 1958). A liberação dessas inclusões foi realizada mediante a fragmentação dos cristais hospedeiros em um minimorteiro de aço, confeccionado especialmente para evitar efeitos de contaminação nas amostras, sendo depois cuidadosamente isoladas sob microscopia óptica.

Os diagramas de pó foram obtidos em aparelho Jeol, modelo JDX-7E, pertencente ao Instituto de Geociências, USP, difratando-se diretamente cada uma das inclusões em uma câmara de Gandolfi de 114,6 mm de diâmetro. Essa câmara, produzida pela Offici-

na Elettrotecnica di Tenno, Tenno, Itália, imprime à amostra dois movimentos de rotação simultâneos com uma inclinação de 45° , permitindo, dessa forma, a obtenção de diagramas de pó a partir de monocristais de dimensões de até 30μ (Gandolfi 1964 e 1967).

Uma desvantagem no manuseio da câmara de Gandolfi é o consumo relativamente longo de tempo para o processo de ajuste e centragem da amostra investigada. Entretanto, vários dispositivos e técnicas adicionais têm sido criadas objetivando facilitar convenientemente esses ajustes (Nuffield 1975, Grüttner et al. 1978, De Bruijn et al. 1984). Uma modificação recente da câmara de Gandolfi foi apresentada por Sussieck-Fornefeld & Schmetzer (1987), onde as dificuldades de ajustes da câmara de Gandolfi original são eliminadas pela adaptação de uma cabeça de goniômetro no interior da câmara, possibilitando ainda o estudo de material sob a forma de pó ou de cristal isolado.

Os diagramas de pó das inclusões sólidas foram obtidos utilizando-se radiação $\text{CuK}\alpha$, filtro de Ni e condições instrumentais de operação variáveis, dependendo da natureza das inclusões. As micas foram difratadas sob condições de 30 mA e 30 kV, e as demais inclusões com 20 mA e 40 kV. O tempo de exposição aos raios X variou de 8 a 24 horas, dependendo da forma e do tamanho de cada inclusão.

Além da determinação dos parâmetros unitários de cada uma das inclusões sólidas minerais identificadas, valendo-se dos diagramas anteriormente obtidos, foram realizados também cálculos dos parâmetros de cinco diferentes cristais de esmeralda utilizando-se diagramas de pó obtidos em câmara de Debye-Scherrer de 114,6 mm de diâmetro. Essas amostras foram previamente preparadas mediante pulverização em um almofariz de ágata até atingir uma granulometria abaixo de 200 mesh. Os respectivos diagramas de pó das amostras foram também obtidos em aparelho Jeol, modelo JDX-7E, utili-

zando-se radiação $\text{CuK}\alpha$, filtro de Ni, condições de 20 mA e 40 kV, e um tempo de exposição aos raios X de 24 horas. Procedeu-se, também, ao cálculo dos parâmetros de um outro cristal de esmeralda, cujo diagrama foi obtido, entretanto, em câmara de Gandolfi de 114,6 mm de diâmetro, sob condições instrumentais de operação idênticas às aquelas aplicadas à câmara de Debye-Scherrer.

Para a determinação dos parâmetros unitários, recorreu-se a um programa de computação denominado LCLSQ1, montado no centro de computação da Escola Politécnica, USP, envolvendo relações matemáticas entre os valores de d das diferentes reflexões e os parâmetros da cela unitária. Esse programa foi alimentado por dados referentes a 2θ observado, ângulos α , β e γ entre os eixos cristalográficos, λ (comprimento de onda da radiação utilizada) e os possíveis índices (hkl) de cada plano reticular compilados do fichário JCPDS. No caso específico da esmeralda, a relação matemática referente ao sistema hexagonal para o cálculo de a_0 e c_0 é expressa pela seguinte fórmula:

$$\frac{1}{d_{hkl}^2} = (h^2 + hk + k^2) \frac{4}{3a^2} + \frac{l^2}{c^2} .$$

Uma vez obtidos os valores dos parâmetros investigados, procedeu-se também à resolução do problema inverso, isto é, calcular todas as possíveis reflexões (hkl) até valores limitados (no máximo até $\sin^2 \theta = 1$) fornecendo-se os valores dos parâmetros unitários conhecidos, os ângulos α , β e γ entre os eixos cristalográficos e o respectivo grupo espacial. Esses dois tipos de procedimentos foram aplicados, também, para o cálculo dos parâmetros unitários de cada uma das inclusões da esmeralda. Informações específicas e mais detalhadas sobre indiciação e determinação de parâmetros unitários a partir de diagramas de pó podem ser encontrados, por exemplo, nos trabalhos de Weisz et al. (1948), Andrews (1951),

Wolff (1957), Bond (1960), Herbststein (1963), Zussman (1967), Formoso (1980), dentre outros.

2.5. ESPECTROSCOPIA DE ABSORÇÃO NO INFRAVERMELHO

Segundo Povarennykh (1978), a aplicação da espectroscopia de absorção no infravermelho é bastante ampla, podendo citar-se, por exemplo, a identificação de minerais, o estudo da influência das substituições iônicas na estrutura dos minerais, a detecção de impurezas, a determinação do arranjo e da simetria dos grupamentos atômicos e moleculares e, sobretudo, o estudo de componentes orgânicos.

A utilização dessa técnica, no caso da esmeralda de Itabira, teve como objetivo detectar a presença de metais alcalinos, bem como de grupamentos moleculares, tais como CO_2 e H_2O , presentes nos canálculos dos anéis estruturais. Para isso, foi obtido um espectro de absorção no infravermelho, a partir de 10 mg de esmeralda, utilizando-se um espectrofotômetro Jasco, modelo IRA-1, do Instituto de Física, USP. A amostra de esmeralda, após ser finamente moída, foi preparada à base de KBr e amálgama de dentista até formar uma pastilha transparente. Os espectros foram tomados na região de 4.000 cm^{-1} ($2,5\mu$) a 600 cm^{-1} ($16,6\mu$), com uma exposição de 50 minutos para o seu registro completo.

3. A JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA

Historicamente, a localidade produtora de esmeralda mais antiga do mundo é atribuída a um grupo de minas junto ao Mar Vermelho, no Egito, conhecidas como minas de Cleópatra (Webster 1983). Essas minas foram trabalhadas, possivelmente, por volta do ano 2000 antes de Cristo, provindo delas a maior parte das esmeraldas usadas na joalheria antiga. No Vale do Rio Habachthal, em Salzburg, Áustria, assinala-se, também, a ocorrência de esmeraldas desde os tempos romanos. Em meados do século XVI, quando da conquista da Colômbia pelos espanhóis, aparecem as primeiras indicações da existência de esmeraldas na América do Sul, fornecidas pelos nativos indígenas daquela região. A Colômbia constitui, nos dias atuais, em virtude das famosas minas de Chivor, Muzo e Cosquez, um dos mais célebres produtores de esmeralda de todos os tempos.

Dados da literatura indicam que o Egito, a Colômbia e a Rússia produziram esmeraldas por muitos séculos seguidos. Entretanto, mais recentemente novas fontes têm sido descobertas, incluindo, por exemplo, o Zimbábue (mina de Sandawana), o Brasil e a Zâmbia. Destacam-se, na atualidade, a Colômbia, o Brasil, o Zimbábue e a Zâmbia como os principais produtores mundiais. Registram-se, também, jazidas e/ou ocorrências na República da África do Sul, no Paquistão, na Índia, na Austrália, na Tanzânia, na Noruega, na Carolina do Norte, Estados Unidos da América, e em Moçambique.

No Brasil, as ocorrências das verdadeiras esmeraldas só aparecem nas primeiras décadas do século XX, porém sempre desprovidas de interesse econômico. Brumado (ex-Bom Jesus dos Meiras), na Bahia, constitui possivelmente a referência mais antiga de ocorrência dessa gema no Brasil. A descoberta de esmeraldas de excelente qualidade no flanco ocidental, do Vale do Ribeirão Pirajá, região de Brumado, Bahia, teve lugar entre 1912 e 1913, conforme assi-

nam Just (1926), Cassedanne & Cassedanne (1978), Sauer (1982) e Cassedanne (1984). Outras ocorrências antigas são registradas, por exemplo, na Fazenda das Lages (ou Itaberaí), Goiás, descoberta em 1920 (Leinz & Leonardos 1959); em Santana dos Ferros, Minas Gerais, descoberta também em 1920 (Cunha 1961); na Fazenda dos Pombos, Bahia, descoberta em 1950 (Cassedanne 1984); e em Tauá, Ceará, descoberta em 1954 (Cassedanne et al. 1979, Castelo Branco et al. 1984, Cassedanne 1984).

Em 1963, teve lugar em Salininha, município de Pilão Arcado, Bahia, a primeira descoberta de esmeraldas com importância realmente comercial (Draper 1963). É válido ressaltar que o material ali descoberto não foi considerado de início como esmeralda propriamente dita. O "Gemological Institute of America", órgão de referência no campo da gemologia, foi a primeira instituição a reconhecer de fato, em agosto de 1963, esses berilos coloridos pela presença de vanádio, como sendo verdadeiramente esmeraldas de qualidade gemológica. Em 1964, foi encontrada na Serra da Jacobina, Bahia, uma série de ocorrências de esmeraldas, as quais são conhecidas, em seu conjunto, como jazidas de Carnaíba (Selig 1965, Griffon et al. 1967, Cassedanne & Cassedanne 1974, Moreira & Santana 1982, Couto & Almeida 1982). A descoberta dessas jazidas estabelece, desde então, um novo período na história das gemas brasileiras, passando a esmeralda a ser uma das mais importantes gemas do mercado brasileiro.

As ocorrências mais recentes de esmeraldas no Brasil são representadas pela jazida de Pirenópolis, Goiás, descoberta em 1977 (Araújo & Leonardos 1986); pela jazida de Itabira, Minas Gerais, descoberta em 1978 (Bastos 1981); pela jazida de Santa Teresinha de Goiás, Goiás, descoberta em 1981 (Cassedanne & Sauer 1984); e, por último, pela jazida de Socotó, Bahia, descoberta em 1983 (Mendes et al. 1985).

A descoberta da jazida de esmeralda de Itabira ou Mina Belmont ocorreu acidentalmente em 1978 durante os trabalhos executados na escavação de um bebedouro para gado, em terras da Fazenda Belmont, ao lado da estrada de ferro Itabira-Vitória (FOTO 2), próximo à Estação Oliveira Castro. Nos trabalhos de escavação, um ex-funcionário da rede ferroviária encontrou alguns fragmentos de berilo verde, que após exames posteriores indicaram tratar-se de esmeralda. Decorridos mais de dois anos de exploração garimpeira a jazida passa, então, a ser minerada mecanicamente pela empresa Belmont Gemas Ltda, detentora do decreto de lavra concedido em junho de 1981. Desde então, esta empresa, constituída integralmente pelos próprios donos da Fazenda Belmont, executa os trabalhos de recuperação e comercialização da esmeralda até os dias de hoje.

3.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A jazida de esmeralda de Itabira está localizada na porção centro-sudeste do Estado de Minas Gerais, distando, em linha reta, cerca de 13 km a sudeste da cidade de Itabira. A área investigada para fins de mapeamento geológico está compreendida entre os paralelos $19^{\circ} 38' 30''$ e $19^{\circ} 43' 00''$ de latitude sul, e os meridianos $43^{\circ} 05' 00''$ e $43^{\circ} 09' 00''$ de longitude oeste, perfazendo, portanto, uma área de aproximadamente 60 km^2 em torno da jazida. Esta área está situada no quadrante sudeste do mapa de localização (Fig. 1), e corresponde à pequena porção de forma quadrangular achurada, estando a jazida de Itabira localizada praticamente em seu centro geométrico.

O acesso principal, a partir de Belo Horizonte, é feito através das rodovias pavimentadas BR-262 e MG-434 até à cidade de Itabira, totalizando um percurso de aproximadamente 100 km. Segue-se depois, por cerca de 18 km, pela rodovia não pavimentada (BR-120) que liga Itabira a Nova Era, até atingir a jazida na Fa-

FIG. 1 — Mapa de localização e acessos do área estudada.

zenda Belmont. A área da jazida é cortada localmente também, no sentido noroeste-sudeste, pela estrada de ferro pertencente à Companhia Vale do Rio Doce, a qual é utilizada para o escoamento do minério de ferro proveniente da região de Itabira.

3.2. ASPECTOS FISIOGRAFICOS DA ÁREA

A região da jazida de esmeralda de Itabira, ilustrada na FOTO 1, caracteriza-se morfologicamente por apresentar, nas áreas granítico-gnáissicas, um relevo de morros relativamente elevados, íngremes e com perfis suaves. Nas áreas xistosas, o relevo é predominantemente mais suave, mostrando elevações mais aplainadas e um raro aparecimento de morros elevados. O ponto culminante da área investigada está a 968 m acima do nível do mar, e conta com um desnível topográfico local de cerca de 300 m em relação às drenagens mais profundas.

O padrão de drenagem é tipicamente dendrítico, sendo que a curva de nível de 650 m representa a cota mínima das principais drenagens. O Ribeirão do Peixe (Fig. 1), representante da drenagem principal, é abastecido localmente por diversos cursos d'água, desde córregos até pequenos ribeirões. Os leitos dessas drenagens secundárias são predominantemente bem encaixados, formando, por vezes, vales profundos de aspecto afunilado. Esse estilo contrasta ligeiramente com aquele apresentado pelo Ribeirão do Peixe, onde é freqüente o aparecimento de várzeas relativamente estreitas (FOTO 2) que acompanham o seu vale por alguns quilômetros de extensão.

A área é em grande parte recoberta por vegetação natural densa do tipo floresta, especialmente nas suas porções norte e central. Além disso, estão presentes também duas áreas de reflorestamento (Fig. 7), uma a oeste formada por plantações de pinheiros, considerada como reserva florestal, e a outra a noroeste formada

FOTO 1 - Visão geral da área da jazida de Itabira ilustrando feições da topografia local formada por morros relativamente elevados. Observa-se, em primeiro plano, o relevo mais suave e moderado das litologias da seqüência vulcano-sedimentar, enquanto, ao fundo, destacam-se morros mais elevados constituídos por gnaisses graníticos.

FOTO 2 - Local de ocorrência da jazida de Itabira ao lado da estrada de ferro Itabira-Vitória. Nota-se aqui, no sentido sudoeste-nordeste da Foto, o vale do Ribeirão do Peixe localmente caracterizado pela presença das várzeas estreitas e ladeado pela referida ferrovia e pela estrada Itabira-Nova Era.

por plantações de eucaliptos. Apenas a porção sul mostra-se mais desprovida da vegetação de floresta densa, predominando aí coberturas artificiais formadas por pastagens.

O clima da região é subtropical, apresentando temperaturas bastante variáveis, porém raramente superiores a 30°C. A pluviosidade média varia de cerca de 1500 a 2000 mm por ano, aumentando em direção ao extremo sudeste do estado (Dorr 1969). A estação chuvosa estende-se, em geral, de outubro a março, e o período de seca de abril a setembro, sendo freqüente a ocorrência de chuvas de inverno.

3.3. ESTUDOS ANTERIORES

A região da jazida de esmeralda de Itabira não conta, ainda, com trabalhos geológicos sistemáticos em escala de detalhe ou semidetalhe. O mapeamento executado pelo convênio USGS-DNPM em escala de 1:25.000 na parte central de Minas Gerais não incorpora a referida região.

Em termos regionais, a área da jazida constitui parte integrante da grande porção mapeada por Schorscher (1975, in Schorscher & Guimarães 1976), compreendendo a região de Itabira, Santa Maria de Itabira e Nova Era. Resultados mais detalhados desse trabalho são encontrados em Schorscher et al. (1982) e Inda et al. (1984), onde estes autores descrevem variações faciológicas compondo unidades adicionais na base do Supergrupo Minas nessa região. Essas unidades compreendem uma "Seqüência de Paragnaisses" basal, constituída por metarcósios a metagrauvacas com intercalações concordantes de micaxistos e quartzitos micáceos, seguida por uma "Seqüência de Xistos-Verdes" constituída principalmente por metatufos e metapelitos.

Localmente, os trabalhos existentes, em número bastan-

te restrito, apenas se restringem a uma abordagem global da temática "esmeralda", na qual as informações geológicas são abordadas em paralelo com as características mineralógicas da gema.

Nesse contexto, a primeira referência sobre a jazida de esmeralda de Itabira foi apresentada por Bastos (1981), onde são abordados, em uma nota sucinta, alguns aspectos geológicos genéricos da ocorrência esmeraldífera juntamente com as principais características físicas e morfológicas da gema ali encontrada. Conforme as observações apontadas por Bastos (1981), a geologia da área da jazida é composta por litologias xistosas formadas principalmente por rochas básicas e ultrabásicas decompostas. Segundo esse autor, ocorre na região da mina uma grande massa de xisto, variando de 750 a 1200 m de largura, com direção N e NE, associada a pegmatitos. Além disso, aparecem também quartzito e material limonítico, o qual confere uma coloração amarelada à massa xistosa. O referido autor correlaciona essas rochas xistosas da jazida de Itabira com aquelas das minas de topázio de Ouro Preto (Lavra do Ângelo e Lavra do Ranchador) como sendo pertencentes à mesma formação geológica, isto é, ao Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas.

Sauer (1982), em seu trabalho sobre as esmeraldas do Brasil, descreve sobre cerca de uma dezena de ocorrências brasileiras, onde são citados aspectos de natureza histórica, considerações sobre a geologia geral, mineração, dados de produção e reserva, além da apresentação de várias características mineralógicas das gemas dos respectivos depósitos. Com relação aos aspectos geológicos e mineralógicos da jazida de Itabira, o referido autor transcreve, de um modo geral, apenas os resultados já obtidos no relatório de pesquisa da jazida. Conforme o trabalho de Sauer (1982), a área da mina de Itabira caracteriza-se pela presença de xistos com intercalações decimétricas a métricas de rochas ultramáficas (biotita xisto, clorita xisto) alteradas. Veios de pegmatitos e de quartzo pre

enchem algumas fissuras e pequenas falhas nas rochas ali existentes. Os xistos e as rochas máficas são intensamente dobradas, apresentando planos axiais com direção N/NE e mergulho para W. Rochas gnáissicas ocupam as porções norte e leste da área da jazida.

Cassedanne (1984), em referência à jazida de Itabira, dentre outras, aponta que esta jazida está num complexo de xistos com intercalações de rochas ultrabásicas alteradas, recortado por pegmatitos e incluído em gnaiss. As esmeraldas localizam-se num xisto róseo alterado, que contém também um pouco de alexandrita e de crisoberilo.

Mendes et al. (1985) tratam especialmente da geologia e mineralização da jazida de esmeralda de Itabira, onde estabelecem uma correlação com as demais jazidas brasileiras, mas sem realizar, entretanto, trabalhos de pesquisa sistemática na área que pudessem fornecer novas contribuições para a geologia da jazida.

Hänni et al. (1987), em trabalho específico sobre as esmeraldas da Mina Belmont, assinalam, com relação à geologia local, apenas aspectos já referidos em trabalhos anteriores. Além disso, tratam também das características referentes à esmeralda, apontando, com base no estudo das inclusões fluidas, baixas condições de temperatura e pressão para a formação desse depósito, quando comparadas com as de outras ocorrências associadas a xistos.

Em síntese, as considerações efetuadas sobre o nível atual de conhecimento da geologia local refletem a carência de trabalhos sistemáticos e pormenorizados, tendo em vista que as informações constantes das referências existentes são, de tudo, restritas ao relatório de pesquisa da jazida. As abordagens relativas às rochas associadas à esmeralda necessitam, todavia, de investigações mais aprofundadas, especialmente no que se refere às descrições mineralógicas e petrográficas, à natureza, classificação, com

portamento químico, comportamento estrutural e relações estratigrá-
ficas das litologias envolvidas.

4. GEOLOGIA REGIONAL

A jazida de esmeralda de Itabira, localizada a cerca de 35 km a nordeste do Quadrilátero Ferrífero "sensu stricto", encontra-se em área ainda desprovida de trabalhos geológicos sistemáticos a nível de detalhe ou semidetalhe. Haja vista que os trabalhos de mapeamento executados pelo convênio USGS/DNPM, que dotou a região do Quadrilátero Ferrífero, na parte central de Minas Gerais com a importante base geológica na escala de 1:25.000, não incorpora a referida área da jazida.

Em termos geológicos, a região do Quadrilátero Ferrífero é aquela onde os estudos estratigráficos e estruturais atingiram adiantado grau de conhecimento, expressos principalmente pelos trabalhos de Dorr (1969), Herz (1970 e 1978), Pflug & Renger (1973), Schorscher et al. (1982), Ladeira & Roeser (1983), dentre outros. A base de todos os mapeamentos efetuados foi o critério litoestratigráfico, o qual objetivou distinguir entre as rochas granito-gnáissicas uma unidade arqueana denominada "Rio das Velhas" e duas unidades proterozóicas denominadas "Minas" e "Itacolomi". As seqüências metassedimentares foram interpretadas como tendo sido formadas em ambientes de sedimentação análogos aos dos geossinclinais fanerozóicos (Dorr 1969). Entretanto, a aplicação de modelos alternativos para a evolução do Quadrilátero Ferrífero tem sido aventada por alguns autores (Cordani et al. 1980).

Geograficamente, a região do Quadrilátero Ferrífero faz parte do extremo sul da Serra do Espinhaço, a qual constitui uma cadeia de montanhas predominantemente quartzítica, estendendo-se por mais de 2.000 km, com direção geral N-S quase paralela à costa leste brasileira. A geologia dessas duas regiões é, entretanto, bastante diferente, sendo representada por dois supergrupos proterozóicos distintos denominados "Minas" e "Espinhaço", respectivamente.

O Quadrilátero Ferrífero e a porção do extremo meridional da Serra do Espinhaço constituem, ainda, a mais importante província mineral produtora do Brasil. Minério de ferro, ouro e diamante são seus principais produtos. Além destes, podem ser destacados também minérios de manganês, cromititos, platina, vanádio em formações ferríferas (magnetita-ilmenita), urânio, bauxita, estibnita e mercúrio. Importâncias adicionais podem ser advindas dos "greenstone belts" e das ocorrências de alguns minerais técnicos, tais como o topázio imperial de Ouro Preto, a esmeralda da jazida de Itabira, turmalinas, berilo (água-marinha), micas e feldspatos (caulim) originados de pegmatitos, cristal-de-rocha e cianita provenientes de "veios" em seqüências quartzíticas, além de talco, esteatito e asbesto oriundos de corpos ultramáficos.

A região da jazida de esmeralda de Itabira, observada em um contexto geológico regional, pode ser subdividida em várias unidades litoestratigráficas e litoestruturais importantes, identificadas em escala maior, na parte meridional do Cráton do São Francisco. A Figura 2, adaptada de Schorscher et al. (1982), representa um quadro da geologia regional básica, estando a jazida de Itabira situada praticamente na sua porção central. As unidades litológicas maiores são representadas pelo embasamento cratônico arqueano composto por terrenos gnáissico-migmatíticos de caráter polimetamórfico e poligenético, incluindo rochas graníticas do tipo "Granito Borrachudo"; pelo cinturão de rochas verdes arqueanas ("greenstone belt") do Supergrupo Rio das Velhas; por metassedimentos do proterozóico inferior pertencentes ao Supergrupo Minas; e, finalmente, por metassedimentos do proterozóico médio, essencialmente quartzíticos, pertencentes ao Supergrupo Espinhaço.

4.1. COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO

As rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico ocupam par

Fig.2 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DA JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA, MG
(adaptado de Schorscher et al. 1982)

te da porção ocidental e extremo norte do quadro considerado na Figura 2. Harder & Chamberlin (1915) interpretaram as rochas graníticas ("sensu lato") do Quadrilátero Ferrífero como sendo as mais antigas e formando o embasamento cristalino da região. Dorr & Barbosa (1963) e Dorr (1969), com base nos primeiros dados geocronológicos da região, consideraram essas rochas como as mais jovens do Pré-Cambriano e como tendo origem intrusiva. Herz (1970), com base em dados geocronológicos complementares, reconheceu rochas de idades diferentes, mas manteve a interpretação de Dorr (1969), quanto à origem intrusiva dessas rochas graníticas ("sensu lato"). Autores mais recentes (Schorscher & Guimarães 1976, Almeida 1977, Drake & Morgan 1980) consideram as rochas formadoras do Complexo Gnáissico-Migmatítico como representantes metamórficos de alto grau, subordinadamente ígneas, formando a unidade arqueana mais antiga da região.

Genericamente, esse complexo é composto por gnaisses metatécticos, migmatitos, anfibolitos e rochas graníticas intrusivas, com predominância dos constituintes de composição granítica (Sichel & Valença 1983, Teixeira 1985). Os gnaisses e os migmatitos são, em geral, leucocráticos e relativamente homogêneos. Nos migmatitos predominam zonas com aspecto plutônico, estruturas nebulíticas, estromáticas, "schlieren", tipo rede ("net-like") e dobras ptigmáticas.

Segundo proposição de Schorscher et al. (1982), os constituintes litológicos desse embasamento foram divididos em dois grupamentos genéticos distintos. O primeiro, denominado de "constituintes primários", é essencialmente formado pelos gnaisses metatécticos, migmatitos anatéticos e anfibolitos, ou seja, em geral rochas metamórficas de alto grau. Intrusivas graníticas geradas nessa etapa são raras e quando ocorrem, formam corpos pequenos e irregulares, ou mesmo diques cortando os gnaisses e migmatitos. O

segundo grupo, chamado de "constituintes secundários", é de baixo grau metamórfico, incluindo rochas ígneas de origem não metamórfica, além de rochas metassomáticas, metassedimentares e pequenos corpos de metaultramáficas, metabásicas e diques basálticos. As rochas ígneas apresentam contatos tectônicos ou intrusivos com as litologias primárias, sendo caracterizadas por diques, "stocks", "plugs" e, menos freqüentemente, por corpos irregulares. Entre os "constituintes secundários" predominam novamente as litologias graníticas, representadas principalmente por rochas do tipo "Granito Borrachudo" - rochas ígneas de origem não metamórfica mais jovens do que as do Supergrupo Minas, apresentando coloração clara, granulação grosseira e agregados lineares de minerais máficos (Dorr & Barbosa 1963) - e, secundariamente, por diques pegmatóides relacionados ao evento tectonotermal Brasileiro ($\approx$ 500 m.a.).

Conforme apontam Schorscher et al. (1982), as características petrográficas e petroquímicas desse complexo basal, relacionáveis a outros complexos arqueanos, indicam uma origem crustal profunda para as rochas graníticas "primárias", isto é, para as rochas quartzo dioríticas (tonalíticas) mais homogêneas, migmatitos com estruturas predominantemente plutônicas e gnaisses metatécnicos. Os anfibolitos máficos e ultramáficos "primários" de alto grau são considerados como derivados de níveis mantélicos subcrustais. Estes intrudiram a crosta como diques e outros corpos intrusivos menores. Migmatitos e gnaisses "primários", de origem supracrustal, são raros. Os "constituintes secundários" do complexo, bem como os registros tectônicos, metamórficos e metassomáticos mais jovens, são considerados como chaves importantes para o entendimento da evolução crustal da região nos tempos pré-cambrianos.

4.2. SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

A "Série Rio das Velhas", originalmente definida por

Dorr et al. (1957) no âmbito do Quadrilátero Ferrífero, compreende uma unidade litoestratigráfica formada por rochas metassedimentares e metavulcânicas xistosas mais velhas do que as do Supergrupo Minas. Essas rochas foram então subdivididas por aqueles autores em dois grupos distintos, quais sejam, o Grupo Nova Lima, mais antigo, e o Grupo Maquiné, mais jovem. Entretanto, inúmeras modificações têm sido propostas, nas últimas décadas, para essa unidade. Neste sentido, cabe lembrar, por exemplo, a inclusão considerada por Simmons & Maxwell (1961) de um grupo adicional, ainda mais jovem, denominado Grupo Tamanduá, o qual foi depois considerado por Moore (1969) como integrante das rochas quartzíticas da Serra do Espinhaço.

Almeida (1976) e Schorscher (1976) interpretam a "Série Rio das Velhas" como um possível cinturão de rochas verdes. A descoberta de komatiitos com estruturas "spinifex" por Schorscher (1978) no Vale do Rio Quebra Osso, a leste do Quadrilátero Ferrífero, aliada às idades radiométricas arqueanas (2.790 m.a.) obtidas anteriormente por Herz (1970), assim como trabalhos subsequentes (Schorscher 1979, Ladeira 1980, Ladeira & Roeser 1983), completam de vez as evidências quanto à natureza do cinturão de rochas verdes da "Série Rio das Velhas". Esta série é então redefinida como supergrupo, compreendendo uma seqüência "greenstone belt" completa, para a qual foi proposta por Schorscher (1979) uma subdivisão tripla, formalizando assim o chamado Grupo Quebra Osso ultramáfico como a unidade inferior.

As rochas do Supergrupo Rio das Velhas ocupam parte do extremo sudoeste da Figura 2, porção esta correspondente ao extremo nordeste do Quadrilátero Ferrífero "sensu stricto".

4.2.1. Estratigrafia

Embora muitos trabalhos tenham sido efetuados na regi-

ão do Quadrilátero Ferrífero, contribuindo sobremaneira para um melhor conhecimento da estratigrafia da unidade em pauta, persistem ainda muitas divergências quanto à subdivisão do Supergrupo Rio das Velhas, em especial, das unidades estratigráficas inferiores. Conforme a formalização proposta por Schorscher (1979) e detalhes posteriores apresentados por Schorscher et al. (1982), a divisão do referido supergrupo ficou compreendida, portanto, em três grupos litoestratigráficos distintos (Fig. 3).

Grupo Quebra Osso: é a unidade basal formada essencialmente por komatiitos peridotíticos metamorfizados em rochas da fácies xisto-verde, mostrando em alguns locais, estruturas típicas de lavas almofadadas, brechadas e maciças, além de textura "spini-fex", ocorrendo em veios, borda de "pillows" e constituindo níveis (Sichel & Valença 1983). Subordinadamente, aparecem metassedimentos químicos ("cherts", "BIFs") e intercalações de xistos máficos (tufíticos), os quais caracterizam a zona de contato gradacional entre o grupo ultramáfico inferior e o grupo máfico médio. Esta unidade está limitada, nos afloramentos de superfície, a uma faixa de no máximo 1,5 km de largura, estendendo-se por mais de 16 km ao longo da borda nordeste do sinclínório Rio das Velhas, na região de Santa Bárbara.

Grupo Nova Lima: é a unidade intermediária composta esencialmente por rochas máficas vulcânicas, vulcanoclásticas e epiclásticas, predominando xistos e filitos, além de formações ferríferas subordinadas. Essas formações ferríferas, quando ocorrem associadas a filitos grafitosos, são habitualmente portadoras de sulfetos (pirrotita, pirita, calcopirita e arsenopirita) e de ouro incluso na arsenopirita. O Grupo Nova Lima, cujas rochas ocupam de longe a maior parte da área exposta do "greenstone belt" Rio das Velhas, é considerado o maior produtor de ouro na região do Quadrilátero Ferrífero.

SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX EM METROS
CINTURÃO DE ROCHAS VERDES (GREENSTONE BELT) RIO DAS VELHAS	MAQUINÉ	CASA FORTE	QUARTZITOS MACIÇOS E XISTOSOS SERICÍTICOS E CLORÍTICOS COM NÍVEIS INTERCALADOS DE SERICITA E CLORITA-XISTOS E FILITOS. QUARTZITOS, EM PARTE CLORÍTICOS E SERICÍTICOS COM LENTES DE CONGLOMERADOS INTRAFORMACIONAIS MONO- E POLIMÍTICOS (SEIXOS DE "METACHERT", BIFÁCIES CARBONÁTICA, QUARTZO DE VEIO, QUARTZITO, XISTOS, FILITOS, METAMÁFICAS E (?) METAULTRAMÁFICAS) COM PIRITAS DETRÍTICAS E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE PORTE DECIMÉTRICO.	DEPÓSITOS TIPO MOLASSA	>600
		PALMITAL	SERICITA-QUARTZO-XISTOS E FILITOS COM MICAS VERDES (CROMÍFERAS) ÀS VÉZES GRAFITOSOS E SUBORDINADAMENTE COM PIRITA E MAGNETITA. LENTES DE QUARTZITOS E GRAUVACAS.		~600 A AUSENTE ~1400 MÁX.
	NOVA LIMA	INDIVISO	FILITOS EM GRANDE PARTE CLORÍTICOS, CLORITA-XISTOS, SERICITA-XISTOS, METAPELITOS EM GERAL, METAGRAUVACAS MÁFICAS, METAMÁFICAS DE ORIGEM VULCÂNICA E SUB-VULCÂNICA, METAULTRAMÁFICAS, INTERCALAÇÕES DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS (BIF TIPO "ALGOMA") DE FÁCIES CARBONÁTICA, SULFETADA, OXÍDICA E SILICÁTICA, FORMAÇÕES MANGANESÍFERAS, "METACHERT", FERRUGINOSO, XISTOS GRAFITOSOS, DOLOMITOS, QUARTZITOS. RAROS CONGLOMERADOS BIMODAIS COM SEIXOS E BLOCOS DE FORMAÇÃO FERRÍFERA EM MATRIZ METAPELITICA. ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO GRAVITACIONAL ("SLUMPING" E "SLIDING").	LOCAL PREDOMINAM CONDIÇÕES DE ÁGUAS PROFUNDAS, DEPÓSITOS TIPO "FLISCH", SEDIMENTOS QUÍMICOS E ATIVIDADES VULCÂNICA E PÓS-VULCÂNICA (HIDROTHERMAL-EXALATIVA) SUBAQUÁTICA.	>4000
	QUEBRA OSSO	INDIVISO	ULTRAMÁFICAS (KOMATIITOS PERIDOTÍTICOS) A MÁFICAS EFUSIVAS E COM TEXTURAS MACIÇAS METAMÓRFICAS (F. XISTOS VERDES MÉDIO A ANFIBOLITO INFERIOR) C/RARAS INTERCALAÇÕES DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS (BIF. TIPO "ALGOMA") E "METACHERT". PREDOMINAM DERRAMES MACIÇOS COM DISJUNÇÃO POLIEDRAL, "GURLANDAS" DE "SPINIFEX" E BRECHAÇÃO NAS PARTES BASAL E TOPO, LAVAS BRECHADAS. OCORREM LAVAS ALMOFADADAS, "SPINIFEX", E ROCHAS ULTRAMÁFICAS PIROCLÁSTICAS E AFANÍTICAS (EX-HIALINAS?).	VULCANISMO ULTRAMÁFICO A MÁFICO SUBAQUÁTICO.	>600 MÁX.
CONTATO BASAL (?) TECTÔNICO COM AS LITOLOGIAS DO COMPLEXO MIGMATITO-GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS.					

FIGURA 3 - Coluna estratigráfica simplificada do Supergrupo Rio das Velhas (Extraída de Inda et al. 1984).

Ladeira (1980), estudando na região de Nova Lima o grupo homônimo, propôs sua subdivisão informal em três unidades distintas: metavulcânica basal, metassedimentar química média e clástica superior. Posteriormente, Ladeira (1981) descreveu no mesmo grupo metavulcânicas básicas, representadas especialmente por metabasaltos espilitizados e metamorfizados em xistos-verdes. Mais recentemente, Ladeira & Roeser (1983) ratificaram o modelo estratigráfico previamente estabelecido na região de Nova Lima (Ladeira 1980) incluindo, contudo, as rochas metaultramáficas da região do Quadrilátero Ferrífero como komatiitos do Grupo Nova Lima.

Grupo Maquiné: é a unidade de topo da seqüência, de natureza epiclástica, constituída por quartzitos com níveis conglomeráticos, granada micaxistos e muscovita-quartzo xistos. Estes três grupos corresponderiam, respectivamente, às unidades ultramáfica inferior, máfica média e clástica superior desse cinturão de rochas verdes.

4.2.2. Estrutura e metamorfismo

Estruturalmente, o cinturão de rochas verdes Rio das Velhas é referido a um sinclinório complexo de dimensões regionais, preservado em meio a penetrações de massas graníticas arredondadas pertencentes ao complexo basal. Segundo Schorscher et al. (1982), três fases importantes de deformação afetaram as rochas desse cinturão. A principal delas imprimiu uma xistosidade paralela à das rochas dos Supergrupos Minas e Espinhaço adjacentes, tendo sido produzida pela orogenia Minas-Espinhaço. A fase mais antiga, correspondente a uma fase de dobramentos intensivos, de cerca de 2.800 m.a. (Herz 1970), atribuída à orogenia Rio das Velhas, tem como registro camadas finas de rochas competentes exibindo estruturas policíclicas. As deformações mais jovens foram causadas por penetrações de rochas graníticas do embasamento, afetando também

rochas do Supergrupo Minas e Espinhaço (e. g. Complexo de Bação).

Conforme afirmam Schorscher et al. (1982), as rochas do Supergrupo Rio das Velhas devem ser consideradas como polimetamórficas, embora, em alguns casos, só revelem uma fase do metamorfismo regional (fácies xisto-verde médio a alto) atribuída à orogénia Minas-Espinhaço. Os referidos autores são de opinião que o metamorfismo regional de idade Rio das Velhas (2.800 m.a.) é de grau mais baixo do que aquele atribuído ao evento Minas-Espinhaço. Paragêneses metamórficas ocorrem superimpostas ao metamorfismo regional em rochas do Grupo Nova Lima ao longo de contatos com as penetrações do complexo basal. Zonas de metamorfismo termal foram descritas e mapeadas por Wallace (1965) em torno do Complexo de Bação, na região centro-sul do Quadrilátero Ferrífero. Paragêneses com estauroлита ou cordierita caracterizam os graus máximos atingidos. Esses eventos metamórficos termais podem ser notados também em algumas formações do Supergrupo Minas (Gair 1962, Schorscher 1976, Schorscher et al. 1982).

4.3. SUPERGRUPO MINAS

A denominação "Série Minas" (Derby 1906) foi utilizada originalmente para unidades pré-Espinhaço e pré-Minas constituídas por rochas xisto-argilosas, além de quartzitos ferruginosos e calcários aflorantes na Serra do Espinhaço e adjacências. Modernamente essas seqüências têm sido consideradas como relictos de "greenstone belts" arqueanos (Fogaça et al. 1984). O termo Supergrupo Minas foi utilizado, pela primeira vez, por Pflug & Renger (1973) onde conservam as denominações já consagradas na literatura quanto às suas subdivisões.

A temática geológica do relacionamento estratigráfico dos Supergrupos Minas e Espinhaço, em Minas Gerais, tem causado grandes controvérsias e inúmeras discussões polêmicas. As idéias

que aceitam uma evolução geológica sincrônica com diferenciações faciológicas entre essas duas unidades concentram-se, em especial, nos trabalhos de sínteses de Pflug & Renger (1973), Schöhl & Fogaça (1979), entre outros. Entretanto, outros autores admitem uma se paração temporal dessas unidades com base em dados geocronológicos, entre outras evidências, indicando uma idade proterozóica inferior para o Supergrupo Minas (Cordani & Teixeira 1979, Cordani 1980) e uma idade mesoproterozóica para o Supergrupo Espinhaço (Jardim de Sá 1978, Brito Neves et al. 1979, Almeida et al. 1981). Com base em dados estratigráficos, tectônicos e metamórficos da região de Serro (MG), Assis & Marini (1983) demonstram a inexistência de transição faciológica entre os dois supergrupos citados, destacando, em especial, a existência de um contato brusco entre as unidades distintas, através de importantes falhamentos inversos. Por fim, uma terceira interpretação é dada ainda por Loczy & Ladeira (1976) que consideram o Supergrupo Minas mais jovem que o Supergrupo Espi nhaço. Assim sendo, o interrelacionamento entre essas duas unidades constitui ainda um problema em aberto.

4.3.1. Estratigrafia na região do Quadrilátero Ferrífero "sensu stricto"

A estratigrafia do Supergrupo Minas atualmente em uso no Quadrilátero Ferrífero é aquela elaborada por Dorr et al. (1957) e Dorr (1969) com base em síntese de Harder & Chamberlin (1915). A subdivisão tríplice proposta por estes autores compreende, da base para o topo, os Grupos Caraça, Itabira e Piracicaba (Fig. 4).

Grupo Caraça: é a unidade inferior, de natureza epiclástica (grosseira a fina), constituída por quartzitos, conglomerados com piritas detríticas, filitos quartzosos, filitos grafitosos, "metacherts" e itabiritos.

SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX. EM METROS	
MINAS	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO	ORTOQUARTZITOS, QUARTZITOS, FILITOS QUARTZOSOS, FILITOS, QUARTZITOS C/ SEIXOS, CONGLOMERADOS.	"MOLASSE"-PARÁLICO?	> 1000 ?	
	PIRACICABA	SABARÁ	CLORITA-XISTOS, FILITOS CLORÍTICOS, METATUFOS, GRAUVACAS, CONGLOMERADOS, QUARTZITOS, ITABIRITOS.	FLYSCH"? EUGEOSSIN-CLINAL	> 3000	
		BARREIRO	LOCAL		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
		TABOÕES	ORTOQUARTZITO	//	125 LOCAL-TIPO	
		FÊCHO DO FUNIL	FILITOS QUARTZOSOS, FILITOS DOLOMÍTICOS, DOLOMITOS SILICIFICADOS.	//	410 LOCAL-TIPO	
		CERCA-DINHO	FILITOS, SERICITA-QUARTZITOS, QUARTZITOS E FILITOS FERRUGINOSOS, "METACHERT." CONGLOMERADOS, DOLOMITOS.	//	~ 600 MÁX. A 150 MÍN.	
		ITABIRA	GANDA-RELA	DOLOMITOS, CALCÁRIOS, ITABIRITOS DOLOMÍTICOS, XISTOS-DOLOMÍTICOS E ITABIRITOS MANGANESÍFEROS, FILITOS, ITABIRITOS, XISTOS VERDES.	LOCAL //	~ 600 MÁX. A AUSENTE
	CAUÊ		ITABIRITOS, ITABIRITOS DOLOMÍTICOS, FILITOS, DOLOMITOS, XISTOS VERDES.	//	~ 500 MÁX. A < 50 MÍN.	
	CARAÇA	BATATAL	FILITOS, FILITOS GRAFITOSOS, "METACHERT," ITABIRITOS.	//	~ 250 MÁX. A AUSENTE	
		MOEDA	FÁCIES PARÁLICA: ORTOQUARTZITOS, QUARTZITOS, CONGLOMERADOS, FILITOS FÁCIES DE BACIA: SERICITA-QUARTZITOS, FILITOS QUARTZOSOS, QUARTZITOS.	"SHELF" ESTÁVEL	~ 1000 MÁX. A < 50 MÍN.	
	CONTATO BASAL TECTÔNICO (DE "NAPPE") COM AS LITOLOGIAS DOS SUPERGRUPOS ESPINHAÇO E RIO DAS VELHAS E DO COMPLEXO MIGMATITO-GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS.					

⊙ COM PIRITAS DETRÍTICAS.

⊞ COM BRECHAS INTRAFORMACIONAIS

FIGURA 4 - Coluna estratigráfica simplificada do Supergrupo Minas na região do Quadrilátero Ferrífero, MG (Extraída de Inda et al. 1984).

Grupo Itabira: é a unidade média, de natureza química, formada por itabiritos (fácies óxido predominante) e rochas carbonáticas, contendo também produtos vulcânicos básicos, intermediários e ácidos.

Grupo Piracicaba: é a unidade superior, de natureza epiclástica, composta por várias formações de sedimentos maduros (ortoquartzitos grosseiros a filitos) e uma formação (Formação Sabará) de xistos e grauvacas máficas (tipo "flysch"), indicando mudança radical do tipo de sedimentação acompanhada por vulcanismo.

Grupo Itacolomi: esse grupo foi originalmente reconhecido e separado da "Série Minas" por Derby (1906) e posteriormente por Guimarães (1931) sob a denominação de "Série Itacolomi". Entretanto, Schorscher et al. (1982) e Inda et al. (1984), com base nas características dos sedimentos molássicos e na identidade do grau metamórfico com as rochas Minas adjacentes, incluem o Grupo Itacolomi como a última unidade do Supergrupo Minas (Fig. 4). Este grupo é também epiclástico grosseiro (quartzitos e quartzitos conglomeráticos), e contém produtos de erosão das unidades Minas subjacentes. Exibe, portanto, características sedimentares de ambiente de alta energia sendo composto por sedimentos do tipo molassa.

4.3.2. Estratigrafia na região de Itabira

Na região de Itabira, Santa Maria de Itabira e Nova Era, foram descritas por Schorscher & Guimarães (1976) variações faiológicas compondo unidades adicionais na base do Supergrupo Minas (Fig. 5). Essas unidades compreendem uma "Seqüência de Paragneisses" basal, constituída por metarcósios a metagrauvacas com intercalações concordantes de micaxistos e quartzitos micáceos, seguida por uma "Seqüência de Xistos-Verdes" constituída principalmente por metatufos e metapelitos, apresentando geralmente nas par

SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX. EM METROS
MINAS	PARTE SUPERIOR DA SEQUÊNCIA MINAS INCOMPLETA DEVIDO À EROSÃO				
	PIRACI-CABA	CERCA-DINHO	SERICITA-XISTOS E QUARTZITOS, FREQUENTEMENTE FERRUGINOSOS, "METACHERT," ITABIRITOS POBRES CLÁSTICOS (?)	"SHELF" EM SUBSIDENCIA	> 300
	ITABIRA	CAUÊ	ITABIRITOS POBRES A RICOS, RARAMENTE CARBONÁTICOS, HEMATITA RICA, INTERCALAÇÕES FINAS DE FILITOS E METATUFOS (TUFITOS MÁFICOS). NÍVEIS DE RETRABALHAMENTO SINSEDIMENTAR.	ANTIFORMAL NO "SHELF"	~500 MÁX A < 50 MÍN
	CARAÇA	INDIFERENCIADO	MOSCOVITA-QUARTZO-XISTOS, QUARTZITOS FINOS E MICÁCEOS.	"SHELF"	~ 50
	SEQ. DE XISTOS VERDES	INDIFERENCIADO	CLORITA ± QUARTZO ± PLAGIOCLÁSIO ± BIOTITA ± MOSCOVITA ± CARBONATO ± ANFIBÓLIO - XISTOS C/INTERCALAÇÕES DELGADAS DE QUARTZITOS, TURMALINITOS E SULFETOS DISSEMINADOS. TÔPO DA SEQ. GRAFITOSO; BASE MAIS ARENOSA.	"SHELF" SUJEITO A INTENSA ATIVIDADE VULCÂNICA	< 500 ?
	SEQ. DE PARAGNAISSES	INDIFERENCIADO	METAGRAUVACAS, METARCÓSEOS, PARAGNAISSES COM INTERCALAÇÕES DE MOSCOVITA-QUARTZO-XISTOS, QUARTZITOS MICÁCEOS, CLORITA E/OU BIOTITA-QUARTZO-XISTOS, CALCISILICÁTICAS E "WHITE SCHISTS."	SEDIMENTOS FLUVIÁTEIS A LACUSTRINOS DE "RIFT" ATIVO	~1500 ?
COMPLEXO MIGMATITO-GRANULÍTICO DE MG.	INDIFERENCIADO	INDIFERENCIADO	MIGMATITOS, GNAISSES METATÉTICOS, GRANULITOS, ANFIBOLITOS POLIMETAMÓRFICOS E INTRUSIVAS S.L. GRANÍTICAS.		

FIGURA 5 - Coluna estratigráfica simplificada do Supergrupo Minas na região de Itabira, MG (Extraída de Inda et al. 1984).

tes superiores teores em carbonato e grafita. Em termos de distribuição, a "Seqüência de Paragneisses" basal aparece cobrindo grande parte da porção oriental no quadro da Figura 2. Essas duas unidades foram consideradas anteriormente por Dorr & Barbosa (1963) e Dorr (1969) como gnaiss granítico intrusivo ("Seqüência de Paragneisses") e como representantes do Grupo Nova Lima ("Seqüência de Xistos-Verdes").

4.3.3. Estrutura e metamorfismo

Quanto ao aspecto deformacional o Supergrupo Minas é caracterizado, segundo Schorscher et al. (1982), por contatos tectônicos intensamente milonitizados com todas as demais unidades litológicas pré-cambrianos regionais. Ocorrem tipicamente dobras isoclinais recumbentes que exibem, via de regra, repetições/cavalgamentos por falhas de empurrão de baixo ângulo. A existência de megadobras, constituindo grandes sinclinais, não observadas nas rochas adjacentes ou naquelas sotopostas referentes a outras unidades litoestruturais, foi interpretada por Schorscher (1976) como produto de transporte e colocação das estruturas Minas através de "nappes" até à posição atual, portanto, adotando uma origem alóctone para o Supergrupo Minas. Deve-se registrar também a existência de deformações causadas por "uplifts" de blocos do embasamento cristalino, como por exemplo, o Complexo de Bação.

O metamorfismo regional das rochas do Supergrupo Minas (fácies xisto-verde médio a alto) é de grau idêntico ao das rochas Espinhaço e Rio das Velhas adjacentes (Schorscher et al. 1982). Registros termometamórficos podem ser observados em itabiritos dolomíticos do Grupo Itabira e em rochas da Formação Sabará (Gair 1962).

4.4. SUPERGRUPO ESPINHAÇO

O nome Espinhaço, no sentido geográfico, foi criado por W. L. von Eschwege no final do século XIX para designar a serra que, iniciando no Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, se prolonga a norte em direção à Bahia até alcançar a divisa com o Piauí. No sentido estratigráfico, este nome foi empregado primeiramente por Draper (1920, in Inda et al. 1984) quando se referiu aos "Quartzitos Espinhaços" de Diamantina (MG) e, posteriormente, por Moraes Rego (1931) ao denominar os "arenitos e conglomerados" na região da Serra Geral. Um ano após, Freyberg (1932, in Renger 1979) empregou o termo Formação Espinhaço para designar as seqüências filíticas e quartzíticas que constituem a Serra do Espinhaço. Mais tarde, Schobbenhaus et al. (1978, in Dossin 1983) na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, passaram a utilizar a denominação Supergrupo Espinhaço para estas mesmas seqüências.

A unidade litoestratigráfica, aqui considerada, comprende as áreas de ocorrência do Espinhaço meridional, em Minas Gerais, cuja distribuição, no âmbito da Figura 2, ocupa predominantemente a sua porção noroeste e algumas manifestações a sudoeste. Deve ser mencionado, no entanto, que essa porção do Supergrupo Espinhaço meridional se estende, segundo Inda et al. (1984), em relictos de erosão ao longo da borda leste do Quadrilátero Ferrífero até Florália e Mariana (Serra das Cambotas e do Caraça), e ao sul do Quadrilátero Ferrífero até Ouro Branco, formando a Serra de mesmo nome.

4.4.1. Estratigrafia

Estratigraficamente, as rochas do Supergrupo Espinhaço foram subdivididas por Pflug (1968), na região de Diamantina, em oito formações, compreendendo as seqüências mesoproterozóicas clásticas, principalmente quartzíticas, com rochas vulcânicas e vulca-

noclásticas associadas. De baixo para cima, estas formações foram respectivamente denominadas de São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. Kneidl & Schorscher (1972, in Schorscher et al. 1982) introduziram adicionalmente uma unidade xistosa vulcânica a vulcanoclástica basal, que às vezes falta, ou por não deposição ou por erosão subsequente. No contexto regional, as extremidades meridionais da Serra do Espinhaço são representadas, segundo Schorscher et al. (1982) e Inda et al. (1984), em não mais de quatro unidades litoestratigráficas, conforme se ilustra na Figura 6.

Seqüências de Xistos-Verdes: é a unidade basal formada por xistos vulcânicos a vulcanoclásticos variando de básicos a ácidos, os quais são, por vezes, especialmente ricos em apatita.

Formação São João da Chapada: constitui a seqüência quartzítica inferior, de natureza conglomerática na base quando diretamente sobreposta ao Complexo Migmatítico, caracterizada principalmente por apresentar estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada de porte decimétrico.

Formação Sopa-Brumadinho: compreende o nível conglomerático representado por conglomerados intraformacionais grosseiros a finos, monomícticos e polimícticos (quartzitos retrabalhados e seixos abundantes de itabiritos), em geral produtores de diamantes.

Formação Galho do Miguel: representa a seqüência quartzítica superior caracterizada pela presença de estratificação cruzada métrica a decamétrica de "shelf" profundo. É composta essencialmente por ortoquartzitos puros, incluindo também quartzitos ferruginosos e quartzo micaxistos.

SUPERGRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPOSICIONAL	ESPESSURA APROX EM METROS
ESPINHAÇO	AS FORMAÇÕES SUPERIORES DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NÃO FORAM ENCONTRADAS NAS EXTREMIDADES MERIDIONAIS DA SERRA DO ESPINHAÇO E POSSIVELMENTE FALTAM, DEVIDO A NÃO-DEPOSIÇÃO E/OU EROÇÃO				
	SEQUÊNCIA DE XISTOS VERDES	GALHO DO MIGUEL	ORTOQUARTZITOS PUROS COM MEGA-ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS (ALTURA ATÉ 10m E EXTENSÃO ATÉ >100m), LOCALMENTE COM DELGADAS LÂMINAS DE SERICITA-XISTOS NOS PLANOS DE ACAMAMENTO	"SHELF" MAIS PROFUNDO	> 400
		SOPA-BRUMADINHO	QUARTZITOS, ÀS VEZES FERRUGINOSOS, GROSSEIROS A FINOS, MICÁCEOS OU NÃO, COM NÍVEIS DE FILITOS/XISTOS SERICÍTICOS INTERCALADOS E LENTES DE CONGLOMERADOS LOCALMENTE DIAMANTÍFEROS OLIGOMICTOS (FÁCIES ALTAMIRA, COM SEIXOS DE QUARTZO DE VEIO E QUARTZITO) E POLIMICTOS (SEIXOS DE ITABIRITOS POBRES E RICOS EM FERRO, MINÉRIOS RICOS EM FERRO, QUARTZITOS, "METACHERT" E MUITO RAROS SEIXOS DE ROCHAS GRANÍTICAS DO EMBASAMENTO).	DEPÓSITOS MIOGEOSSINCLINAIS "SHELF" RASO SUJEITO A MOVIMENTOS DIFERENCIAIS	~ 120
		SÃO JOÃO DA CHAPADA	QUARTZITOS MICÁCEOS OU NÃO, ÀS VEZES CONGLOMERÁTICOS OU COM SEIXOS ESPARSOS NA PARTE BASAL DA SEQUÊNCIA (SEIXOS DE QUARTZO DE VEIO, QUARTZITO, FILITOS/XISTOS) FILITOS E FILITOS HEMATÍTICOS EM NÍVEIS INTERCALADOS	"SHELF" RASO E ATIVIDADE VULCÂNICA	~ 50
	INDIVISO		CLORITA-ACINOLITA-ALBITA-QUARTZO, QUARTZO-CLORITA, QUARTZO-CLORITA-SERICITA-E SERICITA-QUARTZO-XISTOS / FILITOS DERIVADOS DE TUFO, TUFTOS E VULCANITOS (?) MÁFICOS A ÁCIDOS. SUBORDINADAMENTE XISTOS E FILITOS METAPELÍTICOS GRAFITOSOS E XISTOS METAPELÍTICOS COM CLORITÓIDE	DEPÓSITOS VULCANOCLÁSTICOS, VULCÂNICOS E CLÁSTICOS EM ÁGUAS RASAS	~ 100 A AUSENTE, DEVIDO A NÃO DEPOSIÇÃO E/OU EROÇÃO LOCAL SUBSEQ.
ARQUEANO INDIVISO			COMPLEXO MIGMATITO GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS.	SUPERGRUPO (GREENSTONE BELT) RIO DAS VELHAS	

FIGURA 6 - Coluna estratigráfica simplificada das extremidades meridionais da Serra do Espinhaço (Extraída de Inda et al. 1984).

Conforme assinalam Inda et al. (1984), em termos de variações faciológicas, os quartzitos do Supergrupo Espinhaço, independentemente da posição estratigráfica que ocupam, ficam mais grosseiros, textural e composicionalmente mais imaturos nas partes ocidentais da Serra do Espinhaço e nas regiões vizinhas ao anticlinal central. O transporte sedimentar ocorreu, em geral, de oeste para leste. Um sensível indicador dessas variações é o nível de conglomerados intraformacionais com seixos de itabiritos.

4.4.2. Estrutura e metamorfismo

Tectonicamente, o Supergrupo Espinhaço é caracterizado por esforços compressivos que atuaram de leste para oeste, originando uma sucessão de dobras abertas ligeiramente assimétricas, de grande amplitude, e com eixos preferenciais N-S (Pflug 1965). Está sujeito, também, a cavalgamentos por falhas de empurrão de alto ângulo com vergência para oeste. De oeste para leste as intensidades dos dobramentos, dos empurrões e do metamorfismo regional (fácies xisto-verde) são crescentes.

5. GEOLOGIA DA ÁREA DA JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA

Para melhor conhecer a geologia básica da área da jazida de esmeralda de Itabira foi realizado um trabalho de mapeamento litológico, em escala de 1:20.000, de uma área de aproximadamente 60 km² em torno da mina. Essa etapa consistiu fundamentalmente no conhecimento da petrografia geral das várias litologias ali encontradas, seguida por considerações sobre os aspectos estruturais e efeitos do metamorfismo da região. Com isso foi possível estabelecer dois domínios litoestruturais importantes na área da jazida, os quais serão depois petrograficamente descritos e interpretados para fins de controle da mineralização da esmeralda.

No que se refere ao contexto mineralógico e petrográfico de cada litologia descrita e investigada, tentou-se fazer, sempre que possível, referências aos afloramentos-tipos ou às amostras cujas características principais se acham melhor representadas. Nesse sentido cabe lembrar, entretanto, que a realização da amostragem de campo, representada conforme o mapa de pontos da Figura 7, ocorreu em grande parte nos afloramentos existentes nos cortes de estradas, ferrovia e vales de drenagem, tendo em vista as dificuldades de acesso, a presença de intensa cobertura vegetal e o predomínio de um profundo manto de intemperismo na região.

Em virtude da inexistência de uma base topográfica em escala adequada para o presente trabalho, utilizamos a rede de drenagem obtida através das fotografias aéreas, como referência topográfica para os mapas de ponto e litológico.

5.1. OCORRÊNCIA E DISTRIBUIÇÃO DAS LITOLOGIAS PRESENTES

Conforme ilustra o mapa da Figura 8, a região da jazida de esmeralda de Itabira, investigada para fins de mapeamento li

tológico, foi subdividida em dois grupamentos litoestruturais distintos, sendo um deles representado por rochas gnáissicas de composição granítica, e o outro por uma sequência vulcano-sedimentar parcialmente encaixada nos gnaisses.

O conjunto litológico gnáissico cobre cerca de 70% da área mapeada, totalizando aproximadamente 42 km². Localmente, esse conjunto encontra-se representado por dois tipos diferentes de gnaisses, os quais foram designados em mapa de gnaiss granítico lenticular ("flaser"), do tipo "Granito Borrachudo" (FOTO 3), e de gnaiss granítico não lenticular (FOTO 4). O primeiro tipo, de distribuição dominante, constitui parte integrante de um corpo maior mapeado por Schorscher (1975, in Schorscher et al. 1982) como rochas graníticas do tipo "Granito Borrachudo" que também ocorrem a sudeste da cidade de Itabira (Fig. 2). Esse tipo pode ser descrito genericamente como leucognaisses moderadamente milonitizados apresentando, conforme a FOTO 3, aspecto lenticular, textura porfirítica e granulação média a grosseira (Pontos 23, 24, 27 e 28). São rochas ligeiramente foliadas com atitudes em torno de N70E/20-40NW e uma estrutura fortemente linear conferida pelo alinhamento de agregados e grupos de cristais de biotita alongada. Foram observadas duas fases da rocha, uma delas, a dominante, caracteriza-se por apresentar uma textura de granulação média a grosseira onde os cristais de microclínio podem atingir até cerca de 1 cm no diâmetro maior. A outra fase, de ocorrência subordinada, caracteriza-se por apresentar uma textura de granulação mais fina, porém sempre conservando o aspecto porfirítico. Pelas observações de campo realizadas, nota-se que essas fases estão intimamente intermisturadas, tornando difícil a representação em mapa de cada uma delas. A observação de corpos ou segregações pegmatóides nesse primeiro tipo de gnaiss é relativamente escassa. Quando estão presentes, limitam-se apenas a veios ou vênulas de espessuras centimétricas de natureza quartzo-feldspática. Além disso, observou-se também a presença de

FOTO 3 - Feição do gnaiss granítico lenticular (tipo "flaser") mostrando a estrutura linear imposta pela biotita, o aspecto porfirítico dos cristais de plagioclásio relictos, e os níveis claros, formados por um mosaico quartzo-feldspático associado a quartzo estirado.

FOTO 4 - Gnaiss granítico não lenticular, de granulação fina a média, evidenciando a estrutura linear da biotita e a ausência do aspecto porfirítico. Nota-se nesse tipo de gnaiss que a distribuição da biotita ocorre de forma mais homogênea, não chegando a constituir níveis distintos como no tipo lenticular.

rocha vulcânica representada por um basalto fanerítico na forma de dique com cerca de 2 m de espessura (Ponto 24). O segundo tipo de gnaiss, por sua vez, caracteriza-se por apresentar uma textura de granulação fina a média, não porfirítica, com presença de níveis decimétricos a métricos intensamente milonitizados e uma ocorrência freqüente de segregações de veios ou corpos pegmatóides, os quais podem atingir, às vezes, até uma ou duas dezenas de metros segundo o diâmetro maior (Pontos 05, 66 e 73). Nesse tipo, conforme ilustra a FOTO 4, destacam-se ainda a estrutura fortemente linear imposta pelos cristais de biotita ripiforme e uma foliação fraca com direções variáveis entre N7W e N40W e mergulhos de 20-35SW. A ocorrência desse tipo de gnaiss encontra-se limitada a uma estreita faixa de no máximo 1,2 km de largura bordejando a seqüência vulcano-sedimentar segundo a sua porção oriental através de contatos representados predominantemente por falhamentos, onde as rochas gnáissicas sotopõem-se às da seqüência. Por outro lado, os contatos com os gnaisses graníticos lenticulares ("flaser") são do tipo gradacional. Registra-se ainda uma outra manifestação pequena, de forma tabular estreita, totalmente encaixada na parte central da seqüência.

Conforme se observa no mapa da Figura 8, o conjunto litológico representado pela seqüência vulcano-sedimentar ocupa uma faixa central, grosseiramente alongada segundo a direção norte-sul, de quase toda a extensão da área mapeada. A largura dessa faixa varia, em planta, entre 1,2 km nas porções mais estreitas a 2,7 km nas porções mais largas, sendo que na porção norte ela apresenta continuidade litológica para além dos limites da área investigada, enquanto que a sul encontra-se limitada dentro da área com fechamento de forma elipsoidal. Os limites de contato com as litologias gnáissicas envolventes são, via de regra, representados por falhamentos de empurrão, especialmente nas porções oeste e sudoeste da seqüência, onde se observa freqüentemente uma topografia de escar-

pas abruptas das rochas gnáissicas imposta sobre o pacote xistoso. É comum a ocorrência de cascatas ou pequenas quedas d'água nessas regiões de contatos falhados, as quais podem atingir algumas dezenas de metros. Outra feição interessante apresentada pelos contatos falhados refere-se ao perfil bastante irregular das escarpas gnáissicas, cujas direções ora se orientam para nordeste-sudoeste, ora para noroeste-sudeste, porém conservando um direcionamento geral quase norte-sul. Litologicamente, essa seqüência é composta por um pacote de rochas de aspecto xistoso ou às vezes gnáissico, profundamente alterado, representado por uma sucessão de xistos e gnaisses metapelíticos e xistos de metaultramáficas intimamente intercalados com anfibolitos diversos, quartzitos e veios de quartzo. Os anfibolitos diversos são em geral derivados de metaultramáficas, metaígneas e metatufos básicos. Estas intercalações são compostas por camadas de espessuras decimétricas a métricas e apresentam uma direção geral de xistosidade variável entre N20W e N20E, com mergulhos correspondentes de 20-60SW e 20-45NW. Dado serem as espessuras das camadas demasiadamente finas para o registro individual de cada uma delas em mapa, tomou-se como critério representar a litologia mais freqüente em campos ou porções de predomínio dentro da seqüência vulcano-sedimentar, considerada no mapa da Figura 8, como indiferenciada. Dessa forma, tem-se então um predomínio de rochas quartzíticas com alguns anfibolitos de metaígneas básicas na porção sul, anfibolitos de metatufos e metaígneas básicas com xistos metapelíticos subordinados nas partes leste e centro-leste, e anfibolitos e xistos de metaultramáficas com xistos metapelíticos a oeste. Nas regiões norte e central, bem como parte do extremo sul e sudeste, o registro desses domínios tornou-se de difícil execução, tendo em vista a intensa cobertura vegetal e a conseqüente escassez de afloramentos. Destaca-se, ainda, dentro dessa seqüência, além das litologias anteriormente citadas, o aparecimento freqüente de veios de quartzo, assim como também, de veios ou ramificações pegmatóides de natureza quartzo-feldspática intensamente cau-

linizados. O aparecimento desses veios torna-se mais freqüente, adquirindo espessuras às vezes métricas, à medida que se aproxima dos contatos falhados com os gnaisses graníticos. Eles ocorrem preferencialmente de forma subparalela com as camadas encaixantes ou, no caso dos veios pegmatóides, constituindo também concentrações preferenciais nos ápices de dobras próximas aos contatos falhados.

Sob o aspecto deformacional, tanto a seqüência vulcano-sedimentar quanto os gnaisses graníticos manifestam sinais de cataclase, sendo a estrutura milonítica um aspecto bastante generalizado nessas rochas. Nas proximidades dos contatos falhados é comum o aparecimento de dobras apertadas e invertidas (dobras de arrasto) nas litologias da seqüência, especialmente ao longo da sua borda ocidental.

5.2. PETROGRAFIA DA ÁREA DA JAZIDA DE ITABIRA

O estudo apresentado neste tópico refere-se, fundamentalmente, à descrição da petrografia microscópica das rochas ocorrentes na área da jazida de Itabira, conforme as associações já enumeradas no tópico anterior. A sistemática utilizada para separação e individualização de cada uma das litologias foi baseada essencialmente em critérios texturais, mineralógicos e nas observações de campo realizadas. Quanto aos critérios mineralógicos levou-se em conta, especialmente, a variação e o conteúdo das espécies minerais identificadas, bem como a presença ou não de minerais índices. Procurou-se ainda, nas descrições, além do fornecimento de dados da composição volumétrica (análise modal) de várias rochas, enfatizar os principais aspectos texturais, mineralógicos e observações que pudessem auxiliar nas interpretações dos efeitos estruturais, metamórficos e das seqüências de cristalização.

5.2.1. Gnaisses graníticos indiferenciados

Dois tipos distintos de gnaisses serão descritos nesta categoria, os quais, em face dos comportamentos petrográfico e estrutural serem sobretudo monótonos em cada um deles, foram registrados em mapa como domínios litológicos indiferenciados. Essas duas litologias, embora muito semelhantes no que se refere ao aspecto estrutural, à composição mineralógica principal e acessória, diferem entre si no aspecto textural. Dessa forma, a individualização de cada um desses tipos, em campo, torna-se facilitada, às vezes, até em maior grau do que no estudo microscópico.

Gnaisse granítico lenticular ("flaser") (tipo "Granito Borrachudo"): esse tipo litológico, já descrito e parcialmente mapeado por alguns autores mais antigos (Freyberg 1932, Schneiderhöhn 1935; in Schorscher et al. 1982), tem, nas adjacências de Itabira, especialmente a norte, a oeste e a sul, as suas ocorrências típicas. Ali, foram considerados por aqueles autores como rochas graníticas ou rochas graníticas metamorфizadas de feição cataclástica. Dorr & Barbosa (1963) denominaram-nas de "Granito Borrachudo", onde foram consideradas como rochas ígneas potássicas, de origem não metamórfica, mais jovens do que as rochas do Supergrupo Minas. Posteriormente, Schorscher (1975, in Schorscher et al. 1982), em trabalho de mapeamento realizado na região de Itabira, descreve, além das ocorrências anteriores, uma outra situada a SE daquela cidade. No conjunto, essas ocorrências foram consideradas pelo último autor como rochas graníticas do tipo "Granito Borrachudo" pertencentes ao Complexo Basal da região do Quadrilátero Ferrífero "lato sensu". Ressalta-se, ainda, que as condições de metamorfismo progradante impostas a algumas partes do corpo a N, e a todo o corpo a SE de Itabira, extinguíram significativamente as características genéticas dos granitóides originais, transformando-os em gnaisses lenticulares ("flaser") de granulação média a grossa. Chemale

(1987), em estudo do corpo a norte e oeste da cidade de Itabira, considera essas rochas como produtos de magmas alcalinos anidros, sendo colocadas no embasamento granito-gnáissico em ambiente anorogênico, antes de se iniciar os primeiros processos tectonometamórficos nas rochas supracrustais dessa região. Segundo este autor, durante a primeira deformação do Distrito Ferrífero de Itabira essas rochas foram deformadas por cisalhamento simples, produzindo metagranito com foliação paralela à das rochas supracrustais.

Nas proximidades da jazida de Itabira, essa rocha caracteriza-se por apresentar uma coloração cinza-clara, foliação distinta, estrutura linear bem definida e uma textura granoporfiroblástica a granolepidoporfiroblástica média, às vezes, até grosseira. Pela observação dos índices de cor (I.C.) apresentados na Tabela 1, nota-se que a quase totalidade das rochas são gnaisses leucocráticos, aparecendo apenas subordinadamente alguns termos hololeucocráticos. A estrutura linear é determinada essencialmente pelos flocos ou grupos de cristais de biotita alongada coincidentemente com a foliação, ainda, não muito bem desenvolvida. Algumas medidas de atitudes, já referidas no tópico anterior, apontam para uma direção N70E dominante, com mergulhos variáveis entre 25 e 40NW.

A mineralogia básica é representada por quartzo, feldspato alcalino pertítico, plagioclásio (oligoclásio) e biotita, estando presente, também, anfibólio em proporções menores. Fluorita, clinozoisita-epídoto, allanita, muscovita, clorita, carbonato, zircão, titanita, granada, apatita e opacos representam a mineralogia acessória. Conforme os dados modais da composição mineralógica básica desse gnaiss, apresentados na Tabela 1, o quartzo constitui a fase mais abundante ($\approx$ 30-60%), seguido depois por feldspato alcalino ($\approx$ 19-40%) e plagioclásio (3-38%). A biotita pode chegar até cerca de 10%, porém os valores mais freqüentes estão compreendi

TABELA 1
ANÁLISES MODAIS DO GNAISSE GRANÍTICO LENTICULAR ("FLASER")
DA REGIÃO DA JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA, MG

Amostras Minerais	01B	03	19	20	21	23	24A	24B	27	28	28A	33	36A	36D	40	54	56	59B
Quartzo	45,6	59,8	50,8	45,0	55,6	61,0	56,4	51,5	43,6	57,6	51,7	29,4	51,1	48,1	41,4	50,4	51,1	36,6
Felds. alc.	36,5	23,3	24,3	30,9	24,8	18,8	31,9	35,1	40,7	31,0	34,3	24,4	23,5	26,6	28,0	35,3	37,0	38,3
Plagioclásio	11,5	12,8	8,4	9,8	6,0	3,0	5,0	7,1	6,2	3,4	7,2	38,1	14,2	12,9	27,3	8,0	5,5	15,5
Biotita	6,2	3,9	10,2	8,5	8,1	7,6	5,6	5,7	8,5	7,0	4,4	8,0	9,5	8,5	0,3	5,9	5,6	4,7
Anfibólio	tr	-	4,8	4,8	4,9	8,2	-	0,1	0,3	-	-	-	0,2	-	-	-	0,1	4,5
Clinzoisita- epídoto	tr	tr	0,7	tr	tr	0,2	tr	tr	0,2	0,2	0,1	-	0,1	0,6	-	-	0,1	0,1
Allanita	0,2	tr	0,6	0,1	0,4	0,5	tr	tr	tr	tr	0,6	-	0,3	0,2	tr	tr	0,2	0,2
Fluorita	tr	tr	tr	-	-	-	0,7	0,2	tr	-	-	-	-	-	-	0,2	tr	tr
Muscovita	-	tr	-	tr	tr	-	-	-	0,5	tr	0,3	tr	tr	1,4	2,7	-	tr	-
Clorita	tr	-	-	tr	tr	-	-	0,2	tr	0,8	0,9	-	tr	0,2	tr	-	tr	-
Carbonato	tr	-	-	-	tr	-	-	0,1	tr	tr	0,4	tr	-	0,1	tr	-	-	-
Titanita	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-
Apatita	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	-	tr	-	-	-	-	-	-	-
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-	tr	tr
Granada	tr	-	-	0,9	0,1	0,7	0,2	-	-	-	-	-	0,7	1,4	tr	-	-	-
Opacos	tr	0,2	0,2	-	tr	tr	0,2	-	-	tr	0,1	0,1	0,4	tr	0,3	0,2	0,4	0,1
I. C.	6,8	4,1	16,5	14,3	13,5	17,2	6,7	6,3	9,5	8,0	6,8	8,1	11,2	12,4	3,3	6,3	6,4	9,6

dos entre 6 e 8%. Observa-se, entretanto, que apesar da grande variação modal do plagioclásio, apenas raramente ele ultrapassa valores superiores a 10%. Os percentuais mais elevados foram registrados apenas em amostras coletadas nas proximidades dos contatos falhados com a seqüência vulcano-sedimentar (e. g. Amostras 33, 36, 40 e 59).

O quartzo apresenta-se predominantemente constituindo um mosaico granoblástico de recristalização, onde se observam junções trípticas entre os seus cristais ou com os feldspatos adjacentes. Nesse caso, exibe formas subédricas algo arredondadas e contatos nítidos bem definidos. Aparece também em cristais alongados, de forma elipsoidal, formando níveis preferenciais de distribuição segundo a foliação da rocha (Fotomicrografia 3) ou, mais raramente, em cristais xenomórficos subarredondados de contornos bem denteados. As formas alongadas são quase sempre acompanhadas por extinção ondulante. Por vezes, pode-se observar, ainda, quartzo fraturado pré-metamórfico com recristalização criptocristalina das fraturas indicando certo grau de cataclase. Granulometricamente, pode apresentar dimensões bastante variáveis (0,1-5,0 mm), destacando-se as formas alongadas como sendo as de maiores dimensões. Cristais euédricos ou elipsoidais de zircão e lâminas isoladas de biotita, orientada paralelamente à foliação externa, são as inclusões mais freqüentes.

O feldspato alcalino é representado basicamente por microclínio, sendo em geral facilmente reconhecido pela sua estrutura em grade típica, como também pelo baixo grau de alteração deutérica. A albita também pode estar presente, geralmente, como lamelas de intercrescimento junto ao microclínio (microclínio pertítico) ou constituindo simplesmente pertitas. Pode-se reconhecer, aqui, dois tipos distintos de microclínio. Um deles é caracterizado por uma granulometria grosseira (>0,5 cm) e constitui os porfiroblas-

tos dessa rocha (Fotomicrografias 1 e 2), os quais são representados por microclínio geralmente pertítico substituindo parcial ou totalmente plagioclásio reliquiar. Esse plagioclásio, considerado como de pequena expressão volumétrica nesse tipo de gnaiss, mostra-se freqüentemente saussuritizado e "incluso" nos grandes cristais de microclínio (Fotomicrografia 2). Ocasionalmente, pode-se observar nos porfiroblastos fraturas preenchidas com quartzo, albita e microclínio não pertítico recristalizados, além de pequenas ripas de biotita, não orientada com a foliação externa, presentes como inclusão. O quadro destas últimas características sugere uma cristalização tarditectônica para os porfiroblastos de microclínio pertítico. O segundo tipo de microclínio, com dimensões que variam de 0,2 a 2,0 mm, é representado por cristais, às vezes, pertíticos junto ao mosaico granoblástico quartzo-feldspático recristalizado (Fotomicrografia 4). Podem mostrar formas subédricas algo subarredondadas ou aspecto xenomórfico com contornos reentrantes e irregulares quando ligeiramente alongados.

O plagioclásio, além da fase reliquiar substituída por microclínio já referida anteriormente, é também um dos integrantes da matriz, estando aí predominantemente representado. Mostra-se em geral maclado segundo a Lei da Albita e mais raramente segundo Carlsbad, predominando lamelas largas e bem espaçadas quando está recristalizado na matriz granoblástica e mais finas e numerosas quando reliquiar. Composicionalmente, é constituído por oligoclásio (An_{10-30}), determinado opticamente pelo método de Michel-Lévy (Kerr 1959). As dimensões são quase sempre inferiores a 2,0 mm, predominando o aspecto xenomórfico subarredondado e subordinadamente formas subédricas de seções poligonais, sendo comum observar-se nas relações de contato com os feldspatos alcalinos bordas albiticas de reação formando auréolas.

Dentre os componentes máficos, a biotita representa a

0,5 mm

FOTOMICROGRAFIA 1 - Gnaiss granítico lenticular ("flaser") exibindo, no canto inferior esquerdo da Foto, porfiroblasto de microclínio como pseudomorfo sobre plagioclásio. Observa-se neste porfiroblasto, em posição ligeiramente diagonal, uma fratura preenchida por albita, quartzo e microclínio recrystalizados. Outra feição interessante é representada pelas lamelas de biotita, presentes no mosaico quartzo-feldspático, contornando o porfiroblasto de microclínio. Nicóis cruzados.

0,5 mm

FOTOMICROGRAFIA 2 - Grande porfiroblasto de microclínio preservando em seu interior plagioclásio relict, ligeiramente saussuritizado, sob a forma de inclusão. As partes brancas no plagioclásio correspondem às porções mais bem conservadas. Nicóis cruzados.

FOTOMICROGRAFIA 3 - Níveis preferenciais de quartzo estirado grosseiro com recristalização em subdomínios. A orientação destes cristais, de forma elipsoidal alongada, ocorre segundo a foliação da rocha, evidenciada, neste caso, pela orientação da biotita presente no mosaico granoblástico mais fino. Nicóis cruzados.

FOTOMICROGRAFIA 4 - Nível máfico típico orientado segundo WSW-ENE, mostrando a associação da biotita parda com minerais do grupo do epídoto (principalmente allanita) e opacos. A allanita é representada pelos agregados granulares finos, de cor de polarização elevada, concentrados no setor centro-oeste da Foto. Observa-se, ainda, no mosaico granular a presença de microclínio com estrutura em grade característica. Nicóis cruzados.

fase mais abundante. Aparece em agregados de cristais e em ripas isoladas constituindo uma estrutura fortemente linear. A distribuição dos agregados ou grupos de cristais dá-se grosseiramente segundo níveis preferenciais (Fotomicrografia 4), enquanto os cristais ripiformes isolados ocorrem mais homogeneamente dispersos no interior da rocha mantendo, porém, a tendência de orientação. Apresenta pleocroísmo forte (X = castanho amarelado pálido, Y = Z = castanho esverdeado escuro quase negro), indicando tratar-se possivelmente de uma variedade rica em ferro. As suas dimensões variam desde cristais diminutos (0,2 mm) até palhetas bem alongadas ($\approx 5,0$ mm) predominantemente euédricas. Associa-se freqüentemente a outros máficos tais como anfibólio, minerais do grupo do epidoto, clorita, zircão, titanita e opacos. A Fotomicrografia 4 ilustra um desses níveis onde predomina a biotita castanha. Um aspecto interessante apresentado pelas palhetas e ripas de biotita é a limitação imposta ao crescimento dos cristais do mosaico granoblástico, especialmente quartzo e feldspatos em geral. Elas podem aparecer ainda como inclusão nos feldspatos pertíticos orientadas paralelamente à foliação externa. Estas características indicam, certamente, uma cristalização dos minerais do mosaico granoblástico posterior à cristalização da biotita, sendo esta uma fase pré-cinemática a sincinemática em relação ao evento deformativo.

O anfibólio, presente junto aos níveis máficos desse gnaisse, caracteriza-se opticamente por apresentar pleocroísmo distinto (X = verde amarelado pálido, Y = verde oliva escuro e Z = verde azulado escuro), caráter biaxial negativo com $2V$ quase nulo e extinção máxima da ordem de $Z \wedge c = 36^\circ$. Tais características sugerem tratar-se, possivelmente, do anfibólio sódico raro fluotaramita (Roubault 1963, Tröger 1979). A sua associação com a biotita indica uma cristalização também posterior à da mica, uma vez que esta pode aparecer como inclusão orientada segundo a foliação externa ou condicionar o desenvolvimento dos cristais desse anfibó-

110.

Com relação à mineralogia acessória, já citada anteriormente, destacam-se os minerais do grupo do epídoto (clinozoisita-epídoto e allanita) em agregados granulares de pequenos cristais predominantemente condicionados aos níveis máficos, a fluorita anédrica intersticial junto ao mosaico granoblástico e o zircão. Este último, presente em quase todas as amostras examinadas, mostra formas euédricas quadrangulares ou alongadas (até 0,4 mm) e elipsoidais de perfis suaves, sendo comum encontrá-lo em estado metamórfico. O zircão pode ser encontrado em meio às palhetas de mica, exibindo halos pleocróicos típicos, ou como inclusão nos cristais de quartzo e feldspatos do mosaico granoblástico. Muscovita, carbonato e clorita são geralmente provenientes da alteração deutérica de outros minerais. A clorita, por sua vez, é quase sempre derivada da alteração da biotita, sendo caracterizada por apresentar cor verde pleocróica ($X = Y =$ esverdeado e $Z =$ verde amarelado pálido quase incolor), extinção paralela, caráter óptico biaxial negativo com $2V$ quase nulo e alongação positiva ("length-slow"). Estas características ópticas da clorita indicam tratar-se de variedade rica em Fe, Mn e Cr (Albee 1962). A granada aparece em cristais pequenos de aspecto xenomórfico com perfis muito irregulares. Ocorre junto aos níveis máficos ou ao mosaico granoblástico, podendo chegar até cerca de 1,5% (caso da Amostra 36D), porém não fornece evidências para uma interpretação segura da sua ordem de cristalização. Os cristais de apatita, geralmente de aspecto subédrico, são encontrados como inclusões diminutas no quartzo ou nos feldspatos e nos interstícios do mosaico granoblástico, podendo exibir, por vezes, um caráter óptico ligeiramente biaxial. Opacos e titanita ocorrem apenas subordinadamente, estando a titanita limitada aos níveis máficos, especialmente associada aos minerais do grupo do epídoto, enquanto os opacos apresentam uma distribuição aleatória.

Como já foi referido anteriormente, a textura granolepidoporfiroblástica em mosaico, ligeiramente foliada, é de carácter dominante na litologia gnáissica estudada. Porém, algumas variações texturais foram observadas, podendo destacar-se uma variação de granulometria fina, pouco foliada, correspondente às Amostras 24A, 24B, 28 e 40, e uma outra, de granulometria média a grossa, pouco foliada, representada pela Amostra 25.

Em termos composicionais, a litologia estudada é representada predominantemente por um biotita gnaiss $\pm$ anfibólio e muito raramente por gnaiss com biotita. A variação biotita-anfibólio gnaiss só foi observada na Amostra 23. A tentativa de representação, em mapa, dessas variações composicionais ou texturais tornou-se inexecutável, diante do adensamento de pontos conseguido, ainda insuficiente, e à falta de continuidade das mesmas.

Petrograficamente, a representação modal desse gnaiss no triângulo Q-FA-P (Streckeisen 1967 e 1976), corresponde predominantemente à composição granítica (campos 3a e 3b) e aos granitóides ricos em quartzo (Fig. 9). Nota-se, entretanto, uma concentração maior dos pontos nas proximidades limítrofes do campo do álcali granito (campo 2), indicando, assim, um possível enriquecimento dessa rocha em elementos alcalinos altamente móveis (K e Na) imposto pelo metamorfismo regional. Com base nas evidências texturais estudadas, especialmente pela notável substituição de plagioclásio reliquiar por microclínio, supõe-se, aqui, uma rocha de partida consideravelmente mais pobre em elementos alcalinos.

Gnaiss granítico não lenticular: esse gnaiss caracteriza-se basicamente por apresentar coloração cinza-clara ligeiramente rósea, foliação pouco desenvolvida, estrutura fortemente linear e uma textura granolepidoblástica fina a média. Por se localizar em uma faixa acompanhando subparalelamente a direcção de falha-

FIGURA 9 - Representação modal dos gnaisses graníticos lenticular ("flaser") e não lenticular da região da jazida de esmeralda de Itabira, MG, no triângulo de Streckeisen (1967 e 1976). Neste triângulo consideram-se $M < 90\%$ e $Q + FA + P = 100\%$, onde M = minerais máficos, Q = quartzo, FA = feldspato alcalino (potássico + albita) e P = plagioclásio. Os campos ocupados pelos gnaisses correspondem a 1b = granitóides ricos em quartzo, 3a = granito e 3b = granito.

- Gnaiss granítico lenticular ("flaser")
- Gnaiss granítico não lenticular

mento da borda oriental da seqüência vulcano-sedimentar, é muito freqüente a observação de juntas, fraturas e níveis decimétricos a métricos intensamente milonitizados paralelos à sua estrutura linear. Além disso, a ocorrência de veios pegmatóides e pegmatíticos pode ser considerada freqüente nessa litologia. Haja vista a mineralização de berilos azuis (águas-marinhas) e amarelados (heliodoro), além de turmalina rara, em um corpo pegmatítico junto ao Ponto 73. Nesse local exploraram-se, através de garimpagem, águas-marinhas com qualidade gemológica por aproximadamente três anos (1984-1986), onde o corpo foi aparentemente todo exaurido.

Petrograficamente, esse gnaiss distingue-se do gnaiss anteriormente descrito pela inexistência de porfiroblastos de microclínio substituindo plagioclásio reliquiar e, ainda, pela manifestação local mais intensa de segregações pegmatíticas. Essas segregações, quando são de dimensões centimétricas, ocorrem praticamente acompanhando a estrutura linear imposta pela biotita, ao passo que as maiores, de dimensões métricas, manifestam-se sob a forma de ramificações, em geral, preenchendo juntas e fraturas da rocha.

No que se refere à mineralogia global, essa rocha é de tudo semelhante ao gnaiss granítico lenticular ("flaser") da seção anterior, diferindo apenas por mostrar um conteúdo mais elevado em plagioclásio (10-26%) e mais baixo em biotita (<5%). A Tabela 2 ilustra as análises modais de cinco amostras de pontos diferentes desse gnaiss, as quais podem ser classificadas petrograficamente como um gnaiss leucocrático a hololeucocrático com biotita + muscovita de composição essencialmente granítica. Verifique-se, portanto, pela representação modal da Figura 9, que os campos ocupados por essa rocha correspondem a 3a + 3b (= granito).

Quanto aos minerais essenciais, destaca-se também a presença dominante do mosaico granoblástico de recristalização

TABELA 2

ANÁLISES MODAIS DO GNAISSE GRANÍTICO NÃO LENTICULAR
DA REGIÃO DA JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA, MG

Amostras Minerais	08	05B	06B	51	66
Quartzo	41,1	48,5	55,4	41,3	44,6
Feldspato alcalino	30,1	31,4	28,0	26,6	36,6
Plagioclásio	26,4	15,5	10,6	26,1	16,2
Biotita	2,4	4,2	4,3	2,2	1,9
Anfibólio	-	-	1,4	tr	tr
Clinozoisita-epídoto	-	tr	tr	-	-
Allanita	-	tr	0,2	tr	tr
Fluorita	-	0,4	tr	-	0,1
Muscovita	-	tr	tr	3,8	-
Clorita	-	-	-	tr	-
Apatita	-	-	-	tr	-
Carbonato	-	-	-	tr	-
Zircão	-	-	tr	tr	tr
Opacos	tr	tr	0,1	tr	0,6
I. C.	2,4	4,6	6,0	6,0	2,6

formado por quartzo, plagioclásio (oligoclásio) e microclínio às vezes pertítico. O microclínio, com estrutura em grade típica, é a fase mais desenvolvida, podendo alcançar até 0,5 mm no diâmetro maior, porém não chega a formar porfiroblastos. Além disso, o desenvolvimento dos cristais do mosaico é geralmente limitado pelo alinhamento das ripas de biotita parda, a qual se caracteriza, aqui, por apresentar uma distribuição predominantemente homogênea das palhetas e cristais euédricos bem individualizados. Na mineralogia acessória registram-se ainda o aparecimento de anfibólio opticamente idêntico ao do gnaiss lenticular ("flaser"), allanita, fluorita, muscovita e opacos, além de traços de clinozoisita-epídoto, zircão, clorita, apatita e carbonato. A magnetita é o representante opaco dominante, ocorrendo em cristais geralmente octaédricos dispersos intersticialmente no mosaico granoblástico.

5.2.2. Seqüência vulcano-sedimentar

Esse pacote de rochas é predominantemente composto por litologias de feição xistosa ou gnáissica, o qual mostra como característica estrutural notável uma foliação bem desenvolvida. Predominam nessa seqüência xistos metapelíticos e anfibolitos diversos. Em menor escala aparecem xistos derivados de metaultramáficas, gnaisses metapelíticos e quartzitos. Como já referido anteriormente, as rochas desse pacote ocorrem intimamente associadas formando intercalações sucessivas, cujas espessuras individuais raramente ultrapassam 5 metros. O grau de alteração intempérica é bastante acentuado, especialmente nas litologias xistosas, onde praticamente inexistem afloramentos superficiais preservados. Os anfibolitos de estrutura gnáissica, além de alguns quartzitos subordinados, são os membros mais bem preservados. Afloramentos frescos de anfibolitos podem ser encontrados em alguns cortes de estradas ou, por vezes, constituindo lagedos próximos aos vales de drenagem (Pontos 11, 47 e 48).

Xistos e gnaiss metapelíticos: três tipos distintos de xistos metapelíticos serão descritos neste item, os quais em seu conjunto se caracterizam mineralogicamente pela presença marcante de muscovita associada à biotita, além de quartzo em geral abundante. Nos casos de metapelitos de composição mais complexa, tem-se o aparecimento de plagioclásio, cordierita e quartzo como componentes essenciais, neste caso, acompanhados por minerais micáceos e outros silicatos aluminosos. O componente gnáissico, por sua vez, é representado por apenas uma litologia de características pelíticas, cuja ocorrência corresponde ao Ponto 49 da Figura 7.

a) Muscovita-quartzo xisto + biotita - Essa litologia caracteriza-se principalmente por apresentar uma coloração bastante clara e manifestar-se em níveis de intercalações em geral decimétricos. Espessuras superiores a 1 metro não foram observadas no interior da seqüência. Essa rocha mostra uma xistosidade bem definida pela orientação da muscovita, cuja textura pode ser descrita como lepidoblástica heterogranular fina a média com sinais de intensa cataclase.

Os minerais constituintes básicos são representados por quartzo, o qual pode chegar até 55% em volume, e muscovita, podendo atingir até 45% (Amostra 41A). Subordinadamente aparecem biotita associada à muscovita, alguns cristais de espinélio e traços de zircão e opacos.

O quartzo apresenta-se totalmente xenomórfico com contornos irregulares e com uma granulometria bastante variável (0,1-5,0 mm). Mostra caráter fragmentário e uma distribuição em níveis milimétricos preferenciais alternantes com a muscovita (Fotomicrografia 5). Por vezes, observa-se também quartzo ligeiramente alongado, com domínios de subgrãos, disposto segundo a xistosidade da rocha, exibindo contornos irregulares de aspecto denteado. A fei-

ção fragmentária é observada geralmente em domínios ou níveis preferenciais, onde o quartzo apresenta uma maior variação de tamanho e um maior número de fragmentos pequenos ($<0,3$ mm), além da presença de sílica recristalizada nos interstícios granulares. Em nicóis cruzados exhibe extinção predominantemente ondulante. O aparecimento de inclusões constituídas por palhetas alongadas de muscovita euédrica, orientadas paralelamente à xistosidade principal (S_1) da rocha, indica uma cristalização posterior do quartzo em relação à mica.

A muscovita, por sua vez, apresenta-se também formando níveis milimétricos preferenciais, estando dominantemente orientada (Fotomicrografia 5). Mostra, entretanto, uma deformação (S_2) em direção quase perpendicular à xistosidade principal (S_1) o que confere aos níveis micáceos formas ligeiramente sigmoidais. Além disso, apresenta também feição cataclástica caracterizada por uma fragmentação dos cristais em palhetas diminutas, localmente, bastante desorientadas. Quando menos fragmentadas, as palhetas podem atingir até cerca de 5,0 mm de comprimento nas seções perpendiculares à clivagem, enquanto os fragmentos pequenos atingem até 0,1 mm como dimensão menor. Opticamente esta mica é caracterizada por uma birrefringência elevada (amarelo ao laranja de 2ª ordem), caráter biaxial negativo com 2V relativamente baixo ($\approx 30^\circ$), e uma elongação positiva ("length-slow") segundo a direção de clivagem.

Com relação à mineralogia acessória, destacam-se os pequenos cristais de espinélio verde (hercinita ?) exibindo aspecto quebradiço, e o zircão xenomórfico de contornos arredondados presente como inclusão no quartzo ou intersticialmente entre os grãos de quartzo e mica.

Posto isto, ressalta-se entretanto, que o caráter sedimentar ou pelítico desta rocha pode ser certamente justificado pe-

FOTOMICROGRAFIA 5 - Textura lepidoblástica de caráter heterogranular em muscovita-quartzo xisto pelítico. A foliação notável dessa rocha é resultante do aparecimento de quartzo, por vezes, alongado e em grãos de tamanhos variados constituindo níveis milimétricos preferenciais alternantes com a muscovita em palhetas alongadas. Nicóis cruzados.

FOTOMICROGRAFIA 6 - Feição de muscovita-biotita-quartzo xisto + granada mostrando biotita parcialmente substituída por caulinita de intemperismo, granada subédrica rodeada por contornos de alteração avermelhados (setor SW da Foto), e quartzo, em parte, estirado. A matriz de quartzo fino recrystalizado aparece muito subordinada-mente. Nicóis cruzados.

lo alto conteúdo de mica branca laminada, pela disposição textural regular e bem individualizada do quartzo e da mica em níveis milimétricos a submilimétricos alternantes e, por fim, pela presença de zircão de aspecto detrítico.

b) Muscovita-biotita-quartzo xisto + granada + estaurolita - Embora muito semelhante textural e estruturalmente à litologia descrita no item anterior, essa rocha apresenta um alto conteúdo em biotita (até 35%) associada à muscovita (até 15%), além da presença quase constante de granada em quantidades subordinadas e ocasionalmente de estaurolita (Amostras 42, 43 e 45). Outros minerais subordinados são representados por plagioclásio, espinélio, opacos e traços de zircão. A caolinita de intemperismo aparece também em quantidades variáveis substituindo micas, especialmente biotita, e cristais de granada (Fotomicrografia 6). Em face do alto grau de alteração intempérica das litologias xistosas, a rocha aqui descrita exibe predominantemente uma coloração rósea típica devida, em parte, à decomposição da biotita. Em termos de ocorrência, esse xisto pode ser considerado como um dos membros que ocupa a maior área entre as várias litologias xistosas da seqüência vulcano-sedimentar, sendo superado apenas pelos anfibolitos diversos. As dimensões das camadas, dispostas sempre como intercalações sucessivas, são bastante variáveis, podendo atingir localmente até uma ou duas dezenas de metros de largura. O caráter cataclástico pode ser traduzido, conforme os conceitos de Spry (1969) e Bard (1980) por uma textura de feição protomilonítica com o aparecimento de quartzo estirado.

Ao microscópio, o comportamento textural das micas, bem como o do quartzo, é semelhante àquele já descrito no xisto do item anterior, devendo-se destacar porém a feição fragmentária por vezes mais intensa destes minerais e a deformação (S_2), também referida, imposta à xistosidade principal e evidenciada pelas micas.

Opticamente a biotita mostra uma coloração castanha escura, geralmente mascarada pela alteração intempérica, pleocroísmo moderado a alto (X = castanho pálido e $Y = Z$ = castanho escuro), caráter biaxial negativo e $2V$ muito baixo ($2-8^\circ$).

A granada, na Amostra 45, atinge cerca de 3,5% da composição volumétrica da rocha. Apresenta-se bastante alterada, especialmente nas bordas e nas regiões de fraturas, onde se observa a presença freqüente de um material amarelo-avermelhado de aspecto terroso, translúcido e ligeiramente anisotrópico (Fotomicrografia 6). Essa granada ocorre em grãos isolados ou em agregados de grupos de cristais aleatoriamente distribuídos nos interstícios do quartzo ou da biotita, onde ocasionalmente substitui esta última. Os seus cristais, medindo entre 0,2 a 1,3 mm, são geralmente anédricos com contornos subarredondados e exibem, às vezes, estrutura poiquilítica com envolvimento de quartzo xenomórfico. O aparecimento, por vezes raro, de uma estrutura ligeiramente helicítica sugere uma cristalização sintectônica para essa granada.

A estaurolita constitui outro mineral metamórfico importante identificado nesse xisto. Em termos volumétricos não ultrapassa 1,5%. Seu aparecimento nessa litologia restringe-se apenas à Amostra 45, o que provavelmente indica o ponto de primeira aparição deste mineral. Ocorre em cristais ligeiramente alongados de até 7,0 mm de comprimento, apresentando estrutura poiquilítica com envolvimento de quartzo e não mostra orientação preferencial. Após ser investigada em platina universal a 4 eixos, observaram-se, como características ópticas principais, pleocroísmo moderado a alto (X = amarelo pálido quase incolor, Y = amarelo pálido e Z = amarelo dourado), caráter biaxial positivo e $2V = 80^\circ$, indicando tratar-se, segundo estudos de Ribee (1982), de uma estaurolita rica em Fe (proporção de 18 átomos de Fe para 24 átomos de O + OH). A sua ocorrência junto aos interstícios de recristalização do quar-

tzo, aliada a ausência de ação cataclástica, sugere tratar-se de um mineral pós-cinemático.

O espinélio esverdeado (hercinita ?), de dimensões geralmente inferiores a 1,0 mm, apresenta-se em cristais xenomórficos isolados com seções ligeiramente arredondadas ou, às vezes, subédricos com seções quadráticas. Exibe distribuição aleatória e um aspecto parcialmente fraturado, o qual pode ser devido à partição octaédrica comum aos minerais do seu grupo. Quando aparece junto aos níveis biotíticos, a mica pode mostrar estrutura de deformação envolvendo alguns cristais de espinélio, indicando possivelmente uma cristalização pré-cinemática a sincinemática para esse mineral.

Além de cristais diminutos de zircão geralmente arredondados, presentes como inclusão no quartzo ou intersticialmente, foram observados também alguns cristais pequenos de plagioclásio xenomórfico de distribuição intersticial mostrando macla polissintética.

c) Muscovita-biotita-cordierita-plagioclásio-clorita xisto + sillimanita - Esse tipo de xisto foi encontrado apenas como ocorrência subordinada na margem centro-oriental da seqüência vulcano-sedimentar (Pontos 64 e 286), praticamente no contato com o gnaiss granítico não lenticular, correspondendo localmente a intercalações estreitas de dimensões centimétricas a métricas junto a rochas de natureza anfibolítica.

Texturalmente, pode ser descrita como uma rocha granolepidoblástica média a grosseira com indícios de deformação expressos principalmente pelas características do quartzo e da clorita. Quartzo, plagioclásio e cordierita integram os domínios granoblásticos marcados, em geral, por uma tendência heterogranular. Clorita, biotita e muscovita constituem os minerais foliados, os quais são, em parte, responsáveis pela xistosidade distinta observada.

A sillimanita representa o constituinte menor, ocorrendo preferencialmente junto aos domínios granoblásticos de quartzo e plagioclásio. Rutilo, zircão e apatita são os minerais acessórios principais.

Dentre os minerais granulares, o quartzo é o constituinte mais abundante ($\approx 25\%$), sendo seguido de perto por plagioclásio e cordierita (Amostras 286-3 e 286-5), ambos aparecendo em proporções quase equivalentes (cerca de 15%). O quartzo pode mostrar formas subédricas com junções trípticas, quando integrante dos domínios granoblásticos de recristalização, subangulosas de aspecto fraturado e alongadas ou estiradas. A cordierita mostra-se incolor, xenomórfica com contornos ligeiramente irregulares, sem clivagem, e ocorrendo predominantemente nos interstícios granulares juntamente com o quartzo e o plagioclásio. O reconhecimento óptico deste mineral foi facilitado pela presença de inclusões de zircões com halos pleocróicos e pela pinitização de cor amarelada de suas bordas e de algumas fraturas interiores. O plagioclásio, por sua vez, identificado opticamente como oligoclásio, é aqui notavelmente caracterizado por apresentar bordas de reação sob a forma de filmes delgados contornando os seus grãos, os quais podem ser interpretados possivelmente como resultado de fusão parcial incongruente em presença de quartzo. O aparecimento da cordierita nessa rocha indicaria, portanto, que estes minerais foram submetidos a condições metamórficas de temperaturas algo elevadas.

Os minerais placoidais, aqui representados por clorita, biotita e muscovita, manifestam-se todos sob a forma de agregados lamelares semelhantes a flocos intimamente associados entre si constituindo níveis preferenciais alternantes com os domínios granulares. Entre eles, merece destaque a clorita pela sua presença abundante (cerca de 20%) e pelo seu aspecto deformacional indicado por feições recurvadas dos cristais e o aparecimento de arcos poligonais sugerindo esforço compressivo. A biotita mostra pleocroísmo

forte (X = amarelo pálido quase incolor e Y = Z = castanho avermelhado escuro), enquanto a clorita é praticamente incolor, indicando uma composição certamente mais magnesiânica para este último mineral.

A sillimanita manifesta-se em pequenos cristais individuais isolados, ligeiramente alongados, em geral envolvidos por quartzo e plagioclásio, mostrando contornos bastante irregulares. Este último aspecto, aliado a uma orientação preferencial dos seus cristais em relação à foliação da rocha, sugere um caráter reliquiar para esse mineral. Além disso, apresenta relevo alto, extinção paralela, caráter biaxial positivo, 2V moderado a alto e, em alguns cristais, observam-se os dois planos de clivagem (100) e (010) típicos da cianita. Em seu conjunto, estas características sugerem que o mineral em pauta trata-se de um pseudomorfo de sillimanita sobre a cianita.

O rutilo é o acessório mais freqüente. Apresenta coloração castanha avermelhada escura, aspecto algo terroso e formas em geral subédricas ligeiramente alongadas ou subarredondadas. Os seus cristais ocorrem isolada e homogeneamente distribuídos, sem exibir orientação, podendo estar presente como inclusão no quartzo, nas micas e na clorita. O zircão, aparentemente detrítico pela sua forma elipsoidal arredondada, é observado comumente como inclusão no quartzo e na cordierita, apresentando neste último mineral halos pleocróicos típicos. A apatita ocorre em cristais diminutos euédricos de seis lados, inclusos no quartzo ou sob a forma interstitial.

d) Estauroлита-granada-biotita-cummingtonita gnaiss - Em termos de ocorrência, essa rocha restringe-se apenas a alguns afloramentos associados às litologias anfíbolíticas situados na parte sudeste da seqüência (Ponto 49). Esses afloramentos caracterizam-se localmente por se mostrarem bem preservados, praticamente sem altera

ção intempérica superficial, e pelo desenvolvimento de uma granulometria bastante grosseira, onde a maior parte dos constituintes minerais atingem dimensões superiores a 1,0 cm. A rocha apresenta uma textura gnáissica com uma foliação relativamente pouco desenvolvida, onde se observa biotita predominantemente orientada, em geral deformada e envolvendo cristais de granada e quartzo estirado. Essa foliação pode ser vista como resultado da presença de níveis milimétricos a centimétricos formados por quartzo lenticular ou estirado, alternantes com níveis ricos em biotita e anfibólio pouco orientado.

A mineralogia básica é representada por quartzo, cummingtonita, biotita, granada e estaurolita, aparecendo plagioclásio como mineral subordinado. Clorita, rutilo, zircão, apatita e opacos constituem a mineralogia acessória.

Em termos volumétricos, o quartzo e a cummingtonita são os dois minerais mais abundantes. O quartzo aparece em geral formando cristais alongados de aspecto elipsoidal com distribuição em níveis preferenciais, podendo atingir, neste caso, cerca de alguns centímetros de comprimento. Aparece ainda em domínios granoblásticos de recristalização onde pode estar presente plagioclásio granular. A cummingtonita mostra-se praticamente incolor, ocorrendo sob a forma de prismas grossos, por vezes, ligeiramente radiais e parcialmente alterados para clorita esverdeada pleocróica. Opticamente esse anfibólio caracteriza-se por apresentar caráter biaxial positivo, 2V moderado a alto ($60-70^\circ$) e extinção oblíqua ($Z \wedge c \approx 15^\circ$).

Quanto aos nesossilicatos presentes nessa rocha, destacam-se, pelos seus aspectos texturais, a granada e a estaurolita. A granada, de cor rósea avermelhada, ocorre predominantemente junto aos níveis biotíticos e quartzosos em cristais subédricos a eúédricos, podendo atingir dimensões centimétricas. Exibe estrutura

helicítica com presença de inclusões opacas dispostas em espiral, caracterizando uma origem sincinemática para os seus cristais. Além de opacos, aparecem também como inclusão nesta granada pequenos cristais de estaurolita maclada (macla em cruz-de-Santo-André) e apatita. Foram observados limites de contato apenas com a biotita e o quartzo, estando presentes filmes de reação de cor amarelada com a biotita. A estaurolita, por sua vez, exibe pleocroísmo moderado a alto (X = amarelo pálido, Y = amarelado e Z = amarelo dourado), aspecto prismático alongado, estrutura poiquilítica e contornos ligeiramente irregulares. Os seus cristais, aparentemente sem orientação preferencial, mostram aspecto fraturado, denotando certo grau de cataclase, aparecendo predominantemente nos interstícios granulares de quartzo e anfibólio. O aparecimento de inclusões opacas orientadas diferentemente de um cristal para outro em relação à foliação externa, aliado à presença de estaurolita inclusa em granada sincinemática, indica uma cristalização pré-cinemática a sincinemática para a estaurolita.

Com relação à mineralogia acessória, o rutilo aparece quase sempre como alteração dos opacos (ilmenita ou magnetita titanífera), onde constitui nestes minerais campos ou bordas de coloração acastanhada escura ligeiramente translúcidos. Esses cristais são em geral pequenos e de aspecto irregular, podendo ocorrer de forma dispersa ou formando cordões alinhados com a foliação da rocha. São observados como inclusão no quartzo, no anfibólio, na biotita, na estaurolita e na granada. O zircão acha-se apenas como inclusões diminutas portadoras de halos pleocróicos presentes na biotita.

Xistos de metaultramáficas: essas rochas ocorrem, em sua maior parte, como intercalações centimétricas a métricas nos xistos metapelíticos dos tipos muscovita-quartzo xisto e muscovita-biotita-quartzo xisto com domínios localizados predominantemen

te na porção centro-ocidental da seqüência vulcano-sedimentar. Em termos petrográficos, são essencialmente representados por cromita-biotita/flogopita xistos ou, mais genericamente, por biotititos. A textura é tipicamente lepidoblástica, apresentando às vezes alguns níveis quartzosos de feição granoblástica acompanhando a xistosidade da rocha.

A mineralogia essencial é formada por biotita/flogopita e opacos, aparecendo subordinadamente um pouco de quartzo recristalizado. O acessório principal é representado por berilo verde (esmeralda), geralmente, sob a forma de porfiroblastos grosseiros com orientação prismática disposta paralelamente à xistosidade desenvolvida pela mica. Em termos modais, a biotita/flogopita varia nesse tipo de rocha entre 55 e 80%, o opaco entre 17 e 40%, e o quartzo entre zero e 7%. O alto conteúdo de biotita/flogopita indica uma rocha de partida altamente ferro-magnésiana, além do aporte de fluidos portadores de elementos voláteis.

A mica preta, de dimensões segundo a clivagem inferiores a 3,0 mm, foi identificada através da difração de raios X revelando um comportamento roentgenográfico intermediário entre biotita e flogopita, daí a designação genérica utilizada neste trabalho como biotita/flogopita. O seu aspecto textural pode ser traduzido por uma massa foliada sem a formação de níveis preferenciais de distribuição (Fotomicrografia 7). Apesar de mostrar uma orientação preferencial dominante, é ainda caracterizada por um entrelaçamento variado entre as suas palhetas, perdendo em alguns domínios o caráter orientado. Opticamente mostra pleocroísmo distinto ($X =$ castanho amarelado pálido e $Y \approx Z =$ castanho amarelado), extinção paralela à clivagem e caráter biaxial negativo com $2V$ quase nulo ($2-5^\circ$).

O mineral opaco, também identificado através da difração de raios X, é essencialmente representado por magnésio-cromita

FOTOMICROGRAFIA 7 - Xisto de metaultramáfica encaixante da esmeralda rico em cromita. A mica (biotita/flogopita) pode ser vista como uma massa foliada apresentando orientação preferencial e deformação em setores localizados (e. g. setor NW). A cromita, representada pelos opacos de formas subédricas, exibe uma grande variação granulométrica e uma distribuição predominantemente homogênea, sendo observada ainda, subordinadamente, em cristais pequenos acompanhando a orientação da xistosidade. Estes aspectos sugerem, aparentemente, mais de uma geração de cromita. Nicóis cruzados.

FOTOMICROGRAFIA 8 - Porfiroblasto de esmeralda (es) em seção basal, contornado por biotita/flogopita, apresentando quartzo (qz) como "sombra de pressão" (setor NW da Foto). Nicóis cruzados + lente auxiliar de gipso.

granular. Além do aspecto arredondado mais freqüente, exhibe formas subédricas a euédricas perfeitas com seções quadráticas e triangulares (Fotomicrografia 7). Esse opaco é encontrado em grãos individuais isolados dispersos intersticialmente ou como inclusão nas palhetas de biotita/flogopita. A sua distribuição é bastante homogênea e não obedece a nenhum padrão preferencial de orientação, o que confere, a grosso modo, um aspecto de uma verdadeira nuvem de pontos opacos por toda a seção. Essa cromita pode ser considerada aqui como o único e importante legado deixado pela rocha ultramáfica original, tendo em vista que tal mineral desempenha um papel importante na mineralização esmeraldífera ocorrente nesse tipo de xisto.

O quartzo, por seu turno, se forma segundo níveis milimétricos preferenciais orientados de acordo com a xistosidade da rocha. Nesses níveis mostra-se predominantemente xenomórfico com perfis subarredondados ou ligeiramente irregulares e constitui, por vezes, um mosaico granoblástico com junções tríplices típico da recristalização metamórfica. Aparece ainda preenchendo os interstícios das palhetas de mica onde assume formas bastante irregulares, ou envolvendo cristais de cromita como inclusão.

O componente acessório, como já foi referido, é representado especialmente por berilo verde (esmeralda), o qual ocorre constituindo porfiroblastos subédricos a euédricos grosseiros, de dimensões centimétricas, preferencialmente orientados segundo a foliação desenvolvida pela mica. Como características texturais evidentes, esses porfiroblastos mostram-se contornados e em geral empurrados pela foliação, além de exibirem "sombras de pressão" (Fotomicrografia 8) e fraturas preenchidas por quartzo recristalizado, indicando terem uma origem certamente pré-tectônica ou no máximo sincinemática.

Anfibolitos: três tipos litológicos básicos de anfibolitos foram observados no âmbito da seqüência vulcano-sedimentar, os quais serão em seguida descritos individualmente. É válido adiantar, entretanto, que o primeiro tipo, derivado de rochas meta-ultramáficas, pode ser facilmente diferenciado dos demais em face da mineralogia inteiramente distinta e por fatores de aspecto textural. Os outros dois tipos, derivados respectivamente de metatufos e metaígneas básicas, apresentam uma mineralogia muito semelhante, porém diferem texturalmente. Em termos de ocorrência, essas rochas são relativamente preservadas, especialmente nos cortes de estradas e em alguns vales de drenagem, encontrando-se mais intensamente distribuídas na parte sudeste da seqüência. Nessa região elas ocorrem constituindo as intercalações mais espessas, podendo atingir até algumas dezenas de metros. Nas demais áreas, as intercalações são em geral mais escassas e de dimensões centimétricas, raramente ultrapassando 1,0 metro de espessura. Do ponto de vista petrográfico, todos apresentam uma estrutura predominantemente gnáissica, podendo aparecer às vezes alguns membros com uma xistosidade mais acentuada. Mostram-se em alguns casos intensamente deformados, onde se observa uma crenulação de xistosidade de porte centimétrico.

a) Anfibolitos de metaultramáficas - Dentre os três tipos de anfibolitos referidos anteriormente, essa litologia pode ser considerada como a de menor expressão volumétrica, além de apresentar um maior grau de alteração intempérica nos afloramentos de superfície. Encontra-se preferencialmente restrita à porção oeste da seqüência nas proximidades dos contatos com as rochas gnáissicas adjacentes (Pontos 29 e 32), onde se manifesta, em geral, sob a forma de intercalações estreitas inferiores a 1,0 metro de espessura ou, mais raramente, sob a forma de pequenos corpos irregulares ocupando algumas dezenas de metros quadrados (Ponto 12).

Petrograficamente, esses anfíbolitos exibem uma textura gnáissica pobre com uma foliação incipiente (Fotomicrografia 9), lampejos de orientação dos minerais alongados ou planares, e uma mineralogia bastante simples, podendo ser classificados genericamente como talco-clorita-tremolita/actinolita anfíbolitos (Amostras 12 e 32). Entretanto, essas rochas apresentam ainda, localmente, uma graduação composicional para um tipo em que a tremolita/actinolita está associada à biotita/flogopita, estando a clorita e o talco ausentes (Amostra 29F). Esse segundo tipo litológico foi encontrado apenas nas imediações da mina junto aos biotititos mineralizados em esmeralda, local onde o maior aporte de fluidos ou componentes metassomáticos tiveram certamente papel importante na geração da mica preta, transformando esse tipo de anfíbolito em verdadeiros biotititos passíveis de mineralização.

O mineral dominante é representado por tremolita/actinolita incolor, aparecendo em menores proporções a clorita e o talco. Nos tipos em que esses dois últimos minerais estão ausentes, a biotita/flogopita aparece constituindo proporções bastante variáveis. A mineralogia acessória é formada essencialmente por cromita opaca (identificada por difração de raios X), presente em geral como inclusão no anfibólio ou na mica preta, e algum material terroso amarelado proveniente da alteração do anfibólio. Em seu conjunto, esses minerais conferem à rocha uma coloração esverdeada pálida, predominando nos pontos mais intemperizados a tonalidade amarelada.

O anfibólio é representado aqui por duas gerações distintas de tremolita/actinolita incolores, as quais podem ser observadas na Fotomicrografia 9. A primeira geração, de caráter pré-cinematográfico a sincinematográfico, é formada por cristais finos e alongados, quase aciculares, com orientação distinta, podendo chegar até 5,0 milímetros de comprimento. A segunda geração é caracterizada pela

FOTOMICROGRAFIA 9 - Aspecto textural do anfibolito de metaultramáfica mostrando tremolita/actinolita (cor de polarização amarelo-a-vermelhada) com orientação preferencial. Uma segunda geração desse anfibólio pode ser vista no setor SW da Foto, sob a forma de cristais euédricos losangulares, os quais aparecem, em geral, como por firoblastos relativamente mais grosseiros. Nicóis cruzados.

FOTOMICROGRAFIA 10 - Detalhe do anfibolito de metaultramáfica ilustrando a substituição de tremolita/actinolita (cor de polarização vermelho-azul) por talco (cor de polarização verde). Além disso, estão presentes também clorita (cor de polarização cinza-clara) e cromita (opacos de formas subédricas). Nicóis cruzados.

presença de cristais prismáticos curtos, de seções losangulares, não orientados, os quais truncam com frequência os cristais aciculares da geração anterior, bem como as palhetas de clorita, podendo ser interpretados como pós-cinemáticos. As dimensões gerais desses cristais variam entre 2,0 a 4,0 mm, tanto nas seções longitudinais quanto nas basais. Opticamente esse anfibólio mostrou caráter biaxial negativo, 2V alto, extinção máxima de $Z \wedge c = 17^\circ$, e elongação positiva ("length-slow").

A clorita exibe coloração esverdeada muito pálida (pleocroísmo: $X = Y =$ verde muito pálido e $Z =$ incolor) e elongação negativa ("length-fast"), podendo tratar-se de uma variedade magnesiânica com baixo teor em Fe, Mn e Cr (Albee 1962). Está presente sob a forma de palhetas geralmente alongadas, quase sempre inferiores a 1,0 mm, e intimamente associadas à tremolita/actinolita acicular. As relações texturais observadas indicam uma origem pré-cinemática a sincinemática para essa clorita, além de uma estabilidade de coexistência com a tremolita/actinolita da primeira geração.

O talco é encontrado sob a forma de palhetas incolores xenomórficas ligeiramente alongadas, em geral, associado ao anfibólio, do qual aparenta ter sido derivado (Fotomicrografia 10).

b) Anfibolitos de metatufos e metaígneas básicas - Esses dois tipos de anfibolitos constituem as litologias mais abundantes nas porções centro-leste e sudeste da seqüência vulcano-sedimentar. Nessas locais, eles podem formar pacotes relativamente espessos, de até algumas dezenas de metros de espessura, porém aparecendo sempre como intercalações intimamente associadas, além da presença de outras rochas em quantidades subordinadas. A diferenciação entre os dois tipos de anfibolitos é às vezes dificultada, tendo em vista a apresentação de uma mineralogia essencial muito próxima. No entanto, com base em critérios texturais, os anfibolitos derivados

de metatufos podem ser geralmente caracterizados pela manifestação de uma estrutura em níveis bem definidos (Fotomicrografia 11), onde se observa a alternância de níveis submilimétricos a milimétricos quartzo-feldspáticos com níveis de anfibólio orientado. Os anfibolitos de metaígneas, por seu turno, se manifestam com uma distribuição mais homogênea dos seus constituintes sem as concentrações em níveis preferenciais verificadas no tipo anterior (Fotomicrografia 12). Esses anfibolitos exibem toda estrutura gnáissica típica e uma foliação distinta advinda, em grande parte, da orientação do anfibólio ou da formação dos níveis preferenciais. Alguns termos podem manifestar mesmo um aspecto xistoso, notadamente quando se referem aos tipos derivados de metatufos. Além disso, os anfibolitos aqui descritos podem ser classificados como possuidores de uma textura predominantemente granonematoblástica fina a média, onde se destacam a orientação do anfibólio e a formação de mosaicos quartzo-feldspáticos recristalizados.

A Tabela 3 ilustra, em conjunto, as análises modais desses dois tipos de anfibolitos, de onde se observa um predomínio composicional em anfibólio (20-70%) e quartzo (16-55%), seguidos depois por plagioclásio (tr-19%), biotita (até 16,4%), granada (até 9,8%), opacos (até 4,5%) e acessórios. O termo petrográfico dominante é constituído por quartzo anfibolito $\pm$ biotita $\pm$ granada (Amostras 11, 11A, 29A, 44B, 44C e 64), aparecendo subordinadamente biotita-quartzo anfibolito $\pm$ granada (Amostras 11B e 48) e granada-quartzo anfibolito (Amostra 46). Observa-se, entretanto, que nas amostras praticamente desprovidas de plagioclásio a allofana (mineral já identificado nessas rochas por Schorscher 1977) se faz presente substituindo total ou parcialmente esse feldspato (Amostras 44B e 44C). Esse caso de substituição é notavelmente ilustrado nas Fotomicrografias 13 e 14.

O anfibólio, identificado opticamente como hornblenda,

0,5 mm

FOTOMICROGRAFIA 11 - Quartzo anfibolito derivado de metatufos básicos ilustrando a textura em níveis quartzo-feldspáticos alternantes com níveis de anfibólio prismático (hornblenda) orientado. Os grânulos de quartzo manifestam-se com formas subarredondadas e, também, com aspecto alongado segundo a direção de xistosidade. Nicóis cruzados.

0,5 mm

FOTOMICROGRAFIA 12 - Anfibolito proveniente de metaígneia básica mostrando a distribuição relativamente homogênea de quartzo, plagioclásio e anfibólio no setor direito da Foto, e um domínio granoblástico constituído exclusivamente por plagioclásio anédrico a subédrico no setor esquerdo. Este domínio granoblástico do setor esquerdo corresponde, certamente, à recristalização metamórfica de fenocristais feldspáticos da rocha original, tendo em vista a distribuição aleatória e a delimitação geométrica dos mesmos. Nicóis cruzados.

TABELA 3

ANÁLISES MODAIS DE ANFIBOLITOS PROVENIENTES DE METATU-
FOS E METAÍGNEAS BÁSICAS DA ÁREA DA JAZIDA DE ESME-
RALDA DE IATABIRA, MG

Amostras Minerais	11	11A	11B	29A	44B	44C	46	48	64
Anfibólio	20,2	59,5	12,7	70,1	56,6	75,2	50,0	61,1	63,7
Quartzo	54,5	19,9	55,2	26,4	21,2	16,1	37,8	24,7	21,9
Plagioclásio	19,1	15,2	11,8	2,3	tr	tr	0,3	6,2	13,3
Biotita	3,3	0,9	16,4	-	0,3	-	tr	5,8	0,5
Allofana	-	-	-	-	21,5	6,2	-	-	-
Epídoto	0,2	tr	0,3	-	-	-	-	-	tr
Clorita	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-
Fluorita	tr	-	tr	-	-	-	-	-	-
Granada	2,0	1,3	3,1	-	-	1,6	9,8	tr	-
Titanita	-	tr	-	-	-	-	-	tr	tr
Apatita	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-
Zircão	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	tr
Opacos	0,7	4,5	0,5	1,2	0,4	0,9	2,0	2,2	0,6

apresenta pleocroísmo acentuado ($X =$ verde amarelado pálido, $Y =$ verde ligeiramente amarelado, e $Z =$ verde azulado), caráter biaxial negativo com $2V$ moderado ($60-70^\circ$) e extinção máxima $Z \wedge c = 18^\circ$. É em geral o constituinte mais abundante nesses anfibolitos, aparecendo em quantidades inferiores ao quartzo apenas nas Amostras 11 e 11B. Esse anfibólio destaca-se, sobretudo, por apresentar aspecto prismático ligeiramente alongado (Fotomicrografia 11), com faces laterais geralmente planas, pouco reentrantes, e contatos bem definidos com o quartzo, plagioclásio e com os seus próprios cristais. Os prismas mais alongados, com cerca de até 1,0 cm de comprimento, são observados preferencialmente nas amostras com uma foliação bem desenvolvida. O caráter orientado constitui a feição dominante dos cristais pré-cinemáticos a sincinemáticos, podendo aparecer ocasionalmente uma segunda geração de natureza pós-cinemática, a qual se caracteriza por manifestar formas prismáticas curtas não orientadas, além de truncar os prismas da geração anterior. Cristais pequenos de quartzo, zircão e opacos constituem as inclusões mais freqüentes desse anfibólio, enquanto titanita e alguns minerais do grupo do epidoto constituem as mais raras.

O quartzo, no caso dos anfibolitos derivados de metaígneas, encontra-se homogeneamente distribuído em meio aos interstícios dos cristais de anfibólio formando comumente um mosaico granoblástico, com presença de junções triplíceis, indicativo de recristalização. Quando compõe os termos derivados de metatufos, aparece em geral distribuído em níveis preferenciais alternantes com o anfibólio, onde exhibe, via de regra, formas subarredondadas constituindo um mosaico ou aspecto alongado segundo a direção de xistossidade. A granulometria dos cristais nos domínios de mosaicos granoblásticos varia de fina a média, porém, quando os cristais são estirados, podem chegar até cerca de 5,0 mm de comprimento.

O plagioclásio, determinado opticamente através do mé-

todo de Michel-Lévy, é representado composicionalmente por andesina (An_{30-50}). Apresenta comumente geminação polissintética segundo a lei da albíta e, às vezes, do periclínio ou de Carlsbad. Nos espécimes geminados polissinteticamente, as lamelas são em geral largas e bem espaçadas, porém é também comum o aparecimento desse plagioclásio sem qualquer tipo de geminação. Os cristais, de dimensões quase sempre inferiores a 2,0 mm, são xenomórficos e subordinadamente subédricos, exibindo respectivamente seções subarredondadas ou irregulares e algo alongadas. A formação de mosaico granoblástico juntamente com o quartzo é muito freqüente, especialmente nas amostras menos xistosas. No entanto, na Amostra 11A foi observado o aparecimento de domínios granoblásticos individuais, de dimensões milimétricas, constituídos exclusivamente por plagioclásio (Fotomicrografia 12). Neste caso, tais domínios correspondem certamente à recristalização metamórfica dos antigos fenocristais da rocha ígnea original (e. g. basalto porfirítico), tendo em vista a distribuição aleatória e a delimitação algo geométrica desses domínios. Outro aspecto interessante, também observado em algumas amostras de anfibolitos descritos neste item, corresponde, conforme ilustram as Fotomicrografias 13 e 14, à substituição total ou parcial do plagioclásio por um material incolor, opticamente isótropo, apresentando relevo negativo moderado, índice de refração inferior ao do quartzo e ausência de clivagem. Esse material, já investigado e identificado por Schorscher (1977) como allofana em anfibolitos dessa região, ocorre substituindo exclusivamente plagioclásio, onde pode chegar até cerca de 20% em volume na rocha nos casos de substituição completa (Amostra 44B). Segundo estudos ópticos, petrográficos e químicos realizados pelo referido autor, a gênese da allofana pode ser explicada por um processo de intemperismo diferencial extremo imposto a esses anfibolitos de metamorfismo regional.

Dentre os minerais máficos, destacam-se a biotita pela

FOTOMICROGRAFIA 13 - Anfibolito de metaígneia ilustrando a substituição quase completa do plagioclásio por allofana (al) em decorrência de um processo de intemperismo extremo. A allofana corresponde ao material branco, de aspecto sujo, disposto quase que de leste a oeste na porção mediana da Foto. Os domínios brancos são de quartzo e restos de plagioclásio, enquanto os cristais verdes são de anfibólio (hornblenda). Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 14 - Detalhe da Foto anterior onde se observa, sob nicóis cruzados, o caráter isótropo da allofana (mineral amorfo), além de cristais relictos de plagioclásio, ainda não substituídos, presentes como inclusão nesse mineral. Nicóis cruzados.

sua abundância em algumas amostras e a granada pelas suas formas estruturais, abundância e caráter porfiroblástico. Com relação à biotita, esta aparece sob a forma placoidal em geral alongada (até cerca de 7,0 mm) e orientada segundo a xistosidade. Mostra pleocroísmo acentuado (X = castanho pálido e $Y \approx Z$ = castanho escuro ligeiramente esverdeado) e contornos irregulares em relação ao quartzo e ao anfibólio, denotando alguma substituição da hornblenda pela biotita. Estão presentes como inclusão, além de opacos, a titanita, o zircão e minerais do grupo do epídoto, onde exibem quase sempre, com exceção dos opacos, halos pleocróicos típicos. A granada, por sua vez, além do caráter porfiroblástico, apresenta aspecto xenomórfico dominante com seções arredondadas, contornos suaves em relação ao anfibólio e mais irregulares em relação ao quartzo. Geralmente está presente em proporções inferiores a 3%, no entanto, na Amostra 46 atinge cerca de 10% da composição modal da rocha. Granulometricamente, pode atingir até 3,5 mm nos casos mais grosseiros, porém as dimensões mais freqüentes estão abaixo de 1,0 milímetro. Esta granada exhibe, sobretudo, uma estrutura helicítica notável, caracterizada pela presença de inclusões de pequenos cristais de quartzo e/ou opacos formando padrões espiralados, sigmoidais ou retilíneos (Fotomicrografias 15 e 16). Tal característica evidencia, portanto, tratar-se de um mineral com indícios de deformação, cuja cristalização é seguramente sincinemática. Localmente, pode alterar-se para clorita bem como para minerais do grupo do epídoto (zoisita, clinozoisita e epídoto), sugerindo respectivamente uma variação composicional representada por granadas magnesianas e calcoaluminosas.

Os minerais opacos são representados aqui por magnetita e ilmenita em proporções subordinadas, enquanto fluorita, titanita, zircão, apatita, clorita e minerais do grupo do epídoto constituem a mineralogia acessória.

FOTOMICROGRAFIA 15 - Porfiroblasto de granada em biotita-quartzo anfibolito $\pm$ granada mostrando, no setor centro-sudoeste da Foto, estrutura helicítica, com padrão sigmoidal notável, indicativa de cristalização sincinemática deste mineral. Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 16 - Porfiroblasto de granada no mesmo anfibolito da Foto anterior exibindo, agora, estrutura helicítica com padrão espiralado. Tal estrutura, conhecida também como "bola-de-neve", é tida igualmente como indício de deformação e cristalização sincinemática do mineral em pauta. Nicóis paralelos.

Quartzitos e veios de quartzo: compreendem as rochas caracterizadas pela apresentação da mineralogia mais simples dentre as várias litologias da seqüência vulcano-sedimentar. Além disso, apresentam uma ocorrência volumétrica bastante restrita e uma distribuição, sobretudo, localizada. Os quartzitos têm, na porção sul da seqüência, os seus pontos de ocorrência mais expressivos. Manifestam-se em geral como pacotes relativamente espessos, com algumas dezenas de metros, intercalados em domínios de litologias metapelíticas ou, subordinadamente, como níveis centimétricos a métricos associados a xistos metapelíticos e anfibolitos de metabásicas. Os veios de quartzo, por seu lado, são encontrados com maior abundância nas proximidades dos contatos falhados entre a seqüência vulcano-sedimentar e os gnaisses graníticos lenticulares ("flaser"). No entanto, ocorrências subordinadas podem ser vistas por quase toda a seqüência, especialmente nos domínios de xistos metapelíticos.

Petrograficamente, os quartzitos são caracterizados por apresentar uma textura granolepidoblástica média a grosseira, foliação distinta e evidências de deformação. A mineralogia dominante é representada por quartzo (85-95%) e muscovita (3,5-12%), cujos termos variam localmente de quartzitos muscovíticos a muscovita quartzitos. A foliação é denunciada, sobretudo, pela orientação distinta da muscovita e pelo aparecimento de quartzo algo alongado segundo uma direção preferencial. Os sinais de cataclase podem ser traduzidos pela presença de quartzo fraturado e pelo predomínio de quartzo com extinção ondulante como ilustra a Fotomicrografia 17.

O quartzo mostra uma granulometria variável desde pequenos cristais até cerca de 1,0 cm, predominando, entretanto, cristais de granulometria média (1,0-5,0 mm). É em geral xenomórfico exibindo contornos denteados entre os seus próprios grãos e mais raramente suaves. Localmente, pode constituir alguns subdomínios

onde aparece sob o aspecto subédrico formando textura em mosaico caracterizada por junções triplíceis dos cristais. A xistosidade interna dos seus cristais, representada por inclusões de pequenas palhetas de muscovita orientada (Fotomicrografia 17), é concordante com a xistosidade externa, indicando ser esse mineral, em sua quase totalidade, de cristalização pós-tectônica. O aparecimento de quartzo com textura de contorno pelas escamas de muscovita foi observado apenas ocasionalmente.

A muscovita ocorre quase sempre em palhetas individuais delgadas e orientadas preferencialmente. Além disso, apresenta uma distribuição bem uniforme em toda a área da seção, sendo encontrada, em grande parte, como inclusão no quartzo (Fotomicrografia 17). Subordinadamente ela pode aparecer também nos interstícios quartzosos ou constituindo leitos submilimétricos sob a forma de agregados floculares. As palhetas inclusas no quartzo são em geral pequenas (<1,0 mm de comprimento), idiomórficas e bem orientadas, enquanto as palhetas intersticiais podem atingir até 5,0 mm na direção maior e exibir, por vezes, certo grau de deformação.

A mineralogia acessória, inexpressiva em termos volumétricos, é representada apenas por traços de biotita, cianita, turmalina e cristais diminutos de zircão. As pequenas palhetas de biotita, de cor castanha clara, aparecem como inclusão no quartzo e seguem a orientação da mica branca. Apenas um pequeno cristal de cianita anédrica, de bordas parcialmente alteradas para sericita e de ocorrência intersticial, foi encontrado nas seções investigadas. Turmalina de cor castanha, exibindo aspecto anédrico e perfil irregular, também aparece nos interstícios do mosaico quartzoso. Os cristais de zircão, por sua vez, estão presentes como inclusão tanto na mica branca quanto nos grãos de quartzo. São predominantemente xenomórficos com perfis arredondados como se pode observar pelo espécime do centro da Fotomicrografia 17 sugerindo, por conseguinte,

0,5 mm

FOTOMICROGRAFIA 17 - Feição geral do muscovita quartzito mostrando quartzo algo fraturado, com extinção ondulante, e xistosidade interna indicada pela orientação das inclusões ripiformes de muscovita paralelas à xistosidade da rocha. Observa-se também, no centro da Foto, um cristal de zircão de aspecto xenomórfico e perfil arredondado incluso no quartzo. Nicóis cruzados.

0,2 mm

FOTOMICROGRAFIA 18 - Aspecto textural de um basalto fanerítico de dique com presença de plagioclásio ripiforme, augita anédrica a subédrica e opacos euédricos (magnetita ?) associados a uma matriz quase afanítica. Destaca-se também a presença de um cristal de plagioclásio zonado concentricamente na porção oeste da Foto, atestando a sua origem primária e uma natureza ígnea para a rocha em pauta. Nicóis cruzados.

uma ocorrência de caráter detrítica para os seus cristais.

Com relação aos veios de quartzo, estes podem aparecer como intercalações de dimensões centimétricas a métricas concordantes ou discordantes em relação às várias litologias da seqüência. As dimensões mais possantes são encontradas preferencialmente nas áreas próximas aos contatos falhados com as rochas gnáissicas, onde alcançam, às vezes, até 2,0 m de espessura. Amostras coletadas nessas áreas, especialmente junto à mina, revelaram um aspecto sacaroidal típico, fraturamento intenso e domínios de subgrãos apresentando contornos irregulares, reentrantes ou denteados. As seções delgadas dessas amostras, quando vistas sob aumentos maiores, mostram ainda a presença de diminutas inclusões fluidas trifásicas do tipo líquido-líquido-gás constituídas, possivelmente, por H_2O e CO_2 líquidos e $H_2O + CO_2$ voláteis, tendo em vista as suas características de transparência e relevo. Domínios de recristalização em mosaico granoblástico não foram observados. Posto isto, o conjunto de tais características indicam que a remobilização desse material proveio, certamente, das litologias gnáissicas adjacentes no decorrer dos últimos estágios da deformação tectônica local.

5.2.3. Manifestações pegmatóides

Como já foi referido anteriormente, a manifestação da fase pegmatítica na área em estudo é representada especialmente pelo aparecimento de veios ou concentrações pegmatóides de dimensões centimétricas a métricas encontrados junto às litologias gnáissicas ou nas proximidades dos contatos destes com a seqüência vulcano-sedimentar. As manifestações mais expressivas em termos volumétricos são encontradas no interior dos gnaisses graníticos não lenticulares, próximas às linhas de falha. No interior da seqüência são em geral escassas, tornando-se mais freqüentes à medida que se aproxima dos contatos falhados com as rochas gnáissicas. Tal fato

indica, também, uma remobilização dos fluidos formadores dessas concentrações a partir dos gnaisses graníticos.

Na região da mina a fase pegmatítica, já intensamente intemperizada, ocorre em geral como concentrações de porte centimétrico a decimétrico próximas aos ápices de pequenas dobras ou, ainda, formando ramificações estreitas pelo preenchimento de fissuras preexistentes.

As investigações microscópicas de amostras menos decompostas provenientes da área da mina revelaram a presença de quartzo, allofana, cianita e estaurolita como constituintes principais. A allofana constitui a fase mais abundante, a qual aparece substituindo totalmente o feldspato original. Apresenta aspecto acentuadamente poiquilítico com o aparecimento de quartzo fino como inclusão. O quartzo mostra-se bastante deformado e fraturado exibindo extinção quase sempre ondulante. Ele aparece também sob a forma de mosaico granoblástico, com junções trípticas, indicando domínios de recristalização. Os cristais de cianita e estaurolita são também poiquilíticos, podendo envolver, às vezes, quartzo com estrutura em mosaico. A estaurolita exibe pleocroísmo fraco ($X = \text{incolor}$, $Y \approx Z = \text{amarelo pálido}$), aspecto subédrico de seção losangular e contornos em geral irregulares. Subordinadamente, aparecem biotita castanha amarelada ou esverdeada, clorita e pequenos cristais de granada subédrica a euédrica junto aos mosaicos granoblásticos de quartzo.

As associações minerais acima encontradas indicam que as ocorrências pegmatóides da área da mina foram localmente metamorfizadas. As condições de metamorfismo impostas a esse tipo litológico não promoveram, entretanto, o desenvolvimento de foliação nem qualquer tipo de orientação preferencial dos seus constituintes.

5.2.4. Rochas vulcânicas

Um outro tipo litológico também encontrado na área em estudo refere-se a rochas não metamórficas apresentando caráter vulcânico, cuja ocorrência se manifesta sob a forma de diques estreitos e alongados. Um afloramento dessa rocha foi encontrado junto aos gnaisses graníticos lenticulares ("flaser") (Ponto 24) correspondendo, petrograficamente, a um dique de basalto fanerítico com orientação WNW, não metamórfico e sem deformação, medindo cerca de 2,0 m de espessura.

Localmente, apresenta coloração escura quase negra, textura subofítica e granulometria fina. A mineralogia básica é representada por plagioclásio ripiforme (45,9%), augita (36,8%) e opacos (16,3%). Secundariamente, aparece carbonato (1,0%) proveniente da alteração deutérica do piroxênio. A Fotomicrografia 18 mostra, em lâmina, o aspecto textural geral desse basalto onde se destacam os componentes da mineralogia básica associados a uma matriz muito fina.

O plagioclásio e a augita, de dimensões mais grosseiras ($\approx 1,0$ mm), ocorrem imersos em uma matriz quase afanítica constituída por plagioclásio + augita + opacos. O plagioclásio ripiforme encontra-se predominantemente maclado segundo a lei de Carlsbad e, por vezes também, segundo a lei da albita, podendo ainda aparecer, ocasionalmente, alguns cristais zonados concentricamente como ilustra a Fotomicrografia 18. A augita exhibe formas anédricas a subédricas com seções ligeiramente arredondadas e contornos irregulares. Esta caracteriza-se opticamente por apresentar caráter biaxial positivo, 2V moderado ($45-60^\circ$) e extinção máxima ($Z \wedge c$) próxima de 40° .

Os cristais opacos, associados em geral à augita de dimensões mais grosseiras ou à matriz quase afanítica, são euédricos

de seções quadráticas, ripiformes e xenomórficos de perfis irregulares, sugerindo tratar-se predominantemente de magnetita.

5.3. ASPECTOS ESTRUTURAIS

Destacam-se, à primeira vista, como aspectos estruturais maiores na área da jazida de esmeralda de Itabira a presença dos falhamentos de empurrão ligeiramente alinhados segundo a direção N-S definindo, em geral, os contatos entre os gnaisses graníticos e a seqüência vulcano-sedimentar. Localmente, esses falhamentos manifestam-se com um direcionamento variável, ora para NE ora para NW, o que pode ser atribuído às variações de relevo existentes na região. Os dois grupos de rochas citados integram, respectivamente, os dois conjuntos litoestruturais maiores já definidos e individualizados na área investigada.

No conjunto litológico representado pelos gnaisses graníticos ressaltam-se, a nível de análises petrográficas, o aparecimento de uma foliação pouco desenvolvida e uma estrutura fortemente linear de minerais máficos paralela a esta foliação. Os minerais integrantes dessa estrutura linear são representados principalmente por biotita lamelar, clinozoisita-épídoto em agregados granulares, anfibólio de prismas curtos (fluotaramita ?) e mais raramente granada. Níveis constituídos por quartzo estirado ou por mosaicos granoblásticos de recristalização contribuem sobremaneira para o desenvolvimento da foliação existente. Ao que tudo indica, estas rochas foram submetidas pelo menos a uma fase de deformação tectônica principal evidenciada, sobretudo, pela forte orientação da mica preta. Além disso, a presença nestes gnaisses de algumas intercalações de caráter milonítico, orientadas concordantemente com esta estrutura, indica também a atuação de esforços cisalhantes de caráter cataclástico. A formação de quartzo, plagioclásio e

microclínio, sem feições deformacionais, ou que sejam integrantes de mosaicos granoblásticos, caracteriza a recristalização pós-cinemática. Em termos regionais, as estruturas anteriormente referidas são coincidentes com aquelas pertencentes à "Seqüência de Paragneisses" encaixante, definida por Schorscher & Guimarães (1976), indicando que os gnaisses graníticos foram submetidos, por conseguinte, a um metamorfismo de extensão igualmente regional. Medidas realizadas em alguns afloramentos dos gnaisses graníticos lenticulares ("flaser") forneceram para a foliação uma atitude geral em torno de N70E/30-40NW.

Outros tipos de estruturas também identificadas no grupo de rochas gnáissicas compreendem "estruturas migmatíticas" situadas preferencialmente junto às linhas de falha. Nesses locais tais estruturas são caracterizadas por um enriquecimento de material quartzo-feldspático grosseiro em níveis centimétricos preferenciais alternantes com níveis de biotita gnaiss fino a médio. Aqui, os níveis gnáissicos passam a exibir, em virtude de um enriquecimento de biotita, uma foliação mais desenvolvida, quando comparada com aquela de predominância regional.

Quanto ao conjunto litológico, representado pela seqüência vulcano-sedimentar, destaca-se como aspecto estrutural dominante e mais antigo uma deformação D_1 evidenciada pela presença de uma foliação principal (S_1) praticamente paralela ao acamamento composicional. Esta estrutura (S_1) é marcada pela orientação preferencial da muscovita, biotita, clorita e quartzo estirado nos xistos metapelíticos, pelo anfibólio (tremolita/actinolita) e clorita nos anfibolitos de metaultramáficas e pelo anfibólio (hornblenda e cummingtonita), biotita ou quartzo estirado nos anfibolitos metabásicos e gnaiss metapelítico. Observa-se, entretanto, que esta orientação (S_1) é dominantemente perturbada por uma segunda fase de deformação D_2 , a qual impõe um caráter crenulado às litologias

integrantes da seqüência. As atitudes gerais da orientação S_1 estão compreendidas entre N20W/30-60SW e N80E/30-80NW, indicando que esta estrutura apresenta, também, direções de paralelismo com aquela desenvolvida nas litologias gnáissicas. O aparecimento de "sombras de pressão" acompanhando porfiroblastos de esmeralda (Fotomicrografia 8), bem como o desenvolvimento de granadas com estrutura helicítica (Fotomicrografias 15 e 16), isto é, giradas sintectonicamente, são considerados aqui como produtos da deformação D_1 .

Os cavalgamentos de oeste para leste, observados em grande parte dos contatos entre os dois conjuntos litoestruturais em questão, podem ser relacionados ao evento D_2 ou a uma terceira fase de deformação D_3 . Entretanto, observações mais conclusivas sobre o número de fases de deformação atuantes, bem como seus possíveis efeitos, só poderão ser obtidos após um trabalho minucioso de análise estrutural nesta região.

5.4. EFEITOS DO METAMORFISMO

As assembléias minerais identificadas e descritas no âmbito da região da jazida de esmeralda de Itabira indicam que as litologias ali existentes foram submetidas a um metamorfismo regional progradante da fácies xisto-verde superior a anfibolito médio. O gradiente termal cresce ligeiramente de oeste para leste, sendo caracterizado localmente pelas isógradas da estauroлита e da sillimanita, bem como pela zona da cordierita pós-tectônica. A borda oeste da seqüência vulcano-sedimentar marca, no sentido referido, o início do aparecimento da estauroлита, estando a sillimanita restrita à borda leste.

As análises petrográficas realizadas no grupo de rochas gnáissicas de composição granítica revelaram, de forma notável, o aparecimento de efeitos metamórficos caracterizados especi-

almente pelo desenvolvimento de texturas de recristalização. A presença de albita + clinozoisita/epídoto + granada estáveis nessas rochas podem caracterizar a fácies xisto-verde superior ou, mais particularmente, a subfácies quartzo-albita-epídoto-almandina de Turner & Verhoogen (1960). Esta subfácies é também denominada por alguns autores como fácies albita-epídoto-anfibolito (e. g. Williams et al. 1955). O desenvolvimento da estrutura linear e da foliação gnáissica concordantes com as estruturas das rochas metamórficas regionais sugerem, para o caso de rochas parentais graníticas, uma colocação sincinemática dessas rochas nos períodos iniciais da movimentação orogênica. Neste caso, o aparecimento dessa foliação poderia ser descrito como produto da deformação orogênica. Conforme assegura Miyashiro (1973), essas rochas graníticas são, na maioria dos casos, de composição granodiorítica e quartzodiorítica. Entretanto, pelas análises modais aqui obtidas, pôde-se constatar a existência de um conteúdo acentuado em feldspato alcalino (até 40%), bem como de outros minerais portadores de metais alcalinos (albita, fluorita, fluotaramita e biotita). Esse fato poderia indicar, por um lado, uma rocha original rica nestes elementos ou, por outro, a atuação de um metamorfismo regional de características metassomáticas com enriquecimento dos elementos K, Na, F, dentre outros.

Nesse sentido, Schorscher (1975, in Schorscher et al. 1982) assegura que as rochas graníticas do tipo "Granito Borrachudo" dessa região, denominados neste trabalho como gnaisses graníticos lenticulares ("flaser"), formaram-se por metassomatismo sincataclástico de feldspato potássico nos períodos sintectônicos iniciais do metamorfismo regional Minas-Espinhaço. As rochas parentais, neste caso, foram consideradas como sendo constituídas, em grande parte, por gnaisses miloníticos do Complexo Basal e, em menor escala, por metassedimentos e rochas da "Seqüência de Paragneisses" do Supergrupo Minas. Este autor aponta que as condições de P-T de

formação dos gnaisses em questão, baseadas em dados de inclusões fluidas, na presença das pertitas e na aplicação de um modelo de metassomatismo de infiltração, foram estimadas em $T \approx 350-420^{\circ}\text{C}$, $P_s \approx 4,6 \text{ kb}$ e $P_f \approx 1,5-2,5 \text{ kb}$.

Chemale (1987), em estudos realizados nos granitóides do distrito ferrífero de Itabira, assinala que os mesmos são produtos de magmas alcalinos anidros, no qual o flúor desempenhou um papel importante na sua fusão inicial. Ressalta também que estes corpos foram colocados no embasamento granito-gnáissico possivelmente em ambiente anorogênico, antes de iniciar os primeiros processos tectono-metamórficos nas rochas supracrustais dessa região. O grau metamórfico, definido com base nas paragêneses das rochas encaixantes, foi estimado como sendo da fácies xisto-verde a anfibolito inferior.

No que se refere à seqüência vulcano-sedimentar, o aparecimento de anfibolitos portadores de plagioclásio (andesina) + hornblenda dão o diagnóstico seguro da fácies anfibolito (Winkler 1967), enquanto a isógrada da estauroлита marca o início dessa fácies. Os xistos pelíticos na zona da sillimanita (muscovita-biotita-cordierita-plagioclásio-clorita xistos + sillimanita) representam a fácies anfibolito médio ou, mais propriamente, a subfácies sillimanita-almandina-muscovita de Turner & Verhoogen (1960). Ressalta-se, entretanto, que as litologias próximas aos contatos falhados a oeste da seqüência, especialmente aquelas derivadas de metaultramáficas, sugerem ter sido intensamente metassomatizadas, onde culminaram com o aparecimento de xistos muito ricos em biotita/flogopita (biotititos).

Considerando as diversas assembléias minerais encontradas na área investigada, a Tabela 4 ilustra, esquematicamente, o relacionamento progressivo desses minerais com as respectivas fácies metamórficas já referidas.

TABELA 4						
RELAÇÃO PROGRESSIVA ENTRE OS MINERAIS E AS FÁCIES METAMÓRFICAS NA ÁREA DA JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA - MG.						
Fácies metamórfica		Fácies epidoto - onfibolito		Fácies onfibolito		
Zona mineral		Biotito	Granada	Estaurolito	Cordierita	Sillimanita
Gnaiss granítico	Albita		----			
	Oligoclásio	-----	-----	-----		
	Clinozoisila - epidoto			-----		
	Biotito			-----	-----	
	K - feldspato	-----		-----		
	Granada		-----			
	Quartzo			-----	-----	-----
Metabasitos	Andesina			-----		
	Hornblenda		-----			-----
	Biotito				-----	-----
	Granada				-----	-----
	Quartzo					
Metapelitos	Clorita		-----	-----	-----	
	Muscovita					
	Biotito					
	Granada				-----	-----
	Estaurolito			-----	-----	
	Cordierita				-----	-----
	Sillimanita				-----	
	Plagioclásio			-----		
	Quartzo					

5.4.1. Formação de alguns minerais de fácies metamórfica

A biotita constitui uma fase de ocorrência generalizada em quase todas as litologias descritas na região da jazida. A sua coexistência com muscovita $\pm$ clorita $\pm$ quartzo nos metapelitos já indicaria, de imediato, pelo menos a fácies xisto-verde médio a superior, donde poderia derivar-se de várias reações metamórficas como, por exemplo:

O aparecimento da granada junto aos gnaisses graníticos, apesar de não muito expressiva em termos volumétricos, marca um estágio de condições metamórficas mais elevadas dentro da fácies xisto-verde. Tendo como base os dados petrográficos obtidos para aquelas rochas, uma reação que explica satisfatoriamente a sua aparição é fornecida por Miyashiro (1973), envolvendo:

Entretanto, o desenvolvimento de granada nos metapelitos e anfibolitos de metabásicas deve ter seguido, conforme Winkler (1967), a seguinte reação:

O início da fácies anfibolito é delimitado, como já referido, pela isógrada da estaurolita. Conforme assinala Winkler (1967), a primeira aparição de estaurolita constitui o melhor limite entre o metamorfismo da fácies xisto-verde e o da fácies anfibolito. Na zona da estaurolita a associação estaurolita + granada nos metapelitos define, segundo Turner & Verhoogen (1960), a subfácies estaurolita-granada. Para explicar a origem da estaurolita em ambientes pelíticos, quando o cloritóide está presente em ro-

chas de grau fraco (fácies xisto-verde), Miyashiro (1973) sugere:

No entanto, conforme assegura Winkler (1967), a estaurolita é mais comum em rochas de grau médio (fácies anfibolito) do que o cloritóide em rochas de grau fraco (fácies xisto-verde), portanto as reações adicionais seguintes devem ocorrer:

A formação de sillimanita e cordierita nos metapelitos exige algumas considerações iniciais. Conforme Winkler (1967), a coexistência de cordierita e granada ocorre em certa parte do metamorfismo da fácies anfibolito de temperaturas algo elevada. Dentre as várias associações envolvendo esses minerais, assinala-se a paragênese cordierita + almandina + sillimanita + biotita + muscovita + quartzo $\pm$ plagioclásio como sendo uma das diagnósticas dessa zona, a qual pode ser aplicada para o caso dos xistos pelíticos portadores de cordierita e sillimanita a leste da seqüência vulcano-sedimentar, a menos da presença da granada. Porém, quando a razão Mg/Fe é alta, e o teor de Mn baixo, fato esse comprovado pela existência ainda de clorita magnesiânica naqueles xistos, forma-se, segundo o referido autor, a associação cordierita + sillimanita + biotita + muscovita + quartzo, isenta de granada. Uma reação possível para explicar a formação da sillimanita em coexistência com a cordierita pode ser dada através de:

Posto isto, podemos dizer que a jazida de esmeralda de

Itabira está posicionada metamorficamente nas condições iniciais da fácies anfibolito, tendo em vista a sua localização na borda o este da seqüência vulcano-sedimentar, área essa marcada pelo aparecimento inicial da fase estaurolita. Além disso, destacam-se ali também o aparecimento de anfibolitos típicos portadores de hornblenda + quartzo + andesina e xistos metapelíticos com estaurolita + granada, definindo assim uma subfácies anfibolito inferior.

6. A ESMERALDA DA JAZIDA DE ITABIRA

A palavra esmeralda provém do grego "smaragdos" e significa "pedra verde"; a origem do termo é um tanto duvidosa, podendo derivar-se do persa ou do hindu antigo. Estima-se que, na antigüidade, eram assim denominadas não somente a esmeralda, mas possivelmente todas as gemas verdes até então conhecidas. A esmeralda, conforme define Webster (1983), 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 cromo, ferro e vanádio substituindo o alumínio na estrutura cristalina. Destaca-se, entretanto, o elemento cromo como o principal agente corante (cromóforo) da esmeralda. A peculiaridade do verde dessa gema é tão singular e incomparável que esta cor passou a ser denominada, mesmo fora dos limites da mineralogia, de "verde esmeralda". Daí, então, o uso dessa variedade de berilo como uma das gemas mais finas e de alto valor comercial. A esmeralda é tida como o símbolo da imortalidade, da esperança e da luta. Diz-se, também, ser benéfica aos olhos.

Em geral, somente as esmeraldas mais nobres são transparentes. Com freqüência, elas aparecem turvadas por inúmeras inclusões sólidas, fluidas ou sob a forma de "fissuras cicatrizadas". Entretanto, estas inclusões não são consideradas como defeitos, desde que não sejam em número e tamanho excessivo, mas sim como uma prova da autenticidade da pedra natural em relação às sintéticas ou imitações. Uma esmeralda com inclusões, de um verde profundo, é mais valiosa do que uma de cor pálida e quase pura à lupa.

Além da cor e das inclusões, outras características físicas da esmeralda, especialmente a densidade relativa, o índice de refração e a birrefringência, assim como o pleocroísmo, variam de jazida para jazida. O conhecimento dessas características permite estabelecer, com relativo grau de segurança, a respectiva ja-

zida de procedência da qual a pedra foi extraída.

Objetivamos, portanto, no estudo mineralógico desenvolvido neste capítulo, caracterizar as principais propriedades físicas da esmeralda de Itabira, além de identificarmos as inclusões sólidas minerais mais frequentes e procedermos a uma caracterização sistemática das inclusões fluidas nela contidas. Com isso, tentaremos estabelecer um quadro típico das características dessa esmeralda o qual vem, certamente, facilitar a sua imediata identificação como gema e fornecer subsídios para o entendimento da gênese da jazida.

6.1. MINERALOGIA

No tocante à mineralogia da esmeralda de Itabira, foram abordados descritiva ou determinativamente tópicos cristalográficos, algumas propriedades físicas especiais e os espectros de absorção no infravermelho. Quanto à cristalografia, descrevemos a morfologia dos cristais, além do respectivo grau de cristalização, e efetuamos um estudo da cela unitária. No contexto das propriedades físicas efetuamos a descrição visual da cor, a determinação dos índices de refração e da densidade relativa, assim como a observação de outras propriedades mineralógicas de importância menor.

6.1.1. Cristalografia

Embora o conhecimento da disposição dos átomos na estrutura interna do berilo só tenha ocorrido recentemente, muitos estudiosos do passado, dentre eles Haüy (1822, in Sinkankas 1981), já tinham concluído que este mineral poderia ser referido ao sistema hexagonal de simetria. Outros sugeriram que o berilo seria hexagonal somente em altas temperaturas e romboédrico em baixas temperaturas. Entretanto, Bragg & West (1926), utilizando-se das novas

técnicas da difração de raios X, investigaram a sua estrutura e determinaram o modelo o qual é aceito até os dias de hoje.

Como se observa na Figura 10, a estrutura do berilo é formada por anéis de tetraedros SiO_4 , tendo uma relação de $\text{Si}:\text{O} = 1:3$. No âmbito da classe dos silicatos esta estrutura caracteriza, em face da forma anelar, a subclasse dos ciclossilicatos (Deer et al. 1962). Os anéis estão empilhados uns sobre os outros e são conectados, alternadamente, a átomos de alumínio e de berílio. Cada alumínio é rodeado e ligado a seis átomos de oxigênio, enquanto cada berílio é rodeado e ligado a quatro átomos de oxigênio. A abundância e a uniformidade de tais ligações proporcionam à estrutura do berilo uma grande coesão, contribuindo enormemente para a sua alta dureza de $7 \frac{1}{2}$ a 8 na escala de Mohs, bem como para a sua alta resistência ao ataque químico.

Uma outra característica estrutural notável, 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 precisamente alinhados uns sobre os outros, formando um verdadeiro sistema de canálculos contínuos paralelamente ao eixo cristalográfico c (Fig. 11). As linhas tracejadas, vistas na Figura 11, passam através dos centros destes canálculos estruturais.

Grupo espacial e cela unitária: segundo as determinações de Bragg & West (1926), o berilo pertence à mais completa classe de simetria do sistema hexagonal, denominada de bipiramidal-dihexagonal, cujo grupo espacial é representado por $P 6/m 2/c 2/c$, segundo a Tabela Internacional de Cristalografia (Henry & Lonsdale 1952).

A cela unitária é a menor porção do cristal que contém

FIGURA 10 - Projeção da estrutura do berilo sobre o plano do prisma $\{10\bar{1}0\}$. Este plano está orientado perpendicularmente ao plano basal $\{0001\}$. Os números ao longo da dimensão c_0 correspondem a valores percentuais deste parâmetro (Extraída de Sinkankas 1981).

FIGURA 11 - Visão em perspectiva da estrutura representada na Figura 10 mostrando a cela unitária em linhas cheias e escuras, e a abertura dos anéis, empilhados uns sobre os outros, constituindo os canaliculos estruturais na direção do eixo cristalográfico c (Extraída de Sinkankas 1981).

todas as características estruturais, geométricas e químicas que, no caso do berilo, isto corresponde a duas vezes à sua fórmula estrutural $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$. Os limites da referida cela são mostrados esquematicamente na Figura 11, onde as suas arestas estão indica-das pelas linhas cheias escuras.

O estudo da cela unitária da esmeralda de Itabira foi executado a partir de diagramas de pó obtidos na câmara de Gandol-fi, utilizando-se microfragmentos de formatos quase esféricos, e diagramas obtidos na câmara de Debye-Scherrer convencional, difra-tando-se, separadamente, uma pequena porção do pó de cada um dos diferentes cristais ensaiados. A Figura 12 apresenta um dos diagra-mas de pó da esmeralda de Itabira obtido na câmara de Debye-Scher-rer com radiação $\text{CuK}\alpha = 1,54178 \text{ \AA}$ e exposição de 24 horas. A Ta-bela 5, por sua vez, mostra as reflexões do referido diagrama com-parado com o diagrama do berilo do sistema JCPDS nº 9-430.

Na Tabela 6 estão representados os valores dos parâme-tros unitários a_0 e c_0 , além do volume da cela, fornecidos pela esmeralda da jazida de Itabira, calculados conforme já referido no capítulo metodológico. Os valores dos parâmetros do berilo, referi-dos no fichário JCPDS, foram adicionalmente representados para e-feito de comparação. A Tabela 7, por seu turno, compara os parâme-tros unitários médios da esmeralda de Itabira com parâmetros de esmeraldas e berilos da literatura.

É válido observar, entretanto, que as dimensões dos pa-râmetros unitários a_0 e c_0 podem variar de acordo com as mudanças na composição química do mineral (Norrish 1947, Schaller et al. 1962, Grubb 1964, Radcliffe & Campbell 1966, entre outros), tendo em vis-ta que o berilo puro é praticamente desconhecido na natureza. Esses elementos estranhos, conhecidos também como impurezas, podem ocor-rer, no caso específico do berilo, sob a forma substitucional e como íons aprisionados nos canálculos estruturais.

FIGURA 12 - Diagrama de pó da esmeralda de Itabira, Minas Gerais, obtido em câmara de Debye-Scherrer de 114,6 mm de diâmetro, com radiação $\text{CuK}\alpha = 1,54178 \text{ \AA}$ e exposição de 24 horas.

TABELA 5

DIAGRAMA DE PÓ DA ESMERALDA DA JAZIDA DE ITABIRA, OBTIDO EM CÂMARA DE DEBYE-SCHERRER, COMPARADO COM O DIAGRAMA DO BERILO DO SISTEMA JCPDS

Esmeralda de Itabira			Berilo JCPDS nº 9-430		(hkl)
$d_{\text{obs.}}(\text{\AA})$	$d_{\text{cal.}}(\text{\AA})$	I/I_0	$d(\text{\AA})$	I/I_0	
7,97	7,98	100	7,98	90	100
4,58	4,60	25	4,60	50	110, 002
3,99	3,99	40	3,99	45	200
3,25	3,256	100	3,254	95	112
3,01	3,015	35	3,015	35	202
2,86	2,867	100	2,867	100	211
2,66	2,661	5	2,660	4	300
2,52	2,523	35	2,523	30	212
2,29	2,304	10	2,293	12	220, 302
2,21	2,214	15	2,213	8	310
-	2,211	-	2,208	4	104
2,15	2,153	20	2,152	16	311
-	2,061	-	2,060	4	222
2,05	2,058	5	2,056	6	114
1,99	1,993	30	1,992	20	204
1,83	1,831	5	1,830	8	402
1,79	1,795	20	1,795	18	313
1,74	1,740	30	1,739	20	304
1,71	1,711	10	1,711	14	411
-	1,702	-	1,700	4	322
1,62	1,628	20	1,626	18	224
1,59	1,595	10	1,595	8	314
1,57	1,572	15	1,571	10	323
-	1,571	-	1,569	8	215
-	1,537	-	1,535	6	330
-	1,534	-	1,532	8	006
1,51	1,515	25	1,513	16	413
-	1,458	-	1,456	10	332
1,45	1,455	10	1,453	12	116
1,43	1,433	20	1,432	14	422
1,36	1,369	15	1,368	8	512
-	1,367	-	1,365	6	216
1,29	1,298	5	1,297	1	325
1,28	1,278	20	1,277	12	520, 602
1,26	1,265	30	1,265	14	415

TABELA 6

PARÂMETROS UNITÁRIOS DA ESMERALDA DE ITABIRA, MINAS GERAIS, CALCULADOS A PARTIR DE DIAGRAMAS DE PÓ OBTIDOS EM CÂMARAS DE GANDOLFI E DEBYE-SCHERRER DE 114,6 mm DE DIÂMETRO, COM RADIAÇÃO $\text{CuK}\alpha = 1,54178 \text{ \AA}$.

Parâmetros Amostras	a_o (Å)	c_o (Å)	c/a	Volume (Å ³)
JL-30*	9,220 $\pm 0,002$	9,203 $\pm 0,006$	0,9981	677,55
JL-33	9,225 $\pm 0,002$	9,204 $\pm 0,004$	0,9977	678,42
JL-35	9,236 $\pm 0,002$	9,201 $\pm 0,005$	0,9962	679,78
JL-36	9,223 $\pm 0,002$	9,207 $\pm 0,004$	0,9982	678,33
JL-39	9,234 $\pm 0,002$	9,207 $\pm 0,006$	0,9970	679,87
JL-41	9,221 $\pm 0,002$	9,203 $\pm 0,004$	0,9980	677,77
Ficha JCPDS**	9,215	9,192	0,9975	675,97

* Diagrama de pó obtido na câmara de Gandolfi

** Berilo incolor

TABELA 7

PARÂMETROS UNITÁRIOS MÉDIOS DA ESMERALDA DE ITABIRA, MINAS GERAIS, COMPARADOS COM DADOS DE ESMERALDAS E BERILOS DA LITERATURA (Extraídos de Sinkankas 1981).

Amostras	a_o (Å)	c_o (Å)	c/a
Esmeralda de Itabira, MG	9,226	9,204	0,997
Esmeralda de Chivor, Colômbia	9,207	9,170	0,996
Esmeralda da Austrália	9,188	9,189	1,000
Esmeralda sintética	9,185	9,216	1,003
Berilo com 1,84% de álcalis	9,202	9,183	0,997
Berilo com 3,39% de álcalis	9,202	9,209	1,000
Berilo com 7,23% de álcalis	9,202	9,227	1,003
Berilo "normal" com H_2O	9,212	9,193	0,998
Berilo com Be e Al parcialmente substituídos	9,248	9,200	0,995

Com relação a estudos abordando mudanças na composição do berilo "versus" mudanças nas dimensões das celas unitárias, Bakakin et al. (1967, in Sinkankas 1981) concluem que a substituição parcial ou total de berílio por lítio na estrutura é acompanhada por um crescimento marcante do parâmetro c_0 , enquanto o parâmetro a_0 cresce, porém em menor escala. Por outro lado, a substituição do alumínio por lítio na estrutura, permanecendo constante o berílio, promove um incremento maior ao parâmetro a_0 . Estes autores mostram ainda que, nos casos de um acréscimo composicional em lítio e cério, a substituição estrutural do berílio por lítio é acompanhada pela presença do cério restrito aos canalículos estruturais como íon neutralizador de carga. O íon cério, em vista do seu grande raio iônico, não participaria de substituições na estrutura do berilo. Segundo Radcliffe & Campbell (1966), substituições estruturais por íons maiores do que o alumínio e o berílio resultam em uma expansão da cela na direção do eixo c , ao passo que os íons de grande raio iônico, quando aprisionados nos canalículos estruturais, após atingirem 2,5% em quantidade molar, causam uma expansão na direção do eixo a .

Posto isto, os parâmetros unitários da esmeralda de Itabira sugerem, pela ligeira expansão da cela segundo a direção do eixo a (Tabelas 6 e 7), a presença abundante de íons de grande raio iônico nos canalículos estruturais, conforme os conceitos de Radcliffe & Campbell (1966) ou, ainda, a substituição do alumínio por metais alcalinos na estrutura, conforme apontam Bakakin et al. (1967, in Sinkankas 1981).

Morfologia cristalina: tendo em vista o grupo espacial $P 6/m 2/c 2/c$, os cristais de berilo podem ser formados por combinações variadas dos prismas hexagonais $\{10\bar{1}0\}$ e $\{11\bar{2}0\}$, prisma dihexagonal $\{hkio\}$, pinacóide basal $\{0001\}$, bipirâmides hexagonais $\{h0\bar{h}l\}$ e $\{hh2\bar{h}l\}$, e bipirâmide dihexagonal $\{hkil\}$. Dessa forma, os

cristais do referido mineral manifestam-se, quanto ao hábito, sob aspectos bastante diversos, variando desde prismas finos alongados até o hábito tabular. Dados da literatura revelam que as variedades ricas em álcalis (Li, Cs e Na), tais como a morganita e a go-shenita, apresentam em geral formas irregulares, prismáticas curtas e tabulares. As variedades ricas em sódio, de coloração verde clara, verde amarelada e amarela exibem cristais prismáticos pouco desenvolvidos, porém estão presentes truncaturas piramidais complexas produzindo o hábito cuneiforme ou esquelético. Os tipos pobres em álcalis, incluindo a água-marinha, o heliodoro e a esmeralda apresentam-se em cristais prismáticos bem desenvolvidos, destacando, entretanto, terminações piramidais bem definidas para a água-marinha e o heliodoro, e combinações simples de prisma mais pinacóide basal para a esmeralda.

A grande totalidade das esmeraldas da jazida de Itabira apresenta-se bem cristalizada, sendo encontrada preferencialmente sob a forma de pequenos fragmentos medindo em geral entre 1 e 3 centímetros (FOTO 5). Segundo informações prestadas pelos proprietários da Mina Belmont, já foram encontrados no local cristais de até 10 cm de comprimento. Os espécimes aparecem sob a forma de monocristais isolados e não exibem qualquer grau de alteração intemperica. Um fato importante que se verifica na produção global das esmeraldas dessa jazida, é a percentagem relativamente alta de material de boa qualidade, isto é, material perfeitamente lapidável (cerca de 20%), quando comparado com outros depósitos brasileiros e com a maioria das jazidas estrangeiras.

Como ilustra a FOTO 5, os cristais da esmeralda de Itabira são, quanto ao hábito, predominantemente subidiomórficos, sendo constituídos exclusivamente pela combinação do prisma hexagonal $\{10\bar{1}0\}$ com o pinacóide basal $\{0001\}$. Apresentam, por vezes, prismas relativamente grossos, porém o padrão predominante é o do alongamento

gamento maior segundo o eixo c. No lote estudado, os cristais subidiomórficos aparecem com uma frequência aproximadamente igual à dos cristais sem formas.

Superficialmente, os cristais dessa esmeralda apresentam, com relativa frequência, figuras de corrosão sob a forma de estrias profundas sem configurar, entretanto, um aspecto geométrico regular típico como aqueles descritos por Honess (1927). Essas estrias são provocadas pelo ataque químico de fluidos que dissolveram parcialmente as faces cristalográficas previamente formadas. Além disso, podem estar presentes também, muito embora raramente, estrias de crescimento orientadas na direção do alongamento dos cristais.

6.1.2. Cor e pleocroísmo

A cor pode ser considerada como a característica mais importante das gemas. No caso da esmeralda, a sua cor verde típica é geralmente causada pela presença de pequenas quantidades dos metais cromo, ferro e vanádio retidos através de substituições na rede cristalina (Webster 1983).

O cromo foi o primeiro elemento químico diagnosticado como um dos agentes corantes da esmeralda (Vauquelin 1798, in Sinkankas 1981). Posteriormente, a espectroscopia óptica trouxe contribuições importantes e decisivas na investigação e na determinação destes elementos.

Wild & Klemm (1926, in Sinkankas 1981), examinando esmeraldas de diversas partes do mundo, encontraram também o elemento vanádio no espectro de esmeraldas dos Montes Urais. Assim, foi sugerido pela primeira vez que o íon V^{3+} poderia, também, ser responsável, em parte, pela cor dessa variedade do berilo. O papel do vanádio na indução da cor da esmeralda foi confirmada em estudos

FOTO 5 - Lote de cristais de esmeralda de qualidade variável da jazida de Itabira ilustrando aspectos relativos à forma, tamanho e cor. Este lote representa, em termos de qualidade, o padrão global, desde o tipo mais inferior, produzido nessa jazida.

FOTO 6 - Lote de cristais lapidados da esmeralda da jazida de Itabira mostrando as colorações verde ligeiramente azulada e verde-grama típicas das pedras ali produzidas.

posteriores realizados por Wood & Nassau (1968) em espécimes da Bahia (Salininha), os quais apresentaram teores em V^{3+} substancialmente superiores aos de Cr^{3+} . Além disso, outras esmeraldas, como por exemplo as da Colômbia (Muzo), revelaram a presença de Cr^{3+} e V^{3+} em proporções de 0,10 e 0,12%, respectivamente, em material mais claro (Nassau & Jackson 1970).

Quanto às modificações da cor causadas por agentes físicos, pode-se dizer que a cor verde da esmeralda é muito resistente à luz e ao calor, não se modificando até a uma temperatura de 700 ou 800°C (Sinkankas 1981).

Nas esmeraldas de Itabira, as cores predominantes são o verde ligeiramente azulado e o verde-grama (FOTO 6), sendo menos freqüente o verde ligeiramente amarelado, típico das graduações de melhor qualidade. Apresentam pleocroísmo distinto, exibindo tonalidades do verde amarelado na direção do eixo cristalográfico c e do verde azulado perpendicularmente a esta direção. Em vista da presença de numerosas inclusões tubulares extremamente finas, dispostas na direção do eixo c do cristal, pode estar presente, às vezes, um aspecto algo aveludado ou leitoso nas pedras lapidadas. Esse aspecto aveludado aparece preferencialmente quando a mesa da pedra lapidada é disposta paralelamente ao eixo c do cristal, ao passo que quando colocada perpendicularmente ao referido eixo a transparência é aumentada e a cor verde ligeiramente amarelada tende a predominar sobre o verde azulado.

Um outro aspecto, também dentro do contexto de cor, observado em algumas amostras da esmeralda de Itabira, refere-se ao zoneamento de cor (Fotomicrografia 37). Nessas esmeraldas, o zoneamento aparece, de preferência, paralelamente ao pinacóide basal $\{0001\}$. Esse tipo de zoneamento, considerado pouco comum, é observado sob a forma de faixas ou zonas verdes estreitas de intensidade variável, dispostas perpendicularmente ao eixo c do cris

tal. Esse fenômeno pode ser interpretado como resultado de mudanças composicionais durante a fase de crescimento da esmeralda.

6.1.3. Índices de refração

A Tabela 8, a seguir, fornece os valores dos índices de refração de cinco cristais, de coloração verde ligeiramente pálida, da esmeralda da jazida de Itabira, obtidos pelo método de imersão. A faixa de variação do índice n_e está compreendida entre $1,579 \pm 0,002$ e $1,584 \pm 0,002$, e a do índice n_w entre $1,584 \pm 0,002$ e $1,588 \pm 0,002$. A birrefringência máxima encontrada nesses cristais foi de 0,006, correspondente às amostras JL-36 e JL-41.

Uma análise geral dos índices de refração de todas as variedades do berilo, com base em dados da literatura (Deer et al. 1962, Sinkankas 1981), mostra que existem três grupos principais de índices, com valores distintos, dependendo das variedades de cor (Tabela 9). O primeiro grupo inclui as águas-marinhas e outros berilos de cores mais pálidas. O segundo é formado pela esmeralda e o terceiro pela variedade rósea (morganita) e outros berilos ricos em elementos alcalinos. Via de regra, as variedades róseas, cor de pêssego e incolores são ricas em álcalis e possuem os índices de valores mais altos (Černý & Hawthorne 1976). A cor verde-grama típica da esmeralda é, geralmente, acompanhada por índices de valor médio, embora algumas análises mostrem valores consideravelmente altos (Bank 1980). Os valores $n_e = 1,592$ e $n_w = 1,602$ encontrados por Bank (1980) em esmeraldas da Zâmbia são, aparentemente, os mais altos até agora para esmeraldas naturais.

Na Figura 13 estão plotadas as razões dos valores dos parâmetros da cela unitária da esmeralda de Itabira, já referidos na Tabela 6, em função dos índices de refração n_e e n_w dos cinco cristais estudados. Pelo conjunto total de pontos obtidos do gráfico de correlação verifica-se que não existe nenhuma tendência e-

TABELA 8

ÍNDICES DE REFRAÇÃO DE ESMERALDAS DA JAZIDA DE ITABIRA, MINAS GERAIS, OBTIDOS PELO MÉTODO DE IMERSÃO.

Amostras	n_e	n_w	Δn
JL-33	1,584 $\pm 0,002$	1,588 $\pm 0,002$	0,004
JL-35	1,582 $\pm 0,002$	1,587 $\pm 0,002$	0,005
JL-36	1,582 $\pm 0,002$	1,588 $\pm 0,002$	0,006
JL-39	1,580 $\pm 0,002$	1,586 $\pm 0,002$	0,006
JL-41	1,579 $\pm 0,002$	1,584 $\pm 0,002$	0,005

TABELA 9

FAIXAS DE VARIAÇÃO DOS ÍNDICES DE REFRAÇÃO DAS VARIEDADES DO BERILO PARA A LUZ DO SÓDIO (5.390 Å) (Extraídos de Sinkankas 1981).

Variedades	n_e	n_w	Δn
Água-marinha e outras variedades <u>pá</u> lidas	1,563-1,576	1,567-1,582	0,004-0,007
Esmeraldas	1,566-1,597	1,570-1,602	0,005-0,010
Berilo róseo e variedades alcalinas	1,572-1,595	1,577-1,602	0,007-0,008

FIG. 13 — Correlação entre a variação da relação c/o e a variação dos índices de refração de esmeraldas do jazido de Itabira: A) Raio extraordinário (N_e), B) Raio ordinário (N_o).

vidente entre as duas propriedades correlacionadas. Talvez essa relação se manifestasse mediante a análise de um número consideravelmente maior de cristais. Entretanto, se considerarmos apenas os pontos referentes às amostras JL-35, JL-39 e JL-41, verificamos que a razão c/a decresce à medida que o índice de refração aumenta, ou seja, o parâmetro a_0 cresce diretamente com o índice de refração.

6.1.4. Densidade relativa

Para a determinação da densidade relativa da esmeralda de Itabira foi empregado o método do picnômetro (Muller 1967), cujo princípio consiste em medir diretamente o peso do sólido a ser ensaiado e em determinar o peso do volume de líquido correspondente ao mesmo volume desse sólido. Desse modo, a densidade relativa do sólido pode ser calculada pela seguinte relação:

$$d = \frac{P_1}{P_1 + P_2 - P_3} \times \rho$$

onde P_1 = peso da amostra mineral; P_2 = peso do picnômetro completamente cheio de líquido; P_3 = peso do picnômetro completamente cheio de líquido com a amostra mineral dentro; e ρ = densidade do líquido utilizado.

A densidade das amostras da esmeralda de Itabira foi determinada em um picnômetro de 20 cm³ de volume, com uma rolha de vidro dotada de termômetro, apresentando orifício lateral de medida volumétrica. Para preenchimento do volume empregou-se água destilada mediante rígido controle da temperatura. As pesagens foram realizadas em uma balança analítica Monopan, de funcionamento eletrônico, com uma precisão de $\pm 0,0001$. Os cristais de esmeralda foram devidamente escolhidos, objetivando selecionar apenas aqueles fragmentos mais homogêneos, livres de inclusões e imperfeições que

viesses a comprometer os resultados das medidas. Atentou-se, também, para a eliminação de todas as bolhas de ar aprisionadas no interior do líquido junto aos cristais de esmeralda.

As três medidas efetuadas forneceram os seguintes valores: $P_1 = 54,4080 \text{ g} \pm 0,0001$; $P_2 = 0,8268 \text{ g} \pm 0,0001$; $P_3 = 54,9369 \text{ g} \pm 0,0001$. A temperatura da água, assinalada pelo termômetro no momento das leituras, foi de 20°C . Substituindo estes valores na fórmula acima, e considerando que a densidade absoluta da água nesta temperatura é de $0,998203 \text{ g/cm}^3$ (Lange 1961), tem-se então o valor $d = 2,7704$ como resultado final para a densidade relativa média do grupo de cristais ensaiados.

6.1.5. Composição química

Conforme dados compilados por Sinkankas (1981), o teor de SiO_2 no berilo pode variar de 45,61 a 69,50%, sendo que a maioria dos resultados estão compreendidos entre 64,30 e 66,40%. Al_2O_3 varia de 9,90 a 38,86%, onde a maioria dos resultados estão compreendidos entre 17,25 e 20,25%. O BeO , por sua vez, varia de 1,10 a 27,31%, mas a melhor média geral está compreendida entre 7,34 e 15,90%, com a maioria dos valores na faixa de 9,24 a 14,00%.

Além dos componentes essenciais integrantes da fórmula química do berilo $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$, muitos outros podem estar presentes também constituindo percentuais bastante variáveis, porém relativamente baixos. Essas variações na composição química do berilo, em especial com relação aos teores em álcalis e água, estão intimamente correlacionadas com as características geoquímicas e paragenéticas dos sistemas geológicos em que este mineral se formou (Černý 1975, Correia Neves et al. 1984).

A ocorrência da água no berilo, bem como de alguns metais alcalinos aprisionados nos canalículos no interior dos anéis

estruturais, é discutida por vários autores (Bakakin & Belov 1962, Feklichev 1963, Gibbs et al. 1968, Wood & Nassau 1968, Hawthorne & Černý 1977). Wood & Nassau (1968), através de estudos de absorção no infravermelho, definiram dois tipos de água: Tipo I e Tipo II, ambos localizados nos canalículos estruturais. A água do Tipo I ocorreria isoladamente e a do Tipo II associada com um íon alcalino bem próximo. A maioria das análises químicas tem mostrado que a ocorrência de água nos canalículos do berilo é bastante comum, variando de menos de 1% até acima de 4% em peso, embora a maior parte das determinações forneçam valores inferiores a 3%.

Dados da literatura revelam que os metais alcalinos e alcalinos terrosos são muito comum no berilo, ocorrendo em teores geralmente abaixo de 1,5%, exceto o sódio e o cézio que podem ultrapassar 4%. Beus (1966) relaciona as diversas variedades de cor do berilo com as variações nos teores em álcalis (Tabela 10). Estas variações foram grupadas em quatro tipos distintos de berilos, estando a esmeralda geralmente encaixada no grupo dos berilos pobres em álcalis ($R_2O < 0,5\%$).

Entre as impurezas menores do berilo, destacam-se diversos elementos de transição tais como ferro, cromo, titânio e manganês. Outras impurezas incluem vanádio, escândio, cobalto, níquel e cobre. Na esmeralda, o cromo, o vanádio e o ferro destacam-se como agentes cromóforos. Análises da literatura mostram que o ferro bivalente varia desde traços até 1,5% (Deer et al. 1962), enquanto o ferro trivalente pode alcançar 2,83% (Feklichev 1963). O cromo na esmeralda varia em média, segundo Rogers & Sperisen (1942), entre 0,12 e 0,25%. O vanádio é um elemento raro no berilo, porém em algumas esmeraldas é tido, às vezes, como um dos principais agentes corantes (Feklichev 1963, Lieper 1965, Wood & Nassau 1968, Sauer 1982, Cassedanne 1984). Segundo Feklichev (1963), o vanádio pode variar desde traços até 0,9%. O manganês é raro, ocorrendo ge

TABELA 10

RELAÇÃO ENTRE AS VARIEDADES DE COR DO BERILO E AS VARIAÇÕES EM ÁLCALIS (Extraída de Beus 1966).

Tipos	Cores
I) Berilo sem álcalis $R_2O < 0,5\%$	Verde, verde amarelado (berilo comum); azul esverdeado a azul (água-marinha); amarelo tinto, acastanhado tinto, dourado (heliodoro); verde-esmeralda (esmeralda).
II) Berilo sódico $R_2O > 0,5\%$	Verde claro, verde amarelado, amarelo.
III) Berilo rico em Na e Li	Branco esverdeado a branco; raramente azul.
IV) Berilo rico em Li e Cs	Róseo (morganita); incolor (goshe-nita); raramente verde.

ralmente com valores abaixo de 0,2% (Beus 1966). Titânio, escândio, cobalto, níquel e cobre são muito raros, ocorrendo em teores reduzidos. Estas impurezas podem ocupar posições diversas na estrutura do berilo de acordo com seus valores de cargas e raios iônicos. Segundo Sinkankas (1981), o Cr^{3+} (0,63Å), Fe^{3+} (0,64Å), Mg^{2+} (0,66Å), Sc^{3+} (0,73Å), Fe^{2+} (0,74Å), V^{3+} (0,74Å) e Mn^{2+} (0,80Å) podem substituir o Al^{3+} (0,51Å) na rede. O mesmo pode ocorrer provavelmente com Ti, Co, Ni e Cu. O Li^{+} (0,68Å) e Fe^{3+} podem substituir o Be^{2+} (0,35Å) na posição tetraédrica. Os íons de diâmetros maiores, Cs^{+} (1,67Å), Rb^{+} (1,47Å), K^{+} (1,33Å) e Na^{+} (0,94Å) aparecem preferencialmente dentro dos canalículos estruturais, o mesmo acontecendo com a água, hidroxila e gases (Bakakin & Belov 1962, Wood & Nassau 1968, Hawthorne & Černý 1977, dentre outros).

Dados químicos globais de microsonda eletrônica, obtidos por Hänni et al. (1987) em nove amostras de esmeraldas de Itabira, estão representados na Tabela 11, a seguir, através dos conteúdos médios de óxidos, os quais são comparados com dados de esmeraldas de outras localidades de ocorrência similar. Os valores máximos obtidos para os agentes corantes cromo, ferro e vanádio na esmeralda de Itabira foram 0,91%, 0,98% e 0,11%, respectivamente. Destaca-se, entretanto, o conteúdo de Na_2O da esmeralda de Itabira como relativamente mais baixo quando comparado com os dados das outras ocorrências.

6.1.6. Espectros de absorção no infravermelho

Dados de espectroscopia de absorção revelam que o berilo mostra linhas ou bandas de absorção características a partir de aproximadamente 0,25 μ . As cores dos vários tipos de berilos, incluindo esmeralda, água-marinha, berilo dourado, morganita, etc, originam-se de absorções na faixa de 0,4 μ a 0,7 μ , sendo os agentes corantes, íons de metais de transição como por exemplo cromo, ferro,

TABELA 11					
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA ESMERALDA DA JAZIDA DE ITABIRA					
COMPARADA COM DADOS DE ESMERALDAS DE OUTRAS OCORRÊNCIAS.					
Óxidos	Itabira (Hänni et al. 1987)	Zâmbia (Bank 1974)	Sandawana (Bank 1974)	Montes Urais (Sinkankas 1981)	África do Sul (Sinkankas 1981)
SiO ₂	66,27	62,23	63,84	64,69	61,20
Al ₂ O ₃	17,38	15,41	18,06	15,16	17,20
BeO	n. a.	11,90	13,28	13,37	14,60
FeO*	0,52	0,11	0,30	0,35	1,80
Cr ₂ O ₃	0,21	0,33	0,60	0,25	0,25
V ₂ O ₃	0,02	-	-	-	-
CaO	-	0,31	-	0,80	0,17
MnO	0,02	0,02	-	tr	-
MgO	1,16	0,76	0,75	1,89	1,70
Na ₂ O	0,70	2,63	2,03	1,80	0,85
K ₂ O	-	2,89	0,05	tr	-
H ₂ O	n. a.	2,65	1,07	1,29	1,85
TOTAL	86,28	99,24	99,98	99,60	99,62

* FeO, como ferro total

mangânês, vanádio, etc. Na região além de $4,5\mu$ existem absorções devidas às vibrações da rede cristalina, e na região compreendida entre 1 e 7 microns existem absorções originadas por moléculas de H_2O e CO_2 aprisionadas nos canálculos estruturais.

Na região do infravermelho, conforme ilustra o diagrama da Figura 14 obtido da esmeralda de Itabira, são encontradas uma série de absorções que estão presentes em quase todos os tipos de berilos. Como vibrações fundamentais bem conhecidas incluem-se as bandas principais de $(SiO_4)^{4-}$ em 1.219 cm^{-1} e 960 cm^{-1} , e uma banda em 800 cm^{-1} originada pelos anéis silicáticos hexagonais. Estas absorções correspondem, portanto, aos espectros reticulares característicos de todos os cristais de berilo, sintéticos ou naturais. As linhas de absorção em 1.628 cm^{-1} , 3.589 cm^{-1} e 3.649 cm^{-1} , no diagrama da Figura 14, são atribuídas à presença de água do Tipo II sob a forma de moléculas livres nos canálculos estruturais. Conforme estudos de Wood & Nassau (1968), os dois tipos de água são reconhecidos pelas absorções em 1.542 cm^{-1} , 3.555 cm^{-1} e 3.694 cm^{-1} para o Tipo I, e 1.628 cm^{-1} , 3.592 cm^{-1} e 3.655 cm^{-1} para o Tipo II. Dessa forma, apenas a absorção em 3.691 cm^{-1} no diagrama da esmeralda de Itabira, corresponderia à água do Tipo I, significando, portanto, uma ocorrência subordinada para esse tipo. Uma linha de absorção em 2.353 cm^{-1} , presente em muitos cristais naturais, tem sido atribuída à presença de moléculas de CO_2 nos canálculos estruturais (Wood & Nassau 1968). Esta absorção está apenas esboçada no diagrama da Figura 14 (2.375 cm^{-1}) indicando, certamente, uma ocorrência em proporções mínimas de CO_2 . Por fim, a linha de absorção em 2.914 cm^{-1} não tem sido referida na literatura de espectroscopia no infravermelho do berilo, podendo referir-se, possivelmente, à presença de CH_4 junto às inclusões fluidas.

FIGURA 14 - Espectro de absorção no infravermelho da esmeralda de Itabira, Minas Gerais, mostrando a presença dominante de água do Tipo II retida nos canalículos estruturais. O espectro foi tomado na faixa de 4.000 a 600 cm^{-1} e obtido a partir da preparação do pó da esmeralda à base de KBr, com exposição de 50 minutos. Os picos encontrados (cm^{-1}) foram: 3.691, 3.649 3.589, 2.914, 2.375, 1.926, 1.628, 1.182, 948, 803, 746 e 674.

6.1.7. Outras propriedades

Dentre outras propriedades físicas da esmeralda de Itabira podemos citar o brilho, considerado como tipicamente vítreo, a clivagem basal de qualidade pobre, conferindo geralmente às ternações dos cristais um aspecto ligeiramente serrilhado, e a diáfaneidade, classificada na maioria dos cristais como semitransparente. Às vezes, essa semitransparência pode ser ligeiramente afetada pelo grande número de inclusões fluidas tubulares paralelas ao eixo c do cristal, prejudicando, de certa forma, essa notável característica de transparência apresentada pelas esmeraldas de Itabira.

Quanto ao fenômeno da luminescência, essas esmeraldas se comportam como inertes ao serem expostas aos raios ultravioleta de ondas curtas e longas. Embora algumas esmeraldas naturais, especialmente as de Chivor, Colômbia, possam apresentar algum tipo de fluorescência sob luz ultravioleta, pode-se dizer que as esmeraldas são, em geral, inertes a esse tipo de fenômeno, especialmente quando são portadoras de teores mais elevados em ferro. Entretanto, as esmeraldas sintéticas mais antigas, devido à sua riqueza em cromo e ausência de impurezas, tais como ferro, têm apresentado uma fluorescência vermelho-escura um tanto freqüente, o que às vezes não acontece com os espécimes sintéticos mais modernos, quando são portadores de ferro (Webster 1983). Não obstante, tal propriedade tem sido utilizada com relativa freqüência para diferenciar esmeraldas naturais das sintéticas.

6.2. INCLUSÕES

O termo inclusão, no âmbito gemológico, compreende todas as irregularidades detectáveis opticamente no interior de um mineral ou gema sob a forma de cristais, tubos e cavidades preen-

chidas por líquidos e/ou gases, irregularidades estruturais, defeitos de fraturas e fendas de clivagem, e mesmo geminação (Gübelin 1979). Dentre as irregularidades estruturais incluem-se, por exemplo, os fenômenos de crescimento, caracterizados principalmente por diversos tipos de zoneamentos de cor, linhas de crescimento, pirâmides de crescimento, etc.

De um modo geral as inclusões podem ser classificadas sob diversos pontos de vista. Com relação ao estado estrutural, elas são classificadas em cristalinas e fluidas. Do ponto de vista genético, as inclusões cristalinas são classificadas em protogénéticas, singenéticas e epigenéticas. As protogénéticas são aquelas originadas antes da formação do cristal hospedeiro, as singenéticas são aquelas formadas contemporaneamente com o cristal hospedeiro, e as epigenéticas são aquelas desenvolvidas após a formação do cristal hospedeiro. Ainda, dentro do ponto de vista genético, as inclusões fluidas, por sua vez, são classificadas em primárias e secundárias (Roedder 1979 e 1981). As inclusões fluidas primárias são aquelas originadas durante a formação do cristal hospedeiro, através do crescimento irregular de suas faces, e as inclusões fluidas secundárias são aquelas originadas posteriormente à formação do hospedeiro, através do preenchimento de fraturas no mineral já cristalizado. Adota-se, também, o termo pseudo-secundárias para aquelas inclusões que se originaram pelo preenchimento de fraturas já existentes durante o crescimento do cristal hospedeiro.

A importância do estudo das inclusões reside basicamente no fato destas fornecerem informações valiosas sobre o ambiente de formação dos minerais ou gemas, ou sobre a história geológica subsequente dessas substâncias. Nesse sentido, Roedder (1982) aponta as seguintes informações fundamentais para o caso das gemas: 1) entendimento do seu ambiente de formação; 2) identificação e reconhecimento da sua procedência; e 3) diferenciação de pedras na

turais de pedras sintéticas. Na esmeralda muitas inclusões são distintivas e podem servir para identificar o depósito específico de sua formação. Um exemplo notável, tido como diagnóstico seguro da procedência, é fornecido pelas esmeraldas da Colômbia, onde cavidades tipicamente ponteagudas são preenchidas por sólido (halita), líquido e gás.

6.2.1. Inclusões sólidas minerais

Contrariamente ao que ocorre com o diamante, o conhecimento das inclusões cristalinas das gemas coradas, em geral, está ainda pouco desenvolvido. Enquanto que as inclusões do diamante já foram extensivamente estudadas, tanto do ponto de vista da mineralogia quanto da composição química (Meyer & Tsai 1976, Svisero 1984), as inclusões sólidas das demais gemas, incluindo a esmeralda, encontram-se no estágio de identificação das fases inclusas.

Com relação às inclusões sólidas minerais presentes na esmeralda, existe um grande número de citações na literatura apoiadas essencialmente em observações visuais e microscópicas. Baseando-se nos dados existentes, a mica (biotita/flogopita) aparece como a inclusão mais freqüente, seguida de perto por tremolita/actinolita. Além destes minerais existe uma lista relativamente grande de outras fases onde se incluem quartzo, halita, talco, turmalina, epídoto, apatita, carbonatos, sulfetos, óxidos e outras substâncias (Sinkankas 1981, Webster 1983). A falta de uma caracterização mais precisa sobre a natureza de muitas fases citadas como inclusão, além de dados referentes à composição química de cada uma delas, constitui uma lacuna ainda a ser preenchida.

A grande dificuldade no trabalho de identificação das inclusões sólidas da esmeralda, assim como de outras gemas, é a dimensão exígua desses materiais, que via de regra possuem dimensões microscópicas a submicroscópicas. A identificação precisa nesses

casos só pode ser obtida mediante técnicas especiais tais como a câmara de Gandolfi, a microsonda eletrônica, e outros métodos de análise igualmente resolutivos. Convém lembrar, entretanto, que a análise na microsonda exige a confecção de uma seção polida do material, dificultando ainda mais o estudo das inclusões. Esses fatos explicam, em parte, porque o conhecimento das inclusões minerais da esmeralda encontra-se pouco desenvolvido. O trabalho de Graziani et al. (1983), contendo dados sobre inclusões de esmeraldas da Zâmbia, aparece como exceção nesse contexto, apontando para uma direção que fatalmente terá que ser implementada no futuro.

Os primeiros dados sobre as inclusões sólidas minerais da esmeralda de Itabira, obtidos a partir de estudos ópticos em microscópio gemológico, são encontrados em Bastos (1981), Sauer (1982) e Schwarz & Mendes (1985). Todavia, estudos de determinação através da difração de raios X ou microsonda eletrônica não foram, até então, realizados. Conforme Bastos (1981), as inclusões sólidas minerais dessa esmeralda são representadas por pontos escuros diminutos de mica preta (biotita), agulhas de tremolita em grande quantidade, orientadas perpendicularmente ao eixo c do cristal, e raramente pirita. Sauer (1982) assinala igualmente a presença de palhetas de mica, pirita e tremolita rara. Acrescenta, entretanto, a existência de cristais de baixo relevo. Schwarz & Mendes (1985) apontam como inclusão mineral mais freqüente a mica, onde destacam uma grande variação de cor, desde o marrom amarelado até o preto, e contornos arredondados ou irregulares. Como outras inclusões minerais, observam apenas a presença de cristais transparentes, praticamente incolores, não identificados.

Mais recentemente, Souza & Svisero (1987) identificaram em esmeraldas da jazida de Itabira, através da difração de raios X, uma mica escura (biotita/flogopita), quartzo e ralstonita, além de óxidos e hidróxidos amorfos de coloração variável entre o castanho e o preto. Com relação aos dados divulgados anteriormente

na literatura, as determinações nesse trabalho não confirmaram as afirmações de Bastos (1981) e Sauer (1982) relativas à presença de tremolita e pirita nessas esmeraldas.

Para os estudos das inclusões sólidas minerais da esmeralda de Itabira aqui realizados, considerou-se um lote de cristais de qualidade gemológica inferior, onde cerca de 40% dos espécimes apresentaram inclusões escuras pontuais visíveis à vista desarmada. Após liberadas e caracterizadas ao microscópio óptico, as inclusões sólidas foram identificadas por meio da difração de raios X empregando-se uma câmara de Gandolfi de 114,6 mm de diâmetro, conforme procedimento já referido no capítulo metodológico. Os estudos aqui desenvolvidos revelaram que a esmeralda da jazida de Itabira contém relativamente poucas inclusões sólidas. Dentre os minerais foram identificados apenas mica, quartzo, magnésio-cromita e ralstonita, além de óxidos e hidróxidos amorfos de formas e coloração variáveis.

Mica (biotita/flogopita): é a inclusão mineral mais freqüente da esmeralda de Itabira, aparecendo em 80% dos cristais estudados. A sua coloração varia desde o castanho pálido até tonalidades quase negras. Tonalidades do castanho ligeiramente esverdeado foram também observadas com relativa freqüência. As dimensões mais comuns das placas ou palhetas estão compreendidas entre 0,2 e 1,0 mm, sendo que, em geral, as micas de diâmetro menor são proporcionalmente mais espessas.

O hábito é tipicamente plácoidal, apresentando dois tipos distintos de contornos dependendo da natureza genética da mica. Em um deles, os cristais mostram-se nitidamente arredondados ou ligeiramente alongados com hábito subédrico, sendo limitados por perfis geralmente suaves e mais raramente irregulares (Fotomicrografias 19 e 20). Nesses cristais predominam as tonalidades do

FOTOMICROGRAFIA 19 - Inclusões de micas protogenéticas apresentando, em primeiro plano, flocos de cristais subédricos e, ao fundo, cristais arredondados com perfis suaves. Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 20 - Inclusão de mica protogenética, sob nicóis cruzados, exibindo aspecto subédrico e contorno algo arredondado. Nota-se detalhe da clivagem basal $\{0001\}$ e partição em posição ortogonal à clivagem.

castanho-escuro e, em geral, não mostram orientação preferencial em relação ao hospedeiro. Esse fato, aliado ao aspecto nitidamente arredondado dos cristais, mostrando às vezes sinais de dissolução parcial, faz com que, nesse tipo de mica, ela seja classificada temporalmente como protogenética.

No outro tipo de perfil os cristais são perfeitamente euédricos, exibindo contornos ligeiramente rômnicos ou hexagonais (Fotomicrografias 21 e 22). Esses cristais euédricos distribuem-se, de forma notável, perpendicularmente à direção do eixo c da esmeralda, ou seja, os seus planos basais são paralelos ao pinacóide $\{0001\}$ da esmeralda (Fotomicrografias 21 e 22). Essa disposição orientada sugere uma classificação temporal singenética para essas micas. Nota-se, ainda, que nos cristais euédricos predominam as tonalidades do castanho muito pálido. A Fotomicrografia 22 mostra, de forma nítida, esses dois tipos de micas. O tipo singenético pode ser visto sob a forma de placas perfeitamente idiomorfas paralelas entre si e à direção $\{0001\}$ do berilo. O tipo protogenético, por sua vez, aparece sob a forma de uma placa subédrica de coloração acastanhada, localizada na porção central em um nível ligeiramente inferior em relação às micas singenéticas.

Observadas ao microscópio óptico, as micas exibem pleocroísmo característico acentuado, constituindo esse comportamento um dos critérios úteis na identificação dessas inclusões. Destacadas do hospedeiro e observadas em montagens ópticas, as micas apresentam comportamento biaxial negativo e ângulo $2V$ variando entre 2° e 5° .

A identificação da mica foi efetuada por meio da difração de raios X na câmara de Gandolfi, cujo diagrama de pó correspondente está representado na Figura 15. Dos vários diagramas de pó obtidos para as micas durante o trabalho, considerou-se o da inclusão JL-16D como o mais representativo, tendo em vista a inexistên-

FOTOMICROGRAFIA 21 - Inclusões de micas singenéticas, idiomorfas, orientadas paralelamente ao plano basal {0001} da esmeralda. Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 22 - Inclusões de micas singenéticas destacando-se também, na porção central, a presença de micas protogenéticas subédricas, de coloração acastanhada, em um nível ligeiramente inferior em relação às micas singenéticas. Nicóis paralelos.

FIGURA 15 - Diagrama de pó da inclusão de mica (biotita/flogopita) da esmeralda de Itabira, Minas Gerais, obtido em câmara de Gandolfi de 114,6 mm de diâmetro, com radiação $\text{CuK}\alpha = 1,54178 \text{ \AA}$ e exposição de 8 horas.

FIGURA 16 - Diagrama de pó da inclusão de quartzo da esmeralda de Itabira, Minas Gerais, obtido em câmara de Gandolfi de 114,6 mm de diâmetro, com radiação $\text{CuK}\alpha = 1,54178 \text{ \AA}$ e exposição de 24 horas.

cia de raias pontilhadas, maior nitidez e um maior número de reflexões. A Tabela 12 mostra as reflexões do diagrama obtido, estimadas visualmente, comparadas com os diagramas da biotita e da flogopita (1M) do sistema JCPDS. O cálculo dos parâmetros da cela unitária teve como resultado os valores $a_0 = 5,326 \pm 0,004 \text{ \AA}$, $b_0 = 9,223 \pm 0,007 \text{ \AA}$, $c_0 = 10,216 \pm 0,009 \text{ \AA}$ e $\beta = 100,00 \pm 0,09$ graus, apresentando um volume correspondente de $494,3 \text{ \AA}^3$. Como se pode observar pela Tabela 12, todas as reflexões da inclusão possuem correspondentes entre a biotita e/ou flogopita (1M). Apenas as reflexões $5,02 \text{ \AA}$ (7), $4,553 \text{ \AA}$ (5), $3,390 \text{ \AA}$ (20), $2,642 \text{ \AA}$ (7) e $1,993 \text{ \AA}$ (7) da flogopita (1M), e $2,66 \text{ \AA}$ (80) da biotita não aparecem no diagrama da inclusão. Essa ausência pode ser explicada pelas condições experimentais utilizadas na realização do trabalho, onde os diagramas são obtidos a partir de um cristal único. A ausência da reflexão $2,66 \text{ \AA}$ (80) da biotita no diagrama da inclusão persistiu nos cinco diagramas de pó obtidos das inclusões de micas. Tal fato pode estar relacionado, possivelmente, à forma delgada das palhetas. Além da biotita e da flogopita (1M), a amostra estudada guarda também certas semelhanças roentgenográficas com flogopita (flúor-1M), zinnwaldita e siderofilita.

Quartzo: esse mineral foi observado como uma inclusão cristalina pouco freqüente na esmeralda de Itabira. Apresenta-se bem cristalizado, com hábito prismático hexagonal biterminado ligeiramente alongado e com dimensões entre 100 e 200 μ . Em geral não exibe orientação preferencial, mas em alguns casos pode ocorrer perfeitamente orientado como na Fotomicrografia 23, onde o plano $\{10\bar{1}0\}$ é aparentemente paralelo ao plano $\{10\bar{1}0\}$ da esmeralda. Quando ocorre orientado tudo indica tratar-se, certamente, de quartzo singenético. Ao microscópio óptico, apresenta transparência perfeita, ausência de coloração e caráter uniaxial positivo bem definido.

A identificação do quartzo foi realizada também na câ-

TABELA 12

DIAGRAMA DE PÓ DA INCLUSÃO DE MICA DA ESMERALDA DE I-TABIRA, COMPARADO COM OUTRAS MICAS DO FICHÁRIO JCPDS.

Inclusão JL-16D			Biotita (JCPDS nº 2-0045)		Flogopita (JCPDS nº 10-495)		(hkl)
$d_{obs.} (\text{Å})$	$d_{cal.} (\text{Å})$	I/I_0	$d (\text{Å})$	I/I_0	$d (\text{Å})$	I/I_0	
10,03	10,057	80	10,1	100	9,94	100	001
-	5,028	-	-	-	5,02	7	002
4,60	4,610	50	4,59	20	4,588	7	020
-	4,558	-	-	-	4,553	5	110
3,94	3,935	10	-	-	3,923	3	111
3,65	3,662	20	-	-	3,654	7	112
-	3,398	-	-	-	3,390	20	022
3,35	3,352	70	3,37	100	3,348	100	003
3,16	3,150	20	3,16	20	3,144	10	112
2,92	2,918	20	2,92	20	2,916	7	113
2,71	2,711	10	-	-	2,708	3	023
-	2,652	-	2,66	80	2,642	7	130, 201
2,62	2,622	100	-	-	2,614	30	200, 131
2,51	2,514	20	2,52	40	2,513	15	004
2,43	2,436	80	2,45	80	2,429	15	201
2,30	2,305	10	2,28	20	2,290	3	040
2,25	2,265	10	-	-	2,263	?	132, 203
2,17	2,174	70	2,18	80	2,169	15	133, 202
2,00	2,011	50	2,00	80	2,011	30	005
-	1,995	-	-	-	1,993	7	204
1,91	1,911	20	1,91	20	1,909	3	203
1,67	1,674	70	1,67	80	1,673	15	135
1,53	1,536	80	1,54	80	1,534	15	060
1,51	1,519	15	-	-	1,515	3	061, 330
1,47	1,471	10	1,47	20	-	-	036, 333
1,43	1,433	10	1,43	20	-	-	313, 315
1,36	1,364	60	1,36	60	-	-	136
1,32	1,326	15	1,33	40	-	-	260
1,31	1,312	10	1,31	40	-	-	333

mara de Gandolfi, difratando-se cada um dos cristais isoladamente. A Figura 16 ilustra o respectivo diagrama de raios X da inclusão de quartzo, onde estão presentes as raias mais intensas e importantes. A Tabela 13 mostra as reflexões da inclusão comparadas com o diagrama do quartzo do sistema JCPDS, revelando uma perfeita identidade entre os dois diagramas. Apenas as reflexões $1,659 \text{ \AA}$ (3), $1,372 \text{ \AA}$ (9) e $1,1802 \text{ \AA}$ (4) do quartzo não aparecem no diagrama da inclusão por motivos das condições experimentais utilizadas. Os valores dos parâmetros unitários obtidos $a_0 = 4,914 \pm 0,001 \text{ \AA}$ e $c_0 = 5,404 \pm 0,001 \text{ \AA}$ praticamente coincidem com aqueles referidos no diagrama padrão ($a_0 = 4,913 \text{ \AA}$ e $c_0 = 5,405 \text{ \AA}$). Isto sugere, portanto, tratar-se de uma substância bastante pura, com inexpressivas substituições estruturais.

Magnésio-cromita: essa fase constitui também uma inclusão cristalina pouco freqüente na esmeralda de Itabira, podendo ser observada a olho nu devido a coloração escura e o caráter opaco do material. Pode ocorrer em cristais de dimensões médias compreendidas entre 100 e 300 μ , apresentando aspecto octaédrico quase perfeito ou também em massas ligeiramente disformes. A Fotomicrografia 24 ilustra, em um fragmento de esmeralda imerso em óleo, a presença de alguns cristais da inclusão de magnésio-cromita mostrando terminações triangulares típicas de formas octaédricas.

A Figura 17 representa o diagrama de pó obtido na câmara de Gandolfi, onde estão presentes apenas as raias mais intensas da magnésio-cromita. A Tabela 14 exhibe as reflexões da referida inclusão comparadas com o diagrama da magnésio-cromita do sistema JCPDS, $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$, para fins de identificação. Verifica-se, entretanto, que quase todas as reflexões da inclusão encontram correspondentes no diagrama padrão da magnésio-cromita. Apenas as reflexões de baixa intensidade $4,76 \text{ \AA}$ (20), $1,25 \text{ \AA}$ (5) e $1,19 \text{ \AA}$ (5) da magnésio-cromita não aparecem no diagrama da inclusão. Essa pe-

100 μm

FOTOMICROGRAFIA 23 - Dois exemplares de quartzo singenético (cor de polarização amarelo-laranja) mostrando hábito prismático biterminado com orientações distintas em relação às inclusões singenéticas de micas. Aparentemente, o plano $\{10\bar{1}0\}$ do quartzo é paralelo ao plano $\{10\bar{1}0\}$ da esmeralda. Nicóis cruzados.

50 μm

FOTOMICROGRAFIA 24 - Inclusão de magnésio-cromita na esmeralda de Itabira, mostrando terminações triangulares típicas nos cristais de forma octaédrica. Nicóis paralelos.

TABELA 13

DIAGRAMA DE PÓ DA INCLUSÃO DE QUARTZO DA ESMERALDA DE ITA-
BIRA, COMPARADO COM O DIAGRAMA DE QUARTZO DO SISTEMA JCPDS.

Inclusão JL-25C			Quartzo (JCPDS nº 5-0490)		(hkl)
$d_{\text{obs.}} (\text{\AA})$	$d_{\text{cal.}} (\text{\AA})$	I/I_0	$d (\text{\AA})$	I/I_0	
4,26	4,256	40	4,26	35	100
3,34	3,343	100	3,343	100	101
2,46	2,457	20	2,458	12	110
2,28	2,281	20	2,282	12	102
2,23	2,236	15	2,237	6	111
2,13	2,128	20	2,128	9	200
1,98	1,980	15	1,980	6	201
1,81	1,817	60	1,817	17	112
1,67	1,671	15	1,672	7	202
-	1,659	-	1,659	3	103
1,54	1,541	25	1,541	15	211
1,45	1,452	10	1,453	3	113
1,38	1,382	15	1,382	7	212
1,37	1,375	20	1,375	11	203
-	1,372	-	1,372	9	301
1,28	1,287	10	1,288	3	104
1,25	1,256	10	1,256	4	302
1,20	1,1998	15	1,1997	5	213
1,18	1,1839	15	1,1838	4	114
-	1,1801	-	1,1802	4	310
1,15	1,1532	10	1,1530	2	311
1,08	1,0816	10	1,0816	4	312
1,03	1,0345	10	1,0346	2	214

FIGURA 17 - Diagrama de pó da inclusão de magnésio-cromita da esmeralda de Itabira, Minas Gerais, obtido em câmara de Gandolfi de 114,6 mm de diâmetro, com radiação $\text{CuK}\alpha = 1,54178 \text{ \AA}$ e exposição de 48 horas.

FIGURA 18 - Diagrama de pó da inclusão de ralstonita da esmeralda de Itabira, Minas Gerais, obtido em câmara de Gandolfi de 114,6 mm de diâmetro, com radiação $\text{CuK}\alpha = 1,54178 \text{ \AA}$ e exposição de 24 horas.

TABELA 14

DIAGRAMA DE PÓ DA INCLUSÃO DE MAGNÉSIO-CROMITA DA ESMERALDA DE IATBIRA, COMPARADO COM O DIAGRAMA DA MAGNÉSIO-CROMITA DO SISTEMA JCPDS.

Inclusão JL-29B			Magnésio-cromita (JCPDS nº 9-353)		(hkl)
$d_{\text{obs.}} (\text{\AA})$	$d_{\text{cal.}} (\text{\AA})$	I/I_0	$d (\text{\AA})$	I/I_0	
-	4,801	-	4,76	20	111
2,93	2,940	35	2,92	20	022
2,50	2,507	100	2,49	100	113
2,07	2,079	20	2,07	50	004
1,69	1,698	10	1,687	5	224
1,59	1,600	60	1,593	60	115, 333
1,46	1,470	100	1,466	70	044
1,26	1,268	10	1,265	10	335
-	1,254	-	1,249	5	226
-	1,200	-	1,197	5	444
1,11	1,111	10	1,108	5	246
1,08	1,083	40	1,081	50	137, 355
1,03	1,039	10	1,038	20	008

quena diferença pode ser devida às dimensões exíguas da inclusão, impedindo o aparecimento das reflexões de intensidade mais baixa. O valor obtido para o parâmetro $a_0 = 8,316 \pm 0,001 \text{ \AA}$ revelou-se ligeiramente superior ao da magnésio-cromita do Fichário JCPDS, cujo parâmetro é de $8,277 \text{ \AA}$.

Ralstonita: essa espécie mineral, pouco conhecida, foi também identificada como uma das possíveis inclusões da esmeralda de Itabira, muito embora tendo sido observada somente após a fragmentação de alguns cristais hospedeiros. Isto impediu, de certa forma, a obtenção de Fotomicrografias para a ilustração do modo de ocorrência desse mineral no interior da esmeralda e que pudéssemos fazer, além disso, uma avaliação segura da natureza genética do mesmo. A inclusão depois de isolada foi estudada cuidadosamente ao microscópio apresentando coloração branca ligeiramente amarelada, hábito subédrico de seção aproximadamente quadrangular, e comportamento isótropo com certas anomalias ópticas. Em alguns casos, essa inclusão apresentou-se revestida por agregados pulverulentos acastanhados constituindo um conjunto de forma irregular quase opaco ao microscópio. Esse fato dificultou sobremaneira a identificação precisa dessa inclusão, sugerindo a necessidade de estudos químicos complementares para o esclarecimento da composição desse material.

O diagrama de pó, obtido na câmara de Gandolfi, está representado na Figura 18, e as reflexões correspondentes estão contidas na Tabela 15 juntamente com o diagrama de uma ralstonita do sistema JCPDS de nº 18-1085. Nota-se que apenas a reflexão $3,54 \text{ \AA}$ (5) referente à face (220) da inclusão não encontra correspondente no diagrama da ralstonita padrão. Por outro lado, apenas as reflexões de baixa intensidade $2,49 \text{ \AA}$ (14), $1,581 \text{ \AA}$ (16) e $1,525 \text{ \AA}$ (16) da ralstonita não aparecem no diagrama da inclusão. O cálculo dos respectivos parâmetros unitários forneceu o valor

TABELA 15

DIAGRAMA DE PÓ DA INCLUSÃO DE RALSTONITA DA ESMERALDA DE ITABIRA, COMPARADO COM O DIAGRAMA DA RALSTONITA DO SISTEMA JCPDS.

Inclusão JL-26B			Ralstonita (JCPDS nº 18-1085)		(hkl)
$d_{\text{obs.}} (\text{\AA})$	$d_{\text{cal.}} (\text{\AA})$	I/I_0	$d (\text{\AA})$	I/I_0	
5,74	5,78	100	5,74	100	111
4,96	5,00	5	4,98	14	200
3,54	3,54	5	-	-	220
3,01	3,02	70	3,01	55	311
2,89	2,89	70	2,88	75	222
-	2,50	-	2,49	14	400
2,30	2,29	30	2,29	30	331
2,05	2,04	20	2,04	25	422
1,92	1,927	15	1,923	40	511, 333
1,77	1,770	80	1,765	85	440
1,68	1,693	5	1,689	10	531
-	1,584	-	1,581	16	620
-	1,528	-	1,525	16	533
1,51	1,510	10	1,508	40	622
1,40	1,402	5	1,400	25	711, 551

$a_0 = 10,018 \pm 0,008 \text{ \AA}$, o qual praticamente coincide com aquele referido no Fichário JCPDS, cujo valor é de $10,02 \text{ \AA}$.

Outras inclusões sólidas: além das inclusões cristalinas anteriormente descritas, foram observados também materiais secundários sob a forma de inclusões epigenéticas. Essas inclusões são representadas especialmente por óxidos e hidróxidos de natureza amorfa, exibindo aspecto terroso típico e coloração variando do castanho amarelado ao negro. Esses materiais ocorrem preenchendo o interior de cavidades ou fissuras não cicatrizadas e apresentam aspectos predominantemente irregulares. Em face das colorações e dos aspectos morfológicos apresentados, além da ausência de difração aos raios X, tudo indica tratarem-se de materiais limoníticos e óxidos de manganês amorfos precipitados no interior de fraturas originadas após a cristalização da esmeralda.

Outras inclusões minerais observadas ao microscópio óptico, porém não identificadas analiticamente, são representadas por cristais prismáticos alongados, de seção hexagonal, que podem corresponder possivelmente à apatita (Fotomicrografia 25). De modo semelhante, as inclusões sólidas associadas às inclusões fluidas trifásicas na Fotomicrografia 34 podem corresponder também, pela morfologia apresentada, à mesma fase mineral.

Hänni et al. (1987) identificaram, através de análises em microsonda eletrônica, andesina, tremolita e dolomita. A presença de andesina e tremolita está de acordo com a paragênese das rochas encaixantes da esmeralda de Itabira, tendo em vista que esses minerais foram observados nos anfibolitos ali investigados. Já a presença da dolomita é um tanto mais difícil de ser explicada, uma vez que não encontramos rochas carbonáticas na área da jazida.

FOTOMICROGRAFIA 25 - Possível inclusão de apatita mostrando hábito prismático alongado, de seção hexagonal, e orientação segundo o eixo c da esmeralda. O cristal aparece, portanto, orientado perpendicularmente às placas de micas singenéticas. Observa-se, ainda, que a referida inclusão aparenta estar associada a uma inclusão fluida, de aspecto escuro, em uma de suas extremidades, indicando, certamente, que a direção de crescimento da esmeralda seguiu aquele sentido. A orientação de forma paralela do prisma $\{10\bar{1}0\}$ da apatita com o prisma $\{10\bar{1}0\}$ do cristal hospedeiro sugere, também, uma classificação temporal singenética para essa inclusão. Nicóis paralelos.

6.2.2. Inclusões fluidas

De um modo geral, podemos dizer que as inclusões fluidas representam, do ponto de vista mineralógico, amostras do fluido mineralizante a partir do qual o cristal se desenvolveu ou esteve em contato posteriormente (Roedder 1979).

Quanto ao número de fases presentes, as inclusões fluidas são divididas em monofásicas, bifásicas, trifásicas e polifásicas. O termo fase, neste caso, refere-se às porções imiscíveis dos fluidos ou às diferentes espécies minerais associadas a uma cavidade contendo inclusão fluida. Desse modo, uma inclusão fluida contendo dois líquidos imiscíveis ou um líquido + gás é dita bifásica; dois líquidos imiscíveis + gás ou uma espécie mineral + um líquido + gás é dita trifásica, e assim por diante.

Como já foi referido anteriormente, o estudo das inclusões fluidas e sólidas minerais nos fornece informações importantes sobre o ambiente de formação do cristal hospedeiro, assim como nos possibilita, também, reconhecer ou determinar a jazida de origem desse cristal, em virtude das características peculiares de cada depósito. Nesse sentido, pretendemos abordar aqui, minuciosamente, as principais feições ópticas das inclusões fluidas da esmeralda da jazida de Itabira, com vista em caracterizar e complementar o quadro das inclusões das esmeraldas desse depósito.

Morfologia e distribuição: no tocante às inclusões fluidas da esmeralda de Itabira, podemos dizer que estas constituem um dos aspectos microscópicos mais interessantes nas amostras estudadas. Elas ocorrem principalmente na forma de tubos ou canálculos orientados na direção do eixo cristalográfico c da esmeralda (Fotomicrografia 26) e, também, segundo cavidades predominantemente geométricas exibindo a mesma orientação dos canálculos (Fotomicrografias 27, 28 e 29).

FOTOMICROGRAFIA 26 - Visão geral de um grande número de microcanalículos orientados na direção do eixo c da esmeralda, apresentando comprimentos variáveis. Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 27 - Cavidade geométrica retangular orientada segundo o eixo c da esmeralda, contendo preenchimento trifásico do tipo líquido-líquido-gás. Esta é uma inclusão do tipo primária, sugerindo tratar-se de um cristal negativo. Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 28 - Cavityde geométrica quadrangular mostrando o-
 rientação e contendo preenchimento trifásico do tipo líquido-líquido-
 do-gás. É também uma inclusão primária condicionada em um possível
 cristal negativo. Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 29 - Visão de microcanalículos e cavidades geomé-
 tricas orientadas. As cavidades, apresentando preenchimentos domi-
 nantemente trifásicos do tipo líquido-líquido-gás, estão contidas
 em uma fratura de cicatrização, podendo ser classificadas, então,
 como pseudo-secundárias ou secundárias. Observam-se também peque-
 nas cavidades retangulares na porção centro-norte orientadas segun-
 do duas direções. Nicóis paralelos.

Morfológicamente, as inclusões tubulares da referida esmeralda podem ser subdivididas em dois grupamentos distintos. O primeiro grupo é representado por numerosos canalículos extremamente finos, de cerca de poucos microns de espessura, que atingem comprimentos os mais variáveis, em geral, entre algumas dezenas de mícrons até cerca de 600 microns. Esse tipo de canalículo é notavelmente mostrado na Fotomicrografia 26, assim como também nas Fotomicrografias 29, 32 e 34 sob aumentos maiores. A visão geral desses canalículos, observada em aumentos menores (Fotomicrografia 26), pode ser transcrita por um aspecto de nuvem, consequência do grande número dos mesmos. Esse grupo de canalículos é muito frequente e facilmente observável na esmeralda de Itabira. O segundo grupo, por sua vez, é representado por canalículos consideravelmente mais espessos, cujos comprimentos são pouco variáveis, estando compreendidos preferencialmente na faixa de 350 a 450 microns (Fotomicrografias 30 e 31). Os canalículos do segundo grupo são relativamente mais raros e pouco numerosos em relação aos do grupo anterior. A distribuição segundo o eixo c, de todos esses tipos de canalículos no interior da esmeralda, não obedece a nenhum tipo morfológico definido, a menos da notável e rígida orientação segundo a direção cristalográfica mencionada. Deve-se observar, entretanto, que os sistemas de canalículos podem estar, também, orientados perpendicularmente ao eixo c da esmeralda, porém raramente. Nesse caso, eles são quase sempre de dimensões bastante reduzidas e pouco numerosos. A Fotomicrografia 32 ilustra esse fato, mostrando os dois sentidos de orientação dos canalículos.

Com relação às cavidades geométricas, cujas dimensões variam desde algumas dezenas até algumas centenas de microns, estas se manifestam segundo dois tipos fundamentais. Um dos tipos, o mais frequentemente observado, compreende as cavidades geométricas de forma retangular (Fotomicrografias 27, 29, 33, 34 e 35), e o outro, as cavidades de aspecto quadrático (Fotomicrografias 28 e 29).

FOTOMICROGRAFIA 30 - Tubo de crescimento orientado segundo o eixo c da esmeralda, mostrando preenchimento trifásico primário do tipo líquido-líquido-gás. Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 31 - Tubo de crescimento orientado segundo o eixo c da esmeralda, mostrando preenchimento trifásico primário do tipo líquido-líquido-gás mais um cristal anisótropo associado (c = cristal). Nicóis cruzados.

FOTOMICROGRAFIA 32 - Visão de microcanalículos orientados segundo e ortogonalmente ao eixo c da esmeralda. Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 33 - Cavidade geométrica retangular trifásica orientada perpendicularmente às placas de micas singenéticas. Nicóis paralelos.

FOTOMICROGRAFIA 34 - Presença de numerosas cavidades geométricas trifásicas orientadas e associadas a um cristal anisótropo alongado. Observam-se, também, canalículos orientados segundo o eixo c da esmeralda. A Fotomicrografia foi tirada sob nicóis cruzados e mostra tonalidades do azul e vermelho da cor de polarização dos cristais inclusos.

FOTOMICROGRAFIA 35 - Detalhe de uma cavidade geométrica retangular trifásica associada a um cristal de cor de polarização branca. Nicóis cruzados.

Como se observa das diversas Fotomicrografias, as cavidades geométricas também ocorrem orientadas segundo o eixo c da esmeralda. Em bora raramente, elas podem estar orientadas, ainda, perpendicularmente a essa direção, em semelhança ao que ocorre com os sistemas de canalículos. A Fotomicrografia 29 apresenta algumas cavidades geométricas retangulares orientadas nos dois sentidos. Quanto à distribuição, as cavidades geométricas podem estar ou não condicionadas a sistemas de fraturas cicatrizadas, embora a ocorrência ligada a esses tipos de fraturas seja preponderante (e. g. Fotomicrografia 29).

Preenchimentos: quanto ao número de fases presentes nas inclusões fluidas da esmeralda de Itabira, pode-se reconhecer os mais variados tipos de preenchimentos. Estão presentes desde inclusões fluidas monofásicas até polifásicas. Entretanto, o preenchimento trifásico do tipo líquido-líquido-gás constitui uma característica predominante e marcante, tanto nas cavidades geométricas (Fotomicrografias 27, 28, 29 e 33) quanto nos sistemas de canalículos (Fotomicrografia 30). O reconhecimento da fase gasosa foi verificado mediante um ligeiro aquecimento da amostra portadora da inclusão, onde se observou o completo desaparecimento da bolha (ou menisco) gasosa.

Destaca-se, contudo, como característica singular e peculiar da esmeralda de Itabira, o aparecimento relativamente frequente de preenchimentos trifásicos do tipo líquido-líquido-gás associados a uma fase cristalina anisótropa, de que são ótimos exemplos a Fotomicrografia 31, em tubo de crescimento, e as Fotomicrografias 34 e 35, condicionadas às cavidades geométricas. Esse comportamento das inclusões fluidas geométricas pode ser considerado como uma característica diagnóstica das esmeraldas da jazida de Itabira, tendo em vista que este fato, nas condições aqui descritas, não encontra similar em outras esmeraldas brasileiras ou estrangeias.

ras.

Em termos genéticos, o não condicionamento dos canálculos de preenchimentos variáveis a planos ou superfícies de fraturas, somado ao íntimo relacionamento dos mesmos com o sentido de crescimento do cristal hospedeiro, permite que sejam prontamente classificados como portadores de inclusões fluidas primárias. Por sua vez, as cavidades geométricas orientadas, quando estão condicionadas às fraturas de cicatrização, são classificadas como pseudo-secundárias segundo os conceitos de Roedder (1979), ao passo que aquelas não condicionadas a esses tipos de fraturas são vistas como portadoras de inclusões fluidas primárias.

6.2.3. Outras características internas

Além das inclusões sólidas minerais e das inclusões fluidas anteriormente descritas, foram observadas também outras feições notáveis pertencentes ao conceito de inclusão. Dentre elas destaca-se o aparecimento freqüente de fraturas cicatrizadas sob a forma de superfícies quase planares ou ligeiramente onduladas dispostas, na maioria das vezes, ortogonalmente ao eixo c da esmeralda (Fotomicrografia 36). O preenchimento dessas fraturas é dominantemente composto por inclusões fluidas trifásicas do tipo líquido-líquido-gás e/ou trifásicas mais cristal associado contidas em cavidades geométricas orientadas segundo o eixo c do hospedeiro.

Outro aspecto também interessante refere-se ao zoneamento de cor paralelo ao pinacóide basal $\{0001\}$ da esmeralda (Fotomicrografia 37). Esse zoneamento, indicativo de variação no conteúdo dos elementos cromóforos na direção do crescimento da esmeralda, foi observado sob a forma de faixas ou zonas verdes estreitas, de intensidade variável, dispostas perpendicularmente ao alongamento do cristal de esmeralda (Fotomicrografia 37). Linhas

200 μm

FOTOMICROGRAFIA 36 - Traço de uma fratura cicatrizada apresentando forma ligeiramente ondulada, dispendo-se quase que ortogonalmente ao eixo c da esmeralda. O preenchimento é formado predominantemente por inclusões fluidas trifásicas do tipo líquido-líquido-gás associadas a um cristal anisótropo. A orientação do eixo c da esmeralda é indicada pela orientação dos microcanalículos. Nicóis cruzados.

200 μm

FOTOMICROGRAFIA 37 - Zoneamento de cor visto sob a forma de faixas ou zonas de tonalidades variáveis dispostas paralelamente ao pinacóide basal $\{0001\}$ da esmeralda. Nicóis paralelos.

200 μm

FOTOMICROGRAFIA 38 - Grupo de fraturas secas ilustrando a ação de um esforço direcional. Nicóis paralelos.

de crescimento poligonais, exibindo duas ou três direções de desenvolvimento, podem aparecer em alguns cristais.

Por fim, o aparecimento de fraturas secas, isto é, não cicatrizadas (Fotomicrografia 38), é relativamente comum. A Fotomicrografia 38, por sua vez, ilustra um grupo de fraturas secas indicando a ação de um esforço direcional.

6.3. LAVRA E APROVEITAMENTO

A exploração da esmeralda de Itabira, inicialmente feita através de garimpagem até à concessão do decreto de lavra para a empresa Belmont Gemas Ltda., é realizada a céu aberto e conta com um sistema de mecanização desde a extração do material mineralizado até o beneficiamento final.

A frente de lavra é realizada em uma área de aproximadamente 150 x 100 metros, por cerca de 5 a 7 metros de profundidade, utilizando-se máquinas escavadeiras para o trabalho de extração do material diretamente sobre o xisto esmeraldífero. O xisto altamente decomposto facilita enormemente a retirada mecânica do material mineralizado "in locu". O trabalho de desmonte, tanto do estéril capeante, praticamente inexistente, quanto do material aproveitável, é executado por lâmina de trator em conjunto com pá mecânica, obedecendo o método clássico de bancadas sucessivas. O material esmeraldífero é transportado depois, por intermédio de carregadeira pneumática, para a usina de beneficiamento, cujo tratamento tem início com a lavagem prévia do conjunto para depois ser granulometricamente separado e finalmente "catado" em trabalho manual.

6.4. RESERVAS

Dados referidos no relatório de pesquisa da jazida de Itabira (Furtado Mendes 1981) dão conta que a reserva medida, com cerca de 2,05 gramas de esmeralda lapidável por metro cúbico de xisto, corresponderia a um total de cerca de 2,38 toneladas de esmeralda bruta totalmente lapidável. Considerando que este valor corresponde apenas à parte de esmeralda aproveitável para a lapidação (cerca de 20%), teríamos para a jazida um total de aproximadamente 12 toneladas de esmeralda bruta. Considerando ainda que a capacidade limite de beneficiamento da usina é da ordem de 70.000 m³ de material por ano, e que a reserva medida no período da elaboração do relatório de pesquisa era da ordem de 1.160.000 m³ de xisto, a vida útil da mina seria, portanto, no mínimo de cerca de 16 anos.

7. ASPECTOS GENÉTICOS DA JAZIDA DE ITABIRA

Conforme assinala Mason (1966), o berílio é um elemento considerado raro na crosta terrestre, aparecendo com uma abundância inferior a 3 partes por milhão. É normalmente encontrado em rochas alcalinas pobres em sílica e nos produtos residuais de magmas graníticos, especialmente os de natureza pegmatítica. Segundo Beus (1966), a história geoquímica do berílio no processo pegmatítico serve, sem dúvida, como um exemplo claro de concentração pós-magmática de um elemento altamente disseminado na fusão original. Ainda, segundo esse autor, o fato principal que determina a concentração do berílio em pegmatitos é, sobretudo, a cristalização diferenciada. Dessa forma, a cristalização do berílio nos pegmatitos graníticos tem início sob condições de forte supersaturação em sílica e acumulações de sódio e voláteis.

Dentre os vários processos geradores de depósitos de berilo (Beus 1966, Sinkankas 1981), os quais são mostrados na Tabela 16 a seguir, a mineralização da esmeralda está frequentemente associada ao processo metamórfico de caráter metassomático, e mais raramente ao processo hidrotermal propriamente dito. Como aponta Beus (1966), a acumulação do berílio em formações de contato metassomático, assim como em outros depósitos pneumatolítico-hidrotermiais de alta temperatura, é determinada pela atividade das emanções e soluções pós-magmáticas portadoras de flúor do estágio ácido do metassomatismo. Aqui, o flúor aparece como o principal veículo de transporte do berílio, desempenhando um papel ativo na formação de seus depósitos. Além do flúor, destacam-se, ainda, o cloro e o dióxido de carbono, considerados todos como agentes mineralizantes sob a forma de complexos móveis dos tipos fluorberilatos, cloroberilatos e carbonoberilatos de metais alcalinos. Essas emanções, responsáveis ainda pela migração do potássio, alumínio e silício, ao penetrarem, por exemplo, em rochas encaixantes de natureza bási

TABELA 16			
TIPOS GENÉTICOS DE DEPÓSITOS DE BERILO (ADAPTADA DE SINKANKAS 1981).			
CLASSIFICAÇÃO GENÉTICA	TIPOS DE DEPÓSITOS	ATIVIDADE HIDROTHERMAL	CORES
Vulcânico	Amígdalas em riolitos	Ausente	Róseo a vermelho escuro
Magmático primário	Disseminado em granito	Insignificante	Azul muito pálido, esverdeado, quase incolor
	Miarolítico; "schlieren" pegmatítico em granito	Localizada e insignificante	Azul pálido, verde azulado, esverdeado, amarelado
Magmático tardio	Pegmatitos graníticos simples, não zonados	Significante	Esverdeado pálido, azulado, amarelado, branco
	Pegmatitos graníticos simples, zonados	Significante	Idem
	Pegmatitos graníticos complexos, zonados e substituídos por muscovita e albita	Intensa nas zonas mais internas e nos preenchimentos de fraturas	Esverdeado, amarelado, branco
	Pegmatitos graníticos complexos, zonados e substituídos por espidumênio-albita e lepidolita-albita	Idem	Róseo, amarelado, incolor e branco
Metamórfico-Hidrotermal	Tipo xisto (metassomático)	Transfere o Be para as rochas encaixantes	Azulado, esverdeado e verde (esmeralda)
Hidrotermal	"Greisens"	Intensa e localizada ao longo de fraturas	Azul pálido, esverdeado, amarelado e zonados
	Veios carbonáticos e tactitos	Intensa ao longo de fraturas	Incolor, azul muito pálido, esverdeado; também verde (esmeralda)
	Fendas alpinas	Idem	Incolor, azul pálido, esverdeado; esmeralda rara

ca-ultrabásica darão origem às sucessivas zonas de reação da biotita/flogopita, da actinolita, da clorita e do talco, de particular importância na mineralização da esmeralda.

Como visto na Tabela 16, os processos geradores de depósitos de esmeralda foram grupados, conforme Sinkankas (1981), em dois tipos fundamentais. O primeiro, denominado de processo metamórfico-hidrotermal, é representado pelos "depósitos tipo xisto", enquanto o segundo, conhecido como processo hidrotermal, é representado pelos depósitos encontrados especialmente sob a forma de veios. Nesse sentido, Schwarz (1986), baseando-se em dados disponíveis na literatura geológica e mineralógica das principais ocorrências de esmeralda em todo o mundo, propõe uma classificação genética distribuída em cinco tipos distintos, conforme a natureza das rochas fornecedoras dos elementos Be, Cr, Fe e V, a natureza da rocha hospedeira e as características internas (inclusões) e químicas das esmeraldas.

Os "depósitos do tipo xisto", representantes da quase totalidade dos depósitos esmeraldíferos conhecidos no mundo (Sinkankas 1981), são assim denominados devido ao fato dos cristais de berilo, em especial os de esmeralda, ocorrerem solidamente embebidos em micaxistos escuros. Os xistos e as rochas associadas, nas quais esses cristais são encontrados, são tidos como produtos da interação química entre rochas graníticas e rochas básica-ultrabásicas ou máfica-ultramáficas pobres em sílica. 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 materiais necessários para a formação do berilo, derivados dos pegmatitos graníticos, ou mesmo dos próprios corpos graníticos, são transferidos para os corpos adjacentes recristalizando-se nos xistos. Muitos desses berilos assemelham-se ao tipo original encontra

do 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 incorporadas à estrutura do berilo dando origem à esmeralda.

Constituem ocorrências clássicas dos "depósitos tipo xisto" as minas de esmeraldas encontradas no Egito, na Índia, na África do Sul e nos Montes Urais (URSS). Entretanto, muitos outros depósitos são perfeitamente enquadrados neste tipo, tais como as minas da Zâmbia, do Zimbábue, do Brasil e da Tanzânia, entre outras.

Conforme os trabalhos de Fersman (1929), Vlasov & Kutakova (1960, in Sinkankas 1981) e Schneiderhöhn (1961), as características gerais das jazidas uralianas são representadas por veios de pegmatitos estreitos associados com rochas metabásicas dos tipos micaxistos, anfibólio xistos, anfibolitos, metadioritos e serpentinitos parcialmente alterados em talco xistos, clorita xistos, actinolita ou tremolita xistos. A esmeralda é encontrada quase que exclusivamente no biotita xisto preto adjacente aos veios de pegmatitos, onde a estrutura xistosa é caracterizada pela orientação da biotita paralelamente aos planos de contato do pegmatito. Neste caso, a formação da esmeralda é uma consequência da interação de resíduos do magma granítico com as rochas básicas melanocráticas, onde os resíduos fornecem o elemento berílio e as rochas básicas fornecem os agentes de coloração Cr, Fe e V. Segundo Fersman (1929), a gênese da esmeralda dos Montes Urais está relacionada a uma série de sedimentos estratificados com camadas de rochas básicas intrusivas, que foi metamorfizada, primeiro, pela formação do grande maciço de dunito-piroxenito a leste e, posteriormente, pelo metamorfismo de contato causado pelo complexo granítico a oeste que impregnou toda a série de rochas durante os processos pneumatolíti-

cos com os resíduos das soluções pegmatíticas.

No Brasil, a Mina de Carnaíba (BA), localizada na Serra da Jacobina, ilustra também o tipo clássico de "depósito esmeraldífero tipo xisto". Segundo estudos realizados por Griffon et al. (1967), Couto & Almeida (1982), Moreira & Santana (1982) e Rudowski et al. (1987), as litologias predominantes na região de Carnaíba são compostas por granitos, quartzitos, rochas ultrabásicas, veios de pegmatitos e rochas metassomáticas. O corpo granítico (Granito de Carnaíba) apresenta características intrusivas e ocupa o núcleo de uma feição estrutural em antiformal. Os pegmatitos, constituídos essencialmente por oligoclásio e muscovita, estando o quartzo praticamente ausente, estão sempre associados ao corpo granítico. As rochas ultrabásicas metamorfizadas, ricas em cromo, são representadas por serpentina xisto, serpentina peridotito e produtos metassomáticos. De acordo com os referidos autores, a mineralização da esmeralda ocorre nas proximidades do corpo granítico em filões de talco-flogopita-biotita xistos encaixados em serpentinitos, sendo os xistos gerados pela ação metassomática de pegmatitos injetados a partir da massa granítica. O desenvolvimento das micas se dá paralelamente às paredes dos veios, conferindo um aspecto xistoso à rocha, a qual é descrita simplesmente como xisto ou "sludite". Nesses filões a molibdenita aparece com frequência associada à esmeralda, sendo aproveitada como subproduto. Scheelita, alexandrita, fenacita, turmalina, calcopirita, pirrotita, pirita, apatita e fluorita aparecem como acessórios. Com base na associação mineralógica encontrada, os referidos autores situam o processo de formação desta jazida entre as etapas pegmatítica e pneumatolítica, correspondendo, portanto, a um intervalo de temperatura compreendido entre 800 e 600°C, com pressões correspondentes de 1.000 e 2.000 atm.

A jazida de Santa Terezinha de Goiás (GO), conforme Cas

sedanne & Sauer (1984), está encravada em rochas do Pré-Cambriano Médio localmente pertencentes ao Grupo Araxá. Na área da jazida este grupo é constituído principalmente por micaxistos e quartzitos, além de intrusões básicas e ultrabásicas contemporâneas com a deposição dos sedimentos. Esta seqüência de rochas, metamorfizada durante o ciclo tectônico Uruaçu, apresenta dobramentos importantes com "trends" norte-sul e batólitos graníticos sintectônicos intrudidos como rochas alcalinas durante a fase orogênica principal. Granitos pegmatóides e pegmatitos graníticos, colocados durante e após a fase tectono-metamórfica, são considerados pelo referido autor como as fontes geradoras dos fluidos berilíferos mineralizantes da esmeralda nas rochas metabásicas e metaultabásicas (talcoxistos e biotita xistos).

A jazida de esmeralda de Itabira, por sua vez, encontra-se, conforme os estudos petrográficos realizados neste trabalho, em área localmente caracterizada pela presença de uma seqüência vulcano-sedimentar altamente intemperizada (FOTO 7) em contato com rochas gnáissicas de composição granítica. Na área da mina, esta seqüência é formada por intercalações decimétricas a métricas de várias litologias, representadas especialmente por xistos metapelíticos, xistos de metaultramáficas, anfibolitos diversos, veios pegmatóides e veios de quartzo. Os gnaisses graníticos, por seu lado, são representados predominantemente por leucognaisses portadores de biotita, os quais correspondem, no trabalho de Schorscher et al. (1982), aos granitóides do tipo Borrachudo. Além do aspecto petrográfico, destaca-se também o contato falhado existente entre os dois conjuntos litoestruturais (FOTO 7), estando os gnaisses graníticos a oeste da área da jazida sobrepostos às litologias da seqüência vulcano-sedimentar. Tal fato imprime, às rochas do local da mina, um certo grau de perturbação expresso principalmente pelo aparecimento de fraturas, movimentações e dobramentos apertados em camadas da seqüência. As manifestações pegmatóides ocorrem prefe-

FOTO 7 - Vista do local da jazida de esmeralda de Itabira, donde se observam, em primeiro plano, o alto grau de intemperização das litologias xistosas denunciado pela presença de solo róseo avermelhado e, em segundo plano, a formação de um vale de aspecto suave cujo leito, de direção NE-SW, é coincidente com o contato da sequência vulcano-sedimentar e os gnaisses graníticos lenticulares.

FOTO 8 - Cristais de esmeralda de dimensões centimétricas associados à massa de quartzo proveniente de veios. Nota-se que os cristais estão preferencialmente nas superfícies ou ligeiramente no interior do quartzo.

rencialmente formando concentrações no interior dessas dobras próximas aos seus ápices ou, ainda, preenchendo fissuras preexistentes juntamente com massas e veios de quartzo. Ressalta-se, também, o aparecimento de veios de quartzo praticamente concordantes com as camadas de xistos locais. A Figura 19 ilustra, esquematicamente, um perfil regional NW-SE, a partir do mapa geológico (linha A-B), envolvendo os dois conjuntos litoestruturais maiores e uma seção de detalhe N-S na porção das rochas esmeraldíferas no local da mina.

A esmeralda da jazida de Itabira ocorre predominantemente associada aos xistos provenientes de metaultramáficas, aqui, representados especialmente por biotita/flogopita xistos ou simplesmente biotititos. Mais raramente pode ser encontrada, também, nos contatos ou ligeiramente no interior dos veios quartzosos como ilustra a FOTO 8. A gradação constituída por biotita/flogopita-tremolita/actinolita xisto existente entre esses biotititos e os anfibolitos de metaultramáficas foi também encontrada no local da jazida manifestando alguns cristais de esmeralda. Essas associações litológicas, derivadas todas de rochas metaultramáficas, constituem uma possível zonação a partir das concentrações pegmatóides, onde os biotititos podem ser considerados, neste caso, como os representantes dos produtos metamórficos mais intensamente metassomatizados.

O desenvolvimento dos cristais de esmeralda dessa jazida se dá, em geral, como porfiroblastos grosseiros nas hospedeiras metassomáticas, aparecendo preferencialmente orientados segundo a xistosidade da rocha-matriz. O aparecimento desses porfiroblastos envolvidos por biotita/flogopita segundo uma estrutura de contorno, além da presença freqüente de "sombras de pressão" junto aos cristais de esmeralda, indica que os mesmos foram cristalizados em condições pré-cinamáticas ou no máximo sincinemáticas em relação ao

FIG. 19 — Perfil regional NW - SE e seção de detalhe N - S no local da jazida de esmeralda de Itabira - MG .

evento deformativo D_2 (ou D_3). Tal fato mostra, portanto, uma etapa de cristalização contária àquela verificada por Morteani & Grundmann (1977) para as esmeraldas de Salzburg, Áustria.

Pelas relações petrográficas encontradas na região do depósito de esmeralda de Itabira tem-se, em termos gerais, as mesmas condições básicas requeridas para a formação da esmeralda no caso clássico de "jazimentos do tipo xisto". As intercalações de rochas ultramáficas, metamorfizadas em um primeiro estágio para os anfibolitos portadores de talco, clorita, tremolita/actinolita e cromita, são as litologias responsáveis pela formação dos produtos metassomáticos portadores de esmeralda, no caso, promovidos pela atividade pegmatítica oriunda das rochas gnáissico-graníticas adjacentes em um evento posterior. A formação da esmeralda, neste caso, está intimamente associada à interação química ocorrida entre os fluidos pegmatíticos berilíferos e as rochas metaultramáficas portadoras dos elementos cromóforos. A percolação dos veios pegmatóides nessas rochas promove, pelo efeito metassomático de contato, a transferência do elemento berílio e a cristalização da esmeralda nas auréolas de alteração, representadas aqui principalmente pelos biotititos (biotita/flogopita xistos). A cor verde-grama da esmeralda, a exemplo do que se verifica em outros locais (Fersman 1929, Gübelin 1958, Bank 1974, Anderson 1979), é uma consequência da incorporação na sua rede cristalina de quantidades ínfimas de cromo, ferro e vanádio existentes nessas rochas. A presença abundante de cromita verificada, em especial, nos xistos de metaultramáfica desempenha, portanto, um papel importante como mineral fornecedor desses elementos.

Considerando as investigações geológicas realizadas neste trabalho, pode-se observar que os controles da mineralização esmeraldífera da jazida de Itabira são fundamentalmente de dois tipos: litológico e estrutural. O controle litológico é representado especialmente pelas intercalações de rochas metaultramáficas metas

somatizadas ricas em cromita, as quais constituem a principal rocha-matriz da esmeralda dessa jazida. O controle estrutural, por seu turno, é representado pelos falhamentos de empurrão existentes entre a seqüência vulcano-sedimentar e as litologias gnáissicas ad jacentes, o que favoreceu sensivelmente a percolação dos fluidos mineralizantes para as litologias xistosas através das inúmeras fraturas e fissuras ali desenvolvidas.

8. CONCLUSÕES FINAIS

No contexto geral a jazida de esmeralda de Itabira, localizada na região central do Estado de Minas Gerais, constitui nos dias de hoje, assim como as jazidas de Santa Terezinha de Goiás (GO) e o conjunto Carnaíba/Socotó (BA), um centro produtor de esmeralda de importância relevante, notadamente pela boa qualidade e pelo alto índice de aproveitamento do material ali extraído. A produção integrada desses três centros, além da grande potencialidade em termos produtivos de todos eles, fez com que o Brasil passasse a ocupar, nos últimos anos, um lugar de destaque entre os principais produtores mundiais dessa gema.

Com relação aos principais resultados obtidos com a realização do mapeamento geológico local, viabilizado através do estudo petrográfico detalhado da área da jazida de Itabira, merecem destaque as observações enumeradas a seguir.

1. Dois conjuntos litoestruturais maiores, constituídos respectivamente por rochas gnáissicas de composição granítica e por uma sequência vulcano-sedimentar, representam as litologias básicas dominantes na área investigada. Dentre os gnaisses graníticos mapeados, aquele de aspecto lenticular ("flaser") corresponde mineralógica e petrograficamente aos granitóides do tipo Borrachudo já descritos na literatura. O segundo tipo de gnaiss manifesta características de um forte enriquecimento quartzo-feldspático, cuja evidência pode ser notada pela presença abundante de veios pegmatóides, em geral, concordantes com a sua foliação. Esse fato, entretanto, é pouco notável nos gnaisses do tipo lenticular ("flaser"), os quais são considerados aqui como os responsáveis pelo fornecimento dos fluidos berilíferos mineralizantes da esmeralda. O caráter vulca-

no-sedimentar é notavelmente traduzido pela ocorrência dos vários tipos de anfibolitos, xistos de metaultramáficas e metapelitos sob a forma de intercalações centimétricas a métricas repetitivas.

2. A composição modal dos gnaisses graníticos, especialmente a do tipo lenticular ("flaser"), indica uma tendência para uma composição alcalina (campo do álcali granito), podendo isso significar um enriquecimento metassomático dos elementos K e Na no decorrer dos eventos metamórficos sofridos por aquelas rochas ou, então, uma composição da rocha original já enriquecida nestes elementos.
3. Nos gnaisses graníticos, a biotita castanha representa o máfico mais freqüente e abundante, sendo ela um dos principais minerais responsáveis pela forte estrutura linear e pela foliação algo distinta dessas rochas.
4. A jazida de Itabira encontra-se localizada praticamente no contato entre a seqüência vulcano-sedimentar e as litologias gnáissico-graníticas, estando a quase totalidade da mineralização esmeraldífera presente nos xistos provenientes de rochas metaultramáficas.
5. Os contatos entre a seqüência vulcano-sedimentar e as litologias gnáissicas encaixantes são predominantemente tectônicos, mostrando concordância entre as foliações dos dois conjuntos. Tal fato indica, portanto, que ambos os conjuntos foram submetidos pelo menos a um evento tectono-metamórfico comum.
6. Dois fatores básicos controlam a mineralização esmeraldífera local, sendo um deles de caráter estrutural e o outro estritamente petrográfico. O fator estrutural é repre

sentado pelos contatos falhados entre a seqüência vulcano-sedimentar e as litologias gnáissicas, região essa notavelmente favorecida pela intensa percolação de fluidos berilíferos evidenciada pela presença dos veios e concentrações pegmatóides ali existentes. O controle petrográfico refere-se aos xistos de metaultramáficas os quais constituem a principal rocha-matriz da esmeralda.

7. O aparecimento dos veios pegmatóides no interior da seqüência vulcano-sedimentar pode ser considerado como relativamente escasso, tornando-se mais freqüente à medida que se aproxima dos contatos falhados com as rochas gnáissicas. Esse fato indica, certamente, a ocorrência de uma remobilização dos fluidos formadores desses veios a partir dos gnaisses graníticos adjacentes.
8. Em face das assembléias minerais encontradas, além da contribuição dos dados texturais e estruturais, as litologias da região da jazida de Itabira foram submetidas a um metamorfismo regional progradante da fácies xisto-verde superior a anfibolito médio, apresentando ainda feições indicativas de metassomatismo local.

Por outro lado, com relação propriamente ao estudo mineralógico da esmeralda de Itabira, podemos enumerar também como resultados mais importantes as observações abaixo relacionadas.

1. A grande parte das esmeraldas da jazida de Itabira é encontrada sob a forma de fragmentos pequenos medindo, geralmente, entre 1 a 3 centímetros. Quanto ao hábito, os cristais são predominantemente subidiomórficos, sendo constituídos por um prisma hexagonal $\{10\bar{1}0\}$ e pelo pinacóide basal $\{0001\}$. As cores predominantes são o verde ligeiramente azulado e o verde-grama, sendo menos freqüente o

verde ligeiramente amarelado. Os índices de refração obtidos correspondem aos valores de $n_e = 1,579-1,584$ e $n_w = 1,584-1,588$, com a birrefringência variando de 0,004 a 0,006. A transparência, altamente favorecida pelo baixo número de inclusões sólidas minerais, pode ser classificada como semitransparente, podendo, às vezes, ser ligeiramente afetada pela presença de numerosas inclusões fluidas tubulares extremamente finas, dispostas paralelamente ao eixo c do cristal. A densidade relativa média obtida foi de 2,77. Além das características acima citadas destacam-se, ainda, as dimensões dos parâmetros da cela unitária, cujas determinações forneceram os seguintes valores: $a_0 = 9,220-9,236 \pm 0,002 \text{ \AA}$, $c_0 = 9,201-9,207 \pm 0,005 \text{ \AA}$ e $V = 677,5-679,8 \pm 0,4 \text{ \AA}^3$.

2. Biotita/flogopita, quartzo, magnésio-cromita, ralstonita e óxidos amorfos constituem as inclusões sólidas minerais identificadas neste trabalho através da difração de raios X. Pelos dados obtidos, a biotita/flogopita é a inclusão mineral mais freqüente na esmeralda de Itabira, podendo ocorrer segundo duas gerações distintas, representadas, respectivamente, por placas irregulares subédricas ligeiramente arredondadas distribuídas aleatoriamente no interior do berilo (mica protogenética) e sob a forma de placas dispostas paralelamente ao pinacóide basal $\{0001\}$ da esmeralda (mica singenética).
3. As inclusões fluidas na forma de tubos ou de cavidades geométricas constituem uma feição notável dessa esmeralda. As inclusões tubulares dispõem-se preferencialmente segundo o eixo c do berilo e contêm, geralmente, preenchimentos bifásicos do tipo líquido-gás ou trifásicos do tipo líquido-líquido-gás. As cavidades geométricas, por sua vez, apresentam preenchimentos predominantemente trifásicos do ti-

po líquido-líquido-gás ou polifásicos do tipo líquido-líquido-gás + um cristal associado. O tipo polifásico citado representa, entretanto, uma característica estritamente particular dessa esmeralda, a qual configura, juntamente com as demais inclusões fluidas, um quadro distintivo e diagnóstico entre as demais esmeraldas brasileiras e estrangeiras.

4. O conjunto das feições texturais apresentado por alguns cristais de esmeralda, denotando seguramente cristalização pré-cinemática a sincinemática, além da grande multiplicidade de formas e dos vários tipos de preenchimentos das inclusões fluidas, sugere mais de uma fase de geração de cristais no aparecimento da esmeralda de Itabira.
5. A assembléia mineral representada pelas inclusões sólidas já efetivamente identificadas nessa esmeralda (biotita-flogopita, quartzo, andesina, tremolita, dolomita, apatita e magnésio-cromita) aponta para as condições metamórficas da fácies anfibolito inferior, condições essas condizentes com aquelas já referidas para as rochas encaixantes. O aparecimento notável do grande número de inclusões fluidas pode traduzir condições de baixas temperaturas dentro da fácies anfibolito.
6. Pelos dados obtidos neste trabalho, a gênese dessa esmeralda pode ser referida como sendo praticamente a do tipo clássico, isto é, o berílio proveio das rochas de composição granítica (gnaisses graníticos lenticulares) transportado pelos fluidos pegmatíticos, enquanto que os elementos cromóforos são derivados das rochas metaultramáficas (biotititos negros) tidas, aqui, como as principais hospedeiras do berilo. Em face dos tipos de concentrações pegmatóides e do quadro de inclusões da esmeralda, o proces-

so de formação da jazida parece estar compreendido entre as etapas pneumatolítica e hidrotermal.

9. AGRADECIMENTOS

Deixo consignado aqui os meus sinceros agradecimentos às pessoas e entidades, as quais, pela sua colaboração e ajuda, tornaram viável a concretização deste trabalho.

Ao Professor Doutor Darcy P. Svisero do IG-USP pela orientação pronta e dedicada, assim como pelas leituras pacientes e críticas feitas aos escritos originais.

Ao Professor Doutor Hans D. Schorscher do IG-USP pelo acompanhamento em etapas de campo e pelas valiosas sugestões prestadas na execução dos trabalhos petrográficos da área da jazida de Itabira.

Ao Instituto de Física, USP, na pessoa do Professor Doutor Sadao Isotani, por viabilizar a confecção de diagramas de absorção no infravermelho da esmeralda.

O autor é muito grato também ao colega Professor Daniel Atencio do IG-USP pela prestimosa colaboração oferecida aos trabalhos de determinação de parâmetros unitários, especialmente no que se refere à utilização dos programas de computação para aquele fim.

Inúmeros colegas do Curso de Pós-Graduação, em especial Ivanir Luchesi, Francisco Marques Júnior, Maria do Socorro W. Figueiredo, João B. Matos, Sílvia Regina S. da Silva Vieira, Maria de Lourdes Lazari, Néelson Luiz S. Ferreira, Valdecir de Assis Janasi, Gergely A. J. Szabó e Caetano Juliani, contribuíram, quer sejam pelas discussões proveitosas nos momentos de estudo e pesquisa, quer sejam pelo convívio salutar, amizade e espírito de companheirismo oriundos quando da estada do autor no Instituto de Geociências.

Agradecimentos especiais ao Departamento de Geologia da UFOP por liberar o autor de suas atividades curriculares para cursar Pós-Graduação no IG-USP e pelo incentivo à realização de pesquisa acadêmica.

Aos órgãos PICD/CAPES/UFOP e CNPq os nossos agradecimentos pelo imprescindível suporte financeiro oferecido através de Bolsa de Mestrado e auxílio pesquisa (Proc. nº 407038/87), respectivamente.

Somos muito gratos à empresa Belmont Gemas Ltda., na pessoa do Senhor Ronaldo F. Ribeiro, que muito gentilmente nos cedeu amostras de esmeraldas para os estudos mineralógicos e franqueou o acesso ao local da Mina de Itabira.

As lâminas petrográficas foram confeccionadas na oficina de laminação do DEGEO/UFOP por Paulo Gonzaga de Lima e Élcio do Nascimento B. C. Maia. João Batista de Souza, do laboratório de raios X do IG-USP, colaborou na obtenção de diagramas de pó em câmara de Gandolfi através de um trabalho paciente e dedicado. Os desenhos foram confeccionados por José das Dores Silva e Sérgio Luiz M. Monteiro.

Os nossos agradecimentos à equipe da Imprensa Universitaria da UFOP, chefiada pela Sr^a Rosângela M. de Souza Delamore, pelo trabalho profissional na reprodução xerográfica e encadernação dos exemplares.

Finalmente, registro minha gratidão especial à minha esposa Eunice Guimarães pela compreensão e tolerância aos inumeráveis momentos de estudo que tenho empreendido e pelo permanente apoio oferecido no decorrer de todo o trabalho.

10. BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A.L. - 1962 - Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Amer. Mineral.*, 47: 851-870.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1976 - Estruturas do Pré-Cambriano inferior brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, MG, Resumos, p.201-202.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4): 349-363.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. - 1981 - Brazilian structural provinces; an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17(1-2): 1-29.
- 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 Cryst.*, 4: 562-563.
- ARAÚJO, J.O. & LEONARDOS, O.H. - 1986 - A esmeralda do município de Pirenópolis, Goiás: um exemplo de greisenização de talco xistos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, GO, Anais, 4: 1835-1845.
- ASSIS, L.C. & MARINI, O.J. - 1983 - Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço-Minas. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, MG, Bol. N° 3, p.361-375.
- AZÁROFF, L.V. & BUERGER, M.J. - 1958 - The Powder Method in X-ray Crystallography. New York, McGraw-Hill Book Company, 342p.

- BAKAKIN, V.V. & BELOV, N.V. - 1962 - Crystal chemistry of beryl. *Geochemistry*, (5): 484-500.
- BANK, H. - 1974 - The emerald occurrence of Miku, Zambia. *The Journal of Gemmology*, 14: 8-15.
- BANK, H.-1980 - Sehr hoch lichtbrechender Smaragd aus Sambia. *Z. Dt. Gemmol. Ges.*, 29: 101-103.
- BARD, J.P. - 1980 - Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks (Traduzido do francês por M. Mareschal, 1986). Dordrecht, D. Reidel P. Comp., 264p.
- BASTOS, F.M. - 1981 - Emeralds from Itabira, Minas Gerais, Brazil. *The Lapidary Journal*, 35(9): 1842-1848.
- BEUS, A.A. - 1966 - Geochemistry of Beryllium and the Genetic Types of Beryllium Deposits. San Francisco, Edited by Lincoln R. Page, 401p.
- BOND, W.L. - 1960 - Precision lattice constant determination. *Acta Cryst.*, 13: 814-818.
- BRAGG, W.L. & WEST, J. - 1926 - The structure of beryl, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$. *Proceedings of the Royal Society of London*, A-111, p.691-714.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. - 1979 - A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *Rev. Bras. Geoc.*, 9(1): 71-85.
- CASSEDANNE, J.P. & CASSEDANNE, J.O. - 1974 - Note sur la mine d'éméraude de Carnaíba. *Ass. Franc. Gemm.*, 40: 4-8.
- CASSEDANNE, J.P. & CASSEDANNE, J.O. - 1978 - Famous mineral localities: the Brumado district, Bahia, Brazil. *The Mineralogical*

Record, 9(3): 196-205.

CASSEDANNE, J.P.; CASSEDANNE, J.O.; MELLO, Z.F. - 1979 - As esmeraldas de Tauá e Pilão Arcado. Min. Met., 43(410): 50-58.

CASSEDANNE, J.P. - 1984 - As esmeraldas do Brasil. Brasil Relojoeiro e Joalheiro, 25(283): 76-82.

CASSEDANNE, J.P. & SAUER, D.A. - 1984 - The Santa Terezinha de Goiás emerald deposits. Gems & Gemol., 20(1): 4-13.

CASTELO BRANCO, R.M.G.; SCHWARZ, D.; SVISERO, D.P.; MENDES, J.C. - 1984 - Dados mineralógicos da esmeralda da Fazenda Boa Esperança, Município de Tauá, Ceará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, RJ, Anais, 10: 4986-4994.

ČERNÝ, P. - 1975 - Alkali variations in pegmatitic beryls and their petrogenetic implications. N. Jb. Miner., 123: 198-212.

ČERNÝ, P. & HAWTHORNE, F.C. - 1976 - Refractive indices versus alkali contents in beryl: general limitations and applications to some pegmatitic types. Can. Mineral., 14: 491-497.

CHAYES, F. - 1949 - A simple point counter for thin-section analysis. Amer. Mineral., 34: 1-11.

CHEMALE Jr., F. - 1987 - Gênese das rochas graníticas do tipo Borrachudo. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 1, Porto Alegre, RS, Anais, 1: 171-186.

CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: SCHOBENHAUS FILHO, C. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas SF-23, SF-24 e SG-23. DNPM/MME, Brasília, p.175-207.

- CORDANI, U.G. - 1980 - O esboço geocronológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Palestra proferida no quadro da XXI Semana de Estudos da SICEG, Esc. de Minas de Ouro Preto (no prelo).
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G.; QUADE, H.; REINER, V.; ROESLER, H. - 1980 - Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., 52(4): 785-799.
- 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. Rev. Bras. Geoc., 14(3): 137-146.
- COUTO, P.A. & ALMEIDA, J.T. - 1982 - Geologia e mineralizações na área do garimpo de Carnaíba, Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, BA, Anais, 3: 850-861.
- CUNHA, O.L. - 1961 - Esmeraldas da Fazenda do Sossego, Santana dos Ferros, Minas Gerais, Brasil. Gemologia, Ano VII(25): 9-14.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1962 - Rock-forming Minerals. Ortho- and ring silicates. London, Longman, Vol.1, 333p.
- DE BRUIYN, H.; WESTHUIZEN, W.A.; BEUKES, G.J. - 1984 - A device for the easy centering of a Gandolfi x-ray diffraction camera. J. Appl. Crystallogr., 17: 120-121.
- DERBY, O.A. - 1906 - The Serra do Espinhaço, Brazil. J.Geol., 14(3): 394-401.
- DORR II, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; RYNEARSON, G.A.-1957- Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrí-

fero. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, Avulso, Nº 81, 31p.

DORR II, J.V.N. & BARBOSA, A.L.M. - 1963 - Geology and ore deposit of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil. U.S.Geol. Survey Prof. Paper, 341-C, 110p.

DORR II, J.V.N. - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 641-A, 110p.

DOSSIN, I.A. - 1983 - Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, gênese e controle de seus depósitos manganésíferos. Relatório interno, CNPq/CGE, Diamantina, 56p (Inédito).

DRAKE Jr., A.A. & MORGON, B.A. - 1980 - Tectonic studies in the Brazilian Shield. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1119-B, 19p.

DRAPER, T. - 1963 - A new source of emerald in Brazil. Gems & Gemol., 11: 111-113; 124.

EMMONS, R.C. & GATES, R.M. - 1948 - The use of Becke line colours in refractive index determination. Amer. Mineral., 33: 612-618.

FEKLIČEV, V.G. - 1963 - Chemical composition of minerals of the 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 praktischen Geologie und Bergwirtschaftslehre, Vol. 18. Halle (Saale), Wilhelm Knapp., p.74-116.

FOGAÇA, A.C.C.; ABREU, P.A.A.; SCHORSCHER, H.D. - 1984 - Estratigrafia da seqüência supracrustal arqueana na porção mediana-central da Serra do Espinhaço. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33,

Rio de Janeiro, RJ, Anais, 6: 2654-2667.

FORMOSO, M.L.L. - 1980 - Difractometria de raios X. In: CONGR.BRAS. GEOL., 31, Balneário de Camboriú, SC, Bol. Nº 4 (Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia), p.5-26.

FURTADO MENDES, P.W. - 1981 - Relatório de pesquisa da jazida de esmeralda em Oliveira Castro, Itabira, Minas Gerais (não publicado).

GAIR, J.E. - 1962 - Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 341-A, 67p.

GANDOLFI, G. - 1964 - Metodo per ottenere uno "spettro di polveri" da un cristallo singolo di piccole dimensioni (fino a 30 μ). Miner. Petrogr. Acta, 10: 149-157.

GANDOLFI, G. - 1967 - Discussion upon methods to obtain x-ray "powder patterns" from a single crystal. Miner. Petrogr. Acta, 13: 67-74.

GIBBS, G.V.; BRECK, D.W.; MEAGHER, E.P. - 1968 - Structural refinement of hydrous and anhydrous synthetic beryl, $Al_2(Be_3Si_6)O_{18}$ and emerald, $Al_{1.9}Cr_{0.1}(Be_3Si_6)O_{18}$. Lithos, 1: 275-285.

GRAZIANI, G.; GÜBELIN, E.J.; LUCCHESI, S. - 1983 - The genesis of an emerald from the Kitwe District, Zambia. N. Jb. Miner., Mh., 12(4): 175-186.

GRIFFON, J.C.; KREMER, M.R.; MISI, A. - 1967 - Estudo estrutural e genético da jazida de esmeralda de Carnaíba, Bahia. An. Acad. Bras. Ciênc., 39(1): 153-161.

GRUBB, P.L.C. - 1964 - On beryl from Western Australia. Journal and Proceedings of the Royal Society of Western Australia, 47:

51-53.

- GRÜTTNER, A.; YVON, K.; DELALOYE, M. - 1978 - Easy crystal centring in a modified Gandolfi camera. J. Appl. Crystallogr., 11: 716.
- GÜBELIN, E.J. - 1958 - Emeralds from Sandawana. The Journal of Gemmology, 6: 340-350.
- GÜBELIN, E.J. - 1979 - Internal World of Gemstones. Zurich, ABC Edition (2nd ed.), 234p.
- GUIMARÃES, D. - 1931 - Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais, Brasil. DNPM/SGM, Rio de Janeiro, Bol. Nº 55, 36p.
- HÄNNI, H.A.; SCHWARZ, D.; FISCHER, M. - 1987 - The emeralds of the Belmont Mine, Minas Gerais, Brazil. The Journal of Gemmology, 20(7/8): 446-456.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915 - The geology of central Minas Gerais, Brazil. J. Geol., 23(4-5): 341-378; 385-424.
- HAWTHORNE, F.C. & ČERNÝ, P. - 1977 - The alkali-metal positions in Cs-Li beryl. Can. Mineral., 15: 414-421.
- HENRY, N.F.M. & LONSDALE, K. (eds.) - 1952 - International Tables for X-ray Crystallography. Birmingham, The Kynoch Press, Vol. 1, 558p.
- HERBSTEIN, F.H. - 1963 - Accurate determination of cell dimensions from single-crystal x-ray photographs. Acta Cryst., 16:255-263.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 641-B, 58p.

- HERZ, N. - 1978 - Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 641-C, 81p.
- HONESS, A.P. - 1927 - The Nature, Origin, and Interpretation of the Etch Figures on Crystals. New York, John Wiley, 171p.
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.E.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. - 1984 - O Cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuai. In: Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais (esc. 1:2.500.000). DNPM/MME, Brasília, p.193-248.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1978 - Revisão sobre a "faixa dobrada do Seridó" e eventos correlatos do Nordeste. Ciência, Natal, p.77-83.
- JUST, E. - 1926 - Emeralds at Bom Jesus das Meiras, Bahia, Brazil. Econ. Geol., 21: 808-810.
- KERR, P.F. - 1959 - Optical Mineralogy. New York, McGraw-Hill Book Comp. (3th ed.), 442p.
- LADEIRA, E.A. - 1980 - Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. University of Western Ontario, 272p. (Ph. D. Thesis).
- LADEIRA, E.A. - 1981 - Primeiras lavas com almofadas ("pillows") encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no distrito de Pitangui, Minas Gerais. Ciências da Terra, 1(1): 12-24.
- LADEIRA, E.A. & ROESER, H.M.P. - 1983 - Petrography of the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais,

- Brazil Zbl. Geol. Paläont., Stuttgart, Teil I, (3-4):430-445.
- LANGE, N.A. - 1961 - Handbook of Chemistry. New York, McGraw-Hill Book Company (10th ed.), p.1190.
- LEINZ, V. & LEONARDOS, O.H. - 1959 - Nota sobre as esmeraldas da Fazenda das Lages, Itaberaí, Goiás. Gemologia, Ano IV(16): 7-14.
- LIEPER, H.N. - 1965 - Salininha emeralds are definitely shown to have chromium content. The Lapidary Journal, 19: 990-991.
- LOCZY, L. & LADEIRA, E.A. - 1976 - Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. São Paulo, Edgard Blücher, 528p.
- MASON, B. - 1966 - Principles of Geochemistry. New York, John Wiley & Sons (3rd ed.), 329p.
- 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: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, MG, Bol. Nº 5, p.240-250.
- MEYER, H.O.A. & TSAI, H.M. - 1976 - The nature and significance of mineral inclusions in natural diamond: a review. Miner. Sci. Eng., 8: 242-261.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and Metamorphic Belts. London, George Allen & Unwin, Ltd., 492p.
- MOORE, S.L. - 1969 - Geology and ore deposits of the Antônio Santos, Gongo Soco, and Conceição do Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 341-I, 50p.
- MORAES REGO, L.F. - 1931 - "As estruturas antigas do Brasil". An. Esc. Minas de Ouro Preto, 22: 27-85.

- MOREIRA, M.D. & SANTANA, A.J. - 1982 - O garimpo de Carnaíba; geologia e perspectivas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, BA, Anais, 3: 862-874.
- MORTEANI, G. & GRUNDMANN, G. - 1977 - The emerald porphyroblasts in the penninic rocks of the central Tauern Window. N. Jb. Miner., Mh., (11): 509-516.
- MUIR, I.D. - 1967 - Microscopy: transmitted light. In: ZUSSMAN, J. (ed.), Physical Methods in Determinative Mineralogy. London, Academic Press, p.31-102.
- MULLER, L.D. - 1967 - Density determination. In: ZUSSMAN, J.(ed.), Physical Methods in Determinative Mineralogy. London, Academic Press, p.459-466.
- NASSAU, K. & JACKSON, A. - 1970 - Trapiche emeralds from Chivor and Muzo, Colombia. Amer. Mineral., 55: 416-427.
- NORRISH, K. - 1947 - An x-ray study of West Australian beryl. Journal and Proceedings of the Royal Society of Western Australia, 34: 1-16.
- NUFFIELD, E.W. - 1975 - A device to aid in centring a crystal on the Gandolfi camera. Can. Mineral., 13(2): 197.
- PFLUG, R. - 1965 - A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, Bol. Nº 226, 55p.
- PFLUG, R. - 1968 - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, Notas Prelim. e Est., Nº 142, 20p.
- PFLUG, R. & RENGGER, F. - 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: CONGR. BRAS.

GEOL., 27, Aracaju, SE, Anais, 2: 5-19.

POVARENENYKH, A.S. - 1978 - The use of infrared spectra for the determination of minerals. Amer. Mineral., 63: 956-959.

RADCLIFFE, D. & CAMPBELL, F.A. - 1966 - Beryl from Birch Portage, Saskatchewan. Can. Mineral., 8: 493-505.

RENGER, F.E. - 1979 - Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 1, Geologia do Espinhaço, Diamantina, MG, Atas, p.9-27.

RIBBE, P.H. - 1982 - Staurolite. In: RIBBE, P.H., ed., Reviews in Mineralogy, Orthosilicates. Mineral. Soc. America, Vol. 5, p.171-188.

ROEDDER, E. - 1979 - Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: BARNER, H.L., ed., Geochemistry of Ore Deposits. New York, Wiley (2nd ed.), p.684-737.

ROEDDER, E. - 1981 - Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M. L., eds., Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Mineralogical Association of Canada, Calgary, Short Course Handbook, Vol. 6, p.101-137.

ROEDDER, E. - 1982 - Fluid inclusions in gemstones: valuable defects. In: International Gemological Symposium, Proceedings, Santa Monica, Calif., p.479-502.

ROGERS, A.F. & SPERISEN, F.J. - 1942 - American synthetic emerald. Amer. Mineral., 27: 762-768.

ROUBAULT, M. - 1963 - Détermination des Minéraux des Roches au Microscope Polarissant. Paris, Éditions Lamarre-Poinat, 365p.

- RUDOWSKI, L.; GIULIANI, G.; SABATÉ, P. - 1987 - The proterozoic granite massifs of Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil) and their Be, Mo, W mineralizations. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, BA, Extended Abstracts, p.253-257.
- SAUER, D.A. - 1982 - Emeralds from Brazil. In: International Geological Symposium, Proceedings, Santa Monica, Calif., p.357-377.
- SCHALLER, W.T.; STEVENS, R.E.; JAHNS, R.H. - 1962 - An unusual beryl from Arizona. Amer. Mineral., 47: 672-699.
- SCHNEIDERHÖHN, H. - 1961 - Die Erzlagerstätten der Erde. Vol.2: Die Pegmatite. Stuttgart, Gustav Fischer Verlag, 720p.
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. - 1979 - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 1, Geologia do Espinhaço, Diamantina, MG, Atas, p.55-73.
- SCHORSCHER, H.D. - 1975 - Entwicklung des polymetamorphen präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Ruprecht-Karl-Universität, Heidelberg, 304p. (Tese de Doutorado).
- SCHORSCHER, H.D. - 1976 - Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, MG, Resumos, p.194-195.
- SCHORSCHER, H.D. & GUIMARÃES, P.F. - 1976 - Estratigrafia e tectônica do Supergrupo Minas e geologia do distrito ferrífero de Itabira. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, MG, Roteiro das Excursões, p.75-86.
- SCHORSCHER, H.D. - 1977 - Direkte Verdrängung von Plagioklas durch Allophan in präkambrischen Amphiboliten am Minas Gerais, Bra-

silien. N. Jb. Miner., Mh., (6): 270-278.

SCHORSCHER, H.D. - 1978 - Komatiítos na estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, PE, Resumos, p.292-293 (Bol. Nº 1).

SCHORSCHER, H.D. - 1979 - Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. In: An. Acad. Bras. Ciênc., 51(4): 767-768 (Resumos).

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. Excursions Anex, ISAP, 44p.

SCHWARZ, D. & MENDES, J.C. - 1985 - Estudo comparativo das inclusões nas esmeraldas de Itabira, Minas Gerais e Santa Terezi-
nha de Goiás. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, MG, Bol. Nº 5, p.154-164.

SCHWARZ, D. - 1986 - Classificação genética das ocorrências de esmeraldas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, GO, Anais, 4: 1854-1862.

SELIG, B.L. - 1965 - Carnaíba emerald mine. Gems & Minerals Magazine, 331: 22-24.

SICHEL, S.E. & VALENÇA, J.G. - 1983 - Geologia do Arqueano da região de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, MG, Bol. Nº 3, Geologia do Pré-Cambriano, p.197-208.

SIMMONS, G.C. & MAXWELL, C.H. - 1961 - Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, Bol. Nº 211, 30p.

- SINKANKAS, J. - 1981 - Emerald and Other Beryls. Radnor, Chilton Book Co., 665p.
- SOUZA, J.L. & SVISERO, D.P. - 1987 - Estudo óptico e roentgenográfico de inclusões de esmeraldas da jazida de Itabira, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, MG, Bol. Nº 7, p.329-342.
- SOUZA, J.L.; MENDES, J.C.; SVISERO, D.P. - 1987 - Aspectos mineralógicos e geológicos das esmeraldas brasileiras. Rev. Esc. de Minas, 40(3): 18-26.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic Textures. Oxford, Pergamon Press, 352p.
- STRECKEISEN, A.L. - 1967 - Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner., Abh., 107: 144-240.
- STRECKEISEN, A.L. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12: 1-33.
- SUSSIECK-FORNEFELD, C. & SCHMETZER, K. - 1987 - A modified Gandolfi camera with improved adjustment facilities. Powder Diffraction, 2(2): 82-83.
- SVISERO, D.P. - 1984 - Inclusões de diamantes naturais. Uma revisão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, RJ, Anais, 10: 4954-4967.
- TEIXEIRA, W. - 1985 - A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado apresentada ao IG-USP, 207p.
- TRÖGER, W.E. - 1979 - Optical Determination of Rock-Forming Minerals. Part I: Determinative Tables. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 188p.

TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and Metamorphic Petrology. New York, McGraw-Hill Book Comp., Inc., 694p.

WALLACE, R.M. - 1965 - Geology and mineral resources of the Pico Itabirito district, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 341-F, 68p.

WEBSTER, R. - 1983 - Gems: their sources, descriptions and identification. London, Butterworths (4th ed.), 1006p.

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.

WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. - 1955 - Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. San Francisco, W. H. Freeman and Comp., 406p.

WINKLER, H.G.F. - 1967 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. New York, Springer-Verlag (2nd ed.), 334p.

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.