UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROGÊNESE DOS ESCARNITOS DE ITAOCA
- VALE DO RIBEIRA - SP

Hendrik Herman Ens

Orientador: Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1990

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004880

PETROGÊNESE DOS ESCARNITOS DE ITAOCA
- VALE DO RIBEIRA - SP

Hendrik Herman Ens

Orientador: Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. J.M.V.Coutinho	
Examinadores:	Dr ^a M.A.F.Candia	
	Dr. M.A.F.Oliveira	

São Paulo
1990

para Lelia.

RESUMO

Os escarnitos estudados ocorrem no interior e bordas de enclaves e possíveis tetos pendentes metassedimentares que afloram na porção central do Maciço Granítico de Itaoca. Pela ação térmica e emissão de fluidos aquosos do corpo magmático as rochas metassedimentares dos enclaves, assim como as encaixantes, originaram hornfels diversos, mármore e escarnitos.

Foram identificados na área dois tipos distintos de escarnitos, denominados respectivamente de granada-salita escarnitos e granada-wollastonita escarnitos.

Os granada-salita escarnitos ocorrem em zonas métricas ao longo dos contatos entre granitóides e mármore, constituído-se essencialmente de clinopiroxênios (salita-ferrosalita) com bandas e veios granatíferos (grossulária-andradita). Fases minerais tardias (epídoto, albita, calcita) ocorrem substituindo principalmente as granadas.

Os granada-wollastonita escarnitos desenvolveram-se como espessos pacotes entre os mármore e hornfels pelíticos; constituem-se de wollastonita, grossulária e algum diopsídio. Localmente as granadas apresentam-se bastante albitizadas e vesuvianitizadas.

O metamorfismo de contato atingiu temperaturas superiores a 650 °C e pressão em torno de 2 Kbar.

formaram-se inicialmente, por bimetasmatismo (difusão), ainda a temperaturas elevadas, da ordem de 600 °C, em condições redutoras, salita/ferrosalita escarnitos. Com o progressivo abaixamento da temperatura os fluidos infiltrantes tornaram-se oxidantes e enriquecidos em alumina e sílica, promovendo a oxidação dos piroxênios e formação de bandas granatíferas. Nesta fase, a temperaturas entre 450 e 550 °C, formaram-se os granada-wollastonita escarnitos, em ambiente distal, por ação dos fluidos já empobrecidos em ferro.

Durante a fase retrógrada formaram-se albita, epídoto e vesuvianita pela destruição da granada e ocorreu a deposição de sulfetos. Por último, na fase hidrotermal final, os fluidos tornaram-se enriquecidos em CO_2 , propiciando a carbonatação dos minerais formados anteriormente e a formação de veios e vênulas de apofilita e prehnita.

ABSTRACT

The skarns under consideration can be found inside or at the rims of meta-sedimentary inclusions and, conceivably, roof pendants, which outcrop in the central part of the Itaoca granite pluton. Such skarns, together with a variety of hornfels and marbles were formed by thermal metamorphism and outward diffusion of aqueous fluids from the magmatic body.

Garnet-salite and garnet-wollastonite are the two main assemblages making up Itaoca skarns.

Garnet-salite skarns occur in zones of metric thickness along the granitoid-marble contact and consist of essential clinopyroxene (salite-ferrosalite) and garnet-rich (grossular-andradite) bands and veins. Late mineral phases (epidote, albite, calcite) may replace earlier ones (garnet mainly).

Garnet-wollastonite skarn occur as thick bodies between marble and pelitic hornfels and consist of essential wollastonite and grossular with some diopside. Garnet will, locally, exhibit a high degree of replacement by albite and vesuvianite.

Contact metamorphism reached its peak at temperatures above 650 °C and pressures around 2 Kbar.

Salite/ferrosalite skarns were formed by bidirectional metasomatism at the still elevated temperatures of about 600 °C under reducing conditions. In the progressively cooling environment the infiltrating fluids became more and more oxidizing and enriched in alumina and silica, a fact which resulted in the oxidation of pyroxenes and formation of garnet bands. At this stage and temperatures between 450 and 550 °C, distal garnet-wollastonite skarns were formed by metasomatic processes linked to iron depleted fluids.

In a retrograde stage, garnet was destroyed and replaced by albite, epidote and vesuvianite, sulphides being deposited.

Finally, during the last hydrothermal stage, CO₂-rich fluids furthered the carbonation of early minerals and the formation of apophyllite-prehnite venules.

SUMARIO

DEDICAT6RIA.....	ii
RESUMO.....	iii
ABSTRACT.....	iv
RELAÇO DE FIGURAS.....	viii
RELAÇO DE FOTOS.....	ix
RELAÇO DE QUADROS.....	xi
RELAÇO DE TABELAS.....	xi

CAPÍTULO 1

INTRODUÇO.....	1
1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES.....	1
1.1 Objetivos.....	1
2 CARACTERÍSTICAS DA AREA ESTUDADA.....	2
2.1 Localização e Acessos.....	2
2.2 Aspectos Fisiográficos.....	2
3 METODOLOGIA.....	5
3.1 Levantamento Bibliográfico.....	5
3.2 Trabalhos de Campo.....	5
3.3 Análises Microscópicas.....	6
3.3.1 Caracterização petrográfica.....	6
3.3.2 Determinação das propriedades ópticas dos minerais.....	7
3.4 Análises por Microsonda Eletrônica.....	7
3.5 Análises por Difractometria de Raios X.....	8
3.6 Análises Químicas.....	9
3.7 Determinação de Propriedades Físicas de Minerais e Rochas.....	11
3.8 Cálculos Termodinâmicos.....	11
4 ABREVIAC6ES DE NOMES DE MINERAIS UTILIZADAS.....	12

CAPITULO 2

ESCARNITOS - REVISAO.....	13
1 INTRODUÇO.....	13
2 ESTRUTURA E COMPOSIÇO.....	17

3	CONDIÇÕES FÍSICO-QUÍMICAS DE FORMAÇÃO.....	21
4	CLASSIFICAÇÃO.....	26

CAPITULO 3

GEOLOGIA.....	33
1 GEOLOGIA REGIONAL.....	33
2 GEOLOGIA LOCAL.....	40
2.1 Características Gerais.....	40
2.2 O Granito Encaixante.....	41
2.3 Os Enclaves Estudados.....	42

CAPITULO 4

PETROGRAFIA.....	50
1 NOMENCLATURA ADOTADA.....	50
2 ROCHAS GRANÍTICAS.....	51
2.1 Suite Granitóide Itaoca.....	51
2.2 Diques e Veios.....	53
3 MARMORES.....	58
4 HORNFELS PELÍTICOS.....	62
5 HORNFELS CALCIOSSILICÁTICOS.....	68
6 ROCHAS METASSOMÁTICAS.....	71
6.1 Granada-Piroxênio Escarnitos.....	71
6.2 Granada-Wollastonita Escarnitos.....	73

CAPITULO 5

MINERALOGIA.....	95
1 CLINOPIROXÊNIOS.....	95
2 GRANADAS.....	97
3 VESUVIANITAS.....	103
4 EPIDOTOS.....	104

5	FELDSPATOS.....	106
6	WOLLASTONITA.....	107
7	CARBONATOS.....	107
8	SCHEELITA.....	107

CAPITULO 6

QUIMISMO.....	120
1 PERFIL SRI-A15.....	120
2 PERFIL SRI-O3.....	127

CAPITULO 7

CONSIDERAÇÕES PETROLÓGICAS.....	134
1 SÃO OS ESCARNITOS DE ITAOCA REALMENTE METASSOMÁTICOS ?.....	134
2 SEQUÊNCIA DE EVENTOS.....	137
2.1 Granada-Piroxênio Escarnitos.....	137
2.2 Granada-Wollastonita Escarnitos.....	140
3 CONDIÇÕES FÍSICO-QUÍMICAS E REAÇÕES METAMÓRFICAS/METASSOMÁTICAS.....	141
3.1 Evidências das Rochas Termometamórficas.....	142
3.2 Escarnitos.....	148
4 BALANÇO VOLUMÉTRICO.....	156

CAPITULO 8

CONCLUSÕES.....	161
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	163
AGRADECIMENTOS.....	171

ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

FIGURA 1	Localização da Área e Acessos.....	3
FIGURA 2	Escarnitos de Pine Creek	14
FIGURA 3	Tipos de Escarnitos de Sierra Nevada	15
FIGURA 4	Balanco Químico de Escarnitos da Ásia.....	16
FIGURA 5	Composição de Granadas e Piroxênios de Escarnitos....	18
FIGURA 6	Mineralogia de Escarnitos de Sierra Nevada.....	18
FIGURA 7	Estrutura de Escarnitos de Sierra Nevada.....	19
FIGURA 8	Síntese Geológica regional.....	34
FIGURA 9	Geologia do Granito Itaoca e Encaixantes.....	38
FIGURA 10	Geologia dos Escarnitos do Bairro do Gurutuba.....	43
FIGURA 11	Geologia dos escarnitos de GURUTUBA III.....	46
FIGURA 12	Perfil Geológico dos escarnitos de GURUTUBA III.....	47
FIGURA 13	Geologia dos Escarnitos de GURUTUBA I.....	48
FIGURA 14	Perfil Geológico dos Escarnitos de GURUTUBA I.....	49
FIGURA 15	Composições de Granadas e Piroxênios.....	96
FIGURA 16	Perfil Químico de Granada Zonada.....	100
FIGURA 17	Localização de Pontos de Granada, Clinopiroxênio e Epidoto Analisados.....	101
FIGURA 18	Localização de Pontos de Vesuvianita, Granada, Albite e Clinopiroxênio Analisados.....	102
FIGURA 19	Localização de Pontos de Vesuvianita, Granada, Albite e Clinopiroxênio Analisados.....	103
FIGURA 20	Perfil Químico de Vesuvianita Zonada.....	105
FIGURA 21	Perfil de Sondagem SRI-A15. Litologia e Localização de Amostras Analisadas.....	121
FIGURA 22	Perfil de Sondagem SRI-A15. Distribuição dos óxidos em Função da Profundidade/Litotipo.....	123
FIGURA 23	Perfil de Sondagem SRI-A15. Distribuição dos traços em Função da Profundidade/Litotipo.....	125
FIGURA 24	Tetraedro SiO_2 - CaO -($FeO+MgO$)-(Fe $_2O_3$ +Al $_2O_3$).....	127
FIGURA 25	Perfil de Sondagem SRI-03. Litologia e Localização de Amostras Analisadas.....	128
FIGURA 26	Perfil de Sondagem SRI-03. Distribuição dos óxidos/ elementos em Função da Profundidade/Litotipo.....	130
FIGURA 26	Razões Molares $FeO/(FeO+Mg)$	132

FIGURA 27	Tetraedro $\text{CaO-SiO}_2\text{-(FeO+MgO)-(Al}_2\text{O}_3\text{+Fe}_2\text{O}_3\text{)}$	133
FIGURA 29	Feições de Zoneamento Simétrico.....	135
FIGURA 30	Sequência de Eventos Observada nos Granada-Piroxênio Escarnitos.....	139
FIGURA 31	Sequência de Eventos Observada nos Granada-Wollastonita Escarnitos.....	141
FIGURA 32	Reações Metamórficas em Rochas Pelíticas.....	142
FIGURA 33	Reações Metamórficas em Mármore Impuros.....	145
FIGURA 34	Reações Metamórficas em Rochas Calciossilicáticas..	147
FIGURA 35	Triângulo $\text{KAlO}_2\text{-CaO-(FeO+MgO)}$	148
FIGURA 36	Tetraedro ACKF.....	150
FIGURA 37	Diagrama de Equilíbrio de Clinopiroxênio em Função da Composição dos Fluidos e Temperatura.....	151
FIGURA 38	Diagrama $\text{Log(fO}_2\text{)} \times \text{Log(fS}_2\text{)}$	152
FIGURA 39	Diagrama de Equilíbrio de Granada em Função da Composição dos Fluidos e Temperatura.....	153
FIGURA 40	Diagrama $\text{u(silica)} \times \text{u(alumina)}$	154
FIGURA 41	Diagrama de Distribuição de Fe_2O_3 e Al_2O_3 Entre Epidoto e Granada.....	155
FIGURA 42	Diagrama de Entrada e Saída de Elementos.....	158

FOTOS

FOTO 1	Relevo dos Granitóide de Itaoca.....	4
FOTO 2	Afloramento de Granada-Piroxênio Escarnitos.....	45
FOTO 3	Afloramento de Granada-Wollastonita Escarnitos.....	45
FOTO 4	Aspecto Característico dos Quartzo Monzonitos.....	54
FOTO 5	Textura Granular Hipidiomórfica em Quartzo Monzonito..	54
FOTO 6	Aspecto de Quartzo Monzonito Contaminado.....	55
FOTO 7	Textura Blastogranular Hipidiomórfica em Granitóide Contaminado.....	55
FOTO 8	Aspecto de Granitóide Intensamente Metassomatizado....	56
FOTO 9	Granitóide Metassomatizado.....	56
FOTO 10	Textura Granoblástica Poligonal em Tonalito Metassomatizado.....	57
FOTO 11	Textura Granular Hipidiomórfica em Tonalito.....	57
FOTO 12	Albita-Epidoto Fels.....	58
FOTO 13	Diopsídio-Calcita Mármore.....	60
FOTO 14	Tremolita-Flogopita-Diopsídio-Calcita Mármore.....	60

FOTO 15	Diopsídio-Quartzo-Calcita Mármore.....	61
FOTO 16	Escapolita-Diopsídio-Calcita Mármore.....	61
FOTO 17	Aspecto de Hornfels Pelístico Bandado.....	64
FOTO 18	Porfiroblastos de Biotita em Hornfels Pelístico.....	64
FOTO 19	Zonas de Reação Entre Bandas com Biotita e Bandas com Diopsídio.....	65
FOTO 20	Sillimanita-Biotita-Quartzo-Microclínio Hornfels.....	65
FOTO 21	Sillimanita e Andaluzita em Contato com Microclínio....	66
FOTO 22	Sillimanita, Microclínio e Quartzo inclusos em Porfiro- blasto de Muscovita.....	66
FOTO 23	Porfiroblasto de Cordierita.....	67
FOTO 24	Porfiroblastos de Andaluzita (Quiastolita).....	67
FOTO 25	Diopsídio Hornfels.....	69
FOTO 26	Zonas Metassomáticas em Hornfels Calciossilicático....	70
FOTO 27	Bandamento de Hornfels Calciossilicático Parcialmente Obliterado por Processos Metassomáticos.....	70
FOTO 28	Agregado Granoblastico Poligonal de Salita/Ferrosalita em Escarnito.....	75
FOTO 29	Mármore Parcialmente Escarnitizado.....	76
FOTO 30	Salita Escarnitos de GURUTUBA III.....	76
FOTO 31	Granada Zonada.....	77
FOTO 32	Clinopiroxênio Corroído Incluso em Granada.....	77
FOTO 33	Granada Seletivamente Epidotizada.....	78
FOTO 34	Granada Seletivamente Albitizada.....	78
FOTO 35	Salita Escarnito com Banda de Granada Escarnito.....	79
FOTO 36	Textura de Zona Epidotizada.....	79
FOTO 37	Aspecto dos Granada-Wollastonita Escarnitos.....	80
FOTO 38	Zona com Porfiroblastos de Vesuvianita.....	80
FOTO 39	Restos de Granada Inclusos em Vesuvianita.....	81
FOTO 40	Restos de Granada Inclusos em Monocristal de Albita....	81
FOTO 41	Veio de Vesuvianita e Wollastonita em Granada-Wollasto- nita Escarnito.....	82
FOTO 42	Diopsídio-Granada-Wollastonita Escarnito Bandado.....	82
FOTO 43	Veio Escarnítico em Mármore.....	135
FOTO 44	Veio Escarnítico em Mármore.....	136
FOTO 45	Feições de Superposição de Paragêneses.....	139

QUADROS

QUADRO 1	Cristais e Padrões Utilizados na Microsonda.....	8
QUADRO 2	Métodos Empregados nas Análises Químicas.....	10
QUADRO 3	Índices de Refração de Clinopiroxênios.....	97
QUADRO 4	Dimensões de Cella Unitária, Índices de Refração e Perda ao Fogo de Granadas.....	99

TABELAS

TABELA 1	Minerais Característicos de Escarnitos.....	20
TABELA 2	Estimativas de Temperatura, Pressão e Composição de Fluidos Formadores de Escarnitos.....	24
TABELA 3	Características Principais de Escarnitos Cálcicos...	28
TABELA 4	Classificação de escarnitos Proposta por Pertsev (1988).....	30
TABELA 5	Classificação de escarnitos Segundo Kwak (1987).....	32
TABELA 6	Análises Petrográficas.....	83
TABELA 7	Análises de Clinopiroxênios.....	108
TABELA 8	Análises de Granadas.....	112
TABELA 9	Análises de Vesuvianitas.....	116
TABELA 10	Análises de Epidotos.....	118
TABELA 11	Análises de Feldspatos.....	119
TABELA 12	Composições Químicas de Amostras do Perfil SRI-A15.	122
TABELA 13	Composições Químicas de Amostras do Perfil SRI-03..	129

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

O Granito Itaoca vem sendo estudado pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT em convenio com a Secretaria da Industria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo (SICCT/PROMOCET) desde 1981. A pesquisa mineral do conjunto plutônico e suas encaixantes próximas, definiu a existência local de ocorrências variadas - tungstênio, cobre, ouro e fluorita - associadas a litologias e estruturas diversas. Entre as ocorrências destacam-se as de tungstênio (scheelita) hospedadas em escarnitos, que se encontram em fase mais adiantada de conhecimento, tendo sido executados diversos furos de sondagem rotativa com testemunhagem integral e mapeamento geológico em detalhe dos corpos mineralizados e suas encaixantes. Na fase atual da pesquisa foram definidas reservas de 115.000 t de minério escarnítico com teores iguais ou superiores a 0.3% de WO_3 , 200.000 t com teores entre 0.1 e 0.3% de WO_3 e 400.000 t com teores entre 0.03 e 0.1% de WO_3 .

A partir de 1988 foram desenvolvidos estudos petrológicos detalhados, especialmente nos corpos mineralizados da área do Gurutuba, onde se dispõe de melhores afloramentos das rochas escarníticas e maior número de dados de subsuperfície, sendo estes trabalhos financiados pelo IPT e Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo - FAPESP (Auxílio a Pesquisa).

1.1 Objetivos

A presente pesquisa teve como objetivo a caracterização dos processos metassomáticos envolvidos na formação dos escarnitos de Itaoca e elaboração de modelo petrogenético para estas rochas. Esta intenção implicou na caracterização petrográfica e mineralógica detalhada dos litotipos presentes e identificação das paragêneses minerais em equilíbrio textural bem como de associações minerais secundárias, superimpostas às primeiras e muitas vezes em desequilíbrio termodinâmico. Por outro lado, a partir dos dados petrográficos e mineralógicos procurou-se estabelecer as condições de pressão, temperatura e composições

dos fluidos envolvidos na formação das rochas escarníticas bem como suas variações no espaço e no tempo. Com base em análises químicas inferiram-se ainda o balanço químico e volumétrico estabelecidos durante os processos metassomáticos.

2 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA ESTUDADA

2.1 Localização e Acesso

Os escarnitos de Itaoca localizam-se em enclaves de rochas metassedimentares situados no interior do Granito Itaoca, nas proximidades imediatas de povoado homônimo. O Granito Itaoca ocupa porção significativa da Folha Topográfica de Apiaí (SG-22-X-B-V-1) na escala 1:50.000 editada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, impressa em 1987. Situa-se a Sudeste da cidade paulista de Apiaí, estendendo-se para o Estado do Paraná (Fig. 1).

Atinge-se a área, a partir de São Paulo, através da Rodovia Castelo Branco (BR 374), tomando-se a partir de Tatuí a BR 373 até Apiaí. De Apiaí segue-se para Itaoca através de estrada municipal não pavimentada porém com razoável trafegabilidade durante o ano todo.

2.2 Aspectos Fisiográficos

A área em estudo insere-se no domínio de clima tropical subquente, superúmido com subsêca (Nimer 1977). A temperatura média anual situa-se entre 20 e 22 °C, registrando-se máximas absolutas de 36 °C e mínimas absolutas em torno de 0 °C (Nimer op. cit), cabendo ressaltar que na cidade de Apiaí, situada em cota topográfica bem mais elevada o clima é bastante mais frio, registrando-se freqüentes geadas nos meses de inverno.

O índice pluviométrico anual é de 1250 a 1500 mm, verificando-se uma concentração de 35 a 40% das precipitações nos meses de dezembro a fevereiro, quando se observam as temperaturas mais elevadas (Nimer op. cit.).

A vegetação regional é constituída pela Floresta Perenifólia Higrófila Costeira (Alonso 1977), que nas escarpas das serranias passa gradativamente para a Floresta Subcaducifólia Tropical, com araucária nas porções mais elevadas e no Planalto de Guapiara. Conquanto na região ocorram ainda grandes extensões de vegetação primária preservada, em praticamente toda a área de exposição dos

FIGURA 1. Localização da área e acessos

granitóides de Itaoca, a floresta foi removida pela ação antrópica, estando substituída por pastagens, macegas, capoeiras e áreas ocupadas por agricultura de subsistência. Na área de ocorrência dos escarnitos verifica-se a presença de mata secundária em estreita faixa ao longo das principais drenagens e nos topos dos morros mais elevados, estando o espaço restante ocupado por pastagens semi-abandonadas e eventuais roças de milho, feijão, cana de açúcar etc.

FOTO 1. Aspecto do relevo dos granitóides de Itaoca. Ao fundo a Serra da Boa Vista. Tomada da área de afloramento dos escarnitos de Gurutuba para o Norte.

A área de afloramento dos granitóides de Itaoca apresenta relevo montanhoso de topos angulosos, vertentes ravinadas com perfis côncavo-convexos e drenagem de média a alta densidade com padrão dendrítico. Incorpora-se a área à Província Costeira, Zona de Serrania Costeira (Carneiro et al. 1981). A altitude média na área dos granitóides é de 200 a 300 m. Os metassedimentos encaixantes apresentam relevo contrastante com o dos granitos. Para NW, a Serra da Boa Vista apresenta relevo de escarpas festonadas, de vertentes com perfis retilíneos, declividade acima de 30% e topos angulosos atingindo cotas topográficas superiores a 1.000 m. Esta unidade morfológica é limitada a NW pelo Planalto

de Guapiara. Para NE, o relevo dos granitóides de Itaoca passa para região de relevo montanhoso com serras alongadas de topos angulosos, vertentes ravinadas com perfis retilíneos e drenagem de alta densidade com padrão paralelo pinulado e relevos cársticos nas regiões calcáreas (Carneiro et al. 1981). Surpreende o fato de a área de exposição do Granito Itaoca constituir verdadeira depressão topográfica em relação aos metassedimentos encaixantes. O limite entre estas unidades é marcado por zona de transição com relevo escarpado com espigões digitados como observado na Serra da Boa Vista (Foto 1).

3 METODOLOGIA

3.1 Levantamento Bibliográfico

Os estudos bibliográficos objetivaram o conhecimento dos trabalhos relativos aos escarnitos e rochas associadas presentes na área, bem como da geologia do Vale do Ribeira. Além disso foram estudados trabalhos acerca da ocorrência e gênese de escarnitos no Brasil e outros países, bem como propostas de classificação e nomenclatura destas rochas. Para dar suporte à modelagem petrogenética foi ainda efetuado amplo estudo da teoria termodinâmica e consultados textos acerca das condições físico-químicas dos processos metassomáticos, sistemas experimentais e teóricos, e propriedades termodinâmicas de fases minerais e químicas específicas.

3.2 Trabalhos de Campo

Durante as primeiras etapas da pesquisa foram feitas visitas à área visando a familiarização e o reconhecimento dos litotipos aflorantes em escala regional e local. Este trabalho foi alicerçado em mapas geológicos do Granito Itaoca e seus enclaves, elaborados pelo IPT (Mello et al. 1982a, 1982b, 1985a, 1988) e na carta topográfica 1:50.000 de Apiaí (SG-22-X-B-V-1) - IBGE (1987).

Nas etapas subsequentes os trabalhos de campo concentraram-se em local conhecido por Bairro do Gurutuba, onde afloram às margens de rio homônimo unidades litológicas representativas para o estudo dos processos metassomáticos, além de ter sido o local onde a pesquisa mineral, efetuada pelo IPT, identificou minerali-

zações de tungstênio. Testemunhos de sondagem rotativa, resultantes desta campanha, também foram estudados.

Procedeu-se à descrição dos afloramentos e principalmente dos testemunhos de sondagem bem como coleta de amostras representativas dos diversos litotipos para análises petrográficas. Posteriormente, conhecendo-se a geologia e petrografia locais foram coletadas séries de amostras ao longo de perfis metassomáticos (granito - escarnito - mármore ou metapelito - escarnito - mármore) para fins de caracterização petrográfica, mineralógica e química.

3.3 Análises Microscópicas

Nestes trabalhos foram utilizados os equipamentos abaixo enumerados, pertencentes ao Agrupamento de Petrologia da Divisão Geologia e Recursos Minerais - DGRM do IPT:

- Microscópio Leitz Ortolux II - Pol - BK
- Fotomicroscópio - Zeiss
- Lupa estereoscópica binocular - Wild
- Refratômetro de Abbe - Carl Zeiss

3.3.1 Caracterização petrográfica

Foram estudadas 110 lâminas delgadas com vistas à obtenção da composição mineralógica, classificação petrográfica e, principalmente, a identificação de paragêneses minerais em equilíbrio textural e paragêneses superimpostas por ação metassomática e/ou retrometamórfica.

Devido ao fato de a maioria das rochas estudadas apresentarem extrema heterogeneidade composicional por bandamento ou zoneamento metassomático, mesmo em lâminas delgadas, optou-se pela descrição separada das bandas/zonas individuais, sendo que muitas vezes foi necessária a confecção e descrição de diversas lâminas para a caracterização completa da rocha. Pelo mesmo motivo prescindiu-se da análise modal.

Durante os trabalhos tornou-se necessário em diversas ocasiões recorrer a outros métodos para a caracterização completa de certas fases mineralógicas. Para este fim selecionaram-se, e quando necessário, procedeu-se à concentração de amostras de

minerais para determinação das propriedades ópticas, análises difratométricas e de microsonda eletrônica. No caso de rochas graníticas, onde a granulação grossa compromete a determinação microscópica das composições modais, foi aplicado o método de coloração seletiva de feldspatos potássicos e cálcicos (Moraes & Rodrigues 1978) em placas serradas.

3.3.2 Determinação das propriedades ópticas dos minerais

A maioria das propriedades ópticas dos minerais foi determinada através do exame microscópico convencional, em lâminas delgadas. Em alguns casos em que tal exame não se mostrou suficientemente conclusivo recorreu-se, entre outras técnicas, à determinação dos índices de refração. Especialmente no caso das granadas e clinopiroxênios foi necessária, para as considerações termodinâmicas, a determinação acurada das proporções molares dos termos finais, necessitando-se para tal o índice de refração. Sua determinação foi efetuada pelo método da linha de Becke observada em grãos de cerca de 100 micra, imersos em líquidos da coleção Cargille. As observações foram feitas sob luz monocromática. Os líquidos foram aferidos em refratômetro de Abbe.

Os estudos microscópicos foram efetuados com apoio dos textos de Winchell & Winchell (1951); Tröger (1971); Kerr (1959); Bloss (1961); Deer et al (1962, 1963, 1978, 1982, 1986); Heinrich (1965).

3.4 Análises por Microsonda Eletrônica

Para a obtenção de análises pontuais dos principais minerais observados nos escarnitos foram selecionadas sete amostras representativas dos diferentes tipos de escarnitos e confeccionadas seções polidas. As análises foram executadas pelo Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorsher do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo utilizando microsonda eletrônica automática do Mineralogisches und Petrografisches Institut da Universidade de Berna - Suíça. O aparelho é da marca ARL, modelo SEMQ, equipado com seis espectrômetros e um analisador multicanal por dispersão de comprimento de onda (EDS) acoplado. As condições de operação foram 15 KV, corrente de 20 nA e 10 seg. de tempo de contagem. O Quadro 1 resume os cristais

empregados nos espectrômetros e padrões utilizados.

ELEMENTO	CRISTAL	PADRÃO	% ÓXIDO
Si	EDS (dispersão de energia)	H010	51.7
Al	EDS (dispersão de energia)	B006	99.8
Ti	LIF (fluoreto de Li)	B011	100
Fe	EDS (dispersão de energia)	H037	27.2
Mg	FIX	H015	57.8
Mn	LIF (fluoreto de Li)	H044	70.3
Ca	EDS (dispersão de energia)	H010	48.3
Na	TAP (hidrogenoftalato de Ta)	H037	13.3
K	PET (pentaeritriol)	H001	15.4

QUADRO 1. Cristais empregados nos espectrômetros e padrões utilizados nas análises por microsonda eletrônica

As análises foram corrigidas ainda em Berna pelo programa EMMA (Sommerauer & Gubser, ETH Zürich) que efetua correções para: absorção (Philibert-Duncumb/Schiel-Heinrich 1963-67)

Fluorescence by characteristic (Reed 1965)

Fluorescence by continuous (Springer 1972)

Radiation backscatter losses (Duncumb, 1968)

Ionisation-penetration losses (Philibert-Tixtier 1968, Berger-Seltzer 1964).

As fórmulas estruturais dos minerais foram calculadas por programas elaborados na linguagem Turbo-Pascal versão 5.0, segundo os seguintes critérios:

Granadas: normalização para 12 (O).

Clinopiroxênios: normalização para 6(O).

Vesuvianitas : normalização para 78(O,OH,F)

Epidotos: Normalização para 13(O,OH)

Feldspatos: Normalização para 8(O).

3.5 Análises por Difractometria de Raios X

As análises por difratometria de raios X de minerais e rochas foram efetuadas utilizando-se difratômetro automático marca RIGAKU, modelo Geigerflex D/Max, do Agrupamento de Petrologia - DGRM/IPT.

Recorreu-se a estas análises para identificar minerais cuja caracterização não foi conclusiva por meio dos métodos ópticos, detectar a presença de dolomita em rochas carbonáticas e, principalmente para determinar os parâmetros cristalográficos de minerais do grupo das granadas.

Os grãos minerais foram separados sob lupa e moídos em gral de ágata. Amostras de rocha foram britadas e a seguir moídas em gral de ágata ou moinho Renard. Em ambos os casos procurou-se atingir uma granulometria inferior a 0.074 mm (#200). No caso das granadas as amostras foram moídas com 30 a 50% de silício metálico adicionado para funcionar como padrão interno.

As condições de operação do difratômetro foram: radiação: CuK ; voltagem: 40 Kv; amperagem: 20 mA; velocidade do goniômetro: 2° / min; velocidade do papel: 20 mm/min. Para as amostras de granada utilizou-se: velocidade do goniômetro: 0.25° / min; velocidade do papel 10mm/min.

Na interpretação dos difratogramas foi utilizado o fichário do Joint Committee on Powder Diffraction Standards (1974). Para as amostras preparadas com padrão interno os valores de 2 θ foram corrigidos em relação ao silício e sua respectiva indexação.

3.6 Análises Químicas

Com base em descrições dos testemunhos de sondagem e análises petrográficas foram selecionados perfis representativos da coluna metassomática, iniciando com o granito não modificado, passando por granito metassomatizado e escarnitos e terminando no mármore não modificado. As amostras coletadas ao longo destes perfis foram britadas e moídas em moinho Renard , obtendo-se uma granulometria inferior a 0.074 mm (# 200). As amostras assim preparadas foram analisadas em dois laboratórios. O primeiro lote (perfil I A-15) foi analisado pela Geologia e Sondagens S.A. - (GEOSOL) por métodos instrumentais, e o segundo lote (perfil I-03) foi analisado no laboratório de Geoquímica do Agrupamento de Petrologia da DGRM - IPT por via clássica para os elementos maiores e por absorção atômica para os elementos traços.

O Quadro 2 sintetiza os métodos utilizados para análise dos diferentes elementos bem como o laboratório executante.

ELEMENTO	MÉTODO / LABORATÓRIO	
	GEOSOL	LAB.GEOQUÍMICA - IPT
SiO ₂	fluorescência raios X (1)	via úmida-gravimetria
TiO ₂	fluorescência raios X (1)	absorção atômica
Al ₂ O ₃	fluorescência raios X (1)	via úmida-complexometria
Fe ₂ O ₃	fluorescência raios X (1)	via úmida-complexometria
FeO	via úmida	via úmida-volumetria
MgO	fluorescência raios X (1)	via úmida-volumetria
MnO	absorção atômica	via úmida-colorimetria
CaO	fluorescência raios X (1)	via úmida volumetria
Na ₂ O	absorção atômica	via úmida-fotometria
K ₂ O	absorção atômica	via úmida-fotometria
P ₂ O ₅	fluorescência raios X (1)	via úmida
BaO	fluorescência raios X (1)	-----
Cr ₂ O ₃	espectrografia ótica	-----
NiO	espectrografia ótica	-----
ZrO	espectrografia ótica	-----
S	fluorescência raios X (2)	via úmida-gravimetria
F	ion específico	-----
CO ₂	evolução de CO ₂	-----
H ₂ O+	método de Penfield	-----
H ₂ O-	perda de peso a 100 °C	-----
Cl	fluorescência raios X (2)	-----
Ba	fluorescência raios X (2)	-----
Rb	fluorescência raios X (2)	-----
Sr	fluorescência raios X (2)	-----
W	Fluorescência raios X (2)	via úmida-colorimetria
B	espectrografia ótica	-----
Mo	espectrografia ótica	absorção atômica
Nb	espectrografia ótica	-----
Sn	espectrografia ótica	-----
Y	espectrografia ótica	-----
Zr	espectrografia ótica	-----
Bi	espectrografia ótica	-----
Ce	espectrografia ótica	-----

1 : amostra fundida com tetraborato de Li
 2 : pó prensado

QUADRO 2. Métodos empregados para análises químicas.

3.7 Determinação de Propriedades Físicas de Minerais e Rochas

Para o estudo do balanço volumétrico tornou-se necessária a obtenção da densidade das amostras das rocha analisadas quimicamente. Para tal pesou-se as amostras em balança digital marca Sartorius, modelo 1219 MP, primeiro a seco e depois imersas em água, previamente saturadas. A densidade relativa foi obtida pela relação peso seco dividido pela diferença entre peso seco e peso imerso.

Para averiguar a possível existência da molécula hidrograndita nas granadas determinou-se em algumas amostras puras, obtidas por catação de grãos sob lupa binocular, a perda ao fogo. Para tal as amostras previamente secas a 100 graus Celsius foram aquecidas em mufla até uma temperatura de 1000 graus Celsius, sendo a perda ao fogo calculada pela diferença no peso entre a amostra seca e aquecida.

3.8 Cálculos Termodinâmicos

Estimativas das condições de equilíbrio de algumas reações metamórficas/metassomáticas foram efetuadas com base em propriedades termodinâmicas das fases envolvidas. Utilizou-se para tal os valores das energias livres de Gibbs e entalpias de formação e de volumes molares de fases minerais e fluidas fornecidos por Helgeson et al. (1978). Os dados referentes a espécies iônicas foram extraídos de Robie et al. (1978).

Para maior simplicidade dos cálculos utilizou-se os valores de entropia obtidos pela equação:

$$\Delta S = (\Delta H - \Delta G)/298.15$$

As misturas de H_2O e CO_2 foram tratadas simplifadamente como misturas ideais de componentes reais, utilizando-se os coeficientes de fugacidade fornecidos por Ryzhenko & Volkov (1971).

$$\text{ex: } f(CO_2) = \gamma_{CO_2} \times P \times X(CO_2)$$

$$f(H_2O) = \gamma_{H_2O} \times P \times X(H_2O)$$

Nas soluções sólidas as atividades dos termos finais foram estimadas utilizando-se modelo de mistura ideal.

$$\text{ex: } a_{\text{GR}}^{\text{ADR}} = (X_{\text{ADR}}^{\text{GR}})^2 = (Fe/Al+Fe)^2$$

$$a_{\text{CPX}}^{\text{HED}} = (X_{\text{HED}}^{\text{CPX}}) = (Fe/Fe+Mg)$$

4. ABREVIACÕES DE NOMES DE MINERAIS UTILIZADAS

AB	albita	HED	hedenbergita
ADR	andradita	HM	hematita
ACT	actinolita	KFS	feldspato potássico
AN	anortita	KYA	Cianita
ANF	anfibolio	MT	magnetita
AND	andaluzita	PO	pirrotita
BI	biotita	PLA	plagiocsio
CC	calcita	PY	pirita
CPX	clinopiroxênio	QZ	quartzo
DI	diopsídio	SCA	escapolita
EP	epídoto	SILL	sillimanita
FLO	flogopita	TRE	tremolita
GR	granada	VES	vesuvianita
GRO	grossularia	WO	wolastonita
HBL	hornblenda	ZO	zoisita/clinozoisita

CAPITULO 2

ESCARNITOS - REVISÃO

1. INTRODUÇÃO

O termo "skarn" provém da Suécia, onde era utilizado pelos mineiros para designar gangas silicáticas constituídas por granadas, piroxênios e anfibólios associadas a certos depósitos arqueanos de ferro e sulfetos, formados por substituição de calcários e dolomitos.

Tornebohm (1875, 1882) apud Kwak (1987) utilizou os termos "groenskarn" e "skarnstein" referindo-se a rochas piroxênio granatíferas associadas aos minérios de ferro dos depósitos de Norborg e Langban, na Suécia.

Em linhas gerais, os processos geradores de escarnitos já foram reconhecidos no século XIX. Beaumont (1847) apud Burt (1982), estudando as minas de cobre de Turjinsk, nos Urais, descreve massas de granada separando dioritos de calcários. Estas granadas são interpretadas como produto da ação do diorito sobre os calcários. Vogt (1895) descreve uma série de depósitos de ferro associados ao contato de rochas ígneas com calcários, atribuindo lhes origem por "processos pneumatolíticos", não descartando entretanto a possibilidade de alguns resultarem de metamorfismo de contato sobre sedimentos ferruginosos.

No início deste século destacam-se os trabalhos de Lindgren e Goldschmidt. Lindgren (1902) apud Burt (1982) conclui que os depósitos do "tipo Kristiana" são exclusivamente metassomáticos. Fluidos acima da temperatura crítica carregados de metais teriam invadido sob pressão os calcários encaixantes. Os metais não poderiam ter provindo em tais quantidades do calcário, mas sim do magma em consolidação. Goldschmidt (1911) estudou detalhadamente o metamorfismo e metassomatismo na área tipo em Kristiana - Noruega. Distinguiu claramente os hornfels calciosilicáticos resultantes de processos isoquímicos dos "Skarngesteine" enriquecidos metassomaticamente em ferro. Com base em considerações estratigráficas estimou a profundidade de formação em 1500m e, considerando as temperaturas de fusão seca de minerais e rochas, estimou a temperatura de intrusão acima de 1000 °C e de formação dos escarnitos abaixo de 800 °C.

Atualmente o termo "skarn" ou "escarnito" vem sendo utilizado para designar rochas silicáticas ou não, formadas pela interação metassomática entre rochas carbonáticas e silicáticas. O caso típico e universalmente aceito como escarnito seria a formação de rochas constituídas essencialmente por piroxênios (diopsídio - hedenbergita) e granadas (grossulária - andradita) por substituição metassomática de mármore no contato com intrusões graníticas e granodioríticas (Fig. 2). Na medida em que o processo afeta mármore impuros, magnesianos, ou rochas pelíticas e carbonáticas e/ou calciosilicáticas intercaladas, as rochas resultantes apresentam composições variadas e estruturas complicadas, dificultando a identificação do processo.

FIGURA 2. Escarnitos formados no contato entre quartzo monzonitos e mármore. Pine Creek Mine - Sierra Nevada, California. (Newberry, 1982).

Freqüentemente encontram-se escarnitos sem relação genética aparente com intrusões graníticas, formados por remobilização metassomática entre metassedimentos carbonáticos e silicáticos. Estas rochas tem sido denominadas de "escarnito metamórfico" enquanto aquelas formadas no contato entre intrusivas ácidas e mármore são conhecidos como "escarnito magmático" (Kerrick, 1977). Kerrick (op. cit) reconhece ainda o "escarnito de veio", formado por infiltração de soluções produzindo substituição ao longo de fraturas (Fig. 3).

FIGURA 3. Diagrama esquemático ilustrando os tres tipos de escarnitos identificados por Kerrick (1977) nos tetos pendentes do batólito de Sierra Nevada, Califórnia.

Em muitos casos o metassomatismo silicático nas rochas carbonáticas é acompanhado de introdução de cálcio no granitóide adjacente, que pode no fim do processo apresentar-se totalmente substituído por granadas e piroxênios. Assim surgem os termos "endoescarnito", formado sobre a intrusiva ácida e "exoescarnito", formado sobre a encaixante carbonática.

Korzhinskii apud Smirnov (1982) desenvolveu a hipótese de infiltração - difusão, cunhando os termos "escarnito bimetassomático" e "escarnito de infiltração". O escarnito bimetassomático, também conhecido como "escarnito de reação" ou "escarnito de troca local" resultaria do estabelecimento de um gradiente químico em soluções aquosas no contato entre rochas

silicáticas e carbonáticas. Este gradiente faria com que diferentes elementos migrassem em diferentes sentidos, formando endoescarnitos de um lado e exoescarnitos do outro (Fig. 4).

FIGURA 4. Balanço químico de entrada e saída de elementos na formação de endo e exoescarnitos na jazida de Tushbulak - Ásia Central. (extraído de Smirnov, 1982).

Por outro lado, o escarnito de infiltração seria formado por soluções providas do granitóide apresentando fluxo para dentro das encaixantes. Korzhinskii apud Smirnov (1982) reconhece ainda "escarnitos de autorreação", formados por metassomatismo cálcico de rochas gabróides e ultrabásicas.

O termo "tactito" tem sido usado principalmente por autores americanos, com sentido mais ou menos sinônimo a "escarnito".

2 ESTRUTURA E COMPOSIÇÃO

Uma das feições mais características dos escarnitos é a estrutura zonada decorrente principalmente do gradiente químico existente nas soluções metassomáticas.

A mineralogia dos escarnitos é bastante variada, mas depende principalmente da composição original da rocha substituída.

Os escarnitos cálcicos, formados sobre mármore e calcários calcíticos são os mais comuns e constituem-se predominantemente de granadas da série grossulária-andradita e clinopiroxênios da série diopsídio-hedenbergita. Em alguns casos ocorre notável quantidade de manganês, refletida no aumento das moléculas espessartita e johansenita em granadas e piroxênios, respectivamente, além da ocorrência de bustamita e rodonita. Em paragêneses mais reduzidas pode ser significativa a molécula almandina nas granadas. A maioria das granadas de escarnitos cálcicos apresenta no entanto menos de 15% das moléculas espessartita e almandina. Einaudi & Burt (1982) compilaram um grande número de análises químicas de granadas e piroxênios de escarnitos classificados de acordo com o elemento em que se apresentam mineralizados (Fig. 5). Outros minerais comuns são wollastonita, vesuvianita, escapolita e magnetita (Tabela 1).

FIGURA 5. Composição de granadas e piroxênios de escarnitos classificados de acordo com as mineralizações associadas. (compilado por Einaudi & Burt, 1982).

FIGURA 6. Mineralogia de escarnitos metamórficos zonados observados por Kerrick (1977) em Sierra Nevada - Califórnia.

Nos escarnitos magnesianos, formados por substituição de dolomitos e calcários dolomíticos, são característicos diopsídio, forsterita, espínélio, flogopita e serpentina (Tabela 1).

Nos escarnitos bimetassomáticos a escarnitização atinge também rochas silicáticas, que podem ser intrusivas granitóides (endoescarnitos) ou metassedimentos. Nestas rochas a paragénese original é modificada essencialmente pela introdução de cálcio e CO_2 , sendo característica a presença de escapolita. No demais diferem muito pouco dos escarnitos cálcicos.

Apesar do grande número de minerais encontrados nos escarnitos, é característica a notável simplicidade composicional, com tendência à monomineralidade das rochas ou bandas individuais.

Nos escarnitos tungsteníferos de Pine Creek, Sierra Nevada, Kerrick (1977) identificou zonabilidade característica entre mármore e biotita hornfels causada pela redistribuição de Si, Al, Fe e Mg principalmente. Adjacente ao mármore ocorre zona constituída por wollastonita, que em direção ao hornfels é seguida por zonas constituídas por granada + piroxênio, diopsídio + epídoto e piroxênio + plagioclásio (Fig. 6). Newberry (1982) descreve detalhadamente escarnitos formados no contato entre mármore e quartzo monzonito (Fig. 7). A alguns centímetros do contato com o escarnito o mármore se apresenta clareado devido à destruição de grafita e sulfetos finos. A zona externa constitui-

FIGURA 7. Estrutura zonada de escarnitos de Pine Creek Mine - Sierra Nevada, California segundo Newberry (1982).

A. Escarnitos Cálccicos

Grupo de minerales	Esenciales	Accesorios
Silicatos	Piroxenos (principalmente diópsido-hedembergita), granates (principalmente andradita-grosularia), wollastonita, escapolita	Ortoclase, plagioclase, circón, titanita, turmalina, silimanita, andalucita, cordierita, bustamita, rodonita, helvita-danalita, danburita, lasurita, crisoberilo, fenaquita, berilo
Hidrosilicatos	Anfiboles, vesubianita, epidota, ilvaíta, cloritas	Axinita, datolita, prehnita, topacio, serpentina, antofilita, ortita, zoisita, biotita, moscovita, flogopita, sericita, dafnita, norbergita, chondrodita, ceolitas, talco, asbesto crisotílico, caolín
Oxidos	Magnetita, hematita, cuarzo	Espinela, casiterita, calcedonia, uraninita, franklinita, koppita, perowskita
Sulfuros	Pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, molibdenita, arsenopirita	Marcasita, bornita, covellina, calcosina, bismutina, menas grises, estannina, cobaltina, glaucodota, skutterudita, lollingita, cubanita, linneita, millerita, antimonita, gersdorffita, esmaltina, cloantita, esperrilita, cuperita, stibiopaladinita
Otros	Calcita, fluorita, baritina, scheelita	Apatita, witherita, siderita, anquerita, magnesita, grafito, bismuto, oro, plata

Nota. La división en grupos no es rigurosa. En el grupo de los hidrosilicatos fueron incluidos los minerales con hidroxilo y agua; y en el grupo de los sulfuros fueron incluidos también sus análogos.

B. Escarnitos Magnesianos

Grupo de minerales	Esenciales	Accesorios
Silicatos	Piroxenos (principalmente diópsido-hedembergita), granates (principalmente andradita-grosularia), forsterita	Monticelita, ortoclase, plagioclasas, escapolita, turmalina, titanita
Hidrosilicatos	Serpentina, anfíboles, flogopita, humita, cloritoide	Pargasita, biotita, clinozoisita, epidota, cloritas, talco, hidrotalquita, grinalita, tynita
Boratos	Ludwigita, cotoíta	Suanita, fluoborita, wawrickita, sinhalita, serendibita
Oxidos	Magnetita, hematita, espinela, cuarzo	Periclase, brucita
Sulfuros	Pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita	Marcasita, bornita, menas grises
Otros	Calcita, magnesita, breinerita	Baritina, apatita, siderita, anquerita

TABELA 1. Minerais característicos de escarnitos cálcicos e magnesianos. (extraído de Smirnov, 1982).

se de vesuvianita, calcita, piroxênio e wollastonita. A zona principal é constituída essencialmente por granada e piroxênio salítico, sendo que a granada é formada por substituição da vesuvianita da zona externa. A zona interna é constituída por granada subcálcica e quartzo. O contato entre a zona principal e a zona externa é gradacional, marcada por venulações. O quartzo monzonito nas proximidades do contato com o escarnito apresenta-se substituído por paragênese de plagioclásio, piroxênio e quartzo.

Litsarev apud Smirnov (1982) estudou as variações composicionais de minerais dos escarnitos zonados de Emeldzhak - USSR. Verificou um aumento progressivo do teor em ferro nos piroxênios e granadas e do teor em cálcio dos plagioclásios e escapolitas em direção ao mármore.

Por outro lado Newberry (1982) verificou nos escarnitos de Pine Creek - Sierra Nevada aumento de ferro nas granadas e piroxênios em direção à fonte dos fluidos metassomáticos.

Nos escarnitos de Itaoca - SP também parece ocorrer o mesmo que em Pine Creek; os escarnitos proximais, situados no contato do mármore com o granito constituem-se de piroxênio rico no componente hedenbergita e granada rica em andradita, ao passo que os escarnitos mais distais são constituídos essencialmente por grossulária, wollastonita e diopsídio.

3 CONDIÇÕES FÍSICO-QUÍMICAS DE FORMAÇÃO

A característica mais importante que deve ser levada em conta na interpretação da gênese de escarnitos é o fato de os processos físico-químicos ocorrerem em um sistema termodinâmico aberto.

Korzhinskii (1936) define o conceito de mobilidade perfeita de constituintes durante metassomatismo e indica que o número de componentes móveis em solução representa graus adicionais de liberdade. Nesse sentido requer-se modificação na lei das fases de Gibbs.

Fontelle (1962) observou em escarnitos de Kamioka-Japão, formados no contato entre mármore e gnaisses as seguintes sucessões de paragêneses:

perfil A1: CC + DI / WO + DI / PL + DI / QZ + PL + DI.

perfil A2: CC + DI / WO + DI / ID + DI / PL + DI / QZ + PL + DI.
 perfil A3: CC + DI / ID + DI / PL + DI / QZ + PL + DI.

no perfil A3 ocorrem ainda as paragêneses GR + DI e GR + DI + ID. (CC = calcita, DI = diopsídio, WO = wollastonita, PL = plagioclásio, QZ = quartzo, ID = vesuvianita, GR = grossulária). Considerando que estas zonas se formaram a pressão e temperatura razoavelmente constantes e que a fração molar de CO_2 e atividades de MgO e CaO não deveriam ter variado muito, as paragêneses puderam ser explicadas unicamente com a variação das atividades de sílica e alumina ao longo dos perfis, estando envolvidas as seguintes reações:

Normalmente a pressão pode ser considerada constante durante os processos de escarnitização, visto não ser provável que haja erosão ou soterramento substancial e processos tectônicos que interfiram significativamente. As estimativas de pressão com base nas paragêneses são entretanto dificultadas por serem as reações de equilíbrio praticamente independentes da pressão total no intervalo entre 0 e 4 Kbar. Considerando-se que os fluidos metassomáticos exalados pelo magma em consolidação somente penetram nas encaixantes se superarem a pressão litostática, devemos considerar que escarnitos se formam somente a profundidades reduzidas. Em alguns casos há evidências de que os fluidos metassomáticos se encontravam em ebulição durante a formação de escarnitos (Einaudi et al, 1981). As estimativas da pressão atuante durante a formação de escarnitos, baseadas em reações metamórficas e evidências geológicas (estratigrafia), encontradas na literatura situam-se no intervalo de 0.2 a 3 Kbar (Tabela 2).

Temperatura e frações molares de H_2O e CO_2 nos fluidos tem

sido estimados com base em diagramas de equilíbrio de fases T x XCO_2 (Fig. 9). Devido à própria natureza do processo metassomático a proporção de CO_2 nos fluidos é caracteristicamente baixa, situando-se normalmente abaixo de 10% (Tabela 2). Assim a wollastonita, que em ambiente metamórfico regional se forma em rochas carbonáticas silicosas somente a temperaturas muito elevadas (acima de 700 °C a 2 Kbar), pela reação:

pode se formar em ambiente metassomático abaixo de 400 °C a $\text{XCO}_2 < 0.02$. Assim, durante a escarnitização ocorre drástica diminuição da fração molar de CO_2 nos fluidos que percolam as rochas carbonáticas, favorecendo a formação de minerais como wollastonita, grossulária, vesuvianita e zoisita/epídoto. Concomitantemente observa-se muitas vezes, especialmente se o processo for bimetassomático, aumento da fração molar de CO_2 nos líquidos coexistentes com o magma em consolidação, devido a processos de difusão.

A grande quantidade de alumínio mobilizada durante o metassomatismo (formação de granada rica na molécula grossulária) é surpreendente, visto ser normalmente um elemento pouco móvel e que se apresenta em teores muito reduzidos nas soluções residuais de magmas granitóides. A difusão de CO_2 para o granito ou rocha silicática adjacente aos escarnitos pode ser responsável por este fato. Burnham apud Kerrick (1977) demonstrou que a presença de CO_2 aumenta consideravelmente a concentração relativa de sílica e alumina na fase fluida coexistente com magmas granitóides.

Muitos estudos tem utilizado as temperaturas de homogenização de inclusões fluidas e razões isotópicas de O e S. A análise das inclusões fluidas é um método sensível para se determinar a sequência de eventos metassomáticos e alterações tardias. Estimativas de temperaturas na gênese de escarnitos mostram que as fases iniciais ocorrem a temperaturas da ordem de 550°C, podendo atingir até 800°C (Tabela 2).

TABELA 2. Estimativas de temperatura, pressão e composição de fluidos durante a formação de escarnitos (extraído de Finaudi, Meinert e Newberry 1981)

Locality, metals	Dominant ore minerals	Stage	Assemblage	Temperature (°C)	Pressure (kb)	X _{CO₂}	Salinity (wt % equiv. NaCl)	Carbon	Isotopic estimates source of components Sulfur	Oxygen	Reference
Mesonatal environments											
Osgood Mountains, Nev. W	Scheelite	Metamorphic	Forsterite-diopside; pyroxene-wollastonite-garnet	~550 ^{±2}	1.5-2 ²	<0.15 ^{±2}					Taylor and O'Neill (1977)
	Magnetite, scheelite	Early skarn	Garnet-pyroxene	~550 ^{±2}		<0.12 ^{±2}					
		Skarn	Andraditic garnet	~550 ^{±2}		<0.01 ^{±2}					
	Pyrite-chalcocopyrite	Hydrosilicate	Amphibole-epidote-quartz	480-350 ^{±2}							
		Sulfide-carbonate	Calcite + sulfides								
								Magmatic	Magmatic	Magmatic + meteoric	
Costabonne, Pyrenees, France W											
	Scheelite	Early magnesian skarn	Calcite-forsterite; diopside-andradite	550-450 ²	1.4-2.8 ²	0.2-0.1 ¹					Gay (1979)
	Scheelite-pyrrhotite-magnetite	Early calcic skarn	Grandite garnet	550-450 ²		0.05 ²					
	Pyrite-sphalerite	Hydrosilicate	Quartz-tremolite-talc-serpentine-brucite	450-350 ^{±2}			10-25 ²				
		Carbonate-sulfide	Calcite-sulfide-quartz	350-300 ^{±2}			10-25 ²	"Deep seated"	"Deep seated"		
Sierra Nevada, Calif. W											
	Scheelite	Early skarn	Garnet-pyroxene	650-600 ²	1.5-2 ²	<0.1 ²	4-8 ²				Kerrick (1977)
King Island, Tasmania W											
	Scheelite	Early skarn	Grandite garnet-hedenbergitic pyroxene	800-425 ²	>0.65 ² (boiling)	<0.1 ²	25-55 ²				Hing and Kwak (1979)
Pine Creek, Calif. W, Cu											
	Scheelite	Metamorphic	Dolomite-forsterite	600-500 ²	1-2 ²	0.2-0.3 ²					Brown (1980)
	Sulfides	Skarn	Garnet-pyroxene	550-450 ²		<0.1-0.2 ^{±2}		Magmatic			Brown and Bowman (1980)
		Hydrosilicate	Epidote-amphibole-sulfide-magnetite							Significant meteoric	
Elkhorn, Mont. ?											
	Magnetite-pyrrhotite	Metamorphic	Dolomite-periclase	575-615 ²	0.7-1.3 ^{±2}	0.05-0.1 ²					Bowman (1978)
	Pyrite-chalcocopyrite	Early skarn	Garnet-pyroxene-plagioclase	550-400 ²		0.04-0.25					
		Hydrosilicate	Epidote-calcite-chlorite	400-300				"Deep seated"		"Magmatic" + metamorphic	
Epizonal environments											
Ely, Nev. Cu											
	Magnetite	Early skarn	Garnet-pyroxene	575-420 ²	0.6-1.0 ²	<0.00 ²					Huang (1976)
	Chalcocopyrite-pyrite	Hydrosilicate	Quartz-actinolite-magnetite	445-315 ²	0.2-0.35 (boiling)		26-42 ²				
	Pyrite	Silica-pyrite	Quartz-pyrite-carbonate	385-240 ²	0.2-0.35 (boiling)		26-42 ²				
	Sphalerite-galenite	Late veins	Sphalerite-pyrite	100 ²					Non-sediment		
Vancouver Island, B.C., Canada Fe											
	Magnetite-pyrite-arsenopyrite	Early skarn	Garnet-pyroxene		0.5-1.0 ²		<26 ²				Huang (1976)
	Chalcocopyrite-pyrite-pyrrhotite	Hydrosilicate	Amphibole-calcite-chlorite	465-402 ²							
		Quartz-calcite-sulfide	Quartz-chlorite-ilvaite	340-290 ²							
Washington Camp, Ariz. Cu, Pb, Zn, Ag											
	Magnetite	Early skarn	Andradite	490-390 ²	<0.5	<0.1 ²	10-26 ²				Series (1978)
	Sulfides	Early skarn	Mn-silite, garnet	440-400 ²	(boiling)		10-26 ²				
		Hydrosilicate	Quartz-calcite-talc	380-210 ²							
Santa Rita, N. Mex. Cu											
	Magnetite, chalcocopyrite	Early skarn	Andradite-quartz-diopside	425-325 ²		<0.1 ²	5-10 ²				Ahmad and Rose (1980)
	Pyrite, chalcocopyrite	Hydrosilicate	Chlorite-siderite-actinolite-quartz	450-250 ²	0.33-0.12 (boiling)		>26				
Copper Canyon, Nev. Cu, Au, Ag											
	Magnetite	Early skarn	Andradite-diopside	500-450 ²	0.38	low ²	20 ²				Theodore and Blake (1978)
	Pyrrhotite-chalcocopyrite	Hydrosilicate	Actinolite-epidote	425-300 ²	0.12 (boiling)		30-45 ²			Magmatic + meteoric	
	Pyrite-chalcocite	Late	Calcite-quartz-hematite	220-160 ²			diffuse				

Frequentemente as paragêneses iniciais anidras de alta temperatura dos escarnitos proximais são posteriormente substituídas por paragêneses hidratadas concomitantemente com a modificação metassomática da sua composição e formação distal de escarnitos de baixa temperatura. As paragêneses retrógradas hidratadas formam-se a temperaturas variáveis entre 450 e 200°C (Tabela 2).

A composição dos fluidos tem sido estimada com base nas paragêneses e salinidade de inclusões fluidas. Meinert (1987) verificou em escarnitos de New Mexico - USA que os piroxênios se tornam gradativamente mais ricos em Mn à medida que a distância da fonte dos fluidos aumenta, ao passo que os mais proximais são magnesianos. Na interpretação de Meinert (op. cit.) os fluidos depositaram inicialmente Mg, depois Fe e, já longe do pluton, Mn. Inclusões fluidas nos piroxênios apresentam nestes escarnitos temperaturas de homogenização de 400°C nas porções proximais, decrescendo para < 320°C nas porções distais.

Estudos de salinidade e composição dos fluidos aprisionados durante os vários estágios da gênese de escarnitos podem indicar a evolução dos fluidos no espaço e no tempo. Em geral as salinidades decrescem durante os estágios retrógrados, aumentando entretanto as proporções de Fe e S. Os principais sais transportados pelos fluidos são NaCl, KCl, FeCl_2 , CaCO_3 , CaCl_2 , FeSO_4 e CaSO_4 . São conhecidos também fases sólidas nas inclusões fluidas, tratando-se dos sais acima referidos, demonstrando que as soluções são frequentemente muito ricas em íons de Cl principalmente. Ocorrem também FeS, Fe_2O_3 , ZnS, MoS, NaAlCO_3 e silicatos. Os metais são transportados aparentemente na forma de cloretos, que são precipitados por reação com as rochas carbonáticas ou previamente escarnitizadas (Kwak 1987). Os fluidos finais são aparentemente os responsáveis pela deposição de sulfetos de Fe e Cu, frequentemente substituindo piroxênios e granadas.

As reações de oxidação e sulfetação de hedenbergita e andradita foram determinadas experimentalmente por Burton et al. (1982) e Gamble (1982). Estes autores mostraram que com decréscimo de temperatura e/ou aumento nas fugacidades de S_2 ou O_2 a hedenbergita torna-se instável, sendo substituída por andradita + magnetita + quartzo ou andradita + pirrotita +

quartzo. Estas reações são aparentemente as responsáveis pelo fenômeno comum de substituição retrógrada de piroxênios por granadas, e explicam também o fato de mineralizações sulfetadas ocorrerem caracteristicamente nas porções granatíferas dos escarnitos.

Estudos de razões isotópicas de S e O mostraram que os fluidos metassomáticos são predominantemente de filiação magmática ou "profunda", passando entretanto a ter contribuição meteórica nos estágios retroativos tardios (Einaudi, Meinert e Newberry 1981)(Tabela 2).

4 CLASSIFICAÇÃO

A classificação de escarnitos não é assunto simples, devido ao grande número de fatores envolvidos. As dificuldades já começam com a definição, que em vista dos processos formadores tem necessariamente conotação eminentemente genética.

A zonalidade observada em escarnitos bimetassomáticos ou metamórficos, formados entre mármores e rochas pelíticas ou anfibolíticas pode ser idêntica àquela originada por metamorfismo isoquímico de uma sequência sedimentar carbonática gradando para margas e/ou folhelhos. Este fato entre outros, torna uma definição puramente descritiva problemática.

Muitos autores aceitam como escarnitos verdadeiros somente aqueles formados por substituição metassomática de rochas carbonáticas por fluidos oriundos de um magma granitóide em consolidação.

Pertsev (1988), segundo J.M.V. Coutinho (comunicação pessoal) apresentou para a Subcomissão de Rochas Metamórficas da IUGS definição de escarnito como "rocha metassomática silicática com minerais de Ca e/ou Mg e/ou Fe e/ou Mn, arranjos em zonas" e, escarnóide como "rocha constituída por minerais que aparecem tipicamente em escarnitos, mas na qual falta arranjo zonal ou em que uma origem metassomática não é evidente".

Verifica-se que para chamar uma rocha de escarnito é aparentemente necessário conhecer antes a gênese, o que nem sempre é simples. Além disso é dado valor substancial ao arranjo em zonas. Não é entretanto mencionada escala para a caracterização do zoneamento que, nem sempre existe, quer por ser o escarnito constituído por uma zona só ou por ter sido

mascarado por processos retrógrados ou pelo fato de a rocha original ser bandada, com intercalações mais pelíticas. É também possível que as soluções metassomatizantes percolem simultaneamente um sistema denso de fraturas, resultando um escarnito maciço ou com zoneamento reconhecível somente em escala microscópica.

Outras definições caracterizam o escarnito como rocha carbonática metassomatizada, com introdução de grandes quantidades de Si, Al, Fe e Mg. Evidentemente estas definições excluem os chamados endoescarnitos, formados pela introdução de Ca e CO_2 no granito ou rocha silicática em contato com a rocha carbonática.

Assim, aparentemente escarnitos não podem ser definidos pelas características intrínsecas da rocha mas sim, pelo processo genético.

A classificação de escarnitos tem sido proposta de diversas maneiras, variando principalmente o critério adotado ou, a hierarquia de critérios. De maneira geral é considerado o conjunto de rochas formadas durante o processo metassomático independentemente das variações litológicas internas.

Einaudi & Burt (1982) agrupam os exoescarnitos em cálcicos e magnesianos. Esta separação leva em conta em princípio o caráter cálcico ou magnesiano da rocha carbonática original, que normalmente é refletido na composição final do escarnito. Há entretanto casos em que escarnitos ricos em magnésio são substituídos posteriormente por escarnitos ricos em cálcio (Einaudi & Burt op. cit.). Sendo os escarnitos cálcicos os mais comuns e portadores da maior parte das mineralizações econômicas, estes são divididos em cinco classes de acordo com os principais minerais de minério contidos. Os autores acima citados reconhecem escarnitos mineralizados em ferro, tungstênio, cobre, zinco-chumbo e estanho-tungstênio. Esta classificação é eminentemente pragmática e não tem aparentemente fundamento petrológico. Entretanto cada uma dessas classes tem feições distintas quanto a dimensões, teores de metais, ambiência tectônica, composição de rochas ígneas associadas, mineralogia etc. (Tabela 3), de modo que a classificação proposta adquire coerência, ainda que estatística. É por sua simplicidade a classificação mais adotada.

	Iron	Tungsten (reduced)	Copper	Zinc-lead	Tin-tungsten
Typical size	5-200 m.t.	0.1-2 m.t.	1-100 m.t.	0.2-3 m.t.	0.1-3 m.t.
Typical grade	40% Fe	0.7% WO ₃	1-2% Cu	9% Zn, 6% Pb, 5 oz/ton Ag	0.1-0.7% Sn
Metal associated	Fe, (Cu, Co, Au)	W, Mo, Cu, (Zn, Bi)	Cu, (Mo, Zn, W)	Zn, Pb, Ag, (Cu, W)	Sn, F, W, (Be, Zn)
Tectonic setting	Oceanic island arc; rifted continental margins	Continental margin, syn- to late orogenic	Continental margin, syn- to late orogenic	Continental margin, syn- to late orogenic	Continental; late to postorogenic or anorogenic
Associated igneous rocks	Gabbro to syenite; mostly diorite, some with diabase	Quartz diorite to quartz monzonite, rarely alaskite	Granodiorite to quartz monzonite	Plutons commonly absent; granodiorite to granite, diorite to syenite	Granite
Cogenetic volcanics in ore zone	Common; basalt; andesite	Absent	Rare; andesite, quartz latite	Absent	Absent
Pluton morphology	Large to small stocks, dikes	Large plutons, batholiths	Small stocks, dikes, breccia pipes	If present, stocks and dikes	Stocks, batholiths
Alteration in igneous rocks					
Endoskarn	Extensive in plutons, volcanics; epidote-pyroxene	Very local; pyroxene-plagioclase	Local; epidote-pyroxene-garnet	Local, but intense; epidote-pyroxene-garnet	Very rare
Other	Extensive Na silicates	Local quartz-biotite-muscovite-sulfide	Can be very extensive (e.g., porphyry Cu); biotite-orthoclase, quartz-sericite-pyrite	Local argillic, propylitic	Extensive greisen
Exoskarn composition	High in Fe; low in S, Mn	High in Al, Fe; low in S	High in Fe, S; low in Al, Mn	High in Fe, Mn, S; low in Al	High in Al, F; low in Fe, S
Early minerals	Ferrosalite (Hd ₂₀₋₃₀), grandite (Ad ₃₀₋₃₅), epidote, magnetite	Ferrosalite-hedenbergite (Hd ₆₀₋₉₀ , Jo ₁₀₋₂₀), grandite (Ad ₁₀₋₃₀), idocrase, wollastonite	Andradite (Ad ₈₀₋₁₀₀), diopside (Hd ₅₋₃₀), wollastonite	Manganooan hedenbergite (Hd ₃₀₋₉₀ , Jo ₁₀₋₄₀), andraditic garnet (Ad ₂₀₋₁₀₀ , spessartine ₂₋₁₀), bustamite, rhodonite	Idocrase, spessartine-rich grandite, Sn andradite, malayaite, danburite, datolite
Late minerals	Amphibole, chlorite, ilvaite	Spessartine (s ₃₅)-almandine (s ₄₀)-grandite, biotite, hornblende, plagioclase	Actinolite, (chlorite, montmorillonoids)	Mn actinolite, ilvaite, chlorite, dannemorite, rhodochrosite	Amphibole, mica, chlorite, tourmaline, fluorite
Ore minerals	Magnetite, (chalcopryrite, cobaltite, pyrrhotite)	Scheelite, molybdenite, chalcopryrite, (sphalerite, pyrrhotite, magnetite, pyrite, Bi ^o)	Chalcopryrite, pyrite hematite, magnetite, (bornite, pyrrhotite, molybdenite, tennantite)	Sphalerite, galena, pyrrhotite, pyrite, magnetite, (chalcopryrite, arsenopyrite)	Cassiterite, (scheelite, sphalerite, pyrrhotite, magnetite, pyrite, arsenopyrite.)

Notes: Based on Einaudi et al. (1981). Size expressed in millions of tons (m.t.). Range of garnet and pyroxene compositions (mole %) encompasses the most typical compositions of all studied examples. Garnet expressed as andradite (Ad), spessartine, and almandine—remainder is grossularite. Pyroxene expressed as hedenbergite (Hd) and johannsenite (Jo)—remainder is diopside. Ore minerals and metals in parentheses are relatively less abundant. Tungsten skarns summarized here are reduced types, as defined in Einaudi et al. (1981, table 6). Although magnetite is mined from many skarn types, the Fe skarns summarized here are those dominated by magnetite and occurring with mafic to intermediate plutonic and volcanic rocks (Einaudi et al., 1981, table 3)

TABELA 3. Características principais das cinco classes de escarnitos cálcicos segundo Einaudi & Burt (1982).

Outros autores preferem utilizar critérios de cunho mais petrológico, classificando os escarnitos de acordo com a temperatura (escarnitos de alta e baixa temperatura), distância do contato com corpo ígneo (escarnitos proximais e distais) ou de acordo com o grau de oxidação (escarnitos oxidados e escarnitos reduzidos). Há uma certa superposição destes critérios, visto que os escarnitos distais são geralmente também os de mais baixa temperatura. Por outro lado estes critérios perdem seu significado quando, como normalmente ocorre, o escarnito se desenvolveu em condições físico-químicas variáveis. Assim a temperatura decresce gradualmente causando a superposição de paragêneses distintas, acompanhada de variação na fugacidade do oxigênio ou enxofre. Deste modo um escarnito inicialmente reduzido e de alta temperatura, rico em hedenbergita e molécula almandina na granada pode num segundo estágio, a temperaturas mais baixas converter-se total ou parcialmente em escarnito oxidado, rico em diopsídio e andradita.

Pertsev (1988) seguindo o esquema recomendado pela Comissão Terminológica do Comitê Petrológico da Academia Soviética de Ciências, que classifica as rochas segundo a hierarquia tipo - classe - grupo - série - família - espécie - variedade propõe para as rochas metassomáticas (classe) 4 grupos:

- A - Metassomatitos ácidos
- B - Metassomatitos alcalinos
- C - Metassomatitos alcalino terrosos
- D - Metassomatitos de contato/reação

O grupo dos metassomatitos de contato/reação é subdividido nos subgrupos:

- I - Subgrupo de frente magmática
- II - Subgrupo pós-magmático

Do primeiro Subgrupo faz parte a Série dos escarnitos magnesianos do estágio magmático, constituído pelas Famílias Forsterita-Espinélio, Monticelita, Hiperstênio, etc. Do segundo Subgrupo fazem parte as séries dos escarnitos magnesianos, representados pelas Famílias Flogopita, Pargasita, etc. e dos escarnitos cálcicos, representados pelas Famílias Wollastonita, Piroxênio-Granada, Piroxênio-Epídoto, etc. (Tabela 4).

TABELA 4. Classificação de rochas metassomáticas proposta por Pertsev (1988).

No que tange aos escarnitos, o sistema de Pertsev (1988) é bastante simples. Os escarnitos magnesianos do estágio magmático são considerados os únicos que se formam durante a intrusão do magma, supostamente por bimetassomatismo. O Subgrupo pós-magmático se formaria após a consolidação do magma por processos de infiltração de fluidos expelidos da rocha ígnea. A subdivisão dos escarnitos em cálcicos e magnesianos é semelhante à de Einaudi & Burt (1982). Quanto às famílias, este esquema tem a vantagem de adotar nomes puramente descritivos representando a mineralogia. Estranhamente Pertsev (op. cit) indica que as famílias correspondem a colunas metassomáticas e cada zona distinta a uma espécie. A julgar pelos nomes adotados para as famílias, estes parecem representar paragêneses distintas, seguindo que representam zonas e não o conjunto escarnítico como um todo. Ressalta também o fato de a classificação de Pertsev (op. cit) considerar aparentemente exclusivamente os escarnitos relacionados geneticamente a rochas magmáticas, omitindo os escarnitos metamórficos.

Kwak (1987) restringindo-se aos escarnitos tungsteníferos e estaníferos adota sistema de classificação que leva em conta o estado de oxidação, temperatura, ambiente (magmático ou metamórfico), greisenização e mineralogia (Tabela 5).

Este esquema se baseia em uma série de generalizações. Verifica-se que escarnitos metamórficos não apresentam mineralizações de estanho, ao passo que nos escarnitos estaníferos é dada grande importância à presença ou superposição de processos greisenizantes.

Em suma, há aparentemente consenso entre os diversos autores de classificar os escarnitos em primeira linha conforme o caráter cálcico ou magnesiano e conforme a temperatura ou distância do plúton.

- I W-Skarns containing little or no Sn
 - 1. Oxidized examples. Related to granitoids
 - (a) Magnetite-Andradite type
 - (b) Andradite type
 - 2. Reduced examples. Related to granitoids
 - (a) Grossularite (-Andradite or -Almandine) type
 - (b) Grossularite-Almandine type
 - 3. Polymetallic with only minor W. Related to granitoids
 - 4. W-skarns in regional metamorphic terrains Unrelated to granitoids
- II Sn-skarns with or without high W
 - A. Proximal. High Temperature. Non-Greisen
 - 1. Oxidized examples
 - (a) Magnetite type
 - (b) Andradite type
 - 2. Reduced examples
 - (a) Magnetite-fluorite-vesuvianite type
 - (b) Forsterite-pyroxene-spinel type
 - B. Usually Proximal. High Temperature. Greisen
 - 1. Greisenized skarn type
 - 2. Greisen skarn type
 - C. Distal. Low Temperature. Non greisen
 - 1. Magnetite type
 - 2. Pyrrhotite type
 - 3. Pyrite type

TABELA 5. Classificação de escarnitos de W-Sn segundo Kwak (1987)

CAPITULO 3

GEOLOGIA

1 GEOLOGIA REGIONAL

O sul do Estado de São Paulo e regiões limítrofes do Estado do Paraná é formado por conjuntos litológicos de idades arqueana, proterozóica e eopaleozóica, recobertos ao norte pelas camadas fanerozóicas da Bacia do Paraná. Tem sido objeto de estudos desde o século passado mas nas décadas de 70 e 80 trabalhos específicos em grande número propuseram sucessivas alterações estratigráficas e, nos últimos anos, diversas sínteses regionais foram publicadas.

Em linhas gerais reconhecem-se na região um Complexo Costeiro, constituído essencialmente de rochas gnáissicas e migmatíticas, núcleos granulíticos arqueanos preservados (Serra Negra, Itatins) e, rumo ao interior do continente, uma sucessão de unidades metassedimentares terrígenas e químicas, com contribuições parciais vulcânicas, dispostas em faixas de orientação geral NE freqüentemente delimitadas por importantes falhamentos. Este conjunto acha-se intrudido por um grande número de corpos granitóides, entre os quais o de Itaoca, encaixante dos enclaves metassedimentares hospedeiros dos escarnitos estudados neste trabalho. Alguns deste corpos atingem dimensões batolíticas, como os de Tres Córregos e Cunhaporanga entre outros. Em tempos meso e cenozóicos a região foi palco de diversos episódios de magmatismo alcalino. Destacam-se ainda centenas de diques básicos de orientação geral NW associados ao Arco de Ponta Grossa e Lineamento de Guapiara. (Fig. 8).

Nos trabalhos mais antigos, a maior parte dos metassedimentos proterozóicos dessa área eram referidos como "rochas da região de Assunguy" (Derby 1878) ou "Série Assunguy" (Oliveira 1927). Uma hierarquização das unidades litológicas no Grupo Açungui foi proposta por Marini et al. (1967) e, a medida em que se publicaram trabalhos de detalhe, novas subdivisões no Grupo foram sendo sugeridas. Entretanto, não foi possível atingir consenso quanto aos limites das unidades e critérios de interpretação adotados pelos diferentes autores.

Hasui et al. (1984) apresentam proposta de empilhamento

- SEDIMENTOS RECENTES
- ROCHAS ALCALINAS INTRUSIVAS MESOZÓICAS
- COBERTURAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS. BACIA DO PARANÁ
- GRANITÓIDES PÓS-TECTÔNICOS
- COMPLEXOS GRANITÓIDES
- TC = TRÊS CÔRREGOS - AG = AGUDOS GRANDES - CP = CUNHAPORANGA

FORMAÇÃO ITAIPOCOCA	SUBGRUPO LAGEADO	FORMAÇÃO IPORANGA	FORMAÇÃO PERAU	FORMAÇÃO CAPIÚ
FORMAÇÃO ÁGUA CLARA	FORMAÇÃO SETUVA	FORMAÇÃO EMBU INDIVISO		
COMPLEXO APIAI MIRIM	COMPLEXO GNAÍSSICO MIGMATÍTICO/COSTEIRO			

FIGURA 8. Síntese geológica regional. (segundo Campanha 1987)

estratigráfico regional, iniciando-o com o Complexo Costeiro formado pelo embasamento gnáissico-migmatítico antigo, expressivos corpos granulíticos e restritas manchas metassedimentares, de idade arqueana. O Complexo Costeiro é recoberto por extensa área interior constituída por metassedimentos diversos, metavulcânicas e metabasitos, agrupados no Complexo Setuva, também arqueano. Sobre o Complexo Setuva ocorrem tres faixas de orientação geral NE e idade proterozóica superior, denominados de Itaiacoca, Açungui e Capiçu, com status de grupos. No fim do Proterozóico e Eopaleozóico, durante o ciclo termo-tectônico Brasileiro, ocorreu a intrusão de corpos granitóides sin e pós-tectônicos.

Outros autores propõem empilhamentos e agrupamentos distintos. A bem da clareza e homogeneidade seguem-se neste trabalho a nomenclatura e definições adotadas por Campanha et al. (1988) para as diversas unidades aqui descritas. Estes autores realizaram compilação dos conhecimentos geológicos da Folha Itararé 1:250.000 sugerindo um empilhamento estratigráfico sem contudo agrupar as unidades individuais em categorias maiores e sem atribuir-lhes idades absolutas. Reconheceram; um conjunto granulito-gnáissico (Complexo Costeiro), em parte migmatizado e contendo rochas supracrustais subordinadas (Sequência Cachoeira); um Complexo Gnáissico-Migmatítico, que englobaria, pelo menos em parte, rochas do Complexo Costeiro retrabalhadas, constituindo-se de migmatitos diversos e granitóides de anatexia. Sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico, ou possivelmente como extensão lateral deste, dispõe-se a Formação Setuva, e mais ao norte, provavelmente com a mesma idade, mas em descontinuidade física, a Formação Água Clara. Silva & Algarte (1981) observaram passagens, por vezes transicionais, entre ectinitos da Formação Setuva e o Complexo Gnáissico-Migmatítico. Desta maneira seria concebível um evento gerador tanto do metamorfismo da Formação Setuva como da migmatização do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Segundo Campanha et al. (1988), o substrato Setuva-Água Clara e unidades mais antigas estão recobertos pelas formações Perau, Iporanga, Itaiacoca (Capiçu no Estado do Paraná) e pelo Subgrupo Lageado além de outras unidades menores correlatas.

A Formação Setuva inclui uma unidade basal clástica constituída por paragneisses, micaxistos, xistos aluminosos e

quartzo xistos que ocorrem no Anticlinal do Setuva (Scholl et al. 1982), correspondendo ao que em São Paulo é denominado Sequência Turvo-Areado (Silva & Algarte 1981), e uma unidade superior conhecida em São Paulo por Sequência Cajati (Silva & Algarte, op. cit.) de grau metamórfico mais baixo e constituída por xistos finos e filitos.

A Formação Água Clara como definida por Marini et al. (1967) é constituída por uma sequência carbonática impura posicionada no topo do Grupo Açungui, não obstante ter Pontes (1982) concluído ser basal sua posição estratigráfica. Este autor identifica duas fácies: um vulcano-sedimentar basal, e outro, essencialmente carbonático. O primeiro constitui-se de uma sucessão rítmica de camadas metapelíticas, metapsamíticas, mármore silicosos e rochas vulcânicas formadas em ambiente marinho profundo. O segundo constitui-se de rochas essencialmente carbonáticas, destacando-se mármore calcíticos e dolomíticos, cálcio xistos e mica xistos, com quartzitos micáceos subordinados. Bistrichi et al. (1985) observaram na Formação Água Clara metamorfismo crescente de SE para NW, iniciando-se com a zona da actinolita e aumentando até a zona da forsterita e apresentando porções migmatizadas.

A Formação Itaiacoca compõe-se de espessos pacotes carbonáticos, psamíticos e pelíticos de padrão estrutural simples e grau metamórfico baixo a incipiente. Os mármore são predominantemente dolomíticos tendo sido localmente identificados estromatólitos (Almeida 1956). Segundo Petri & Suguio (1969) trata-se de uma sequência plataformar de águas rasas e litorâneas. Trein et al. (1985) observaram ainda expressivo vulcanismo máfico a intermediário e Theodorovicz et al. (1986) uma "sequência vulcânica bimodal derivada de magmas alcalinos no campo dos basaltos toleíticos oceânicos".

A Formação Perau tem sido conceituada de diversas maneiras. Scholl et al (op. cit.) incluem esta unidade na Formação Setuva, constituindo-se de uma Sequência Vulcano-Sedimentar, uma Sequência Química Superior e uma Sequência Química Inferior. A Sequência Vulcano-Sedimentar é formada de metapelitos (ardósias, filitos, xistos) com freqüentes intercalações de metabasitos e metavulcânicas além de quartzitos, mármore, rochas calciossilicáticas, metaconglomerados, restritas formações

ferríferas e depósitos sulfetados. A Sequência Química Superior compreende um pacote de metapelitos, mármore calcísticos e dolomíticos além de metapelitos carbonáticos e carbonosos. A Sequência Química Inferior consiste essencialmente de espesso pacote de quartzitos interpretados como metachertes (Scholl et al. 1982).

A Formação Capiçu é essencialmente idêntica à Formação Itaiacoca na concepção de Bigarella & Salamuni (1958).

A Formação Iporanga ocorre em estreita faixa entre a Formação Perau e o Subgrupo Lageado. Constitui-se de metapelitos com níveis e lentes de metabrechas e metaconglomerados polimíticos. As características estruturais e composicionais sugerem tratar-se de corridas de lama em meio aquático do tipo "wildflisch" (Campanha et al. 1988).

O Subgrupo Lageado corresponde ao Grupo Açungui "sensu stricto" de Hasui et al. (1984). É a unidade encaixante do Granito Itaoca, cuja intrusão praticamente segmenta a unidade em uma porção NE e outra SW (Fig. 9). Trata-se de uma sequência plataformar de águas rasas (Petri & Suguió 1969) constituída por espessos pacotes de composições carbonáticas e psamo-pelíticas. Hasui et al. (op. cit.) subdividem a unidade em 5 formações propondo as seguintes denominações formais, da base para o topo:

- 1 - Formação Betari, composta de filitos, xistos finos, quartzitos e metaconglomerados com gradações ocasionais para termos carbonáticos.
- 2 - Formação Bairro da Serra, constituída de calcários e dolomitos cinzentos finos, relativamente puros, com intercalações de filitos, cálcio filitos e calcarenitos.
- 3 - Formação Água Suja, análoga à Formação Betari.
- 4 - Formação Furnas, análoga à Formação Bairro da Serra.
- 5 - Formação Serra do Boa Vista, análoga às Formações Betari e Água Suja.

Campanha et al. (op. cit) incluem ainda no Subgrupo Lageado, acima da Formação Serra do Boa Vista, a Formação Passa Vinte, constituída de mármore cinzentos, em geral bandados e a Formação Gurutuba, esta, formada por um pacote de metassedimentos rítmicos muito finos com estratificações cruzadas e outras estruturas sedimentares preservadas. A Formação Gurutuba contém também

LEGENDA

FIGURA 9. Geologia do Granito Itaoca e encaixantes. (compilado de Campanha et al. 1988 e Mello et al. 1985b)

metassiltitos, filitos carbonáticos, mármore, rochas calciossilicáticas, metarenitos, e é intercalada pelo Gabro de Aplaf (Fig. 9).

Os diversos corpos de rochas graníticas intrusivas nas unidades metassedimentares tem sido alvo de considerações por diversos autores.

Melcher et al. (1973) agruparam os granitóides da Folha Itararé 1:250.000, em quatro tipos com base em características petrográficas e texturais. Reconheceram o tipo porfiróide, predominante na região, representado entre outros pelos granitos Três Córregos, Agudos Grandes, Cunhaporanga, Itaoca e Espírito Santo; o tipo equigranular, representado pelos granitos Mandira, Guaraú e Alto Turvo; o tipo migmatítico, tendo como único representante o Maciço de Itapeúna; e um quarto tipo correspondente a granitos pórfiros, que ocorrem em diques e pequenos "stocks".

Este agrupamento é essencialmente concordante com as propostas de classificação recentes resultantes de estudos em corpos graníticos individuais. O Maciço de Itapeúna tem sido entretanto atribuído ao Complexo Gnáissico-Migmatítico (Campanha et al. 1988).

Kaul et al. (1982) e Kaul (1984) definem a Suíte Intrusiva Serra do Mar, constituída por um grupo de granitos anorogênicos associados a distensão crustal, "rifteamento" e afinamento da crosta no final do Proterozóico e início do Paleozóico. São corpos graníticos nitidamente intrusivos, discordantes, constituídos por variedades alcalinas e peralcalinas, diversificados em granitos, biotita granitos, hornblenda granitos, microgranodioritos, granitos cataclásticos, sienitos, quartzo sienitos sódicos e riebeckita-aegirina granitos. São sobretudo do tipo I ou A. Correspondem na região aos granitos do Tipo Equigranular de Melcher et al. (op. cit.).

O Maciço Granítico Três Córregos, considerado tradicionalmente como um dos maiores batólitos do Sul do Brasil, teve sua conceituação bastante modificada nos últimos anos, em decorrência de mapeamentos geológicos efetuados na escala 1:50.000 por Chiodi Filho et al. (1983), Takahashi et al. (1984), Bistrichi et al. (1985) e Theodorovicz et al. (1986), além de estudos efetuados por Hasui et al. (1984). Estes autores mostram

que na área considerada anteriormente ocupada pelo Granito Três Córregos existe na realidade um conjunto formado por ortognaisses e subordinadamente migmatitos (Complexo Apiaí-Mirim) atribuídos ao Arqueano ou Proterozoico Inferior, corpos graníticos pós-tectônicos e uma grande área de exposição de supracrustais (Formação Água Clara). Os granitos se dividem em: 1) rochas porfiróides de composição variável (granitos, quartzo monzonitos, quartzo monzodioritos e granodioritos).

2) rochas com afinidades alcalinas, altamente diferenciadas (Suite Intrusiva Serra do Mar de Kaul, 1984).

O Granito Itaoca sendo encaixante dos escarnitos estudados no presente trabalho será descrito adiante em maior detalhe.

Para a região tem sido propostos diversos modelos de evolução geológica envolvendo essencialmente o ciclo clássico de abertura de oceano e colisão de continentes ou, alternativamente, como prefere Hasui (1986) uma evolução essencialmente ensiática.

2 GEOLOGIA LOCAL

2.1 Características Gerais

As rochas de filiação metassomática, objeto do presente estudo, ocorrem no interior e bordas de enclaves e possíveis tetos pendentes metassedimentares que afloram na porção central do Maciço Granítico de Itaoca. Pela ação térmica do corpo magmático as rochas metassedimentares dos enclaves, assim como as encaixantes originaram hornfels diversos e mármore.

Mello & Silva (1984) verificaram que o grau pirometamórfico destas rochas e, no geral, mais elevado nos enclaves do que nas bordas do maciço. Esta observação aliada ao fato de a topografia da área dos granitóides formar uma depressão morfológica bordejada por serranias constituídas pelos granitóides marginais e rochas encaixantes levou estes autores a postular modelo de intrusão que preconiza a ascensão do corpo magmático com as bordas já relativamente resfriadas e rígidas. A grande quantidade de enclaves encontrados na porção central do maciço indica que a superfície atualmente exposta pela erosão estaria próxima ao teto da intrusão.

Os enclaves metassedimentares afloram nas proximidades da localidade de Itaoca em área de aproximadamente 2,5 Km².

Constituem-se de pacotes de mármore e hornfels pelíticos com intercalações e gradações para rochas de composição calciossilicática e metabasitos. Processos metassomáticos associados ao resfriamento do magma granítico afetaram os mármore ao longo dos contatos e em veios, originando rochas escarníticas. Em menor proporção estes processos atuaram também sobre as rochas pelíticas e calciossilicáticas e no próprio granito, originando neste caso, endoescarnitos.

2.2 O Granito Encaixante

O Maciço granítico de Itaoca constitui um corpo de forma ligeiramente elíptica com eixo maior na direção leste-oeste. Trata-se de corpo eminentemente circunscrito e intrusivo, o que se evidencia pelos contatos nítidos e discordantes com as rochas encaixantes assim como pelas feições termometamórficas associadas.

Mello et al. (1981) sugerem para o maciço uma origem polidiapírica, ressaltando que em imagens de sensoriamento remoto aparecem várias feições estruturais de grande e médio porte, circulares e elípticas. Estes autores distinguem duas suites granitóides designadas informalmente de Suite Granitóide Itaoca e Suite Granitóide Saltinho (Fig. 9).

A Suite Granitóide Itaoca é a predominante, sendo a unidade "encaixante" dos enclaves investigados. Constitui-se de rochas porfiróides estruturalmente isótropas ou levemente orientadas de granulação média e coloração cinzenta, que se tornam esbranquiçadas, amareladas ou avermelhadas quando intemperizadas. Composicionalmente predominam granitos 3b e quartzo monzonitos. Feições de tectônica rígida são freqüentes, ocorrendo falhamentos normais e fraturamentos múltiplos freqüentemente preenchidos por veios de quartzo, alinhados nas direções N 45-55 W, N 30-40 E e N 5-25 W (Mello et al. op. cit.).

A Suite Granitóide Saltinho é constituída por granitos 3a e 3b, quartzo monzonitos e quartzo sienitos róseos leucocráticos. A textura é no geral equigranular hipidiomórfica, raramente inequigranular ou porfiróide. A mineralogia básica destas rochas reúne microclínio, oligoclásio, quartzo e mais raramente, muscovita (Mello et al. 1981).

2.3 Os Enclaves Estudados

Na porção central do maciço granítico, imediatamente ao Norte da localidade de Itaoca, ocorre expressiva área de afloramento de rochas metassedimentares termometamorfosadas (Fig. 9). Este conjunto de enclaves ocupa área de aproximadamente 2,5 Km² e compõe-se de blocos separados por diques e apófises granitóides e, em média rotacionados 50 graus no sentido anti-horário, relativamente às direções regionais das camadas (N 30 E). Estes enclaves de dimensões individuais da ordem de centenas de metros compõem-se de hornfels pelíticos e calciossilicáticos, além de espessos pacotes de mármore. Especialmente ao longo dos contatos dos mármore com os granitóides desenvolveram-se escarnitos. A mineralogia destas rochas inclui: granadas, clinopiroxênios, wollastonita, vesuvianita, epidoto, albita e calcita. Os escarnitos apresentam frequentemente mineralizações de tungstênio (scheelita) ou cobre (calcopirita, bornita) e ouro e, mais raramente, molibdênio (molibdenita).

O bloco aflorante no extremo nordeste do conjunto de enclaves, em localidade denominada Bairro do Gurutuba, foi mapeado em detalhe por Mello et al. (1985b, 1988) (Fig. 10). Trata-se de bloco alongado de aproximadamente 400 x 600 m com eixo maior na direção N 25 W; a dimensão vertical é superior a 200 m, já que, a esta profundidade, sua raiz não foi atingida por furos de sondagem rotativa. O acamamento orienta-se segundo estrutura anticlinal, com plano axial vertical posicionado na porção central do bloco e orientado paralelamente à sua direção de alongamento. Os flancos apresentam mergulhos da ordem de 60-70 graus nos sentidos NE e SW, respectivamente.

O núcleo da estrutura é ocupado por quartzitos, muscovita-quartzo hornfels e muscovita hornfels porfiroblásticos, maciços, que afloram somente na forma de blocos decimétricos rolados. Seguem-se de ambos os lados pacotes de mármore brancos ou cinzentos, marrons ou esverdeados, e bandados quando impuros. Estes mármore passam gradualmente para sequência rítmica de hornfels bandados calciossilicáticos e pelíticos com intercalações de termos básicos.

Em diversos pontos denominados GURUTUBA I, II e III (vide fig. 10) afloram escarnitos com características distintas.

FIGURA 10. Geologia das ocorrências de escarnitos do Bairro do Gurutuba. (modificado de Mello et al. 1988).

No ponto GURUTUBA III, afloram na forma de blocos e matacões, rochas verde escuras com bandas e bolsões marrons de espessura decimétrica constituídos de salita escarnitos e granada escarnitos (Foto 2). Os blocos se encontram ao longo dos contatos entre quartzo monzonitos da Suite Granitóide Itaoca e mármore mais ou menos puros (Fig. 11 e 12). Encontraram-se, também nesta zona, blocos de rochas calciossilicáticas esverdeadas parecendo constituir, pelo menos em parte, litotipos de transição escarnito-mármore. Não se descarta entretanto a possibilidade de haver também, intercalados nos mármore, níveis de composição originalmente calciossilicática. O granito encaixante mostra-se neste local contaminado em intensidade variável, como evidenciado pela cristalização em seu interior de granadas e piroxênios. A estrutura macroscópica do granito está, entretanto, normalmente preservada, reconhecendo-se ainda claramente os fenocristais de microclínio. Cortam os escarnitos diversos diques de rochas graníticas equigranulares, esbranquiçados ou esverdeados pela formação de abundante epidoto.

No ponto GURUTUBA II os escarnitos aflorantes em forma de blocos rolados são essencialmente granatíferos, maciços, de coloração marrom escura.

Já no local GURUTUBA I expõem-se escarnitos de coloração esbranquiçada, com máculas róseas ou castanho-esverdeadas, e com bandas centimétricas a decimétricas róseas ou marrons. Constituem-se essencialmente de granadas aluminosas, wollastonita e diopsídio. Estas rochas apresentam bandamento contínuo paralelo ao acamamento das encaixantes. Devido à sua maior resistência ao intemperismo, afloram na forma de corpos tabulares de até três metros de altura e de grande continuidade lateral (Foto 3). Estas rochas ocorrem preferencialmente ao longo dos contatos entre mármore e hornfels pelíticos ou calciossilicáticos e também na forma de bandas ou veios cortando os mármore (Fig. 13 e 14). Os hornfels pelíticos e calciossilicáticos afloram às margens e no leito do rio Gurutuba. São rochas de colorações escuras, nos tons preto, marrom e esverdeado, ritmicamente bandadas e com frequentes gradações composicionais entre os tipos pelítico e calciossilicático e até mesmo básico. Intercalando-se nesta sequência, aparecem ainda corpos menores de escarnitos granada-wollastoníticos além de níveis metassomatizados dificilmente

distinguíveis das litologias calciossilicáticas. A sugestão de metassomatismo é fornecida por conjuntos de bandas estrutural e composicionalmente simétricas além de bandas truncadas por zonas composicionalmente contrastantes paralelas ou oblíquas ao acamamento.

FOTO 2. Aspecto de afloramento dos granada-piroxênio escarnitos de GURUTUBA III.

FOTO 3. Aspecto de afloramento de granada-wollastonita escarnitos de GURUTUBA I.

LEGENDA

	GRANITOS 3b PORFIRÓIDES MODIFICADOS PRÓXIMO AOS CONTATOS COM ESCARNITOS		CONTATO LITOLÓGICO DEFINIDO
	SALITA-GRANADA ESCARNITOS		CONTATO LITOLÓGICO INFERIDO
	HORNFELS CALCIOSSILICÁTICOS METASSOMÁTICOS, SUBORDINADAMENTE ESCARNITOS E MÁRMORES		ATITUDE DE ACAMAMENTO
	MÁRMORES LOCALMENTE ESCARNÍTICOS; SUBOR- DINADAMENTE HORNFELS CALCIOSSILICÁTICOS E PELÍTICOS		DRENAGEM
	QUARTZITOS E MUSCOVITA HORNFELS		CAMINHO
	HORNFELS CALCIOSSILICÁTICOS E PELÍTICOS NÃO AFLORANTES (VEJA PERFIL NA FIGURA 12)		FURO DE SONDAGEM COM DIREÇÃO E MERGULHO
			LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRA DESCRITA

FIGURA 11. Geologia da ocorrência de escarnitos GURUTUBA III.
(modificado de Mello et al. 1988)

FIGURA 12. Perfil geológico A-B da ocorrência GURUTUBA III. Veja legenda e localização do perfil na FIGURA 11. (modificado de Mello et al. 1988)

LEGENDA

	TERRÇO ALUVIONAR		CONTATO LITOLÓGICO
	COBERTURA ELÚVIO-COLUVIONAR		FRATURA OU FALHA
	GRANADA-WOLLASTONITA ESCARNITOS COM BANDAS SUBORDINADAS DE MÁRMORES E HORNFEIS CALCIOSILICÁTICOS		ATITUDE DE ACAMAMENTO
	GRANITOS		DRENAGEM
	HORNFEIS PELÍTICOS COM NÍVEIS CALCIOSILICÁTICOS INTERCALADOS		ESTRADA
	HORNFEIS CALCIOSILICÁTICOS COM GRADAÇÕES PARA TERMOS PELÍTICOS E BÁSICOS; LOCALMENTE METASSOMÁTICOS		CAMINHO
	MÁRMORES COM INTERCALAÇÕES CALCIOSILICÁTICAS E NÍVEIS ESCARNÍTICOS		FURO DE SONDAAGEM COM DIREÇÃO E MERGULHO
0 10 20 30 km Escola			LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRA DESCRITA

FIGURA 13. Geologia da ocorrência de escarnitos GURUTUBA I.
(modificado de Mello et al. 1988)

FIGURA 14. Perfil geológico A-B da ocorrência GURUTUBA I. Veja legenda e localização do perfil na FIGURA 13. (modificado de Mello et al. 1988)

CAPITULO 4

PETROGRAFIA

1. NOMENCLATURA ADOTADA

O conjunto de rochas descritas neste trabalho enquadra-se basicamente nos tipos ígneo, termometamórfico e metassomático. Para as rochas de filiação ígnea ou de "aparência ígnea" adotou-se a classificação e nomenclatura de rochas plutônicas proposta pela Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks da International Union of Geological Sciences - IUGS (1973).

Segundo orientação da Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas da IUGS (1ª Reunião, Atenas, outubro 1985) a nomenclatura das rochas metamórficas deve basear-se em aspectos descritivos (não genéticos) especialmente de escala macroscópica (estrutura e mineralogia) e, quando necessário, de escala microscópica (textura e mineralogia em rocha fina). Com isso, distinguem-se três grandes grupos de rochas metamórficas: xistos, gnaisses e granofels (ou fels), podendo eventualmente ser usados termos especiais descritivos (mármore) e genéticos (hornfels). Para as rochas termometamórficas deste trabalho optou-se por utilizar o termo hornfels, antepondo-se-lhe, em ordem crescente de abundância, os nomes dos minerais presentes em quantidades superiores a 5% em volume (ex.: cordierita-sillimanita-quartzomuscovita hornfels). Rochas com mais de 50% de carbonatos (mármore) foram denominadas segundo os mesmos critérios adotados para os hornfels (ex.: diopsídio-flogopita mármore). Na reunião de Atenas (1985) a Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Metamórficas da IUGS sugeriu a inclusão no nome da rocha de minerais presentes em quantidades superiores a 10% em volume. Optamos aqui por 5% (Winkler 1976) por serem especialmente importantes para o estudo das relações paragenéticas aqueles minerais presentes mesmo em pequenas quantidades, por sua importância fundamental para a delimitação das condições físico-químicas de formação da rocha.

Para a classificação e nomenclatura de rochas metassomáticas, especialmente escarnitos, encontram-se na literatura inúmeras proposições, baseadas principalmente no

carater cálcico ou magnesiano e temperatura de formação e/ou distância da fonte dos fluidos metassomáticos (plúton) (CAPITULO 2). Neste trabalho, para manter uma classificação que seja petrográfica e o mais possível descritiva, adotamos nomenclatura semelhante à utilizada para os hornfels. Assim no nome petrográfico de cada amostra constam os minerais presentes em quantidades superiores a 5% em volume, em ordem crescente de abundância seguidos do termo "escarnito" (ex.: wollastonita-grossulária escarnito)

As rochas que se originaram por processos parcialmente metassomáticos sem as características de escarnito "sensu strictu" foram denominadas "hornfels metassomáticos" a elas se antepondo nomes de minerais segundo o mesmo critério já descrito para os hornfels e escarnitos. O termo "metassomático" significa que a composição atual da rocha se explica, pelo menos parcialmente, por processos metassomáticos. Trata-se tipicamente de rochas de composição originalmente pelítica que por metassomatismo cálcico desenvolveram zonas e bandas de composição calciossilicática.

Neste capítulo, para efeito de descrição, os diferentes litotipos foram agrupados segundo uma classificação genético-composicional, arrolando-se, segundo este esquema: rochas graníticas, hornfels pelíticos, hornfels calciossilicáticos, mármore e escarnitos.

As descrições individuais das amostras mais representativas foram agrupadas em uma única tabela (Tabela 6) de acordo com o perfil de sondagem em profundidade crescente. Deste modo acredita-se que para o leitor se torna mais fácil distinguir a rocha em seu contexto petrográfico-geológico.

2 ROCHAS GRANÍTICAS

2.1 Suite Granitóide Itaoca

As rochas desta suite (hospedeiras de enclaves na área do Gurutuba e em outras áreas) são porfiróides, normalmente isotropas, de coloração cinzenta ou levemente rosada. É notável sua homogeneidade textural e composicional, nos diversos pontos amostrados. Verificaram-se apenas pequenas variações no tamanho e quantidade de fenocristais de microclínio e nas proporções entre

os constituintes; localmente foi observada uma leve foliação, aparentemente relacionada a zonas de cisalhamento. Composicionalmente compreendem quartzo monzonitos e granitos 3b, constituídos basicamente de microclínio, oligoclásio, quartzo, e biotita e hornblenda verdes. A textura é porfirítica com matriz granular hipidiomórfica de granulação média (Fotos 4 e 5). Os fenocristais de microclínio apresentam contornos idiomórficos, dimensões entre 1 e 2 cm, e geminação segundo as leis de Carlsbad e Albita-Periclínio, sendo normalmente pertíticos. Em algumas amostras, exsoluções pertíticas dispõem-se segundo as superfícies de crescimento do microclínio. Na matriz da rocha normalmente ocorre algum microclínio intersticial, não pertítico.

Plagioclásio ocorre em grãos hipidiomórficos com geminação polissintética. É composicionalmente um oligoclásio, algumas vezes zonado, com as bordas mais sódicas. Frequentemente apresenta-se levemente sericitizado e/ou epidotizado, especialmente nas porções mais cálcicas.

Quartzo ocorre em grãos intersticiais, alotriomórficos, normalmente com fraca extinção ondulante. Em amostras com estrutura foliada, o quartzo apresenta forte extinção ondulante ou mesmo recristalização parcial.

Biotitas e hornblendas verdes apresentam-se como cristais hipidiomórficos, em teores médios de 10%. Ocorrem sempre associados, predominando normalmente a biotita, esta, em geral, parcialmente alterada em clorita.

Os acessórios mais comuns são titanita, opacos (magnetita, pirita), apatita, zircão e allanita.

Ocasionalmente ocorrem mirmequitas nos contatos entre plagioclásio e microclínio.

Nas proximidades imediatas dos contatos com as rochas carbonáticas ou escarnitos, os granitos desta suite aparecem afetados, em maior ou menor grau, por processos metassomáticos. Biotita e hornblenda são substituídos por anfibólios cálcicos (tremolita-actinolita) ou clinopiroxênios da série diopsídio-hedenbergita e a textura da rocha tende a tornar-se blasto-granular hipidiomórfica ou mesmo granoblástica (Fotos 6 e 7). Nos termos em que a alteração se encontra mais evoluída, o plagioclásio é substituído por granadas da série grossulária-andradita, escapolita ou clinozoisita/epídoto (Fotos 8, 9 e 10).

O microclínio forma cristais menores e menos frequentes, desaparecendo gradualmente, mas em certas amostras, apresenta-se recristalizado em agregado granoblástico poligonal, mantendo os contornos do grão original. Estas rochas mostram-se frequentemente carbonatizadas, albitizadas e epidotizadas. Em uma amostra observou-se titanita pseudomorfoseada por agregado de minerais opacos (ilmenita ?) e carbonato. Localmente nas zonas "contaminadas" ocorre também alguma scheelita na forma de pequenos grãos arredondados.

2.2 Diques e Veios

Na área do Gurutuba o pacote metassedimentar é cortado por frequentes diques de espessura decimétrica a métrica de rochas granitóides de texturas e composições diversas.

Os diques mais espessos possuem em geral as mesmas feições dos granitóides da Suite Granitóide Itaóca e os menos possantes constituem-se de rochas em geral esbranquiçadas de granulação média a fina e textura equigranular hipidiomórfica (Foto 11). A composição é granítica 3b ou tonalítica, sendo notável a ausência quase absoluta de minerais máficos. Estas rochas apresentam-se praticamente sãs, havendo tão somente em alguns casos leve metassomatismo cálcico muito próximo dos contatos com rochas carbonáticas, não se verificando a formação de zonas escarníticas expressivas.

Atravessando os escarnitos foram observados diques de rocha com estrutura macroscópica granítica de coloração verde pistache, constituídas essencialmente por epídoto, albita e quartzo (Foto 12). Trata-se aparentemente de granitóides intensamente hidrotermalizados.

Ocorrem ainda localmente bolsões de rochas pegmatíticas constituídas por microclínio, quartzo e muscovita que, a julgar pelas relações de contato, se colocaram após a formação dos escarnitos.

FOTO 4. Aspecto característico dos quartzo monzonitos da Suite Granitóide Itaoca. Amostra submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspato potássico (amarelo).

FOTO 5. Textura granular hipidiomórfica em quartzo monzonito da Suite Granitóide Itaoca. Observar sericitização dos núcleos mais cálcicos do plagioclásio e presença de biotita, hornblenda e titanita. Amostra A-15/15.35-17.60. Fotomicrografia em nicois cruzados. Aumento 38X.

FOTO 6. Aspecto de quartzo monzonito de Suite Granitóide Itaoca contaminado. Observar aumento no teor em máficos e diminuição do microclínio (comparar com FOTO 4). Amostra submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspato potássico (amarelo)

FOTO 7. Textura blastogranular hipidiomórfica em granitóide contaminado. Observar plagioclásio com bordas albitizadas e presença de clinopiroxênio. Amostra A-15/22.65-22.68 A. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X.

FOTO 8. Aspecto de granitóide intensamente metassomatizado com desenvolvimento de clinopiroxênio (verde) e granada (marrom).

FOTO 9. Granitóide intensamente metassomatizado. Observar desenvolvimento de epidoto e granada sobre albita e quartzo. Amostra A-15/22.65-22.86 B. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X.

FOTO 10. Textura granoblástica poligonal em tonalito intensamente metassomatizado. Observar presença de escapolita (grãos coloridos). Amostra I-01/90.70-90.80. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X.

FOTO 11. Textura granular hipidiomórfica em tonalito. Amostra IM-1. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X.

FOTO 12. Granitóide (tonalito ?) transformado em Albita-epidoto fels. Notar grãos idiomórficos de epidoto. Amostra A-15/24.00-24.10. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X.

3 MÁRMORES

Incluem-se aqui rochas com grande diversidade estrutural, textural e mineralógica, tendo em comum a presença de pelo menos 50% volumétricos de calcita. Não foi identificada nos mármore, dolomita ou outros carbonatos.

São rochas de coloração variável apresentando tonalidades brancas, cinzentas, marrons ou esverdeadas, sendo frequentemente bandadas.

Dependendo do tipo e teor de outros minerais presentes, os mármore podem gradacionar para rochas calciossilicáticas ou pelíticas.

Os mármore mais puros formam espessos pacotes de rochas maciças de coloração esbranquiçada ou cinzenta. Constituem-se essencialmente de calcita com algum diopsídio em agregado granoblástico por vezes poligonal, fino ou médio (Foto 13).

Frequentemente, entretanto, estas rochas apresentam bandamento centimétrico mais ou menos pronunciado devido a variações no teor em diopsídio ou presença de outros minerais

tais como tremolita, flogopita ou biotita, escapolita, quartzo, feldspatos e clinozoisita.

Diopsídio pode atingir até 50% ou mais do volume da rocha, fato que assinala a passagem para termos calciossilicáticos. Quando presente em maiores quantidades apresenta-se frequentemente na forma de poiquiloblastos.

É comum a presença de bandas com flogopita, que ocorre na forma de palhetas ou porfiroblastos dispersos, conferindo à rocha textura decussada quando em teores mais elevados.

Tremolita acha-se normalmente na forma de poiquiloblastos associados ao diopsídio, englobando-o ou alterando-o. Foi observada também a coexistência de poiquiloblastos de diopsídio, tremolita e flogopita (Foto 14).

É comum a presença de quartzo, microclínio e plagioclásio. Estes minerais ocorrem como grãos intersticiais ou em agregado granoblásticos com calcita, quando presentes em maiores quantidades (Foto 15). Intercaladas nos mármores, são também comuns estreitas bandas de microclínio e/ou plagioclásio e/ou quartzo em agregado granoblástico poligonal muito fino. Escapolita ou clinozoisita são mais raras e acham-se normalmente na forma de poiquiloblastos ou agregados intersticiais, formados aparentemente por substituição do plagioclásio. Nos contatos entre mármores e bandas quartzo-feldspáticas é comum verificar-se a formação de poiquiloblastos submilimétricos de escapolita (Foto 16).

Acessórios comuns são clorita, apatita, titanita, pirita, calcopirita e grafita.

Próximo aos contatos com escarnitos ou diques de rochas granitóides podem ocorrer ainda wollastonita e porfiroblastos de granada, ou ainda, aumento gradativo no teor em diopsídio, que ao mesmo tempo se torna mais ferroso, tendendo para salita.

FOTO 13. Textura granoblástica em Diopsídio-calcita mármore. Amostra I-06/67.62-67.72. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X.

FOTO 14. Textura poiquiloblástica em Tremolita-flogopita-diopsdio-calcita mármore. Amostra I-02/21.00. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X.

FOTO 15. Textura granoblástica poligonal em Diopsídio-quartzo-calcita mármore. Amostra I-02/21.20. Fotomicrografia em nicois cruzados. Aumento 38X.

FOTO 16. Escapolita-diopsídio-calcita mármore com bandas quartzo-feldspáticas (verde claro). Notar desenvolvimento de porfiroblastos de grossulária (marrom) e zona de reação (verde) constituída por diopsídio, granada e escapolita. Amostra GU-I/A.

4 HORNFELS PELÍTICOS

Este conjunto engloba rochas de estrutura e composição bastante variáveis, tendo em comum a presença de quartzo, feldspatos ou filossilicatos. Ocorrem frequentemente intercaladas em rochas de composição calciossilicática com as quais faz contato abrupto ou gradual. Tratam-se de rochas em geral finamente bandadas, com camadas centimétricas ou milimétricas de composições diversas. As cores são normalmente cinzentas ou marrons, podendo também ser esbranquiçadas ou quase pretas. A cor é essencialmente dependente do teor e tipo de mineral máfico presente (Foto 17).

Os termos ricos em quartzo e feldspatos apresentam textura granoblástica, frequentemente poligonal, e granulação fina a muito fina (Foto 18). Foram observadas todas as combinações de quartzo, plagioclásio e microclínio. O plagioclásio é em geral oligoclásio, podendo entretanto ser até bytownita nos termos transicionais para hornfels calciossilicáticos ou rochas de filiação básica. Em uma amostra constituída essencialmente de labradorita e salita foi observada textura blastofítica, evidenciando efetiva participação de rochas ígneas básicas (vulcânicas ?) no pacote metassedimentar. Não se descarta entretanto a possibilidade de seus protolitos terem consistido de diques ou sills básicos.

A presença de biotita confere aos hornfels coloração marrom. Este Mineral ocorre na forma de palhetas dispersas pela rocha sem orientação preferencial, conferindo-lhe textura decussada quando presente em quantidades maiores. Em termos de transição pode ocorrer diopsídio ou salita ao invés de biotita, fato que empresta à rocha colorações esverdeadas. Estes minerais formam pequenos grãos equidimensionais, raramente poiquiloblásticos.

Frequentemente bandas portadoras de clinopiroxênio são separadas de faixas biotíticas por zonas em que o máfico predominante é a hornblenda idiopoiquiloblastica atingindo dimensões subcentimétricas (Foto 19). Este mineral se associa a poiquiloblastos de titanita e microclínio, sendo que os três minerais englobam grãos redondos de quartzo e, algumas vezes, restos de biotita, sugerindo sua formação em zonas de reação.

Aluminossilicatos (sillimanita e andaluzita) ocorrem somente

nas rochas portadoras de biotita e/ou muscovita. Nestas rochas a textura é em geral decussada (Foto 20), apresentando-se a sillimanita na forma de acículas e/ou agregados fibrosos ou, em bandas mais ricas em feldspatos, em prismas bem desenvolvidos. Andaluzita forma normalmente grãos xenoblásticos, por vezes com inclusões muito pequenas de espinélio verde. Frequentemente sillimanita e andaluzita estão associadas, configurando textura sugestiva de substituição da primeira pela última (Foto 21). Em poucas amostras foi observada a coexistência de sillimanita ou andaluzita e microclínio em textura de equilíbrio. Na amostra D-06-R, sillimanita, microclínio e quartzo ocorrem inclusos em porfiroblastos subcentimétricos de muscovita (Foto 22).

Em uma amostra foi identificada cordierita parcialmente pinitizada. Ocorre em bandas constituídas por biotita, cordierita e quartzo em agregado granoblástico fino. No contato com bandas portadoras de plagioclásio forma porfiroblastos lenticulares milimétricos e agregados ocelares (foto 23).

Acessórios comuns são a turmalina e a titanita. Ambos tendem a assumir formas próprias, frequentemente poiquilobásticas. Nos termos mais aluminosos (ricos em aluminossilicatos) ocorre rutilo ao invés de titanita. Localmente, observa-se coríndon em grupos de minúsculos grãos inclusos em plagioclásio.

Hornfels de filiação pelítica foram observados também no contato dos granitóides da Suite Itaoca com os filitos do Subgrupo Lageado na porção leste do Maciço. Neste local as rochas hornféisicas são constituídas essencialmente de quartzo e muscovita, podendo esta última formar porfiroblastos centimétricos. Também foram observados muscovita-quartzo hornfels com prismas de até 10 cm de andaluzita e hornfels grafitosos com frequentes porfiroblastos de quiastolita (Foto 24).

FOTO 17. Aspecto típico dos hornfels pelíticos bandados. Bandas verdes com diopsídio e bandas marrons com biotita. Nos contatos, zonas brancas quartzo-feldspáticas com alguma hornblenda.

FOTO 18. Porfiroblastos de biotita desenvolvidos preferencialmente no contato entre Quartzo-microclínio hornfels e Quartzo-tremolita hornfels. Amostra A-13/74.30-74.60. Fotomicrografia em nicois cruzados. Aumento 38X.

FOTO 19. Zonas e veios de reação desenvolvidos no contato entre bandas com diopsídio (verde) e bandas com biotita (marrom). As zonas de reação constituem-se de poiquiloblastos de hornblenda (preto), microclínio e titanita.

FOTO 20. Textura decussada em Sillimanita-biotita-quartzo-microclínio hornfels. Observar palhetas de biotita e acículas de sillimanita sem orientação preferencial. Amostra E/E/16/R(C). Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X.

FOTO 21. Sillimanita (amarelo) envolta por andaluzita em contato com microclínio e quartzo em Sillimanita-biotita-quartzo-microclínio hornfels. Amostra E-169-R. Fotomicrografia em nicois cruzados. Aumento 150X.

FOTO 22. Sillimanita, microclínio e quartzo iunclusos em porfiroblasto de muscovita. Amostra D-06-R. Fotomicrografia em nicois cruzados. Aumento 150X.

FOTO 23. Porfiroblasto de cordierita parcialmente pinitizada em Biotita-cordierita hornfels. Amostra E-171-R. Fotomicrografia em nicois cruzados. Aumento 38X.

FOTO 24. Porfiroblastos de andaluzita (quartzolita) em Muscovita hornfels grafitoso coletado na borda do Maciço de Itaoca.

5 HORNFELS CALCIOSSILICÁTICOS

Neste conjunto agrupam-se rochas das mais diversas composições, tendo em comum a presença essencial de minerais cálcicos. Ocorrem preferencialmente associados às rochas de filiação pelítica, na forma de bandas e zonas intercaladas ou faixas colocadas entre os pacotes pelíticos e os mármore. Ocorrem ainda, com menor incidência, intercalados nos mármore. Os contatos com os termos pelíticos são muitas vezes graduais, e se caracterizam pela sucessão de bandas com paragêneses intermediárias. Os pacotes mais espessos apresentam bandamento centimétrico rítmico com cores nos tons verde, marrom, creme e rosado.

A mineralogia é bastante variada, sendo os minerais mais frequentes: clinopiroxênios da série diopsídio-hedenbergita, clinozoisita/epidoto, clinoanfíbólios (hornblenda, tremolita-actinolita), biotita/flogopita, plagioclásio, calcita, granadas da série grossulária-andradita, microclínio, quartzo, escapolita e titanita. Minerais acessórios são vesuvianita, opacos (pirita, magnetita), zircão.

O tipo mais comum é uma rocha ritmicamente bandada com cores verdes e marrons. Constitui-se de plagioclásio cálcico com proporções variáveis de diopsídio, microclínio e quartzo nas bandas verdes, e com biotita ou flogopita ao invés de diopsídio nas bandas marrons. Diopsídio pode atingir até 90% em volume (Foto 25) ocorrendo tanto em poiquiloblastos como em agregado granoblástico na matriz. Estas rochas passam gradualmente para termos pelíticos à medida em que o plagioclásio se torna mais sódico e a biotita mais frequente. Em diversas amostras se verificou a passagem gradual de termos pelíticos constituídos por quartzo, microclínio e biotita para paragêneses compostas progressivamente por microclínio + quartzo + diopsídio; diopsídio + escapolita + clinozoisita; zoisita + diopsídio e, finalmente, granada + diopsídio. Este zoneamento é frequentemente simétrico, sugerindo tratar-se de rochas formadas por metassomatismo cálcico (Fotos 26 e 27).

Grande parte dos hornfels calciossilicáticos constituem-se, entretanto, essencialmente de hornblenda e/ou diopsídio e plagioclásio cálcico (andesina-bytownita). Nestas rochas a

textura pode ser granoblástica ou porfiroblástica, tendo sido observada a transformação de diopsídio em hornblenda e vice-versa. A paragênese destas rochas é compatível com a de metabasitos; entretanto a estrutura bandada e a associação com termos tipicamente calciossilicáticos em passagens graduais sugere que tenham se originado de margas ou, talvez, de rochas sedimentares com contribuição vulcânica (tufos).

FOTO 25. Aspecto de Diopsídio hornfels. Ao longo das vênulas brancas desenvolveram-se poiquiloblastos de escapolita.

FOTO 26. Zonas calciossilicáticas simétricas desenvolvidas por metassomatismo em hornfels pelítico (porção à direita). Zonas claras zoisíticas, róseas granatíferas e zona central verde constituída por diopsídio e quartzo.

FOTO 27. Aspecto de bandamento parcialmente obliterado por processos metassomáticos em hornfels calciossilicático.

6 ROCHAS METASSOMÁTICAS

Foram identificadas na área diversos tipos de rochas originadas por processos metassomáticos de variada intensidade. Aquelas mais seguramente geradas por substituição eminentemente metassomática são sem dúvida os escarnitos. Estes formaram-se essencialmente por introdução de quantidades expressivas de sílica, alumina e ferro em rochas carbonáticas. Entretanto, as mesmas soluções que originaram os escarnitos agiram também sobre rochas calciossilicáticas e pelíticas, resultando rochas de composições calciossilicáticas variadas porém nem sempre inequivocamente definíveis como metassomatitos. Em vista das dúvidas, a descrição de tais litotipos foi incorporada aos capítulos anteriores, relativos a metamorfitos isoquímicos.

Dentre os escarnitos propriamente ditos foram identificados dois tipos distintos quanto à composição e modo de ocorrência.

O primeiro tipo agrupa rochas de coloração verde ou marrom escura, constituídas essencialmente por clinopiroxênios da série diopsídio-hedenbergita e granadas da série grossulária-andradita. Estes escarnitos, que denominaremos doravante granada-piroxênio escarnitos ocorrem quase exclusivamente ao longo dos contatos entre os granitóides da Suite Itaoca e os mármore, na forma de faixas e zonas irregulares de espessura métrica.

O segundo tipo agrupa rochas de colorações brancas e róseas, ricas em wollastonita e granadas aluminosas (grossulária) e, subordinadamente, vesuvianita e diopsídio. Ocorrem ao longo dos contatos entre os hornfels pelíticos ou calciossilicáticos e os mármore, ou formam veios de espessura variada cortando os mármore. Estes escarnitos serão doravante denominados granada-wollastonita escarnitos.

6.1 Granada-Piroxênio Escarnitos

São rochas maciças com marcada tendência monominerálica, estruturalmente isotropas ou com zoneamento composicional nítido, regular (bandado) ou irregular. Raramente apresentam bandas herdadas dos mármore impuros. Normalmente as relações texturais indicam claramente o sentido cronológico de sucessões paragenéticas.

O tipo mais comum consiste quase exclusivamente de clinopiroxênios da série diopsídio-hedenbergita, normalmente salita ferrosa, em agregado granoblástico poligonal de granulação fina a média (Foto 28). Estes salita escarnitos podem ter acessoriamente alguma pirita e titanita, que se apresenta em grãos arredondados muito pequenos, além de calcita, albita, epídoto e quartzo intersticiais.

Seus contatos com o granito contaminado são normalmente nítidos e com os mármore, frequentemente transicionais. A passagem do mármore para os salita escarnitos é marcada pelo gradual aumento no teor em clinopiroxênio, que passa de diopsídio para salita. A mudança se faz, a princípio ao longo de bandas originalmente já mais ricas em diopsídio ou pode até formar zonas e "chamas" irregulares enriquecidas em poiquiloblastos, por vezes milimétricos, de diopsídio-salita (Foto 29).

Freqüentemente encontram-se no interior dos salita escarnitos zonas em que o processo metassomático não se completou. Tais zonas são constituídas de grãos idiomórficos de salita inclusos em calcita recristalizada em grandes placas monocristalinas.

Estas rochas, de coloração verde escura, apresentam freqüentes bandas/zonas de espessura centimétrica a decimétrica e coloração marrom escura (Foto 30) compostas essencialmente de granada andradítica, em massas compactas de cristais justapostos. Muitas vezes, um zoneamento composicional evidencia grãos individuais em dimensões milimétricas a subcentimétricas (Foto 31). A granada normalmente apresenta inclusões de clinopiroxênio corroído (Foto 32) e, por vezes, algum quartzo, calcita ou albita intersticiais. Frequentemente ocorre na parte central das bandas de granada escarnito, estreita zona constituída por grandes cristais de calcita. A granada apresenta formas próprias no contato com estas calcitas e com quartzo e albita intersticiais (Foto 35). O contato entre as zonas piroxênica e granatífera é nítido ou transicional. No último caso caracteriza-se pelo gradual aparecimento de poiquiloblastos de granada, inicialmente ao longo de veios e vênulas invadindo a zona piroxênica e, posteriormente, pela formação de manchas irregulares de granada com freqüentes inclusões corroidas de salita e restos de salita escarnito.

A granada apresenta-se muitas vezes intensamente carbonatizada, epidotizada e albitizada. Em algumas amostras estes processos atuaram seletivamente, substituindo somente determinadas "bandas" de granadas ritmicamente zonadas. Nestas amostras observam-se "capas" concêntricas de granada preservada alternadas com bandas de epidoto, albita, quartzo e calcita em agregado granoblástico ou poiquiloblástico ou, monocristais de albita e epidoto englobando poiquiloblasticamente diversas bandas de granada (Fotos 33 e 34). Em outros casos este processo resultou em zonas irregulares de coloração verde pistache invadindo as zonas granatífera e piroxênica preferencialmente ao longo dos contatos (Fotos 35 e 36). Nas bordas destas zonas de calcita-albita-epidoto escarnito ou "fels" ocorrem inúmeros grãos arredondados e minúsculos de titanita.

Scheelita é rara e está preferencialmente dispersa nas bandas granatíferas dos granada-piroxênio escarnitos. Apresenta-se em grãos idiomórficos inclusos na granada ou, informes e corroidos, nas zonas albitizadas e epidotizadas (Foto 33).

Sulfetos, principalmente pirita e calcopirita foram observados ao longo dos contatos entre granada e piroxênio escarnitos e, preferencialmente, nas bandas epidotizadas e albitizadas. Aqui os sulfetos formam grãos intersticiais mas podem passar a poiquiloblastos e, mais raramente, idióblastos. Nas zonas epidotizadas são comuns também palhetas hexagonais de molibdenita.

6.2 Granada-Wollastonita Escarnitos

São rochas compostas predominantemente de wollastonita e granadas ricas na molécula grossulária. Formam corpos de dimensões variadas, com tendência tabular, intercalados nos mármore e substituindo dezenas de metros de mármore ao longo dos contatos com as unidades pelíticas ou calciossilicáticas. Afloram no local denominado GURUTUBA I na forma de corpos tabulares resistentes ao intemperismo (Foto 3).

Apresentam frequentemente bandamento composicional decimétrico a métrico, paralelo ao acamamento observado nos mármore e hornfels encaixantes. As bandas mais espessas são estruturalmente isotropas; apresentam coloração esbranquiçada ou

verde acinzentado claro com manchas arredondadas subcentimétricas róseas (Foto 37).

Constituem-se de porfiro/poiquiloblastos ou agregados arredondados de grossulária englobando wollastonita e diopsídio em matriz decussada, localmente nematoblástica fina, composta de wollastonita prismática e algum diopsídio em grãos arredondados. O contato com os mármore é freqüentemente gradual, verificando-se inicialmente a formação de alguma wollastonita ou porfiroblastos de granada nos mármore e o gradual desaparecimento da calcita. Em algumas bandas ocorrem também poiquiloblastos de vesuvianita englobando abundante wollastonita. A vesuvianita forma-se preferencialmente nas bordas da granada mas pode substituí-la parcial ou totalmente, o que provoca a formação de vesuvianita-wollastonita escarnito estrutural e texturalmente idêntico ao granada-wollastonita escarnito.

Os granada-wollastonita escarnitos apresentam freqüentes bandas centimétricas a decimétricas, essencialmente granatíferas, maciças e com inclusões de wollastonita e diopsídio. O contato destas bandas é abrupto ou gradacional, sendo em alguns casos marcado pelo aumento no teor em andradita das granadas, as quais se tornam marrons ou de coloração castanha escura. Muitas vezes a parte central destas bandas é nitidamente mais andradítica e as inclusões de clinopiroxênio mais ferrosas, tornando-se a rocha semelhante aos salita-granada escarnitos observados no contato com os granitóides. Muito mais freqüentes são, entretanto, bandas granatíferas sem incremento notável no teor em andradita. Estas ainda podem apresentar zona central na qual se observam porfiroblastos idiomórficos de vesuvianita castanho-esverdeada zonada, em matriz wollastonítica ou sobre placas de albita com inclusões e restos de granada (Foto 38). Nestas zonas observa-se vesuvianitização e albitização de granadas, por vezes seletiva. A granada aparece ainda como restos, às vezes reduzida a "capas" de cristais originalmente zonados, inclusas em porfiroblastos de vesuvianita (Foto 39). A albitização da granada ocorreu preferencialmente nos núcleos, restando "envoltórios" idiomórficos sobre placas de albita (Foto 40).

São ainda freqüentes estreitas bandas/zonas castanho-esverdeadas com núcleo branco cortando os granada-wollastonita escarnitos. Constituem-se de porfiroblastos milimétricos de

vesuvianita zonada, com inclusões de wollastonita, diopsídio e restos de granada, e zona interna wollastonítica fina (Foto 41).

Minerais acessórios comuns são titanita, calcita, epidoto/clinozoisita, apofilita e prehnita. Titanita forma pequenos grão arredondados dispersos; calcita e epidoto são minerais secundários que alteram localmente a granada; apofilita e prehnita foram observados em veios cortando os escarnitos. Scheelita, bastante rara nos granada-wollastonita escarnitos, pode ser encontrada em bandas mais ricas em granada, na forma de grãos informes submilimétricos. Nas bandas de granada mais andradítica foram observados sulfetos, principalmente pirita e calcopirita.

Em um único furo de sondagem (furo I-03) foram observados granada-wollastonita escarnitos associados a granada-piroxênio escarnitos. Neste perfil o mármore passa gradualmente a granada-piroxênio escarnito, sendo este, no final do intervalo essencialmente granatífero. Esta zona granatífera apresenta ao longo do contato com hornfels pelíticos zona intermediária constituída por granada-wollastonita escarnitos fortemente bandados (Foto 42) compostos de granada, em porfiroblastos ovalados subcentimétricos a centimétricos, sobre bandas wollastoníticas e bandas diopsidíticas.

FOTO 28. Agregado granoblástico poligonal de clinopiroxênio (salita/ferrosalita) em escarnito. Amostra GU-111/B. Fotomicrografia em nicois cruzados. Aumento 150X.

FOTO 29. Mármore parcialmente escarnitizado. Observar desenvolvimento de zonas difusas enriquecidas em diopsídio/salita (verde).

FOTO 30. Salita escarnitos de GURUTUBA III (verde) com bandas/zonas de granada escarnito (marrom).

FOTO 31. Aspecto de granada zonada com algum quartzo incluído dos Granada escarnitos. Amostra GU III/B. Fotomicrografia em nicóis paralelos. Aumento 38X.

FOTO 32. Clinopiroxênio corroído incluído em granada. Salita-granada escarnito. Amostra A-15/49.75-49.89 B. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 150X.

FOTO 33. Granada zonada com inclusões de clinopiroxênio e grão idiomórfico de scheelita (amarelo, canto superior esquerdo) seletivamente alterada para albita e epidoto. Amostra GU III/B. Fotomicrografia em nicos cruzados. Aumento 38X.

FOTO 34. Granada seletivamente albitizada. Notar restos das "capas" da granada inclusos em monocristais de albita. Amostra I-2A/17.5. Fotomicrografia em nicos cruzados. Aumento 38X.

FOTO 35. Salita escarnito (verde escuro) com banda de Granada escarnito (marrom). Observar zona central calcítica com granada idiomórfica e zona hidrotermalizada (albita-epidoto fels (verde claro)

FOTO 36. Aspecto da textura de zona epidotizada nos Granada-piroxênio escarnitos. Restos de granada (extinto) com inclusões de clinopiroxênio. Amostra A-15/50.1-50.22. Fotomicrografia em nicois cruzados. Aumento 38X.

FOTO 37. Aspecto dos Granada-wollastonita escarnitos. Porfiroblastos de granada (róseo) em matriz wollastonítica (branco). Notar desenvolvimento de vesuvianita (marrom) preferencialmente nas bordas da granada. Amostra I-16/119.30-119.47.

FOTO 38. Zona central em banda granatífera com porfiroblastos idiomórficos de vesuvianita (marrom). Amostra GU-1/F.

FOTO 39. Restos de granada (bandas extintas) incluídas em vesuvianita. Amostra I-16/120.84-121.00. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X

FOTO 40. "Capas" idiomórficas de granada incluídas em monocristal de albita com inclusões de wollastonita e diopsídio. Amostra GU-1/F. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Aumento 38X.

FOTO 41. Granada-wollastonita escarnito atravessado por veio de vesuvianita (marrom) com zona central wollastonítica.

FOTO 42. Diopsídio-granada-wollastonita escarnito bandado. Bandas brancas wollastoníticas e bandas verdes enriquecidas em diopsídio e porfiroblastos ovalados de granada (róseo).

TABELA 6. Descrições petrográficas

AMOSTRA	ESTRUTURA	BANDAS OU ZONAS /COR	MINERAIS		CLASSIFICACAO PETROGRAFICA	OBSERVACOES
			DOMINANTES (%SZ)	SUBORDINADOS (%SZ)		
1-01/ 12,22- 12,34	BANDAMENTO RITMICO subcentimetrico a centimetrico	BANDAS VERDES	CLINOPIROXENIO (salita) 60 PLAGIOCLASIO (labradorita) 30 CLINOZOISITA 5-10	HORNBLENDA PIRITA TITANITA	HORNFELS BANDADO	As bandas marrons apresentam granulacao muito fina e textura granoblastica polygonal. Nas outras bandas, a hornblenda e/ou clinopiroxenio ocorrem na forma de poiquilo ou porfiroblastos. No contato entre as bandas verdes e marrons ocorre estreita zona de reacao, na qual se desenvolvem poiquiloblastos submilimetricos a milimetricos de hornblenda verde as custas de clinopiroxenio e biotita.
		BANDAS MARRONS	QUARTZO 45 MICROCLINIO 35 BIOTITA 15-20	OPACOS TURMALINA ALBITA TITANITA	BIOTITA-MICROCLINIO- QUARTZO HORNFELS	
		BANDAS CINZENTAS	PLAGIOCLASIO (andesina) 50 HORNBLENDA 25-30 MICROCLINIO 20-25	TITANITA OPACOS	MICROCLINIO-HORNBLENDA-ANDESINA HORNFELS	
1-01/ 23,50- 23,75	BANDAMENTO RITMICO subcentimetrico a centimetrico	BANDAS CINZA ESCURAS	BIOTITA 50-60 QUARTZO 15-20 PLAGIOCLASIO (oligoclasio) 10-15 ALUMINOSSIL. 10-15	OPACOS APATITA ZIRCON TURMALINA	ANDALUZITA-SILLIMANITA-BIOTITA	Aluminossilicatos estao presentes na forma de sillimanita e andaluzita. Sillimanita fibrosa ocorre preferencialmente nas bandas mais escuras, apresentando-se nas bandas mais claras na forma de cristais idiomorficos corroidos, em parte transformados em andaluzita. Andaluzita forma ainda porfiroblastos xenomorficos nas bandas mais claras, rocha e atravessada por veio quartzo-feldspatico discordante.
		BANDAS CINZA MEDIAS	ALUMINOSSIL. 55-60 QUARTZO 15-20 PLAGIOCLASIO (oligoclasio) 10-15 BIOTITA 10-15	OPACOS TURMALINA	HORNFELS BANDADO	
1-01/ 29,60- 29,76	FINAMENTE BANDADA/ ZONADA	BANDAS CINZA ESCURAS/MARRONS	MICROCLINIO 30 PLAGIOCLASIO (oligoclasio) 30 BIOTITA 15-20 QUARTZO 15	OPACOS TITANITA TURMALINA	QUARTZO-BIOTITA-OLIGOCLASIO-MICROCLINIO HORNFELS	Rocha finamente bandada de composicao extremamente variada. As bandas/zonas descritas individualmente agrupam-se em bandas semelhantes. As bandas cinza escuras/marrons apresentam textura granoblastica polygonal fina. Microclinio e plagioclasio ocorrem em proporcoes extremamente variaveis, predominando ora um ora outro. As bandas esverdeadas apresentam textura xenoblastica fina. As bandas cinzentas com maculas pretas apresentam poiquiloblastos de hornblenda em matriz feldspatica fina com textura granoblastica polygonal. As zonas cinzento clara, rosada e verde ocorrem em arranjo simetrico, com as verdes no nucleo e as cinzento claras nas bordas. Seus contatos sao irregulares sugerindo terem sido formadas por metassomatismo. Apresentam texturas granoblasticas. Ocorrem ainda finas bandas enriquecidas em poiquiloblastos de hornblenda, preferencialmente no contato entre bandas de composicoes distintas.
		BANDAS ESVERDEADAS	EPIDOTO 60-65 ACTINOLITA 15-20 OPACOS (pirita) 10 BIOTITA 5	TITANITA QUARTZO	PIRITA-ACTINOLITA-EPIDOTO HORNFELS (METASSOMATICO ?)	
		BANDAS CINZENTAS COM MACULAS PRETAS	MICROCLINIO 60-70 HORNBLENDA 15-20 PLAGIOCLASIO (andesina) 5-10	TITANITA OPACOS (pirita)	ANDESINA-HORNBLENDA-MICROCLINIO HORNFELS	
		BANDAS CINZA CLARAS	PLAGIOCLASIO 30-35 QUARTZO 25-30 CLINOZOISITA 20-25 HORNBLENDA 5-10	OPACOS TITANITA	HORNBLENDA-CLINOZOISITA-QUARTZO-PLAGIOCLASIO HORNFELS	
		ZONA ROSADA	CLINOZOISITA 100		CLINOZOISITA HORNFELS METASSOMATICO	
		ZONA VERDE	EPIDOTO 85 TITANITA 5-10 OPACOS (pirita) 5	HORNBLENDA CALCITA	TITANITA-EPIDOTO HORNFELS METASSOMATICO	
1-01/ 35,00- 35,90	bandamento parcialmente obliterado por zona metassomatica simetrica de espessura centimetrica	ZONA EXTERNA CINZENTA A LEVEMENTE ROSADA	CLINOZOISITA 65-70 DIOPSIDIO 25 TITANITA 5-10		TITANITA-DIOPSIDIO-CLINOZOISITA HORNFELS METASSOMATICO	Hornfels calciossilicatico bandado atravessado por zona metassomatizada simetrica. Na zona granatífera, diopsidio e titanita ocorrem inclusos na granada. Localmente ocorre entre a zona externa e a zona intermediaria, zona esbranquiçada constituída essencialmente por placas poiquilíticas de escapolita englobando diopsidio, clinozoisita e traços de carbonato, titanita e pirita.
		ZONA INTER-MEDIARIA CASTANHA	GRANADA (granada) 80 DIOPSIDIO 10-15 TITANITA 5-10	CLINOZOISITA	TITANITA-DIOPSIDIO-GRANADA HORNFELS METASSOMATICO	
		ZONA INTERNA VERDE	QUARTZO 50 DIOPSIDIO 50		DIOPSIDIO-QUARTZO HORNFELS METASSOMATICO	

continua...

TABELA 6. contínuo...

[illegible]

continua

TABELA 6. continuação...

I-01/ 90,70- 90,80	ZONADA	ZONA BRANCA	PLAGIOCLASIO (oligoclasio) QUARTZO CLINOPIROXENIO (salita)	50-55 40-45 5	MICROCLINIO TITANITA SCHEELITA	TONALITO (TRONDJENITO) EM CONTATO COM DIOPSIDIO- CALCITA MARMORE E ZONAS METASSOMATICAS NO CONTATO	O tonalito apresenta textura granular hipidiomorfica. Proximo ao contato com as zonas metassomaticas a textura torna-se granoblastica e o microclinio desaparece por completo. Nestas porcoes desenvolvem-se escapolita e grossularia sobre o plagioclasio e ocorrem graos alotriomorficos de scheelita. O marmore apresenta textura granoblastica. Nas proximidades das zonas metassomaticas aumenta o teor em grossularia e quartzo. No contato entre tonalito e marmore ocorrem zonas granitíferas com algum quartzo e albita intersticiais cortadas por veios de calcita e quartzo, zonas constituídas por escapolita e quartzo e zonas constituídas por wollastonita, grossularia e quartzo, veio preenchido por apofilita e calcita corta todas as zonas.
I-02/ 10,15- 10,25	MACICA	CINZA CLARA LEVEMENTE ROSADA	PLAGIOCLASIO (oligoclasio) MICROCLINIO QUARTZO CLINOPIROXENIO (diopsidio) CLINOANFIBOLIO (actinolita)	30-35 25-30 15-20 5-15 5-15	TITANITA APATITA OPACOS EPIDOTO	QUARTZO MONZONITO MODIFICADO	Rocha de textura porfiroide constituída por fenocristais de microclinio perlitico de ate 2 cm em matriz granular hipidiomorfica de granulacao media. Nas porcoes mais ricas em clinofibolito ou clinopiroxeno a textura da rocha tende a ser blasto granular hipidiomorfica ou mesmo granoblastica. Clinofibolito actinolítico formou-se as custas de clinopiroxeno da serie diopsidio-hedenbergita. Titanita ocorre na forma de grandes cristais idiomorficos.
I-02/ 10,00	MACICA	AVERMELHADA (intemperismo)	PLAGIOCLASIO (oligoclasio) DIOPSIDIO QUARTZO MICROCLINIO GRANADA (grossularia) EPIDOTO/ CLINOZOISITA	30-35 20-25 15-20 10-15 5-10 5	OPACOS APATITA ZIRCAO	"QUARTZO MONZONITORIO" A ENDOESCARNITO	Rocha granitoide recristalizada e metassomatizada, de textura granoblastica a blasto-granular-hipidiomorfica. Diopsidio e granada apresentam-se em graos xenomorficos formados sobre plagioclasio e biotita, respectivamente. Epidoto ocorre sobre plagioclasio, que esta intensamente sericitizado, e alterando a granada. O diopsidio apresenta-se parcialmente urazitizado. Agregados de microclinio, quartzo, epidoto e plagioclasio pseudomorfos em fenocristais de microclinio.
I-02/ 12,12	MACICA	VERDE ESCURA A MARROM	CLINOPIROXENIO (salita) QUARTZO GRANADA (grandita) MICROCLINIO PLAGIOCLASIO (andesina)	50 15-20 15 15 5-10	EPIDOTO OPACOS	ANDESINA-MICROCLINIO GRANADA-QUARTZO- SALITA ESCARNITO (ENDOESCARNITO ?)	Rocha de textura granoblastica fina constituída essencialmente por salita e granada da serie grossularia-andradita. Plagioclasio apresenta-se na forma de graos maiores intensamente sericitizados e em parte substituídos por epidoto e ou albita.
I-02/ 13,25	MACICA	MARROM	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) ALBITA MICROCLINIO	45-70 15-20 5 5	CALCITA EPIDOTO APATITA OPACOS	SALITA-GRANADA ESCARNITO	Rocha constituída por cristais zonados subcentimetricos de granada de serie grossularia-andradita com frequentes inclusões de clinopiroxeno em parte corroído. A granada apresenta-se parcialmente albitizada. Este processo foi seletivo, afetando preferencialmente zonas de determinada composicao da granada. Microclinio ocorre em graos intersticiais.
I-02/ 13,55	MACICA	MARROM COM MANCHAS BRANCAS E VERDES	PLAGIOCLASIO (saussurita) GRANADA (grandita) MICROCLINIO CLINOPIROXENIO (salita)	25-30 25-30 20-25 15-20	APATITA SERICITA OPACOS EPIDOTO CALCITA TITANITA	SALITA-MICROCLINIO- SAUSSURITA-GRANADA FELS (ENDOESCARNITO)	Granitoide intensamente metassomatizado (endoescarnito). Feldspatos ocorrem em agregado granoblastico, estando o plagioclasio intensamente saussuritizado e albitizado nas bordas. Clinopiroxeno ocorre em grandes porfiroblastos, parcialmente corroídos por granada. Granada desenvolve-se preferencialmente sobre a saussurita.
I-02/ 14,70	ZONADA	ZONA VERDE ESCURA A QUASE PRETA	MICROCLINIO CLINOANFIBOLIO (trasmolita- actinolita) PLAGIOCLASIO TITANITA	40-50 40 5-10 5	OPACOS (pirita) CLINOPIROXENIO	PLAGIOCLASIO-MICRO- CLINIO-CLINOANFIBO- LIO ESCARNITO em contato com GRANITOIDE METASSOMATIZADO	Contato entre escarnito e granitoide intensamente metassomatizado. A porcao granitoide apresenta textura blasto inequigranular hipidiomorfica, com fenocristais de plagioclasio apresentando bordas albitizadas, em matriz constituída por quartzo e algum microclinio, hornblenda e epidoto. Localmente ocorrem zonas enriquecidas em granada. A porcao escarnitica constitui-se de clinofibolito e microclinio em agregado granoblastico e megacristais idiomorficos de plagioclasio. Localmente ocorre clinopiroxeno ao inves de clinofibolito. O contato com o granitoide e gradacional.
		ZONA CINZENTA A ROSADA	PLAGIOCLASIO QUARTZO MICROCLINIO CLINOANFIBOLIO	50-60 20-25 15-20 5	EPIDOTO HORNBLENDA APATITA TITANITA		

continua...

TABELA 6. continuação...

1-02/ 21,20	FINAMENTE BANDADA	BANDA CINZA MEDIA	DIOPSIDIO MICROCLINIO	80-85 15-20	TITANITA	MICROCLINIO- DIOPSIDIO HORNFELS	
		BANDA ESBRANQUIÇADA	CALCITA DIOPSIDIO	80-85 15-20	ESCAPOLITA	DIOPSIDIO-CALCITA MARMORE	
		BANDA VERDE CLARA A MEDIA	DIOPSIDIO CALCITA QUARTZO	35-40 35-40 20-30		QUARTZO-DIOPSIDIO- CALCITA HORNFELS	Rocha finamente bandada com texturas variáveis, em geral granoblasticas, localmente poligonais. Escapolita ocorre na forma de poiquiloblastos. Nas bandas de coloracao marrom a cinzenta ocorrem poiquiloblastos de diopsidio, flogopita e tremolita.
		BANDA MARRON A CINZA ESCURA	CALCITA DIOPSIDIO FLOGOPITA	50-55 30-35 10-15	TREMOLITA ZOISITA	FLOGOPITA-DIOPSIDIO- CALCITA MARMORE	
		BANDA CINZENTA CLARA ESVERDEADA	CALCITA DIOPSIDIO TREMOLITA	50-55 40-45 5		TREMOLITA-DIOPSIDIO MARMORE	
1-02/ 30,95	BANDADA	BANDA LEVEMENTE ROSADA	CALCITA MICROCLINIO QUARTZO	50 45 5		CALCITA MARMORE IMPURO BANDADO	Rocha bandada de textura granoblastica fina a media. A banda rosada grada para a branca (marmore quase puro). No contato entre essas duas bandas ocorre concentracao preferencial de poiquiloblastos de diopsidio. A escapolita da zona branca ocorre na forma de poiquiloblastos idiomorficos que englobam calcita e diopsidio, estando quase totalmente pseudomorfosada por mineral micaceo incolor (margarita?).
		ZONA/BANDA BRANCA	CALCITA DIOPSIDIO ESCAPOLITA	80-85 10-15 5			
		ZONA ROSEA	CALCITA DIOPSIDIO	50-85 15-50	TITANITA		
1-02/ 59,80	LEVEMENTE BANDADA	CINZA MEDIA	CALCITA QUARTZO FLOGOPITA	85-90 5 5	OPACOS (pirita) (grafita?) TITANITA	QUARTZO-FLOGOPITA CALCITA MARMORE	Rocha de granulacao fina e textura granoblastica. Quartzo e flogopita ocorrem preferencialmente em bandas de coloracao levemente mais clara. Opacos ocorrem em agregados de graos muito finos (grafita?) ou em cristais idiomorficos (pirita) associados ao quartzo.
1-02A/ 17,50	ZONADA	ZONA VERDE	CLINOPIROXENIO (salita)	95-100	EPIDOTO OPACOS CALCITA	SALITA ESCARNITO	Rocha de coloracao verde com textura granoblastica fina constituída essencialmente por clinopiroxenio atravessada por zona de espessura centimetrica granatífera. Na zona piroxenitica ocorre algum epidoto substituindo piroxenio ao longo de venulacoes.
		ZONA MARRON	GRANADA (grandita)	40-45		SALITA-CALCITA- GRANADA ESCARNITO ALBITIZADO	A zona granatífera apresenta-se intensamente albitizada, carbonatizada e epidotizada. A granada ocorre na forma de capas concentricas representando zonas preservadas de cristais zonados. Albita associada com calcita e algum epidoto forma grandes poiquiloblastos que incluem as capas preservadas da granada.
			ALBITA	25-30			
			CALCITA CLINOPIROXENIO (salita) EPIDOTO	10-15 10-15 5			
1-03/ 57,20	"BANDADA" (zoneamento metassomatico)	ROCHA CINZENTA COM BANDAS E ZONAS IRREGULARES CASTANHAS E VERDES	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) CALCITA	35-40 30-35 25-30	EPIDOTO APATITA OPACOS (pirita) TITANITA ALBITA QUARTZO	SALITA-GRANADA ESCARNITO COM BANDAS E "RESTOS" DE CALCITA MARMORE	Clinopiroxenio forma agregado granoblastico fino por vezes poligonal, que se apresenta substituido por massa granatífera em bandas e zonas irregulares. A granada desenvolve-se inicialmente ao longo dos contatos entre graos de clinopiroxenio ou calcita, evoluindo para agregado compacto com inclusões de clinopiroxenio corroído ou graos ovalados de calcita. Calcita ocorre ainda preenchendo espacos intersticiais e em venulas com epidoto.
1-03/ 57,30	ZONADA/ DIFUSAMENTE BANDADA	ZONA ROSADA A CASTANHA	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) ALBITA	55-60 25 10-15 5	MOLIBDENITA EPIDOTO SERICITA	ALBITA-SALITA ESCARNITO	Rocha de coloracao verde escura a marrom constituída essencialmente por granada da serie grossularia-andradita e clinopiroxenio salitico em proporcoes variáveis. Quando predomina a granada esta ocorre em agregado compacto com inclusões de clinopiroxenio corroído e albita intersticial. Nas zonas mais ricas em clinopiroxenio a textura e granoblastica poligonal. A granada apresenta-se frequentemente carbonatizada e epidotizada.
			CALCITA				
		ZONA VERDE A MARRON	CLINOPIROXENIO (salita) GRANADA (grandita)	30-80 20-70	ALBITA CALCITA EPIDOTO SERICITA	GRANADA-SALITA ESCARNITO	
1-03/ 58,65	ZONADA IRREGULAR	ZONAS VERDES E MARRON ALARANJADAS IRREGULARES	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita)	55-60 35-40	ALBITA CALCITA EPIDOTO PIRITA MOLIBDENITA	SALITA-GRANADA ESCARNITO	Rocha constituída essencialmente por manchas e zonas irregulares granatíferas e piroxeniticas. Clinopiroxenio ocorre em agregado granoblastico poligonal ou graos idiomorficos sobre fundo de calcita ou albita em grandes cristais poiquiloblasticos, e na forma de graos corroídos inclusos na granada. Granada forma massas em parte intensamente carbonatizadas. Pirita ocorre em graos intersticiais a poiquiloblasticos associados a venulacoes. Molibdenita ocorre em placas idiomorficas.

continua...

TABELA 6. continuação...

1-03/ 64,55	ORIENTADA VENULADA	MARROM COM FREQUENTES VEIOS E VENULAS VERDE CLARAS	PLAGIOCLASIO (andesina) QUARTZO BIOTITA/ FLOGOPITA DIOPSIDIO	70-75 5-10 5-10 5-10	CLORITA TITANITA OPACOS SERICITA	DIOPSIDIO-BIOTITA- QUARTZO-ANDESINA HORNFEELS	Rocha de granulacao fina e textura granoblastica poligonal. Biotita ocorre em palhetas dispersas pela rocha com fraca orientacao preferencial. A rocha e cortada por frequentes veios e venulas de diopsidio. Nas bordas das venulas ocorre zona sem biotita. Diopsidio ocorre ainda como poiquiloblastos dispersos. Plagioclasio apresenta frequentes nucleos sericitizados.
1-03/ 65,55	ZONADA	ZONAS VERDE ESCURAS ZONAS CASTANHO ESCURAS ZONAS VERDE CLARAS VEIOS CINZENTOS	CLINOPIROXENIO (salita) GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) EPIDOTO CALCITA ALBITA idem zonas verde claras	90-100 70-75 20-25 prop. var.	CALCITA EPIDOTO ALBITA TREMOLITA CALCITA TREMOLITA EPIDOTO ALBITA GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) TITANITA OPACOS (pirita)	SALITA ESCARNITO SALITA-GRANADA ESCARNITO ALBITA-CALCITA- EPIDOTO FELS (ESCARNITO) HIDROTHERMALIZADO	Rocha com estrutura extremamente irregular. As zonas granatíferas, castanhas ocorrem em bandas de espessura centimétricas, frequentemente com zona central preenchida com grandes cristais de calcita e, invadindo as zonas verde escuras na forma de manchas irregulares, veios e venulações. As zonas verde claras ocorrem na forma de manchas irregulares substituindo as zonas castanhas e verdes. A rocha e cortada ainda por veios cinzentos com textura milonítica. No contato com calcita a granada apresenta contornos idiomórficos. A zona granatífera apresenta inclusões corroidas de salita e esta localmente intensamente carbonatizada e epidotizada. A zona piroxenítica apresenta textura granoblastica poligonal fina. A zona verde clara apresenta poiquiloblastos e agregados de epidoto em matriz de albita e calcita. Nas bordas destas zonas e veios hidrotermiais ocorrem frequentemente monocristais milimétricos a subcentimétricos de epidoto ou albita com inclusões idiomórficas de granada e clinopiroxênio. Localmente o clinopiroxênio se apresenta alterado para tremolita.
1-03/ 65,90	ZONADA IRREGULAR	MARROM COM BANDAS E ZONAS IRREGULARES VERDES	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita)	60-65 30-35	CALCITA EPIDOTO QUARTZO TREMOLITA/ ACTINOLITA TITANITA	SALITA-GRANADA ESCARNITO	Rocha constituída por agregado compacto de granada com abundantes inclusões de clinopiroxênio corroido e alguma quartzo e calcita intersticiais e zonas irregulares ou bandas de clinopiroxênio em agregado granoblastico. Nas zonas piroxeníticas a granada se desenvolve poiquiloblasticamente. Localmente o clinopiroxênio esta parcialmente alterado para clinanfólio e a granada carbonatizada e epidotizada.
1-03/ 70,70	MACICA com veio de espessura milimétrica	MARROM ESCURA COM MANCHAS IRREGULARES VERDE ESCURAS	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) QUARTZO	45-70 15-20 10-15	CALCITA ALBITA OPACOS (pirita) (mollidnita) (calcopirita) (bornita) CLORITA	QUARTZO-SALITA- GRANADA ESCARNITO	Rocha essencialmente granatífera macica, com clinopiroxênio corroido e manchas irregulares constituídas por quartzo e clinopiroxênio em agregado granoblastico com proporções variáveis de granada. Nos cristais maiores de clinopiroxênio a granada se desenvolve sobre fraturas e planos de clivagem. O veio e constituído por cristais idiomórficos de granada com quartzo e albita intersticiais e opacos associados a clorita com formas intersticiais a poiquiloblasticas.
1-03/ 71,30	DIFUSAMENTE BANDADA/ ZONADA	PORCAO VERDE ACINZENTADA COM BANDAS E ZONAS ROSEAS PORCAO CINZA ESVERDEADA CLARA	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) QUARTZO ALBITA ALBITA GRANADA (grossularia) DIOPSIDIO CALCITA QUARTZO VESUVIANITA	30-35 25-30 15-20 15-20 30-35 20-25 10-15 5-10 5-10	CALCITA TITANITA SERICITA MICROCLINIO TITANITA OPACOS SERICITA CLORITA	ALBITA-QUARTZO- SALITA-GRANADA HORNFEELS METASSOMATICO VESUVIANITA- QUARTZO-CALCITA- DIOPSIDIO- GROSSULARIA- ALBITA HORNFEELS METASSOMATICO	Rocha de composicao calciossilicatica difusamente bandada/zonada. Na porcao verde com bandas roseas albita em agregado granoblastico poligonal ocorre em bandas parcialmente substituidas por salita e granada. A granada ocorre em veios e venulas que evoluem para zonas difusas, localmente poiquiloblasticas englobando clinopiroxênio e albita. Quartzo ocorre intersticialmente; em contato com o quartzo a granada apresenta contornos idiomórficos, sendo frequentemente anisotropa. Na porcao acinzentada, granada e piroxênio se desenvolvem em zonas difusas substituindo e englobando albita e calcita. Parte da granada esta alterada para vesuvianita.
1-03/ 72,30	FINAMENTE BANDADA/ ZONADA	BANDAS BRANCAS, CINZA ESVERDEADAS E MARROMS	MOLLASTONITA GRANADA (grossularia) VESUVIANITA DIOPSIDIO	65-70 15-20 10 5-10	ALBITA CALCITA TITANITA	DIOPSIDIO- VESUVIANITA- GROSSULARIA- MOLLASTONITA ESCARNITO BANDADO	Rocha de granulacao fina. As bandas predominantes brancas constituem-se essencialmente de wollastonita em agregado granoblastico a decussado. Finas bandas esverdeadas sao mais ricas em diopsidio. Nestas bandas desenvolvem-se cristais poiquiloblasticos de vesuvianita. Granada ocorre em porfiroblastos subcentimétricos preferencialmente sobre as bandas com diopsidio, e em agregados macicos formando bandas. Localmente apresenta-se parcialmente substituidas por vesuvianita. Albita ocorre intersticialmente nas zonas granatíferas.

continua...

TABELA 6. contínuuação...

[illegible]

continua...

TABELA 6. continuação...

I-06/ 33,95- 34,00	FINAMENTE BANDADA	ZONAS CINZENTAS A ESBRANQUIÇADAS	MICROCLINIO QUARTZO CLINOPIROXENIO (salita)	50-55 20 25-30	TITANITA OPACOS (pirita)	SALITA-QUARTZO- MICROCLINIO HORNFELS	Rocha finamente bandada com textura granoblastica, local- mente poiquiloblastica.
		ZONAS CINZENTO MEIAS	ESCAPOLITA GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) MICROCLINIO QUARTZO	50 15-20 10-15 5-10 5-10	OPACOS (pirita)	QUARTZO-MICROCLINIO- SALITA-GRANADA- ESCAPOLITA HORNFELS METASSOMATICO	Nas zonas cinzentas a esbranquiçadas, ocorre fino bandamento composicional, devido principalmente a variações no teor em salita. A zona cinzento média parece ter se formado a partir de bandas semelhantes as zonas cinzento esbranquiçadas por desenvolvimento metassomático de poiquiloblastos de escapolita. A granada parece ter se formado sobre salita.
I-06/ 36,83- 36,91	ZONADA	ZONA BRANCA COM MACULAS ROSEAS	WOLLASTONITA GRANADA (grossularia) VESUVIANITA	70-75 20 5-10	DIOPSIDIO	VESUVIANITA- GROSSULARIA- WOLLASTONITA ESCARNITO	Rocha branca com maculas roseas atravessada por zona castanha com nucleo branco. A rocha constitui-se de porfiro/poiquiloblastos subcentimetricos de granada em matriz nematoblastica a decussada fina de wollastonita com algum diopsidio. Vesuvianita ocorre preferencialmente nas bordas das granadas.
		ZONAS CASTANHAS	VESUVIANITA WOLLASTONITA	80-85 10-15	DIOPSIDIO		A zona castanha constitui-se essencialmente de vesuvianita em grandes cristais zonados com frequentes inclusões de wollastonita. O nucleo e essencialmente wollastonitico.
I-06/ 41,20- 41,31	ZONADA	ZONA BRANCA COM MACULAS ROSEAS	WOLLASTONITA GRANADA (grandita) DIOPSIDIO	50-55 40 5-10	SHEELITA PLASIOCLASIO	DIOPSIDIO-GRANADA- WOLLASTONITA ESCARNITO	A zona com maculas roseas constitui-se de porfiro/poiquiloblastos de granada em matriz nematoblastica a decussada composta por wollastonita e algum diopsidio.
		ZONA BRANCA COM MACULAS CASTANHAS	VESUVIANITA WOLLASTONITA DIOPSIDIO	75 15-20 5-10	ALBITA	DIOPSIDIO-WOLLASTO- NITA-VESUVIANITA ESCARNITO	A zona com maculas castanhas parece ter sido semelhante a outra zona, porem com a granada substituida por vesuvianita. Albita ocorre em inclusões irregulares na vesuvianita.
I-06/ 63,74- 63,82	MACICA	MARRON CLARO MEDIO	GRANADA (grandita) WOLLASTONITA CALCITA DIOPSIDIO	75 10-15 5-10 5	QUARTZO	CALCITA-WOLLASTO- NITA-GRANADA ESCARNITO	Rocha constituída por cristais idiomorficos, milimetricos de granada justapostos. Os interstícios estão preenchidos por agregado de wollastonita associada a quartzo e calcita. A granada apresenta frequentes inclusões de calcita e diopsidio corroídos e fraturas preenchidos com calcita.
		ROCHA CINZA ESVERDEADA	CALCITA ESCAPOLITA DIOPSIDIO	70-80 15 5-10	GRANADA (grandita) OPACOS (grafita)	DIOPSIDIO-ESCAPOLITA -CALCITA MARMORE	Rocha esverdeada atravessada por veio escarnitico zonado. O marmore apresenta textura granoblastica fina a media. Escapolita desenvolve-se intersticialmente ou forma pequenos poiquiloblastos. Proximo ao veio, a rocha torna-se mais clara, provavelmente por destruicao de grafita muito fina.
I-06/ 67,62-	MACICA COM ZONAS METASSOMATICAS	ZONA ROSEA	GRANADA (grossularia) DIOPSIDIO CALCITA	80-90 5-10 5-10	VESUVIANITA	CALCITA-DIOPSIDIO- GRANADA ESCARNITO	O veio apresenta zona externa rosea, essencialmente granatífera, com contatos idiomorficos com o marmore e frequentes inclusões de calcita e diopsidio. Localmente a granada esta parcialmente substituida por vesuvianita.
		ZONA BRANCA	WOLLASTONITA DIOPSIDIO	70 30	VESUVIANITA GRANADA (grossularia)	DIOPSIDIO-WOLLASTO- NITA ESCARNITO	A zona central do veio constitui-se de wollastonita e diopsidio em agregado nematoblastico.
I-07/ 31,30	BANDADA/ IRREGULARMENTE ZONADA	BANDAS CINZENTAS	CALCITA DIOPSIDIO TREMOLITA	75 15-20 5-10	OPACOS (pirita) CLORITA	TREMOLITA-DIOPSIDIO CALCITA MARMORE	Marmore bandado com zonas escarnitizadas irregulares paralelas ou obliquas ao bandamento. O bandamento do marmore deve-se a variações no teor em diopsidio e tremolita.
		ZONAS VERDES	CLINOPIROXENIO (diopsidio, salita) CALCITA	80-85 15-20	OPACOS (pirita)	CALCITA-SALITA ESCARNITO	Em algumas bandas ocorre flogopita ao inves de diopsidio. Tremolita forma poiquiloblastos englobando calcita e diopsidio. Na zona escarnitizada o clinopiroxênio se apresenta na forma de poiquiloblastos subcentimetricos. Pirita ocorre preferencialmente no contato escarnito-marmore.
I-08A/ 57,00	BANDADA	CINZA A MARRON CLARA	CALCITA DIOPSIDIO FLOGOPITA	75-80 10-15 5-10	CLINOAMFIBOLIO (tremolita-actinolita) TITANITA	FLOGOPITA- DIOPSIDIO- CALCITA MARMORE	Rocha de granulacao fina e textura granoblastica; poiquiloblastica em algumas bandas. A estrutura bandada da rocha deve-se a variações na textura e nas proporções entre os constituintes. Diopsidio e flogopita ocorrem na forma de pequenos grãos dispersos pela rocha, sendo poiquiloblasticos em algumas bandas. clinoamfibolio ocorre em bandas, associado a calcita, diopsidio e poiquiloblastos de flogopita ou, localmente em agregados finos lenticulares.
			CALCITA FLOGOPITA ESCAPOLITA	80 5-10 5	OPACOS	FLOGOPITA- DIOPSIDIO- CALCITA MARMORE	Rocha de granulacao fina e textura poiquiloblastica. A estrutura bandada da rocha deve-se a variações no teor em diopsidio, flogopita e escapolita, os quais ocorrem na forma de poiquiloblastos submilimetricos a milimetricos englobando calcita.

continua...

TABELA 6. continuação...

I-08A/ 177,25- 177,35	ZONADA	ZONA EXTERNA CINZA MEDIA	CALCITA (diopsídio)	85-90 10-15	CLINOANFIBOLIO CLINOZOISITA OPACOS	DIOPSIDIO-CALCITA MARMORE COM	Diopsídio marmore atravessado por veio escarnítico de espessura centimétrica. O marmore apresenta textura granoblástica poligonal com diopsídio idiomórfico. Clinoanfibolito ocorre na forma de poiquiloblastos englobando calcita. O veio escarnítico apresenta zona interna granífera e bordas piroxeníticas. Na zona piroxenítica o piroxenio se apresenta em agregado granoblástico poligonal com calcita em equilíbrio textural. Na zona granatífera ocorrem frequentes inclusões de clinopiroxenio corroído. A granada avança sobre a zona piroxenítica englobando calcita e clinopiroxenio poiquiloblasticamente. Intersticialmente ocorre alguma albita. Localmente a granada está carbonatizada. Pirita ocorre localmente, no contato entre as zonas piroxeníticas e granatíferas.
		ZONA INTER- DIARIA VERDE	CLINOPIROXENIO (salita- ferrosalita)	75	PIRITA	VEIO ESCARNITICO:	
		ZONA INTERNA MARRON	GRANADA (grandita)	80 10	ALBITA PIRITA	CALCITA-SALITA ESCARNITO E CALCITA-SALITA- GRANADA ESCARNITO	
I-09/ 95,30	FINAMENTE BANDADA	CINZA CLARA E MARRON	CALCITA FLOGOPITA DIOPSIDIO	85-90 5-10 5	TITANITA EPIDOTO OPACOS	DIOPSIDIO-FLOGOPITA- CALCITA MARMORE	Rocha de granulacao fina e textura granoblástica. Fino bandamento composicional deve-se a concentrações maiores de flogopita e diopsídio em algumas camadas.
I-13/ 74,30- 74,60	BANDAMENTO RITMICO	BANDAS VERDE CLARAS	CLINOANFIBOLIO (tremolita- actinolita)	80-85 5-10	MICROCLINIO TITANITA PIRITA CALCITA	HORNFELS BANDADO: DIOPSIDIO-QUARTZO- TREMOLITA HORNFELS E	Rocha com bandamento ritmico centimétrico. As bandas verdes constituem-se de agregado decussado fino de clinoanfibolito com porfiroblastos de diopsídio e localmente biotita. As bandas marrons constituem-se de microclinio, diopsídio e quartzo em agregado granoblástico poligonal fino. Entre as bandas verdes e marrons ocorre frequentemente zona milimétrica branca semelhante as bandas marrons, porém sem biotita. Esta forma porfiroblastos bem desenvolvidos no contato com as bandas verdes.
		BANDAS MARRONS	MICROCLINIO BIOTITA QUARTZO	65-70 15-20 5-10	TITANITA OPACOS APATITA	QUARTZO-BIOTITA- MICROCLINIO HORNFELS	
I-A15/ 17,35- 17,60	MACICA	CINZA COM FENOCRISTAIS LEVEMENTE ROSADOS	MICROCLINIO PLAGIOCLASIO (oligoclasio) QUARTZO HORNBLENDA	35-40 35-40 15 5	BIOTITA TITANITA OPACOS APATITA CLONITA SERICITA ALLANITA	QUARTZO MONZONITO	Rocha isotropa de granulacao media, estrutura porfiroide e textura inequigranular hipidiomórfica. Microclinio peritítico ocorre em fenocrístais subcentimétricos a centimétricos e em grãos intersticiais na matriz. No contato com plagioclasio frequentemente ocorre miraequitas. Plagioclasio apresenta habito hipidiomórfico e fraco zoneamento composicional realizado pela sericitizacao incipiente nas porções mais calcicas. Biotita verde parcialmente cloritizada e hornblenda ocorrem dispersas pela rocha.
I-A15/ 22,37- 22,54	MACICA	ROCHA DE COLORACAO CINZA MEDIO	CLINOANFIBOLIO (tremolita- actinolita) PLAGIOCLASIO (oligoclasio) MICROCLINIO QUARTZO	35-40 25-30 15-20 10-15	TITANITA CALCITA OPACOS (pirita) (ilmenita) EPIDOTO CLORITA ZIRCAO SCHEELITA APATITA	QUARTZO MONZONITO METASSOMATIZADO	Rocha isotropa de granulacao media e textura blasto inequigranular hipidiomórfica. A textura original se evidencia macroscopicamente pela presença de grãos milimétricos de plagioclasio e microclinio hipidio a idiomórficos. O plagioclasio apresenta-se deformado, com lamelas de geminação encurvadas e recristalização parcial para agregado granoblástico poligonal. Quartzo apresenta forte extinção ondulante. Clinoanfibolito ocorre em agregados de prismas de coloracao variada, formados aparentemente por substituição de biotita e hornblenda. Titanita apresenta-se substituída por agregado de mineral opaco (ilmenita?). Carbonato preenche fraturas e substitui plagioclasio e clinoanfibolitos.
I-A15/ 22,65- 22,86 A	MACICA	CINZA ROSADO	MICROCLINIO DIOPSIDIO PLAGIOCLASIO (oligoclasio- albita) QUARTZO		TITANITA EPIDOTO TREMOLITA SERICITA CALCITA APATITA ALLANITA OPACOS	GRANITOIDE METASSOMATIZADO A ENDOESCARNITO	Rocha de granulacao media e textura blasto inequigranular hipidiomórfica a granoblástica. Os cristais de feldspatos apresentam-se na maior parte recristalizados para agregado granoblástico poligonal. O diopsídio apresenta localmente restos de anfibolito tremolítico.
I-A15/ 22,65- 22,86 B	MACICA/ ZONADA	CINZA ESVERDEADO	PLAGIOCLASIO (albita) EPIDOTO DIOPSIDIO TITANITA GRANADA (grandita) MICROCLINIO	45-50 15-20 15-20 5 5 5	OPACOS (molibdenita) APATITA CALCITA	GRANITOIDE METASSOMATIZADO A ENDOESCARNITO	Rocha de granulacao media e textura granoblástica com duas zonas composicionalmente distintas. A primeira constitui-se de plagioclasio e diopsídio com alguma granada crescendo sobre o diopsídio. A segunda constitui-se de plagioclasio albitico e epidoto com grãos dispersos de molibdenita idiomórfica de até 3mm. Titanita ocorre dispersa pela rocha em grãos idiomórficos.
I-A15/ 22,95- 23,10	MACICA	MARRON ESCURA A ESVERDEADA	CLINOPIROXENIO (salita) GRANADA (grandita) QUARTZO	50-55 35-40 5	EPIDOTO CALCITA ALBITA MICROCLINIO OPACOS	GRANADA-SALITA ESCARNITO	Rocha de granulacao media e textura granoblástica constituída essencialmente por clinopiroxenio da serie diopsídeo-hedenbergita e granada da serie grossularia-andradita. A granada apresenta-se em grãos poiquiloblastico que englobam clinopiroxenio corroído. Quartzo intersticial ocorre nas porções mais granatíferas e preenchendo veios e venulas junto com epidoto e calcita. Epidoto desenvolve-se também sobre granada e piroxenio.

continua...

TABELA 6. continuação...

I-A15/ 24,90- 24,10	MACICA/ ZONADA	VERDE PISTACHE COM ZONA CASTANHA	EPIDOTO ALBITA GRANADA (grandita)	70-75 15-20 5-10	QUARTZO CALCITA CLINDANFIBOLIO (tremolita- actinolita) OPACOS (molibdenita)	GRANADA-ALBITA- EPIDOTO FELS (ESCARNITO ?)	Rocha de granulacao fina a media constituída essencial- mente por grãos idiomorficos de epidoto sobre placas de albita com quartzo subordinado. Em parte da amostra ocor- re resto de granada escarnito constituído por granada fortemente epidotizada e carbonatizada, localmente com fragmentos de granada sobre placas de quartzo. Granada e plagioclásio aparentemente não ocorrem associados.
I-A15/ 25,20- 25,40 A	ZONADA	ZONA VERDE ESCURA	CLINOPIROXENIO (salita) GRANADA (grandita) EPIDOTO	80-90 5-10 5-10	CALCITA	EPIDOTO-GRANADA- SALITA ESCARNITO	Rocha de coloracao verde atravessada por zona narrow, granatífera, de espessura centimétrica e falhada, com pequeno rejeito. Na zona piroxenítica a textura e grano- blástica poligonal fina. Localmente desenvolvem-se, asso- ciados a venulas, poiquiloblastos de granada e epidoto. Na zona granatífera, macia, ocorrem frequentes inclusões corroídas de salita. Esta zona apresenta-se parcialmente alterada para agregado poiquiloblastico de epidoto e albita, especialmente no contato com a zona piroxenítica.
I-A15/ 25,20- 25,40 B		ZONA MARROM COM MANCHAS VERDE CLARAS	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) EPIDOTO	70-75 15-20 5-10	ALBITA	EPIDOTO-SALITA- GRANADA ESCARNITO	
I-A15/ 25,20- 25,40 B	MACICA	VERDE ESCURA	CLINOPIROXENIO (salita) GRANADA (grandita)	90 5	EPIDOTO (albita) OPACOS ACTINOLITA	SALITA ESCARNITO	Rocha isotropa constituída essencialmente por clinopiro- xênio em agregado granoblastico poligonal, atravessada por veios e venulas de carbonato associados aos quais se desenvolvem preferencialmente granada e epidoto. A gra- nada tende a assumir habito poiquiloblastico, englobando carbonato e clinopiroxênio corroído. Epidoto engloba poi- quiloblasticamente granada e clinopiroxênio.
I-A15/ 25,67- 25,77	LEVEMENTE BANDADA	BANDAS VERDE ESCURAS E CLARAS	CLINOPIROXENIO (diopsidio) CALCITA EPIDOTO	35-40 35-40 20-25	PLAGIOCLASIO (albita) TITANITA ACTINOLITA	EPIDOTO-DIOPSIDIO- CALCITA ESCARNITO	Rocha de granulacao fina e textura granoblastica poligo- nal. O bandamento deve-se a pequenas variações nas pro- porções entre diopsidio e calcita. Plagioclásio albitico ocorre na forma de grãos intersti- ciais. Epidoto intersticial assume localmente habito poi- quiloblastico, englobando diopsidio e calcita. Titanita ocorre na forma de grãos arredondados e agrega- dos dispersos pela rocha.
I-A15/ 29,30- 29,54	MACICA	CINZA CLARO	CALCITA FLOGOPITA DIOPSIDIO	90 5 5	MICROCLINIO	CALCITA MARMORE	Rocha de granulacao fina a media constituída essencial- mente por calcita em agregado granoblastico, Diopsidio e flogopita em pequenos grãos idiomorficos ocorrem dispersos pela rocha.
I-A15/ 48,00- 48,00	ZONADA	ZONA VERDE ESCURA	CLINOPIROXENIO (salita) GRANADA (grandita)	90-95 5-10	TITANITA CALCITA	GRANADA-SALITA ESCARNITO	Rocha verde escura, isotropa, atravessada por zona narrow! No contato entre as zonas verde e marrom ocorre zona irre- gular descontinua de coloracao verde pistache. A zona verde escura constitui-se essencialmente de salita! em agregado granoblastico poligonal com pequenos grãos dispersos de titanita e raros porfiroblastos de granada ao longo de venulações. A zona marrom constitui-se de agregado compacto de granada com frequentes inclusões de salita corroída. Na zona verde clara desenvolvem-se poi- quiloblastos de epidoto e albita que se apresentam par- cialmente carbonatizados, incluindo restos de granada e salita. Nos contatos desta zona com as outras ocorre estreita faixa enriquecida em grãos minúsculos de tita- nita (?).
I-A15/ 48,00- 48,00		ZONA VERDE CLARA (PISTACHE)	EPIDOTO ALBITA CALCITA GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita)	50-55 25-30 5-10 5-10 5-10	TITANITA	SALITA-GRANADA- CALCITA-ALBITA- EPIDOTO FELS OU ESCARNITO HIOTERMAIZADO	
I-A15/ 48,00- 48,00		ZONA MARROM ESCURA	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita)	90 5-10	EPIDOTO CALCITA	SALITA-GRANADA ESCARNITO	
I-A15/ 48,36- 48,39	MACICA	NARROW ESCURA	GRANADA (grandita) CALCITA CLINOPIROXENIO (salita)	80-85 10-15	QUARTZO CALCITA SCHEELITA	SALITA-GRANADA ESCARNITO	Rocha constituída por agregado compacto de granada andra- dítica com frequentes inclusões de salita corroída e pe- quenos grãos de scheelita dispersos. A scheelita apresen- ta-se em grãos hipidiomorficos a alotriomorficos. Quartzo e calcita ocupam espaços intersticiais. Frac zoneamento composicional da granada sugere serem os cristais individuais de dimensões subcentimétricas.
I-A15/ 49,75- 49,89	ZONADA	ZONA MARROM ESCURA	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita)	85-90 5-10	CALCITA EPIDOTO QUARTZO SCHEELITA	SALITA-GRANADA ESCARNITO	A zona rosea com manchas verdes ocorre no contato entre as zonas marrom e verde e, invadindo estas na forma de veios e manchas irregulares. A zona marrom constitui-se de agregado compacto de grana- da andradítica com frequentes inclusões de salita corroí- da. Calcita ocorre preenchendo espaços vazios subcentimé- tricos a centimétricos no interior desta zona. A granada apresenta contatos idiomorficos com a calcita. Nas proxim- idades desta calcita a granada se apresenta intensamen- te carbonatizada e epidotizada. A zona rosea constitui-se de grossularia intensamente carbonatizada e albitizada.
I-A15/ 49,75- 49,89		ZONA VERDE ESCURA	CLINOPIROXENIO (salita) CALCITA ALBITA EPIDOTO	80 5-10 5-10 5	BERICITA	ALBITA-CALCITA- SALITA ESCARNITO	A zona verde ocorre também como restos no interior da zo- na marrom. Constitui-se de salita em agregado granoblasti- co poligonal fino e, localmente de grãos idiomorficos de salita sobre fundo monocristalino de calcita ou albita intensamente sericitizada.
I-A15/ 49,75- 49,89		ZONA ROSEA COM MANCHAS VERDE CLARAS	GRANADA (grossularia) CALCITA ALBITA EPIDOTO CLINOPIROXENIO (salita)	60-70 10-20 5-10 5-10 5	VEUVIANITA	EPIDOTO-ALBITA- CALCITA-GROSSULARIA FELS (ESCARNITO HIOTER- MAIZADO)	

continua...

TABELA 6. continuação...

I-A15/ 50,10- 50,22	ZONADA	ZONA VERDE ESCURA	CLINOPIROXENIO (salita) GRANADA (grandita)	70-100 0-30	TITANITA OPACOS	GRAMADA-SALITA ESCARNITO	Rocha de coloração verde escura com banda centimétrica marrom. Os contatos com a zona verde escura são gradacion- ais. No centro da zona marrom, granatífera, ocorre zona estreita preenchida com grandes cristais de calcita. Os contatos da granada com esta zona são idiomórficos. Na zona granatífera ocorrem frequentes inclusões de salita.
		ZONA MARROM ESCURA	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita)	80-90 10-20	CALCITA EPIDOTO ALBITA QUARTZO	SALITA-GRAMADA ESCARNITO	em parte corroída. Esta zona grada para a verde escura por aumento no teor em salita, passando localmente para agregado poligonal essencialmente salítico. A zona verde clara ocorre descontinuamente na porção intermediária
		ZONA VERDE CLARA (PISTACHE)	EPIDOTO QUARTZO CLINOPIROXENIO (salita) GRANADA (grandita) ALBITA	prop. var.	OPACOS TITANITA	ESCARNITO HIDROTHERMALIZADO	entre as zonas verde escura e marrom. Caracteriza-se pelo desenvolvimento de poiquiloblastos de epidoto com quartzo intersticial. Nas bordas desta zona ocorre estreita faixa enriquecida em grãos minúsculos de titanita.
I-A15/ 50,63- 50,70	ZONADA/ BANDADA	ZONA CINZENTA LEVENTE BANDADA	CALCITA DIOPSÍDIO GRANADA (grossularia)	65-70 10-15 10-15	CLINOZOISITA TRENOLITA CLORITA	DIOPSÍDIO-CALCITA MARMORE PARCIALMENTE ESCARNITIZADO	A zona cinzenta constitui-se de diopsídio marrom. Apr- senta textura granoblástica fina a média. O leve band- amento deve-se a variações no teor em diopsídio. Desenvol- vem-se nesta zona agregados poiquiloblasticos, alongados conforme o bandamento, de granada com frequentes inclusões de diopsídio. A zona marrom clara tem contatos oblíquos
		ZONA MARROM CLARA A ROSEA	GRANADA (grossularia) DIOPSÍDIO VESUVIANITA EPIDOTO	50-55 20-25 10-15 5-10	CALCITA ALBITA SERICITA	EPIDOTO-VESUVIANITA- DIOPSÍDIO-GROSSULA- RIA ESCARNITO	ao bandamento do marmore. Constitui-se de agregado gra- noblástico de diopsídio com frequentes zonas poiquiloblas- ticas de granada. Vesuvianita aparentemente formou-se por alteração da granada. Esta zona apresenta-se intensa- mente carbonatizada e epidotizada. Albita intensamente sericitizada ocorre intersticialmente.
		CINZA CLARA COM MACULAS ROSEAS E VELO CASTANHO COM ZONA INTERNA BRANCA	WOLLASTONITA GRANADA (grossularia) VESUVIANITA DIOPSÍDIO	40-45 25-30 10-15 10-15	ALBITA CALCITA	DIOPSÍDIO- VESUVIANITA- GROSSULARIA- WOLLASTONITA ESCARNITO	Rocha constituída por porfiro/poiquiloblastos milimétricos a subcentimétricos de granada em matriz essencialmen- te wollastonítica. A granada inclui poiquiloblasticamente abundante diopsídio e wollastonita. Na matriz, de granu- lação fina, a wollastonita ocorre em agregado neomoblas- tico a decussado com algum diopsídio associado. A rocha é atravessada por veios de espessura centimétrica consti- tuídos essencialmente por cristais de vesuvianita. Os veios apresentam zona central essencialmente wollastoni- tica. A vesuvianita inclui wollastonita e diopsídio alem de restos de granada. No resto da rocha é frequente a granada estar parcialmente substituída por vesuvianita.
BU-I/A	MACICA/ FINAMENTE BANDADA	ROCHA CINZENTA CLARA	CALCITA DIOPSÍDIO ESCAPOLITA	70 20 10		ESCAPOLITA-DIOPSÍDIO -CALCITA MARMORE COM	O marmore apresenta granulacao fina. Escapolita e diop- sídio ocorrem na forma de poiquiloblastos.
		BANDA CINZENTA MÉDIA	DIOPSÍDIO ESCAPOLITA MICROCLINIO	50 30-35 15-20		BANDA DE MICROCLI- NIO-ESCAPOLITA- -DIOPSÍDIO HORNFELS	A bande de hornfels apresenta granulacao muito fina. Escapolita poiquiloblastica engloba diopsídio e microcli- nio.
BU-I/B	FINAMENTE BANDADA	BANDAS ESVERDEADAS, LOCALMENTE COM MACULAS ROSEADAS	DIOPSÍDIO GROSSULARIA ZOISITA CALCITA QUARTZO MICROCLINIO FELDSPATO OPACOS HORNBLENDA ESCAPOLITA TITANITA VESUVIANITA	prop. var.		HORNFELS CALCIOSILICATICO BANDADO	Rocha finamente bandada com composicao extremamente va- riavel. As texturas são no geral granoblásticas poligo- nais nas bandas quartzo-feldspáticas. Predominam bandas constituídas por quartzo, feldspatos e diopsídio e bandas constituídas por calcita, diopsídio, quartzo e poiquil- blastos de granada. Escapolita ocorre nos contatos entre bandas com zoisita e bandas com calcita. Hornblenda, quando presente, apresenta bordas substituídas por diopsídio.
BU-I/C	BANDADA E DOBRADA	BANDAS CINZENTAS	MICROCLINIO QUARTZO DIOPSÍDIO	45 40 15	TITANITA	DIOPSÍDIO-QUARTZO- MICROCLINIO HORNFELS	Rocha finamente bandada com dobras intrafoliares. A textura é, no geral, granoblástica poligonal fina. Nas bandas roseas, diopsídio forma poiquiloblastos.
		BANDAS ROSEAS	GRANADA (grossularia) DIOPSÍDIO QUARTZO	40 40 20		QUARTZO-DIOPSÍDIO- GROSSULARIA HORNFELS	Nos contatos entre as bandas cinzentas e as verdes com as bandas roseas ocorre frequentemente estreita zona esbranquiçada constituída essencialmente por zoisita.
		BANDAS VERDES ESCLURAS	DIOPSÍDIO ZOISITA QUARTZO	prop. var.	PREHNITA	QUARTZO-ZOISITA- DIOPSÍDIO HORNFELS	

continua...

TABELA 6. continuação...

GU-I/D	BANDADA	BANDA CINZENTA COM MANCHAS ROSADAS	CALCITA DIOPSIDIO GRANADA (grandita) ESCAPOLITA	60 20 15 5	GRANADA-DIOPSIDIO CALCITA MARMORE	Marmore com bandas subcentimétricas de quartzo-diopsidio- microclinio hornfels e zonas de reação. O marmore apresenta porfiro/poiquiloblastos de granada em matriz granoblastica. As bandas de hornfels apresentam textura granoblastica poligonal muito fina.	
		BANDA VERDE CLARA	MICROCLINIO DIOPSIDIO QUARTZO	60 30 10	QUARTZO-DIOPSIDIO- MICROCLINIO HORNFELS	As zonas de reação entre marmore e hornfels apresentam contatos difusos. Caracterizam-se pelo desenvolvimento de abundantes poiquiloblastos de escapolita e granada.	
		BANDA VERDE ESCURA	ESCAPOLITA GRANADA (grandita) DIOPSIDIO	60 20 20	ZONA DE REACAO		
GU-I/E	MACICA	VERDE CLARA COM MACULAS ROSADAS	WOLLASTONITA GRANADA (grandita) DIOPSIDIO ALBITA	50-55 35 5-10 5	DIOPSIDIO-GRANADA- WOLLASTONITA ESCARNITO	Rocha constituída por porfiro/poiquiloblastos de granada em matriz wollastonitica com textura nematoblastica. Albita ocorre intersticialmente.	
GU-I/F	ZONADA	ZONA ESVERDEADA COM MACULAS ROSEAS	WOLLASTONITA GRANADA (grossularia) DIOPSIDIO	70 25-30 5-10	DIOPSIDIO- GROSSULARIA- WOLLASTONITA ESCARNITO	Rocha esverdeada a branca com maculas roseas constituída por porfiro/poiquiloblastos subcentimétricos de granada em matriz essencialmente wollastonitica com alguns diopsi- dio com textura decussada a nematoblastica.	
		ZONA ROSEA	GRANADA (grossularia) DIOPSIDIO VESUVIANITA	80-85 5-10 5	DIOPSIDIO- GROSSULARIA ESCARNITO	A rocha é atravessada por zona de espessura centimétrica de coloração rosea constituída por granada compacta com inclusiones de diopsidio. Albita ocorre intersticialmente. A granada apresenta-se localmente parcialmente transfor- mada em vesuvianita.	
		ZONA INTERNA COM PORFIOBLAS- TOS CASTANHOS	VESUVIANITA GRANADA (grandita) WOLLASTONITA DIOPSIDIO	40-45 20-25 20-25 5-10	DIOPSIDIO-WOLLASTO- NITA-GRANADA- VESUVIANITA ESCARNITO	Na zona porfiroblastica interna a zona rosea, ocorrem porfiroblastos milimétricos idiomórficos de vesuvianita zonada em matriz wollastonitica ou, sobre placas poiqui- loblasticas de albita, acompanhada de restos de granada. A vesuvianita inclui granada e wollastonita.	
GU-I/H	MACICA	CASTANHA	GRANADA (grandita) CLINOPIROXENIO (salita) QUARTZO WOLLASTONITA	75 15 10 VAR	CARBONATO VESUVIANITA QUARTZO-SALITA- GRANADA ESCARNITO	Rocha constituída por agregado compacto de granada. Em contato com o quartzo a granada apresenta bordas idio- mórficas localmente anisotrópas. Manchas mais claras na rocha devem-se a concentrações locais de wollastonita. Os interstícios da granada estão preenchidos com quartzo e salita. Salita ocorre ainda inclusa na granada na forma de grãos alotrópicos.	
GU-III/A	MACICA	CASTANHA ESCURA	GRANADA (grandita) DIOPSIDIO	85-90 5-10	QUARTZO EPIDOTO ALBITA SCHEELITA	DIOPSIDIO-GRANADA ESCARNITO	Rocha constituída essencialmente por granada andradítica em grandes cristais justapostos e massas monocristalinas zonadas. Quartzo, epidoto e albita ocorrem intersticial- mente. Scheelita inclusa na granada.
GU-III/B	BANDADA	ROCHA VERDE ESCURA	CLINOPIROXENIO (salita) GRANADA (grandita)	80-90 10-15	SCHEELITA ALBITA	GRANADA-SALITA ESCARNITO	Rocha de coloração verde escura constituída essencialmen- te de salita em agregado granoblastico poligonal fino, atravessada por zona granatífera. Na zona verde pode ocorrer alguma granada na forma de poiquiloblastos englo- bando a salita.
		BANDA CASTANHA	GRANADA (grandita) EPIDOTO CLINOPIROXENIO (salita)	70 10-20 10-15	ALBITA QUARTZO CALCITA SCHEELITA	SALITA-EPIDOTO- GRANADA ESCARNITO	Na zona granatífera cristais milimétricos de granada zonada apresentam-se seletivamente substituídas por agregado de epidoto com algum quartzo, albita e calcita. Scheelita ocorre na forma de grãos idiomórficos ou irre- gulares no interior da granada ou nas porções epidotiza- das.
GU-III/D	MACICA	VERDE	EPIDOTO QUARTZO CLINOPIROXENIO (diopsidio)	60 25-30 10-15	PLAGIOCLASIO (oligoclasio) TITANITA APATITA	DIOPSIDIO-QUARTZO- EPIDOTO FELS (EPIDOTITO)	Rocha de granulacao media a grossa e textura xenoblastica Epidoto forma grandes poiquiloblastos que englobam os demais constituintes da rocha. Plagioclasio foi preser- vado somente incluso no quartzo.
GU-III/E	MACICA	ESVERDEADA	PLAGIOCLASIO (oligoclasio- andesina) EPIDOTO DIOPSIDIO	50 25 20	TITANITA APATITA	GRANITOIDE METASSOMATIZADO (ENODIESCARNITO)	Rocha de granulacao media e textura blasto granular hipo- diomórfica. Epidoto formou-se sobre placas de plagiocla- sio. Diopsidio, apatita e titanita ocorrem em grãos idiomórficos.
GU-III/G	MACICA	ROCHA CINZA ESVERDEADO CLARO	DIOPSIDIO PLAGIOCLASIO ESCAPOLITA	80 10-15 5	QUARTZO 0-5	PLAGIOCLASIO- DIOPSIDIO HORNFELS	Rocha compacta de textura granoblastica a poiquiloblas- tica de granulacao muito fina. Escapolita ocorre na forma de poiquiloblastos.
		BANDA CINZA CLARA	MICROCLINIO QUARTZO DIOPSIDIO	40 35 25	EPIDOTO ESCAPOLITA GRANOS CALCITA	DIOPSIDIO-QUARTZO- MICROCLINIO HORNFELS	Na banda cinza clara o diopsidio se apresenta na forma de poiquiloblastos que englobam microclinio e quartzo.

continua...

TABELA 6. continuação...

BU-111/K	BANDADA	BANDA VERDE MEDIO	QUARTZO 65-70 DIOPSIDIO 15 ESCAPOLITA 10 MICROCLINIO 5-10	EPIDOTO tr TITANITA tr	MICROCLINIO-ESCAPOLITA LITA-DIOPSIDIO- QUARTZO HORNFELS	Rocha ritmicamente bandada. As zonas roseas substituem parcialmente as bandas verde medias. A textura da rocha e granoblastica fina. As bandas verde escuras apresentam alguma escapolita porquilonblastica nas proximidades da zona rosea, metassomática.
		BANDA VERDE ESCURO	CLINOPIROXENIO (diopsidio-salita) 85 PLAGIOCLASIO 15	ZOISITA ESCAPOLITA	PLAGIOCLASIO-SALITA HORNFELS	
		ZONA ROSEA A CASTANHA	GRANADA (grandita) 65-70 ZOISITA 10-15 DIOPSIDIO 10-15 QUARTZO 5	MICROCLINIO 0-5	QUARTZO-DIOPSIDIO-ZOISITA-GRANADA HORNFELS METASSOMATICO	
D-06/R	BANDADA	BANDA CINZENTA MEDIA	MICROCLINIO 35-40 QUARTZO 35-40 BIOTITA 15-20	OPACOS (pirita) PLAGIOCLASIO TURMALINA RUTILO	BIOTITA-QUARTZO-MICROCLINIO HORNFELS	As bandas cinzentas de espessura centimetrica, apresentam textura granoblastica poligonal fina. As bandas marron claras a brancas apresentam porfiroblastos centimetricos de muscovita sem orientacao preferencial em matriz granoblastica quartzo-feldspatica muito fina. Sillimanita esta preservada no interior dos porfiroblastos de muscovita, que inclui tambem quartzo e microclino. Agregados fibrosos de sillimanita apresentam-se em grande parte pseudomorfosados por sericita e/ou pirofilita. Foram observados contatos mutuos entre sillimanita e microclino.
		BANDA BRANCA A NARROW CLARA	MUSCOVITA 75 SILLIMANITA 15-20	QUARTZO MICROCLINIO PLAGIOCLASIO PIROFILITA SERICITA	SILLIMANITA-MUSCOVITA HORNFELS	
E-104/R	MACICA	CINZENTA A NARROW	MUSCOVITA 40-45 QUARTZO 30 BIOTITA 10-15 SILLIMANITA 5-10 OPACOS 5	ANDALUZITA TURMALINA ZIRCAO PIROFILITA SERICITA	SILLIMANITA-BIOTITA-QUARTZO-MUSCOVITA HORNFELS	A rocha apresenta textura porfiroblastica conferida por porfiroblastos milimetricos de muscovita e biotita sem orientacao preferencial. Sillimanita ocorre na forma de fibras muito finas inclusas nas micas. Onde sua concentracao e maior, apresenta-se substituida por agregado fibroso de pirofilita e/ou sericita.
E-E-14/R (B)	PROFUSAMENTE BANDADA	CINZA ESVERDEADA	PLAGIOCLASIO (andesina) 55-60 CLINOPIROXENIO (salita-ferrosalita) 35-45	EPIDOTO TITANITA OPACOS	SALITA(FERROSALITA)-ANDESINA HORNFELS	Rocha de textura granoblastica fina. O bandamento deve-se a pequenas variacoes nas proporcoes entre plagioclasio e clinopiroxenio. Quartzo ocorre em segregacoes associado a andesina.
E-E-16/R (C)	PROFUSAMENTE BANDADA	CINZENTA CLARA A MEDIA	QUARTZO 45 BIOTITA 25 SILLIMANITA 20-25 MICROCLINIO 5-10	ZIRCAO	MICROCLINIO-SILLIMANITA-BIOTITA-QUARTZO HORNFELS	A rocha apresenta bandamento composicional devido a variacoes nas proporcoes entre constituintes. A textura e granoblastica muito fina a decussada.
E-171-R	BANDADA	BANDAS MARRON MEDIO	BIOTITA 35-40 QUARTZO 35-40 PLAGIOCLASIO 25	ZIRCAO OPACOS CORDIERITA	PLAGIOCLASIO-QUARTZO-BIOTITA HORNFELS	Rocha bandada de textura granoblastica fina a media. Nas bandas cinza escuras ocorre frequente cordierita parcialmente pinitizada. As bandas marrons apresentam porfiroblastos milimetricos ovalados e agregados oclares de cordierita proximo aos contatos com as bandas cinza escuras.
		BANDAS CINZENTO ESCURO	QUARTZO 50 CORDIERITA 35-40 BIOTITA 10	OPACOS	BIOTITA-CORDIERITA-QUARTZO HORNFELS	Nas bandas cinza claras, o clinopiroxenio apresenta-se na forma de poiquiloblastos que englobam os demais constituintes da rocha.
		BANDAS CINZENTO CLARO	QUARTZO 35 CLINOPIROXENIO (diopsidio-salita) 30-35 PLAGIOCLASIO 30	OPACOS	PLAGIOCLASIO-DIOPSIDIO(SALITA)-QUARTZO HORNFELS	
E-169-R	MACICA	CINZENTA	MICROCLINIO 30-35 BIOTITA 25 SILLIMANITA 20-25 QUARTZO 15-20	OPACOS TURMALINA ZIRCAO	QUARTZO-SILLIMANITA-BIOTITA-MICROCLINIO HORNFELS	Rocha de textura decussada e granulacao media. A sillimanita ocorre em prismas e aciculas dispersos sem orientacao preferencial sobre biotita e microclino. Microclino forma porfiro/poiquiloblastos que incluem os demais constituintes da rocha. Localmente ocorre alguma andaluzita formada sobre sillimanita. Andaluzita e sillimanita apresentam frequentes contatos estaveis com o microclino.

CAPITULO 5

MINERALOGIA

1 CLINOPIROXÊNIOS

Os clinopiroxênios identificados nos hornfels, mármore e escarnitos de Itaoca, bem como nos granitóides contaminados pertencem à série diopsídio-hedenbergita. Utilizamos neste trabalho a subdivisão desta série nos termos diopsídio, salita, ferrosalita e hedenbergita segundo os critérios propostos por Poldervaart & Hess (1951). Assim temos:

DIOPSÍDIO	0 -	20 %	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
SALITA	20 -	50 %	
FERROSALITA	50 -	80 %	
HEDENBERGITA	80 -	100 %	

Foram identificados diopsídio, salita e ferrosalita, sendo que em seção delgada o teor em ferro pode ser estimado com base na saturação de cor, apresentando-se o diopsídio incolor, a salita verde claro e a ferrosalita verde saturado. Este critério concorda razoavelmente com análises obtidas por microsonda eletrônica (Tabela 7). Em alguns grãos foram efetuadas medidas de índice de refração (Quadro 3). Verificou-se que os índices eram mais altos do que o esperado para membros da série pura, provavelmente devido à presença de ions estranhos, o que levou a descartar este método.

Nos mármore e hornfels calciossilicáticos ocorre diopsídio, normalmente na forma de pequenos grãos arredondados, podendo entretanto formar porfiro ou poiquiloblastos de contornos idiomórficos. Quando presente em quantidades maiores ocorre freqüentemente em agregado granoblástico poligonal.

Nas rochas pelíticas e termos composicionalmente básicos, o clinopiroxênio presente é normalmente a salita. Ocorre em grãos esverdeados, em seção delgada, normalmente associados a plagioclásio cálcico (andesina a bytownita) em agregado granoblástico poligonal ou, formando porfiro/poiquiloblastos idiomórficos.

Nos granitos contaminados forma-se a salita por substituição de biotita e hornblenda. Ocorre em agregados de grãos irregulares alotriomórficos ou, mais raramente, cristais idiomórficos.

Nos escarnitos os clinopiroxênios apresentam hábitos e

composições distintos. Verifica-se haver proporcionalidade direta entre os teores em ferro de granadas e piroxênios nos escarnitos (Fig. 15).

Nos granada-wollastonita escarnitos ocorre diopsídio-salita em pequenos grãos arredondados na matriz wollastonítica ou, grãos corroídos inclusos em granadas e vesuvianitas. Raramente foram observados porfiroblastos. Trata-se aparentemente de diopsídio originalmente presente nos mármore e pouco afetados pelos processos metassomáticos.

Nos granada-piroxênio escarnitos a composição dos clinopiroxênios situa-se no extremo ferroso do campo das salitas, ou mais raramente no campo das ferrosalitas magnesianas (Tabela 7). Ocorre em agregado granoblástico poligonal ou, quando em contato com calcita, em cristais idiomórficos. Nas zonas granatíferas ocorre normalmente na forma de grãos inclusos fortemente corroídos (Foto 32).

FIGURA 15. Composições químicas de granadas e clinopiroxênios analisados por microsonda eletrônica

AMOSTRA	IND.REF. (N)	X(HED.)
A15/22.65-22.86 A	1.735	0.60
A15/22.65-22.86 B	1.735	0.60
A15/24.00-24.10	1.745	0.75
A15/25.20-25.49	1.745	0.75
A15/25.67-25.77	1.745	0.75

QUADRO 3. Índices de refração de clinopiroxênios.

2 GRANADAS

Granadas foram identificadas nos hornfels calciossilicáticos, granitos contaminados e, principalmente nos escarnitos. Composicionalmente as granadas pertencem à série grossulária-andradita, não tendo sido identificados termos ricos nas moléculas almandina, espessartita ou piropo.

Nas granadas analisadas quimicamente ou por medidas de cela unitária e índice de refração constatou-se que a coloração é diretamente correlacionável ao teor em andradita. Assim, as granadas essencialmente aluminosas (grossulária) apresentam cores rasadas claras, e à medida que aumenta a contribuição da molécula andradita a coloração passa para castanho e marrom escuro.

Nos hornfels calciossilicáticos ocorrem como agregados irregulares ou bandas maciças associadas a clinozoisita, escapolita, diopsídio-salita e quartzo. A julgar pela coloração tratam-se de grossulárias com teores variáveis da molécula andradita. Na maioria dos casos, a formação de granada nestes hornfels parece dever-se a processos metassomáticos.

Nos mármore a granada ocorre quase sempre nas proximidades dos contatos com os granada-wollastonita escarnitos, tratando-se na realidade de mármore levemente metassomatizados. Ocorre a granada nestas rochas na forma de porfiro/poiquiloblastos arredondados ou idiomórficos (rombododecaedros) milimétricos a subcentimétricos de coloração rósea. Composicionalmente são grossulárias com menos de 20% de andradita.

Nos granitos contaminados ocorrem granadas de composições diversas substituindo plagioclásio e clinopiroxênio na forma de

agregados irregulares que dão à rocha coloração marrom ou castanha. Aparentemente aquelas substituindo plagioclásio são mais ricas em grossulária e aquelas substituindo piroxênio mais andradíticas.

Nos escarnitos a granada aparece frequentemente como mineral formador de rocha; verificou-se que as granadas são sistematicamente mais aluminosas nos granada-wollastonita escarnitos e mais férricas nos granada-piroxênio escarnitos (Fig. 15).

A Tabela 8 reúne análises de microsonda eletrônica de granadas dos escarnitos. A fórmula estrutural foi calculada usando método de refinamento que distribui o ferro total entre as posições X e Y do retículo cristalino por preenchimento sucessivo das posições $Z(\text{Si}, \text{Al})_3$, $Y(\text{Ti}, \text{Al}, \text{Fe}^{+++})_2$ e $X(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{++})_3$ e recálculo para 12(O). Este método resultou em distribuições catiônicas coerentes, estando quase sempre todo o ferro na posição trivalente.

Para detectar a eventual presença da molécula hidrograndita foi determinada a perda ao fogo de diversas granadas (Quadro 4) não se constatando, entretanto, presença considerável de elementos voláteis.

Nos granada-piroxênio escarnitos, especialmente nas zonas granatíferas, a granada apresenta nítido zoneamento composicional. A figura 16 apresenta o perfil químico de um destes cristais assim como as composições de epidotos em bandas hidrotermalizadas e composições de clinopiroxênios inclusos. A figura 17 apresenta esquematicamente a textura observada e localização dos pontos analisados. Este zoneamento parece ter controlado os processos de epidotização e albitização que muitas vezes ocorreram seletivamente. Em alguns casos verificou-se também a formação de granadas mais aluminosas nas bordas de zonas epidotizadas e albitizadas.

Nos granada-wollastonita escarnitos a granada apresenta-se na forma de porfiro ou poiquiloblastos idiomórficos ou arredondados em matriz wollastonítica ou em bandas maciças, algumas das quais apresentam zonas centrais mais andradíticas. A composição nestas rochas situa-se entre 50 e 80% de grossulária na granada. É interessante notar que nas porções albitizadas e vesuvianitizadas a granada ocorre respectivamente como grãos

idiomórficos albitizados preferencialmente nos núcleos e como restos corroídos no interior de vesuvianitas (Fig. 18 e 19). Ademais, os pontos analisados por microsonda eletrônica revelaram ser sistematicamente mais andradíticas as granadas vesuvianitizadas e mais aluminosas as granadas albitizadas.

AMOSTRA	DIMENSAO CELA UNITARIA	INDICE DE REFRACAO	PERDA AO FOGO %	X(ADR)
I-02/13.25	11.976 ± 0.006	> 1.80	0.60	0.64
I-03/58.65	11.940 ± 0.005	> 1.80	1.37	0.45
I-03/65.55	11.958 ± 0.005	> 1.80	0.28	0.54
I-03/65.90	11.975 ± 0.015	> 1.80	1.15	0.63
I-03/70.70	11.947 ± 0.006	> 1.80	0.94	0.49
I-03/71.30	11.920 ± 0.006	1.785	0.60	0.35
I-03/73.30	11.906 ± 0.008	1.780	0.69	0.28
A15/22.65- 22.86 A		> 1.80		> 0.40
A15/22.65- 22.86 B		> 1.80		> 0.40
A15/24.00- 24.10	12.001 ± 0.015	> 1.80	1.10	0.80
A15/25.20- 25.49		> 1.80		> 0.40
A15/48.36- 48.39	12.005 ± 0.004	> 1.80	0.07	0.78
A15/49.75- 49.89	11.994 ± 0.011	> 1.80	0.38	0.73
I-16/119.30- 119.47	11.899 ± 0.008	1.765	0.37	0.24
GU-I/K	11.963 ± 0.009	> 1.80	0.13	0.57
GU-III/A	11.971 ± 0.009	> 1.80		0.61
GU-I/H	11.970 ± 0.007	> 1.80		0.60

QUADRO 4. Dimensões de cela unitária, índices de refração e perda ao fogo de granadas

FIGURA 16. Perfil químico através de cristal de granada, zona com inclusões de clinopiroxênio e bandas alteradas para epidoto. Veja localização dos pontos na figura 17.

FIGURA 17. Localização de pontos de granada, clinopiroxênio e epidoto analisados por microsonda eletrônica. Amostra GU-III/B. Grande cristal de granada zonada com bandas substituídas por agregado de epidoto (pontilhado) e com inclusões de clinopiroxênio (não representado).

FIGURA 18. Localização de pontos de vesuvianita, granada, clinopiroxênio e albita analisados por microsonda eletrônica. Amostra GU-1/F. Porfiroblastos de vesuvianita zonada com inclusões de granada (pontilhado), clinopiroxênio (preto) em matriz wollastonítica fina (tracejado) com alguma albita intersticial (geminação indicada).

FIGURA 19. Localização de pontos de vesuvianita, granada, albita e clinopiroxênio analisados por microsonda eletrônica. Amostra GU-1/F. Cristal de vesuvianita com inclusões de clinopiroxênio (preto) e granada (pontilhado) com núcleos albitizados (geminção indicada). Alguma calcita ocorre alterando a vesuvianita (clivagem indicada).

3 VESUVIANITAS

Vesuvianita foi observada somente nos granada-wollastonita escarnitos. Ocorre caracteristicamente substituindo parcial ou totalmente a granada, que freqüentemente ocorre ainda na forma de restos corroídos ou bandas preservadas no interior dos cristais. Ocorre ainda associada com albita e wollastonita em venulações e zonas tardias, onde se apresenta em porfiroblastos idiomórficos zonados (Foto 43) de coloração castanho-esverdeada. As figuras 18 e 19 mostram esquematicamente texturas de paragéneses com vesuvianita e localização de pontos analisados por microsonda eletrônica. A figura 20 apresenta perfil químico de um destes cristais zonados. Fica patente que o zoneamento não se deve em primeira linha a variações significativas em termos de elementos maiores, mas sim, devido principalmente a variações nos teores em TiO_2 e MnO .

A tabela 9 reúne análises punctuais de vesuvianitas. Calculou-se as fórmulas estruturais com base na fórmula da

vesuvianita proposta por Deer et al. (1982):

Procurou-se separar os íons Fe^{++} e Fe^{+++} por método iterativo de preenchimento sucessivo das posições cristaloquímicas, mantendo 78(O,OH,F). Este método resultou em fórmulas coerentes, porém com algum déficit nas posições de Mg e Fe^{++} e, em alguns casos excesso nas posições do Ca (Tabela 9).

Tentativa de determinação da fração molar de magnésio-vesuvianita por método proposto por Hoisch (1985) resultou em valores extremamente baixos, situados no intervalo entre 0.02 e 0.07.

4 EPÍDOTOS

Minerais do grupo dos epídotos ocorrem nos mármore, hornfels calciossilicáticos, granitos contaminados e escarnitos.

Nos hornfels calciossilicáticos são comumente clinozoisitas, que quando presentes em grandes quantidades conferem à rocha coloração creme ou esbranquiçada. Ocorrem na forma de grãos intersticiais evoluindo para poiquiloblastos ou agregados maciços. Associado a venulações com sulfetos ocorre epídoto de coloração verde pistache.

Nos mármore foram localmente observadas clinozoisitas formando poiquiloblastos englobando calcita ou alterando feldspatos.

Nos granitos contaminados, epídoto ocorre tipicamente substituindo plagioclásio e mais raramente clinopiroxênios e granadas. Em alguns casos o metassomatismo de granitóides resultou em rochas constituídas por epídoto idiomórfico em matriz de quartzo e albita. Nos granitóides da Suite Itaoca ocorre comumente alguma allanita.

Nos granada-piroxênio escarnitos, epídoto ocorre comumente associado a albita e calcita em agregados granoblásticos ou poiquiloblásticos substituindo granadas, por vezes seletivamente. A figura 16 apresenta a composição de epídotos em banda de granada epidotizada. Verifica-se ser a fração molar de pistachita no epídoto superior à fração molar de andradita na granada.

FIGURA 20. Perfil químico através de cristal de vesuvianita zonada. (vide localização dos pontos na figura 18).

A Tabela 10 apresenta análises de epidoto e fórmulas estruturais. A fração molar de epidoto (pistachita) representa a ocupação relativa das posições (M3) no retículo (fração molar de $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$).

5 FELDSPATOS

Feldspatos foram observados em todos os litotipos presentes na área estudada.

Nos granitos ocorrem microclínio e oligoclásio. Microclínio apresenta-se na forma de fenocristais idiomórficos centimétricos e oligoclásio em ripas hipidiomórficas. Nos granitos contaminados verifica-se a formação de bordas albíticas no oligoclásio e recristalização dos feldspatos e quartzo para agregado granoblástico.

Nos hornfels ocorrem microclínio e plagioclásio em teores e proporções relativas amplamente variáveis. Nos termos pelíticos o plagioclásio é em geral oligoclásio, passando entretanto para termos tão cálcicos como bytownita nos hornfels calciossilicáticos. Em geral os feldspatos ocorrem nestas rochas em grãos poligonais, podendo entretanto formar poiquiloblastos. Especialmente nas zonas de reação entre paragêneses com diopsídio e paragêneses com biotita foram observados poiquiloblastos de microclínio associados com poiquiloblastos de hornblenda e titanita.

Nos mármore, os feldspatos ocorrem comumente como grãos intersticiais, frequentemente parcial ou totalmente substituídos por epidotos ou escapolita. Ocorrem, entretanto, nos mármore impuros em grãos poligonais em equilíbrio textural com a calcita.

Nos escarnitos é comum ocorrer alguma albita associada à epidotização nos granada-piroxênio escarnitos e vesuvianitização nos granada-wollastonita escarnitos. A tabela 11 reúne análises de albitas dos escarnitos. Verifica-se que são albitas puras, com teores de cálcio extremamente baixos. Raramente ocorre algum microclínio nos escarnitos.

6 WOLLASTONITA

Wollastonita é mineral essencial dos granada-wollastonita escarnitos. Ocorre ainda nos mármore metassomatizados e, mais

raramente, nos hornfels calciossilicáticos metassomatizados.

Apresenta-se na forma de prismas ou acículas em agregado decussado ou nematoblástico ou, incluso em granadas ou vesuvianitas. Foram observadas frequentemente inclusões fluidas bifásicas (água + vapor de água) sem evidências da presença de CO₂.

7 CARBONATOS

Carbonatos ocorrem em todas as rochas estudadas. Nos mármore e parte dos hornfels calciossilicáticos são constituintes essenciais. Nas outras rochas ocorrem em quantidades subordinadas, sendo frequentemente fases tardias alterando granadas, piroxênios, vesuvianitas e outros minerais. Para detectar a eventual presença de dolomita foram efetuados diversos ensaios de difração de raios X. Em todas as amostras assim analisadas identificou-se somente calcita.

8 SCHEELITA

Scheelita foi identificada nos escarnitos e, mais raramente nos granitóides contaminados.

Nos escarnitos é mais comum nos granada-piroxênio escarnitos, onde ocorre especialmente associada às zonas granatíferas. Apresenta-se em pequenos cristais idiomórficos ou corroidos inclusos na granada ou, nas zonas epidotizadas e albitizadas, onde aparentemente foi liberada da granada.

Nos granitóides contaminados foram observados raros grãos de scheelita irregulares dispersos.

TABELA 7

AMOSTRA GU-L/F											
Analises de clinopiroxênio											
ponto	1CPX1	1CPX2	1CPX3	1CPX4	1CPX5	1CPXSA	1CPX6	1CPX6A	1CPX7	1CPX8	1CPX8A
SiO ₂	53.00	53.49	51.91	53.77	52.91	53.40	53.40	51.96	52.70	52.57	52.75
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.91	3.93	6.72	2.28	6.03	3.77	5.61	4.98	4.99	5.34	5.40
MnO	0.56	0.42	0.52	0.13	0.21	0.18	0.25	0.19	0.20	0.22	0.19
MgO	14.66	15.77	13.21	17.17	14.09	15.62	15.00	14.81	15.15	14.39	14.08
CaO	24.73	25.91	24.47	25.41	23.66	25.41	24.96	25.00	25.14	25.52	23.94
Na ₂ O	0.10	0.07	0.21	0.20	0.32	0.19	0.22	0.29	0.26	0.35	0.32
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
TOTAL	97.96	99.59	97.05	98.97	97.28	98.58	99.45	97.24	98.44	98.47	96.69
Número de ions na base de 6 oxigenios											
Si	2.00	1.98	2.00	1.98	2.01	1.99	1.99	1.98	1.98	1.98	2.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.15	0.12	0.22	0.07	0.19	0.12	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17
Mn	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.82	0.87	0.76	0.94	0.80	0.87	0.83	0.84	0.85	0.81	0.80
Ca	1.00	1.03	1.01	1.00	0.96	1.02	1.00	1.02	1.01	1.03	0.98
Na	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DIOPSIDIO	0.83	0.87	0.76	0.93	0.80	0.88	0.82	0.84	0.84	0.82	0.82
HEDENBERGITA	0.16	0.12	0.22	0.07	0.19	0.12	0.17	0.16	0.15	0.17	0.18
JOHANSENITA	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

continua...

TABELA 7

continuação...

AMOSTRA I-03/57,30					
Análises de clinopiroxênio					
ponto	3CPX1	3CPX2	3CPX2A	3CPX9	3CPX3
SiO ₂	53.38	54.86	53.98	53.98	51.59
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.02	11.61	11.10	12.70	10.34
MnO	0.75	0.94	0.93	0.80	0.75
MgO	10.91	11.11	11.99	10.51	10.99
CaO	25.28	26.04	25.90	25.60	24.02
Na ₂ O	0.22	0.26	0.20	0.28	0.20
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	102.56	104.83	104.10	103.88	97.89
Número de íons na base de 6 oxigênios					
Si	1.99	2.00	1.98	1.99	2.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.37	0.35	0.34	0.39	0.34
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Mg	0.61	0.60	0.65	0.58	0.63
Ca	1.01	1.01	1.02	1.01	1.00
Na	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DIOPSIDIO	0.60	0.61	0.64	0.58	0.64
HEDEBERGITA	0.37	0.36	0.33	0.39	0.34
JOHANSENITA	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02

AMOSTRA I-01/80,73-80,84						
Análises de clinopiroxênio						
ponto	6CPX1	6CPX2	6CPX1A	6CPX3	6CPX4	6CPX5
SiO ₂	53.34	52.95	52.33	53.04	52.48	53.34
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	7.37	8.06	5.45	8.00	6.74	10.16
MnO	0.21	0.15	0.17	0.23	0.23	0.26
MgO	21.73	12.57	13.97	13.46	13.68	12.07
CaO	24.11	24.59	25.95	24.91	25.17	24.81
Na ₂ O	0.22	0.34	0.28	0.25	0.13	0.18
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
TOTAL	106.98	98.66	98.14	99.90	98.44	100.82
Número de íons na base de 6 oxigênios						
Si	1.87	2.01	1.98	1.99	1.99	2.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.22	0.26	0.17	0.25	0.21	0.32
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.13	0.71	0.79	0.75	0.77	0.67
Ca	0.90	1.00	1.05	1.00	1.02	1.00
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DIOPSIDIO	0.84	0.73	0.82	0.74	0.78	0.67
HEDEBERGITA	0.16	0.26	0.18	0.25	0.22	0.32
JOHANSENITA	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01

continua...

continuação...

TABELA 7

AMOSTRA GU-III/A				
Analises de clinopiroxênio				
ponto	4CPX1	4CPX1A	4CPX2	4CPX2A
SiO2	52.66	50.18	50.05	49.54
TiO2	0.05	0.00	0.06	0.00
Al2O3	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	15.93	17.17	15.52	15.81
MnO	0.62	0.55	0.62	0.69
MgO	8.78	7.30	8.11	8.91
CaO	23.45	23.62	23.12	23.21
Na2O	0.40	0.40	0.34	0.31
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	101.89	99.21	97.82	98.48
Número de ions na base de 6 oxigenios				
Si	2.00	1.98	1.99	1.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.51	0.57	0.52	0.52
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.50	0.43	0.48	0.53
Ca	0.96	1.00	0.99	0.99
Na	0.03	0.03	0.03	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00
DIOPSIDIO	0.49	0.42	0.47	0.49
HEDEBERGITA	0.49	0.56	0.51	0.49
JOHANSENITA	0.02	0.02	0.02	0.02

AMOSTRA GU-III/B							
Analises de clinopiroxênio							
ponto	2CPX1	2CPX1A	2CPX1B	2CPX2	2CPX3	2CPX3A	2CPX4
SiO2	50.70	50.39	50.77	51.73	51.33	51.92	50.78
TiO2	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.80	13.93	16.59	11.86	12.29	12.71	11.56
MnO	0.67	0.69	0.72	0.74	0.81	0.81	0.76
MgO	9.28	8.79	8.54	9.54	9.95	9.20	9.92
CaO	23.45	23.57	23.61	24.17	23.66	23.53	24.68
Na2O	0.32	0.37	0.35	0.24	0.28	0.38	0.24
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	97.21	97.73	100.63	98.27	98.33	98.55	97.94
Número de ions na base de 6 oxigenios							
Si	2.00	1.99	1.97	2.01	2.00	2.02	1.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.42	0.46	0.54	0.39	0.40	0.41	0.38
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Mg	0.55	0.52	0.49	0.55	0.58	0.53	0.58
Ca	0.99	1.00	0.98	1.01	0.99	0.98	1.03
Na	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DIOPSIDIO	0.55	0.52	0.47	0.57	0.57	0.55	0.59
HEDEBERGITA	0.43	0.46	0.51	0.40	0.40	0.42	0.39
JOHANSENITA	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03

continua...

TABELA 7

continuação...

AMOSTRA I-02/12,12							
Analises de clinopiroxênio							
ponto	SCPX1	SCPX2	SCPX3	SCPX4	SCPX5	SCPX6	SCPX7
SiO2	51.98	50.35	51.25	51.28	51.42	51.47	50.77
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00
Al2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.67	14.35	14.02	14.44	13.89	16.03	15.15
MnO	0.73	0.77	0.83	0.55	0.56	0.73	0.70
MgO	9.86	8.79	8.93	9.36	8.90	8.26	9.53
CaO	24.45	23.46	23.84	23.70	24.06	23.84	24.03
Na2O	0.03	0.45	0.47	0.40	0.16	0.36	0.18
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.73	98.17	99.35	99.80	99.04	100.69	100.35
Número de ions na base de 6 oxigenios							
Si	2.00	1.99	1.99	1.99	2.00	1.99	1.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.41	0.47	0.46	0.47	0.45	0.52	0.49
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.56	0.52	0.52	0.54	0.52	0.48	0.55
Ca	1.01	0.99	0.99	0.98	1.00	0.99	1.00
Na	0.00	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DIOPSIDIO	0.57	0.51	0.52	0.53	0.52	0.47	0.52
HEDENBERGITA	0.41	0.47	0.46	0.46	0.46	0.51	0.46
JOHANSENITA	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02

AMOSTRA I-06/67,62-67,72				
Analises de clinopiroxênio				
ponto	7CPX1	7CPX2	7CPX3	7CPX4
SiO2	54.13	53.35	53.07	53.69
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.52	4.38	5.34	4.77
MnO	0.21	0.19	0.18	0.13
MgO	15.00	15.03	14.13	14.03
CaO	25.85	24.83	25.62	25.83
Na2O	0.13	0.24	0.21	0.27
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.84	98.03	98.56	98.72
Número de ions na base de 6 oxigenios				
Si	2.00	2.00	2.00	2.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.14	0.14	0.17	0.15
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	0.83	0.84	0.79	0.78
Ca	1.02	1.00	1.03	1.04
Na	0.01	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00
DIOPSIDIO	0.85	0.85	0.82	0.84
HEDENBERGITA	0.14	0.14	0.17	0.16
JOHANSENITA	0.01	0.01	0.01	0.00

TABELA 8

AMOSTRA I-02/12.12		
analises de granada		
ponto	361	362
SiO2	35.77	36.00
TiO2	0.51	0.56
Al2O3	9.25	9.53
Fe2O3	19.65	18.98
FeO	1.19	0.60
MnO	0.44	0.44
MgO	0.00	0.00
CaO	33.82	34.22
Na2O	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00
TOTAL	100.65	100.33
numero de ions na base de 12O		
Si	2.89	2.91
Al	0.11	0.09
	3.00	3.00
Ti	0.03	0.03
Al	0.77	0.81
Fe ⁺⁺⁺	1.20	1.15
	2.00	2.00
Fe ⁺⁺	0.08	0.04
Mn	0.03	0.03
Mg	0.00	0.00
Ca	2.93	2.96
	3.04	3.03
GROSSULARIA	36.53	39.23
ANDRADITA	59.83	58.43
ALMANDINA	2.65	1.34
ESPESARTITA	0.99	1.00
PIROPO	0.00	0.00

AMOSTRA I-03/57.30														
analises de granada														
ponto	361	362	363	363A	364	365	366	365A	365B	365C	365D	361	361A	
SiO2	37.32	38.53	37.60	38.28	38.47	38.37	38.00	38.78	37.48	38.01	36.46	37.60	37.39	
TiO2	0.24	0.26	0.22	0.25	0.61	0.58	0.54	0.54	0.47	0.55	0.33	0.24	0.24	
Al2O3	15.31	15.00	14.81	14.51	14.86	14.88	14.21	14.70	14.52	14.99	14.68	15.47	15.32	
Fe2O3	11.45	10.99	11.13	13.00	12.21	11.41	11.53	11.53	11.63	11.50	11.50	11.70	10.82	
FeO	0.50	1.61	0.14	0.00	1.06	0.29	0.00	0.98	0.38	0.95	1.16	0.23	0.80	
MnO	0.78	0.66	0.64	0.62	0.62	0.59	0.70	0.60	0.68	0.59	0.57	0.59	0.64	
MgO	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	35.40	34.45	35.07	36.56	35.63	35.71	35.75	35.19	34.99	35.25	34.16	36.17	34.91	
Na2O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
TOTAL	101.01	101.53	99.70	103.21	103.50	101.89	100.74	102.37	100.18	101.85	98.86	102.02	100.13	
numero de ions na base de 12 oxigenios														
Si	2.91	2.98	2.96	2.93	2.93	2.95	2.96	2.97	2.94	2.94	2.91	2.90	2.93	
Al	0.09	0.02	0.04	0.07	0.07	0.05	0.04	0.03	0.06	0.06	0.09	0.10	0.07	
	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	
Al	1.31	1.35	1.33	1.23	1.26	1.30	1.27	1.30	1.29	1.30	1.29	1.31	1.35	
Fe ⁺⁺⁺	0.67	0.64	0.66	0.75	0.70	0.66	0.68	0.67	0.69	0.67	0.69	0.68	0.64	
	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
Fe ⁺⁺	0.03	0.10	0.01	0.00	0.07	0.02	0.00	0.06	0.02	0.06	0.08	0.02	0.05	
Mn	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	2.96	2.85	2.95	3.00	2.91	2.95	2.99	2.89	2.94	2.92	2.92	2.99	2.93	
	3.04	3.00	3.02	3.04	3.02	3.00	3.03	2.99	3.01	3.02	3.04	3.04	3.03	
GROSSULARIA	63.59	63.44	64.85	60.83	60.56	63.78	63.02	62.56	62.51	62.44	61.58	63.98	64.90	
ANDRADITA	33.64	31.65	33.10	37.84	35.87	34.31	35.45	34.03	35.18	34.25	34.60	34.26	31.95	
ALMANDINA	1.08	3.47	0.31	0.00	2.24	0.63	0.00	2.10	0.82	2.04	2.56	0.49	1.74	
ESPESARTITA	1.69	1.44	1.42	1.33	1.32	1.29	1.53	1.31	1.49	1.28	1.26	1.27	1.41	
PIROPO	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	

continua...

TABELA 8

continuação...

AMOSTRA GU-1/T								
análises de granada								
ponto	161	162	163	163A	164	165	166	167
SiO ₂	37.30	35.98	37.28	37.97	36.68	36.42	37.74	35.98
TiO ₂	0.00	0.78	0.09	0.11	0.84	0.77	0.87	0.81
Al ₂ O ₃	18.85	12.75	18.34	17.71	10.92	10.91	11.36	10.57
Fe ₂ O ₃	5.50	14.36	6.27	6.49	16.13	16.78	16.34	17.46
FeO	0.00	0.37	0.13	0.00	0.36	0.00	0.29	0.00
MnO	0.31	0.37	0.33	0.30	0.31	0.34	0.40	0.40
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	37.12	34.71	35.61	35.79	34.40	35.04	35.37	36.22
Na ₂ O	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.02	0.07	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
TOTAL	99.08	99.40	98.19	98.37	99.66	100.27	102.37	101.43
numero de ions na base de 12 oxigenios								
Si	2.90	2.88	2.93	2.97	2.94	2.91	2.94	2.86
Al	0.10	0.12	0.07	0.03	0.06	0.09	0.06	0.14
	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ti	0.00	0.05	0.01	0.01	0.05	0.05	0.05	0.05
Al	1.63	1.09	1.62	1.60	0.98	0.94	0.99	0.86
Fe+++	0.32	0.87	0.37	0.38	0.97	1.01	0.96	1.05
	1.95	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	1.95
Fe++	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	3.10	2.98	3.00	3.00	2.96	3.00	2.96	3.09
	3.12	3.03	3.03	3.02	3.00	3.02	3.00	3.12
GROSSULARIA	82.93	53.16	80.31	79.93	47.79	46.62	48.46	43.36
ANDRADITA	16.41	45.10	18.67	19.40	50.70	52.63	50.03	55.78
ALMANDINA	0.00	0.87	0.29	0.00	0.80	0.00	0.63	0.00
ESPESSARTITA	0.66	0.87	0.73	0.66	0.71	0.76	0.87	0.85
PIROPE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

AMOSTRA I-01/80.73-80.84								
análises de granada								
ponto	661	662	663	664	665	665A	661	662
SiO ₂	37.34	38.17	37.05	38.19	36.87	38.42	38.53	38.04
TiO ₂	0.77	0.37	1.07	0.39	0.21	0.33	0.52	0.32
Al ₂ O ₃	18.75	17.13	18.06	17.08	17.99	17.79	17.76	16.43
Fe ₂ O ₃	6.23	8.22	5.89	8.31	6.62	7.36	7.54	8.37
FeO	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.63	0.83	0.35
MnO	0.22	0.18	0.29	0.25	0.30	0.25	0.24	0.29
MgO	0.00	2.70	3.60	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00
CaO	36.70	35.43	36.21	35.55	36.10	36.08	36.65	35.27
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02	0.00	0.06
TOTAL	100.01	102.20	102.21	100.78	98.23	101.08	101.28	99.18
numero de ions na base de 12 oxigenios								
Si	2.88	2.89	2.80	2.94	2.90	2.95	2.94	2.97
Al	0.12	0.11	0.20	0.06	0.10	0.05	0.06	0.03
	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ti	0.04	0.02	0.06	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02
Al	1.59	1.42	1.41	1.50	1.57	1.56	1.54	1.49
Fe+++	0.36	0.47	0.34	0.48	0.39	0.42	0.43	0.49
	1.99	1.90	1.81	2.00	1.98	2.00	2.00	2.00
Fe++	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.02
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.00	0.31	0.41	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	3.03	2.87	2.93	2.94	3.04	2.96	3.00	2.95
	3.05	3.19	3.36	3.02	3.08	3.01	3.01	3.00
GROSSULARIA	79.21	66.10	67.27	72.54	78.60	76.27	76.38	73.23
ANDRADITA	20.32	23.96	20.10	24.77	20.32	21.85	23.05	25.22
ALMANDINA	0.00	0.00	0.00	2.15	0.00	1.34	0.06	0.76
ESPESSARTITA	0.47	0.37	0.55	0.55	0.65	0.54	0.51	0.64
PIROPE	0.00	9.57	12.07	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00

continua...

TABELA 8

continuação...

AMOSTRA GU-III/A											
análises de granada											
ponto	461	461A	462	462A	463	463A	464	465	466	467	467A
SiO ₂	36.48	37.13	36.13	36.65	34.79	35.91	36.79	35.40	35.54	35.68	34.73
TiO ₂	0.04	0.40	0.39	0.28	0.19	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	4.21	6.30	5.87	6.30	5.54	6.02	6.47	6.12	4.81	5.15	4.80
Fe ₂ O ₃	26.28	25.09	24.30	22.63	23.74	23.61	23.02	24.72	25.74	25.24	25.49
FeO	1.79	2.11	1.74	2.37	0.23	1.23	1.20	0.97	0.30	0.70	0.00
MnO	0.54	0.66	0.63	0.62	0.60	0.52	0.44	0.46	0.40	0.37	0.42
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	32.65	33.92	32.93	31.86	32.82	33.00	33.39	33.79	33.77	33.53	34.55
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
TOTAL	102.22	105.62	101.99	100.62	97.98	100.59	101.33	101.45	100.56	100.48	100.25
numero de ions na base de 12 oxigenios											
Si	2.98	2.91	2.93	2.99	2.93	2.94	2.98	2.89	2.93	2.94	2.89
Al	0.02	0.09	0.07	0.01	0.07	0.06	0.02	0.11	0.07	0.06	0.11
	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ti	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.39	0.50	0.49	0.59	0.48	0.53	0.60	0.48	0.40	0.44	0.36
Fe+++	1.61	1.48	1.48	1.39	1.51	1.46	1.40	1.52	1.60	1.56	1.61
	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.97
Fe++	0.12	0.14	0.12	0.16	0.02	0.08	0.08	0.07	0.02	0.05	0.00
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.85	2.85	2.86	2.79	2.96	2.90	2.90	2.96	2.99	2.96	3.08
	3.01	3.03	3.02	2.99	3.03	3.02	3.01	3.05	3.03	3.03	3.11
GROSSULARIA	16.98	21.82	22.03	26.01	23.09	24.28	27.90	22.48	19.32	20.65	17.68
ANDRADITA	77.74	72.17	72.64	47.14	74.78	71.73	68.39	74.32	79.08	76.89	81.36
ALMANDINA	4.06	4.57	3.90	5.41	0.53	2.79	2.71	2.16	0.68	1.60	0.00
ESPESSARTITA	1.23	1.44	1.43	1.44	1.59	1.20	1.00	1.04	0.92	0.86	0.96
PIROPO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

AMOSTRA I-06/67.62-67.72			
análises de granada			
ponto	761	762	763
SiO ₂	37.83	37.32	38.18
TiO ₂	0.69	0.71	0.73
Al ₂ O ₃	18.63	18.15	18.11
Fe ₂ O ₃	6.54	6.92	6.08
FeO	0.00	0.00	0.00
MnO	0.13	0.18	0.23
MgO	0.00	0.00	0.00
CaO	37.01	36.86	38.30
Na ₂ O	0.03	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.86	100.35	101.61
numero de ions na base de 12(O)			
Si	2.89	2.89	2.91
Al	0.11	0.11	0.09
	3.00	3.00	3.00
Ti	0.04	0.04	0.04
Al	1.57	1.54	1.53
Fe+++	0.38	0.40	0.35
	1.99	1.98	1.92
Fe++	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00
Ca	3.04	3.04	3.13
	3.04	3.06	3.14
GROSSULARIA	78.86	77.35	79.32
ANDRADITA	20.87	22.26	20.22
ALMANDINA	0.00	0.00	0.00
ESPESSARTITA	0.27	0.39	0.46
PIROPO	0.00	0.00	0.00

continua

TABELA 8

continuação...

AMOSTRA 6U-III/B																		
análises de granada																		
ponto	261	262	263	264	267	268	269	2610	2611	2612	2612A	2613	2614	2615	2615A	2616	2E1	2E1A
SiO ₂	31.77	34.61	36.18	34.92	35.38	37.30	36.69	35.50	35.08	37.46	37.24	36.20	36.90	36.50	36.58	36.39	36.23	35.82
TiO ₂	0.53	0.20	0.18	0.38	0.05	0.08	0.06	0.09	0.00	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	0.11	0.16	0.26	0.24
Al ₂ O ₃	5.31	5.25	5.22	5.44	8.56	8.83	8.86	7.81	6.19	7.68	7.18	10.46	9.23	9.16	8.71	9.63	8.01	7.68
Fe ₂ O ₃	19.48	22.37	23.67	23.69	20.10	21.31	19.83	22.11	24.10	22.95	21.38	17.24	19.15	19.57	20.54	19.17	21.32	21.48
FeO	0.33	1.27	1.42	1.34	0.96	1.18	0.87	1.06	1.07	1.10	0.38	0.00	0.42	0.87	1.07	0.00	0.96	0.80
MnO	0.50	0.66	0.60	0.49	0.63	0.67	0.67	0.58	0.54	0.51	0.59	0.68	0.58	0.44	0.61	0.59	0.66	0.65
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	28.87	30.76	32.04	32.08	33.16	34.70	33.82	33.71	33.21	34.83	33.04	35.31	34.26	33.90	33.99	34.85	33.73	33.49
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.09	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	86.89	95.20	99.31	98.33	98.84	104.10	100.81	100.86	100.19	104.65	99.89	99.96	100.62	100.72	101.62	100.79	101.17	100.15
numero de ions na base de 12 oxigenios																		
Si	2.99	3.00	3.00	2.94	2.92	2.92	2.95	2.89	2.90	2.93	3.03	2.92	2.96	2.94	2.93	2.92	2.93	2.93
Al	0.01	0.00	0.00	0.06	0.08	0.08	0.05	0.11	0.10	0.07	0.00	0.08	0.04	0.06	0.07	0.08	0.07	0.07
	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.03	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ti	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Al	0.58	0.53	0.51	0.48	0.75	0.74	0.79	0.64	0.50	0.64	0.69	0.71	0.84	0.81	0.75	0.83	0.69	0.66
Fe ⁺⁺⁺	1.38	1.46	1.48	1.50	1.25	1.26	1.20	1.35	1.50	1.35	1.31	1.05	1.16	1.19	1.24	1.16	1.30	1.32
	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.96	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe ⁺⁺	0.03	0.09	0.10	0.09	0.07	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07	0.03	0.00	0.03	0.06	0.07	0.00	0.07	0.05
Mn	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.91	2.85	2.85	2.89	2.93	2.91	2.92	2.94	2.94	2.92	2.88	3.05	2.95	2.93	2.92	3.00	2.92	2.93
	2.98	2.99	2.99	3.02	3.04	3.04	3.02	3.05	3.05	3.03	2.94	3.10	3.02	3.03	3.03	3.04	3.03	3.03
GROSSULARIA	27.91	24.16	23.21	21.75	35.38	34.61	37.67	30.02	23.28	30.25	33.14	45.52	40.52	38.46	35.52	40.78	32.40	31.44
ANDRADITA	69.86	71.14	72.08	73.98	61.00	61.37	58.86	66.30	73.06	66.24	64.60	52.98	57.24	58.14	60.74	57.90	63.95	65.28
ALMANDINA	0.88	3.08	3.30	3.11	2.18	2.55	1.94	2.38	2.42	2.39	0.88	0.00	0.93	1.95	2.37	0.00	2.15	1.80
ESPESSARTITA	1.35	1.62	1.41	1.15	1.44	1.47	1.52	1.31	1.24	1.12	1.38	1.50	1.31	1.45	1.37	1.32	1.50	1.47
PIROPO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

TABELA 9

AMOSTRA GU-1/T																		
analises de vesuvianita																		
amostra	IV1	IV1A	IV2	IV2A	IV3	IV3A	IV4	IV5	IV5B	IV6	IV6A	IV5A	IV7	IV8	IV9	IV10	IV11	IV12
SiO2	35.44	35.05	33.85	35.98	35.77	35.36	35.18	35.28	34.26	35.75	35.94	35.66	35.51	36.09	36.44	35.3	36.02	36.05
TiO2	1.64	1.91	2.15	1.36	1.14	1.27	1.92	1.96	2.24	2.77	2.8	2.16	3.07	2.92	1.53	2	1.84	1.96
Al2O3	15.41	15.84	15.31	16.22	16.06	16.31	16.29	16.37	15.25	15.25	16.49	15.94	14.77	15.46	15.63	16.37	15.8	15.54
FeO	3.59	3.76	3.31	3.77	3.87	3.66	3.6	4	3.45	3.63	3.37	3.8	3.1	3.56	3.41	3.47	3.44	4.41
MnO	0.11	0.11	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09	0.06	0.08	0.04	0.07	0.06	0.06	0.06	0.09	0.08	0.06
MgO	2.11	1.9	1.93	2.07	1.93	2.13	1.81	1.61	1.93	1.94	2.07	1.74	1.99	2.14	2.08	2.1	1.98	2.04
CaO	35.37	36.06	36.56	35.42	36.02	35.97	35.61	34.45	34.72	35.77	36.12	34.73	35.35	36.25	36.57	35.85	36.55	35.35
Na2O	0.14	0.19	0.17	0.12	0.11	0.06	0.21	0.18	0.13	0.14	0.12	0.18	0.2	0.18	0.09	0.11	0.13	0.12
K2O	0	0	0	0	0	0	0.08	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	93.82	94.82	93.38	95.02	95	94.86	94.78	93.95	92.04	95.33	96.97	94.28	94.04	96.67	95.82	95.3	95.83	95.52
numero de ions na base de 70(0.0H.F)																		
Si	17.8	17.48	17.17	17.84	17.77	17.59	17.54	17.71	17.57	17.7	17.49	17.84	17.78	17.62	17.91	17.48	17.72	17.82
Al	0.2	0.52	0.83	0.16	0.23	0.41	0.46	0.29	0.43	0.3	0.51	0.16	0.22	0.38	0.09	0.52	0.28	0.18
	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Ti	0.62	0.72	0.82	0.51	0.42	0.48	0.72	0.74	0.86	1.03	1.03	0.81	1.16	1.07	0.56	0.74	0.68	0.73
Al	8.93	8.8	8.33	9.32	9.18	9.15	9.12	9.41	8.79	8.6	8.94	9.23	8.5	8.51	8.96	9.04	8.89	8.87
Fe+++	0.45	0.49	0.85	0.18	0.4	0.37	0.16	0	0.34	0.37	0.03	0	0.34	0.42	0.48	0.22	0.43	0.4
	10	10	10	10	10	10	10	10.15	10	10	10	10.04	10	10	10	10	10	10
Fe++	1.06	1.08	0.55	1.39	1.21	1.15	1.34	1.68	1.14	1.13	1.34	1.59	0.96	1.04	0.92	1.22	0.98	1.42
Mg	1.58	1.41	1.46	1.53	1.43	1.58	1.34	1.21	1.47	1.43	1.5	1.3	1.48	1.56	1.52	1.55	1.45	1.5
	2.64	2.5	2.01	2.92	2.63	2.73	2.68	2.89	2.61	2.56	2.84	2.89	2.44	2.59	2.45	2.77	2.43	2.92
Mn	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02
Ca	19.04	19.27	19.87	18.81	19.17	19.17	19.02	18.54	19.08	18.97	18.83	18.61	18.97	18.95	19.25	19.02	19.27	18.72
Na	0.13	0.18	0.17	0.11	0.11	0.06	0.2	0.18	0.13	0.14	0.12	0.18	0.2	0.17	0.09	0.11	0.12	0.12
K	0	0	0	0	0	0	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	19.22	19.49	20.08	18.96	19.32	19.27	19.31	18.75	19.24	19.14	18.96	18.82	19.19	19.15	19.36	19.17	19.42	18.86

continua...

TABELA 9

continuação ...

AMOSTRA 1-01/80.73-80.84								
análises de vesuvianita								
amostra	6V1	6V1A	6V2	6V3	6V4	7V1	7V2	7V3
SiO ₂	35.68	35.66	35.68	36.33	36.28	36.31	35.75	35.33
TiO ₂	2.49	2.54	2.4	2.73	2.55	1.39	1.16	1.76
Al ₂ O ₃	15.11	15.49	15.41	15.51	15.77	16.14	16.43	15.74
FeO	4.03	3.9	3.73	4.02	4.07	4.06	3.81	3.71
MnO	0.04	0.04	0.05	0.07	0.04	0.06	0.05	0.07
MgO	2.03	1.84	1.9	1.97	1.62	1.76	1.89	1.69
CaO	35.04	35.81	35.23	35.24	36.6	35.59	35.84	36.36
Na ₂ O	0.05	0.04	0.07	0.07	0.11	0.09	0.08	0.15
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	94.48	95.32	94.48	95.97	97.04	95.4	95.02	94.81
numero de ions na base de 78(O,OH,F)								
Si	17.81	17.67	17.81	17.85	17.68	17.95	17.75	17.62
Al	0.19	0.33	0.19	0.15	0.32	0.05	0.25	0.39
	18	18	18	18	18	18	18	18
Ti	0.93	0.95	0.9	1.01	0.93	0.51	0.43	0.66
Al	8.71	8.72	8.87	8.84	8.74	9.36	9.37	8.87
Fe ⁺⁺⁺	0.36	0.33	0.22	0.15	0.32	0.13	0.2	0.47
	10	10	10	10	10	10	10	10
Fe ⁺⁺	1.33	1.28	1.33	1.5	1.34	1.55	1.38	1.09
Mg	1.51	1.36	1.42	1.44	1.18	1.3	1.4	1.25
	2.84	2.64	2.75	2.94	2.51	2.85	2.78	2.33
Mn	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03
Ca	18.75	19.01	18.84	18.55	19.11	18.85	19.07	19.43
Na	0.05	0.04	0.07	0.07	0.11	0.07	0.08	0.14
K	0	0	0	0	0	0	0	0
	18.81	19.07	18.93	18.66	19.23	18.97	19.16	19.6

TABELA 10

AMOSTRA GU-III/B							
analises de epidoto							
ponto	2E2	2E3	2E5	2E6A	2E6B	2E6C	2E6C1
SiO ₂	36.62	36.38	37.10	36.99	37.15	36.08	37.10
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	23.86	23.70	22.80	22.80	23.28	23.18	23.71
FeO	13.41	12.89	14.99	13.87	13.47	13.04	13.04
MnO	0.48	0.26	0.10	0.18	0.14	0.07	0.17
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00
CaO	22.82	23.89	23.00	23.06	22.92	23.72	22.87
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00
TOTAL	97.20	97.12	97.99	96.89	97.00	96.31	96.93
numero de ions na base de 13(O.N.H.F):							
Si	2.91	2.90	2.93	2.95	2.96	2.90	2.95
Al	0.09	0.10	0.07	0.05	0.04	0.10	0.05
	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	2.15	2.13	2.06	2.10	2.14	2.10	2.17
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.89	0.86	0.99	0.93	0.90	0.88	0.87
Mn	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
	3.07	3.00	3.06	3.03	3.04	2.99	3.05
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Ca	1.94	2.04	1.95	1.97	1.95	2.05	1.95
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	1.94	2.04	1.95	1.97	1.96	2.07	1.96
ZDISITA	0.14	0.13	0.06	0.10	0.13	0.11	0.17
EPIDOTO	0.86	0.87	0.94	0.90	0.87	0.89	0.83

TABELA 11

ANÁLISE 60-1/F										ANÁLISE 1-02/12.12									
análises de feldspato										análises de feldspato									
ponto	1PL1	1PL2	1PL3	1PL4	1PL5	1PL6	1PL7			ponto	SP15A	SP71	SP71A	SP72	SP73	SP72	SP73		
SiO2	67.36	67.62	67.14	66.54	67.07	68.48	67.19			SiO2	44.37	41.78	42.95	42.88	42.13	42.88	42.13		SP13
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00			TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
Al2O3	20.36	19.57	19.70	19.53	20.04	20.65	19.85			Al2O3	20.16	18.01	18.34	17.78	18.15	17.78	18.15		SP12
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			FeO	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
MgO	18.66	11.37	11.33	11.46	11.41	11.44	11.26			MgO	9.75	0.38	0.61	0.50	0.43	0.50	0.43		SP12
K2O	0.10	0.12	0.09	0.09	0.06	0.10	0.09			K2O	0.05	16.25	14.26	17.47	14.34	17.47	14.34		SP12
TOTAL	98.96	98.67	98.26	97.64	98.67	100.72	98.40			TOTAL	97.65	96.62	98.16	98.67	97.04	98.67	97.04		SP12
numero de ions na base de 8 originaes										numero de ions na base de 8 originaes									
Si	2.97	2.99	2.98	2.98	2.97	2.97	2.98			Si	2.96	2.97	2.97	2.98	2.97	2.98	2.97		SP12
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
Al	1.06	1.02	1.03	1.03	1.05	1.05	1.04			Al	1.06	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02		SP12
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			Fe	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
Ca	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			Ca	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
Mg	0.91	0.77	0.98	0.99	0.98	0.96	0.97			Mg	0.86	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04		SP12
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01			K	0.00	1.00	0.98	1.06	1.00	1.06	1.00		SP12
ANERITA	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			ANERITA	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		SP12
ALBITA	0.97	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99			ALBITA	0.96	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04		SP12
ORTOCLASIO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01			ORTOCLASIO	0.00	18.34	17.42	22.90	25.17	22.90	25.17		SP12

CAPITULO 6

QUIMISMO

O quimismo dos escarnitos de Itaoca foi estudado em duas colunas metassomáticas, referentes aos perfis de sondagem rotativa I-03 e I-A15.

1. PERFIL I-A15

Neste perfil observa-se o desenvolvimento de faixa métrica de granada-piroxênio escarnitos no contato entre quartzo monzonitos e mármore. Foram analisados uma amostra de quartzo monzonito são (não contaminado), 3 amostras de quartzo monzonito contaminado (a endoescarnito), 3 amostras de granada-piroxênio escarnito, uma amostra de albita-epidoto fels, uma amostra de hornfels metassomático (calcita-salita fels) e uma amostra de diopsídio-calcita mármore. A figura 21 apresenta a distribuição dos litotipos ao longo do perfil, a localização das amostras analisadas e a composição mineral destas. A tabela 12 apresenta os dados químicos utilizados e as figuras 22 e 23, respectivamente, diagramas de distribuição de óxidos e elementos traços em função da profundidade/litotipo.

Verifica-se que, em linhas gerais, o conjunto escarnítico apresenta composições químicas intermediárias entre as dos quartzo monzonitos e dos mármore. Fe_2O_3 e FeO , entretanto, apresentam teores mais elevados nos escarnitos, demonstrando que estes óxidos encontraram neste ambiente condições favoráveis para sua retenção na fase sólida. Os teores em FeO e MgO , ao longo do perfil, são diretamente proporcionais, verificando-se somente no mármore (A15/29.38-29.50) e no mármore escarnitizado (A15/25.67-25.77) tendência de aumento de MgO em relação ao FeO , o que corresponde a uma maior fração molar de diopsídio nos clinopiroxênios destas rochas.

A amostra de albita-epidoto fels apresenta composição química anômala com teores maiores em Al_2O_3 e Na_2O e menores em FeO , MgO e também CaO . este fato confirma a suposição de tratar-se de rocha de dique granitóide metassomatizado e não de escarnito formado por substituição de mármore.

LEGENDA

Qz	QUARTZO	Cpx + Anf.	CLINOPIROXÊNIO + ANFIBÓLIO
Pl + Kfs	PLAGIOCLÁSIO + MICROCLÍNIO	Ep	EPÍDOTO
Ab	ALBITA	Cc	CALCITA
Gr	GRANADA	Ot	OUTROS (BIOTITA FLOGOPITA OPACOS, APATITA, TITANITA etc)

FIGURA 21. Perfil de sondagem SRI-A15. Distribuição dos litotipos, localização das amostras analisadas (setas) e composição mineral destas.

Elemento		AMOSTRA											
A15/17.35-17.60		Si02 Z	66.2	58.7	64.4	56.7	45.3	45.5	43.3	48.2	48.6	11.8	
A15/22.37-22.50		Ti02	0.59	1.4	1.2	0.89	0.29	0.06	0.19	< 0.05	0.17	< 0.05	
A15/22.65-22.86 A		Al2O3	13.1	12.4	12.0	10.5	3.8	20.4	6.4	2.0	2.7	0.88	
A15/22.65-22.86 B		Fe2O3	1.7	2.3	0.85	1.4	11.0	9.8	10.2	2.3	2.0	< 0.10	
A15/22.95-23.10		P2O5	1.6	4.2	2.2	4.2	5.8	0.89	5.2	10.2	9.0	0.74	
A15/24.00-24.10		MnO	0.03	0.10	0.08	0.22	0.50	0.08	0.40	0.48	0.43	0.14	
A15/25.20-25.49 A		MgO	2.1	3.1	2.1	4.0	4.1	0.04	3.9	8.9	9.2	5.7	
A15/25.20-25.49 B		CaO	2.6	6.3	5.2	10.3	25.9	19.0	27.7	25.0	24.4	45.3	
A15/25.67-25.77		Na2O	4.4	4.5	3.6	2.7	0.42	2.3	0.30	0.33	0.42	0.13	
A15/29.38-29.50		K2O	6.1	3.9	4.8	6.5	0.22	0.03	0.03	0.02	0.03	0.19	
		P2O5	0.34	0.48	0.29	0.75	0.51	0.15	0.21	0.25	0.51	0.11	
		B2O	0.22	0.14	0.17	0.16	0.006	< 0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	
		Cr-203	0.044	0.037	0.071	0.058	0.032	0.036	0.030	0.018	0.020	0.005	
		NiO	0.014	0.010	0.012	0.062	0.016	0.012	0.023	0.014	0.018	0.004	
		ZrO	0.049	0.097	0.059	0.064	0.044	0.006	0.009	0.005	0.005	0.002	
		S	0.016	0.098	0.037	0.050	0.069	0.041	0.030	0.023	0.027	0.060	
		F	0.13	0.19	0.13	0.11	0.074	0.034	0.048	0.046	0.050	0.17	
		ClO2	0.30	1.4	0.65	0.95	1.4	1.4	1.7	2.0	2.2	34.6	
		H2O+	0.55	0.94	0.39	0.65	0.25	0.21	0.27	0.27	0.37	0.22	
		H2O-	0.17	0.23	0.25	0.26	0.30	0.14	0.26	0.28	0.32	0.18	
		TOTAL	100.07	100.29	100.23	100.26	99.71	99.98	99.94	100.03	100.12	100.04	
		Cl ppm	87	110	110	120	110	130	110	87	110	23	
		Ba	1950	1230	1510	1420	54	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	
		Rb	160	70	160	130	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	
		Sr	1340	740	260	150	58	870	170	77	110	170	
		H	32	21	35	24	19	130	33	< 15	< 15	< 15	
		B	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	
		Mo	22	28	320	420	300	350	15	22	36	9	
		Nb	< 20	24	35	35	20	20	22	32	30	20	
		Sn	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	
		Y	10	16	14	14	13	12	21	14	10	13	
		Zr	360	720	440	470	330	44	68	35	35	14	
		Zn	32	60	19	20	22	4	14	16	27	11	
		Bi	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	
		Ce	152	460	270	400	200	148	360	420	840	220	

TABELA 12. Composições químicas de amostras do perfil SRI-A15.

FIGURA 22. Perfil SRI-A15. Distribuição dos óxidos em função da profundidade/litotipo. Veja legenda na próxima página.

FIGURA 22. continuação.

FIGURA 23. Perfil SRI-A15. Distribuição dos elementos traços em função da profundidade/litotipo. Legenda como na figura 22.

Nas três amostras de quartzo monzonito contaminado verifica-se gradual diminuição nos teores em Al_2O_3 , Na_2O e Fe_2O_3 . O CaO aumenta, devendo ser o principal elemento introduzido nestas rochas. K_2O tem comportamento variável nos granitóides contaminados. Seus teores refletem o grau de dissolução do microclínio, cujos fenocristais mantêm-se em algumas amostras intactos e em outras apresentam-se parcial ou totalmente alterados. FeO e MgO apresentam ligeiro aumento porcentual nos granitóides contaminados, possivelmente devido a um pequeno decréscimo volumétrico destas rochas devido à dissolução de quartzo e feldspatos.

A passagem dos mármore para os escarnitos caracteriza-se por uma grande diminuição nos teores em CaO e CO_2 e enriquecimento em SiO_2 , MgO , FeO , Fe_2O_3 e Al_2O_3 .

No tetraedro $\text{SiO}_2\text{-CaO-(FeO+MgO)-(Al}_2\text{O}_3\text{+Fe}_2\text{O}_3)$ (Fig. 24) observa-se que as amostras de escarnito essencialmente piroxenítico, assim como os quartzo monzonitos contaminados, tem composições intermediárias entre as do mármore e do quartzo monzonito são. Por outro lado, as amostras de escarnitos granatíferos apresentam-se enriquecidas em Al_2O_3 e Fe_2O_3 , assumindo composições intermediárias entre as dos salita escarnitos e do albita-epidoto fels. Este fato é sugestivo de uma relação genética entre a formação das bandas granatíferas nos escarnitos e a intrusão de diques (tonalíticos ?) ou os fluidos residuais destes diques.

Quanto aos elementos traços, verifica-se brusca diminuição nos teores em Ba, Sr, Zr e Rb dos quartzo monzonitos para os escarnitos. Sr apresenta, entretanto, no albita-epidoto fels teor anômalo, confirmando sua distinção genética dos granada-piroxênio escarnitos. W também tem teores mais elevados nesta rocha, sugerindo que a mineralização de scheelita possa estar relacionada a esta litologia.

Ce, Zn e Nb parecem concentrar-se preferencialmente nos quartzo monzonitos contaminados e nos mármore escarnitizados.

FIGURA 24. Tetraedro SiO_2 - CaO -($FeO+MgO$)-(Fe $2O_3+Al_2O_3$). Amostras do perfil SRI-A15. As setas indicam o sentido da evolução química dos diversos litotipos.

2. PERFIL SRI-03

Este é o único perfil de sondagem no qual foram observados granada-wollastonita escarnitos e granada-piroxênio escarnitos associados. O perfil analisado representa a passagem de mármore escarnitizados para hornfels pelíticos através de nível métrico de escarnitos. Os granada-piroxênio escarnitos localizam-se na porção mais próxima aos mármore, sendo separados dos granada-wollastonita escarnitos por níveis de hornfels metassomáticos. Separando os granada-wollastonita escarnitos dos hornfels pelíticos ocorrem também níveis de hornfels metassomáticos (Fig. 25).

FIGURA 25. Perfil de sondagem SRI-03. Distribuição dos litotipos, localização das amostras analisadas (setas) e composição mineral destas.

A tabela 13 apresenta os dados químicos obtidos e a figura 26, diagramas de distribuição de óxidos/elementos em função de profundidade/litotipo.

Observa-se que CaO e SiO_2 , assim como TiO_2 tem no pacote escarnítico teores intermediários entre os do mármore escarnitizado e dos hornfels pelíticos. Por outro lado, FeO , Fe_2O_3 e Al_2O_3 apresentam nos granada-piroxênio escarnitos teores mais elevados, evidenciando que houve introdução efetiva destes elementos, quer por metassomatismo de infiltração, quer por difusão "uphill". Fe_2O_3 e Al_2O_3 devem entretanto ter sido introduzidos na rocha por infiltração, como o indica a ocorrência da granada, principal fase constituída por estes óxidos, em veios e bandas substituindo o clinopiroxênio. As razões entre FeO e MgO são claramente distintas nos dois tipos de escarnitos e devem,

Elemento	AMOSTRA											
	I-03/57.20	I-03/58.65	I-03/64.55	I-03/65.55	I-03/65.90	I-03/70.70	I-03/71.30	I-03/72.30	I-03/73.30	I-03/74.95	I-03/75.75	I-03/77.90
SiO ₂ Z	29.15	41.49	65.92	36.21	41.03	48.98	49.26	49.40	49.60	62.47	66.65	64.23
TiO ₂	0.47	0.67	0.95	0.52	0.57	0.62	0.95	0.90	0.67	1.43	1.28	1.14
Al ₂ O ₃	7.81	14.11	14.98	11.67	8.47	7.73	10.37	9.52	9.63	13.07	13.20	12.87
Fe ₂ O ₃	3.39	1.43	0.14	5.22	6.75	4.68	2.97	1.17	2.15	1.28	0.27	0.86
FeO	1.49	6.97	2.55	4.30	5.23	4.95	2.40	1.07	1.21	2.75	3.53	4.07
MnO	0.41	0.48	0.05	0.39	0.48	0.34	0.32	0.23	0.30	0.10	0.03	0.06
MgO	4.71	3.78	2.49	2.69	5.23	4.45	4.19	3.09	3.95	2.70	2.68	3.61
CaO	38.62	29.66	4.17	31.61	30.84	27.09	26.38	31.08	28.91	12.18	4.36	8.17
Na ₂ O	0.42	0.63	3.71	0.62	0.24	0.33	0.99	1.51	1.90	1.98	2.20	0.68
K ₂ O	0.14	0.13	3.78	0.05	0.02	0.07	0.19	0.12	0.40	1.70	3.70	2.89
P ₂ O ₅	0.54	0.58	0.26	0.60	0.71	0.68	0.23	—	0.22	0.38	0.12	0.30
S	0.17	0.37	0.12	0.15	0.06	0.24	0.10	0.10	0.08	0.27	0.15	0.07
TOTAL	87.32	100.3	99.12	94.03	99.63	100.16	98.35	98.19	99.02	100.31	98.17	98.95
H ppm	4	—	8	—	—	20	100	16	40	—	—	—
No	1600	5600	360	—	1200	—	—	—	—	36	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

TABELA 13. Composições químicas de amostras do perfil SRI-03.

FIGURA 26. Perfil SRI-03. Distribuição dos óxidos/elementos em função da profundidade/litotipo. Veja legenda na próxima página.

FIGURA 26. continuação.

nestas rochas, representar as frações molares de hedenbergita nos clinopiroxênios. Assim, se verifica que as frações molares de hedenbergita no clinopiroxênio são altas nos granada-piroxênio escarnitos e baixas nos granada-wollastonita escarnitos (Fig. 27).

FIGURA 27. Razões molares $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ em amostras do perfil SRI-03 em função da profundidade/litotipo. Legenda dos litotipos como na figura 26.

A Figura 28 apresenta as composições químicas das amostras do perfil I-03 lançadas no tetraedro $\text{CaO-SiO}_2-(\text{FeO}+\text{MgO})-(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$. Observa-se que os pontos dispõem-se em arranjo linear, sendo os escarnitos intermediários entre os hornfels pelíticos e mármore calcítico; o mármore escarnitizado intermediário entre o mármore e os escarnitos e os hornfels metassomáticos intermediários entre os escarnitos e os hornfels pelíticos. Este arranjo linear sugere ser este perfil resultante de processos de difusão, o que não é confirmado pela distribuição não linear dos elementos individuais e, pelo fato de as granadas dos granada-piroxênio escarnitos serem claramente posteriores à formação dos piroxênios.

FIGURA 28. Tetraedro $CaO-SiO_2-(FeO+MgO)-(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ com composições de amostras do perfil SRI-03. A amostra de mármore refere-se ao mármore analisado do perfil SRI-A15.

CAPITULO 7

CONSIDERAÇÕES PETROLÓGICAS

1 SÃO OS ESCARNITOS DE ITAOCA REALMENTE METASSOMÁTICOS ?

Esta questão tem seu fundamento, visto que as composições brutas das rochas tidas como escarnitos são em muitos casos perfeitamente compatíveis com as de determinadas rochas sedimentares, como por exemplo margas e sedimentos carbonáticos impuros. A estrutura bandada dos granada-wollastonita escarnitos de GURUTUBA I, sua posição intermediária entre os mármore e os hornfels pelíticos/calciossilicáticos e passagens por vezes gradacionais tendem a reforçar hipótese de gênese isoquímica destas rochas.

Entretanto a tendência destas rochas apresentarem paragêneses minerais muito simples, constituindo-se essencialmente de dois ou três minerais (wollastonita, granada, vesuvianita) é característica de rochas metassomáticas (Smirnov 1982). Além disso, a disposição de zonas composicionamente distintas em arranjo simétrico, ou seja, de ambos os lados de uma zona central, sugere a formação destas por interação com fluidos metassomáticos que penetraram na rocha ao longo de fraturas, venulações e zonas mais permeáveis. Esta feição foi observada frequentemente nos granada-wollastonita escarnitos e mesmo no interior do pacote calciossilicático (Fig. 29). Além disso, as bandas centrais apresentam muitas vezes restos e pseudomorfos de fases estáveis em bandas mais externas (inclusões de wollastonita na granada, wollastonita e granada na vesuvianita, vesuvianitização e albitização de granadas).

Cortando os mármore sem relação com o bandamento foram observados ainda veios de escarnitos granada-wollastoníticos simetricamente zonados e formados indubitavelmente por substituição metassomática (Foto 43). E, nos hornfels calciossilicáticos, restos de bandas truncadas e englobadas por paragêneses mais cálcicas.

FIGURA 29. Feições de zoneamento simétrico observadas nos granada-wollastonita escarnitos (A,B) e hornfels calciossilicáticos metassomáticos (C).

FOTO 43. Veio escarnítico em mármore. Observar zoneamento simétrico com bordas de grossulária e núcleo wollastonítico. Localmente a grossulária apresenta-se substituída por vesuvianita (marrom). Próximo ao contato com o veio, o mármore é mais claro devido à oxidação de grafita.

Já nos granada-piroxênio escarnitos de GURUTUBA II e III, as evidências indicativas de gênese por metassomatismo ácido são indubitáveis. A ocorrência quase que exclusivamente ao longo dos contatos granito-mármore e a orientação do zoneamento e contatos com o mármore independente do bandamento deste, são evidências conclusivas. Ademais, os primeiros indícios de escarnitização dos mármore na forma de zonas irregulares ou veios distintos e oblíquos ao bandamento da rocha hospedeira, com zonalidade interna simétrica (Foto 44) somente podem ser explicados por processos de substituição aloquímica. Os granitos contaminados e endoescarnitos associados aos granada-piroxênio escarnitos formaram-se por introdução metassomática de elementos quando o magma já estava consolidado, como o demonstram a transformação parcial ou total de hornblenda e biotita em clinopiroxênio e plagioclásio em escapolita, granada ou epidoto, além da textura modificada para blasto granular hipidiomórfica ou granoblástica.

FOTO 44. Veio escarnítico em mármore. Observar zoneamento simétrico com bordas de salita (verde) e núcleo de granada (marrom). Localmente se observa pirita no contato entre as zonas granatífera e piroxenítica.

2 SEQUÊNCIA DE EVENTOS

O primeiro evento de importância para a gênese dos escarnitos de Itaoca foi certamente a intrusão do magma granitóide e o engolfamento de blocos de unidades metassedimentares encaixantes. A ação térmica deste magma, possivelmente já parcialmente consolidado resultou na formação de hornfels diversos na borda do corpo plutônico e, especialmente nos enclaves, por processos essencialmente isoquímicos. Com a consolidação progressiva do magma, em dado momento foi atingido o ponto de saturação em H_2O e iniciou-se a expulsão de fluidos aquosos para dentro das rochas encaixantes e dos enclaves. Com isso estão dadas as condições para ocorrerem processos de difusão e infiltração, iniciando-se a formação dos escarnitos.

Os dois tipos distintos de escarnitos observados (granada-wollastonita e granada-piroxênio escarnitos) apresentam paragêneses sucessivas, que serão correlacionadas adiante. As seqüências observadas nos dois tipos de escarnitos serão a seguir descritas individualmente.

Contemporaneamente à formação dos escarnitos e com o gradual abaixamento da temperatura observa-se a formação de paragêneses retrometamórficas nos hornfels pelíticos. Assim ocorre a reação de sillimanita/andaluzita com microclínio e H_2O resultando em porfiroblastos de muscovita e grãos de quartzo; a transformação de sillimanita em andaluzita etc.

2.1 Granada-Piroxênio Escarnitos

A zonalidade destas rochas aliada às texturas de substituição permitem estabelecer com boa segurança o sentido cronológico da sucessão paragenética.

Num primeiro instante verifica-se o gradual enriquecimento dos mármores em diopsídio, que paralelamente se torna mais ferroso, resultando em rochas maciças constituídas essencialmente por salita/ferrosalita em agregado granoblástico poligonal.

Segue-se a formação de porfiroblastos de granada andradítica ao longo de venulações e veios, culminando com a formação de bandas granatíferas maciças. A granada frequentemente corroi e engloba poiquiloblasticamente os clinopiroxênios. Esta seqüência pode ser vista claramente em veios de granada-piroxênio

escarnitos cortando os mármorez (Foto 44). Na porção central destas zonas, aparentemente preenchendo espaços vazios pelos quais circularam as soluções metassomáticas, formaram-se grandes cristais de calcita (Foto 45).

A scheelita parece ser ligeiramente anterior à formação da granada, pois ocorre preferencialmente nas zonas granatíferas, inclusa na granada em cristais idiomórficos ou corroídos.

Posteriormente, provavelmente já em estágio hidrotermal observam-se intensos processos de carbonatização, epidotização e albitização de granadas e piroxênios; a transformação local de clinopiroxênios em actinolitas; e a deposição de sulfetos de Fe, Cu, Zn e Mo (pirita, pirrotita, esfalerita, calcopirita e molibdenita). Uma parte da pirita parece ter-se formado já no estágio anterior, associado à formação da granada. Frequentemente foi observada a presença deste mineral ao longo dos contatos entre zonas piroxeníticas e granatíferas (Foto 44).

Este processo manifesta-se na forma de zonas e bolsões irregulares preferencialmente ao longo dos contatos entre as zonas granatíferas e piroxeníticas (Foto 45) e, ao longo de pequenas zonas de cisalhamento. Afetou aparentemente também diques de rochas granitóides previamente intrudidas nos escarnitos, com a formação de paragêneses idênticas. A figura 30 apresenta esquematicamente esta sequência de eventos.

Nos granitos adjacentes aos granada-piroxênio escarnitos também é possível definir em linhas gerais a sequência dos eventos metassomáticos. A primeira evidência é a gradual transformação de biotita e hornblenda em clinopiroxênios e a transformação da textura ígnea para blastogranular ou granoblástica. Este processo resulta em rochas mais ricas em clinopiroxênio do que o eram anteriormente em máficos, quer por desenvolvimento continuado deste mineral, quer devido a uma redução no volume da rocha. Evidência neste sentido é o gradual desaparecimento de quartzo e feldspatos. Parte do plagioclásio é transformado em granada, escapolita ou clinozoisita. Parte do clinopiroxênio anteriormente formado apresenta-se também substituído ou corroído por granada.

FOTO 45. Feições de superposição de paragêneses metassomáticas. Salita escarnito (verde) cortado por bandas, zonas e veios de granada (marrom), por vezes com núcleo calcítico (branco) e zonas irregulares de albita + epidoto (verde claro) substituindo as

FIGURA 30. Sequência de eventos observada nos granada-piroxênio escarnitos de GURUTUBA III.

2.2 Granada-Wollastonita Escarnitos

Nestas rochas igualmente é possível definir as principais sucessões paragenéticas. Os primeiros indícios de escarnitização nos mármorees são o aparecimento de wollastonita e esparsos porfiroblastos de granada. À medida que aumenta a intensidade do processo cresce o teor em wollastonita e desaparece a calcita. Os porfiroblastos de granada continuam crescendo e passam a englobar poiquiloblasticamente a wollastonita, assim como o diopsídio previamente existente na rocha. Este processo culmina com a formação de bandas maciças de granada e, com o gradual aumento no teor em ferro formam-se nas porções centrais destas bandas granadas mais andradíticas.

Numa próxima etapa verifica-se a formação de vesuvianita, quer em porfiroblastos dispersos, quer substituindo parcial ou totalmente a granada. Formam-se também bandas ricas em vesuvianita e albita na porção central das zonas granatíferas ou veios de wollastonita com bordas de vesuvianita cortando os granada-wollastonita escarnitos. Albita e vesuvianita ocorrem associados e incluem restos de granada além de diopsídio e wollastonita.

Numa última etapa verifica-se intensa carbonatização de granada, wollastonita, albita e vesuvianita acompanhada da formação de algum quartzo intersticial, e a rocha é atravessada por veios preenchidos com calcita e apofilita ou prehnita. A figura 31 apresenta esquematicamente a sequência de eventos observada nos granada-wollastonita escarnitos.

FIGURA 31. Sequência de eventos observada nos granada-wollastonita escarnitos de GURUTUBA I.

3 CONDIÇÕES FÍSICO-QUÍMICAS E REAÇÕES METAMÓRFICAS/METASSOMÁTICAS

é característico dos processos metassomáticos a grande quantidade de condições físico-químicas variáveis. Além da temperatura, que deve ter decrescido mais ou menos gradualmente após a intrusão do magma granitóide, certamente houve tanto temporal como espacialmente durante os processos metassomáticos e mais tardiamente hidrotermais, variações significativas nas composições dos fluidos em termos de fugacidades de H_2O , CO_2 , O_2 , S e F e atividades de elementos em solução.

3.1 Evidências das Rochas Termometamórficas

As rochas metamorfoseadas em condições isoquímicas podem fornecer alguns parâmetros físico-químicos.

O fator que menos deve ter variado é a pressão total, visto ser pouco provável ter ocorrido durante a gênese dos escarnitos considerável erosão ou sedimentação na superfície, ou processos tectônicos relevantes.

As associações minerais dos hornfels pelíticos fornecem algumas indicações: a presença de sillimanita e andaluzita, bem como de cordierita e ausência de granada almandina nestas rochas sugere pressão não superior a 5 Kbar (Fig. 32). Considerando que a temperatura do magma não foi muito superior ao "solidus" do sistema granítico durante a intrusão, chega-se a uma pressão não superior a 3 Kbar para a associação sillimanita + microclínio observada nos hornfels (Fig. 33).

FIGURA 32. Reações metamórficas em rochas pelíticas. Extraído de Winkler (1976).

Ebert et al. (1989) estudando as rochas metamórficas da região da Mina do Perau, na Formação Perau no Estado do Paraná, estimaram com base em determinações geotermométricas e geobarométricas a pressão de fase tardia de descompressão em 2 a 4 Kbar e o gradiente geotérmico em 40 °C por Km.

A Formação Perau sofreu, entretanto, metamorfismo mais intenso que os filitos do Subgrupo Lageado encaixantes do Granito Itaoca, que se situam na zona da clorita (Campanha et al. 1988). Assumindo-se para o metamorfismo destas o mesmo gradiente geotérmico, a pressão deverá situar-se entre 2 e 3 Kbar. Este é entretanto o valor máximo para a gênese dos escarnitos, visto ser o metamorfismo do Subgrupo Lageado anterior à intrusão do Granito Itaoca.

Sendo as reações metamórficas no intervalo entre 1 e 3 Kbar muito pouco influenciadas pela pressão total, e por não dispormos de evidências que levem a uma determinações mais precisas, seguiremos assumindo pressão de 2 Kbar para as reações metamórficas/metassomáticas.

A temperatura deve ter sido mais elevada imediatamente após a intrusão do magma granitóide, decrescendo mais ou menos gradualmente durante a sequência dos processos metassomáticos e retrometamórficos observados.

As paragêneses observadas nas rochas pelíticas não afetadas por processos metassomáticos permitem estabelecer com alguma segurança a temperatura inicial do metamorfismo de contato. A coexistência de sillimanita e microclínio em textura de equilíbrio, observada em diversas lâminas indica que foi atingido o grau metamórfico alto de acordo com a definição de Winkler (1976). A estabilidade deste par é limitada a temperaturas acima de 650°C a 2 Kbar (Fig. 32). A temperatura máxima atingida não deve ter sido muito superior a este valor, visto que a aproximadamente 700 graus já se atinge o mínimo de fusão do sistema $Ab + Qz + Or + H_2O$. Cabe notar, entretanto, que segundo cálculos de Winkler (op. cit.) a temperatura no contato de um magma granítico com 800 °C é de $460 \pm 150^\circ\text{C}$, o que sugere ter sido a temperatura do magma em Itaoca superior ao mínimo de fusão do sistema granítico, já que nos hornfels foi atingida temperatura superior a 650°C.

A transformação de sillimanita em andaluzita, ainda em

equilíbrio com microclínio deve ter ocorrido a temperaturas ligeiramente inferiores a 650°C (Fig. 32) e superiores a 600°C, assumindo-se que havia H₂O disponível no sistema.

Num próximo estágio formaram-se em algumas rochas grandes porfiroblastos de muscovita com inclusões de microclínio, quartzo e sillimanita/andaluzita. Esta paragênese é relacionada pela equação:

Cabe notar que a muscovita somente pode se formar na presença de H₂O no sistema. A disponibilidade de água para esta reação pode dever-se à expulsão de fluidos aquosos pelo magma granítico em consolidação.

Nas rochas carbonáticas, as reações metamórficas são fortemente influenciadas pela fugacidade do CO₂. Nestas rochas, a coexistência de calcita e quartzo em equilíbrio textural sugere que não foram atingidas as condições de estabilização da wollastonita. Considerando-se que a temperatura atingiu valores acima de 650°C, a fração molar de CO₂ (XCO₂) na fase fluida deve ter sido no mínimo 0.5 (para P_{total} = P_{fluidos}) (Fig. 33).

As paragêneses observadas nos mármorees podem fornecer mais algumas indicações. A ausência de dolomita e presença de silicatos magnesianos (diopsídio, tremolita, flogopita) sugerem que a primeira foi totalmente consumida por reação com quartzo ou feldspato potássico, estando envolvidas entre outras as seguintes reações:

A formação de flogopita requer H₂O, de modo que o fluido coexistente não pode ter sido CO₂ puro.

Na presença de quartzo e calcita a flogopita reage formando tremolita e microclínio:

FIGURA 33. Reações metamórficas em mármore impuros. Compilado de Skippen (1974)(1, 4, 6 e 7), Puhon & Johannes (1974)(2), Hoschek (1973)(3) e Winkler (1976)(8). A reação (5) foi estimada com base nas propriedades termodinâmicas fornecidas por de Helgeson et al. (1978).

A 2 Kbar e fração molar de CO_2 entre 0.5 e 0.9, esta reação ocorre aproximadamente a 530°C (Fig. 33). Nas mesmas condições de P e XCO_2 , a tremolita reage com quartzo e calcita entre 530 e 550°C (Fig. 33):

Forsterita não foi observada, indicando que não foram atingidas as temperaturas necessárias ou, o que parece mais provável, que a tremolita sido consumida na formação do diopsídio, que mantém-se estável até temperaturas muito elevadas.

De qualquer modo, a coexistência de diopsídio com quartzo e calcita indica que, a XCO_2 entre 0.5 e 0.9, foi atingida temperatura de pelo menos 530°C . Nestas condições a flogopita é estável na ausência de quartzo. A aproximadamente 550°C ocorre a reação:

que é provavelmente responsável pela paragênese

comum nos mármore, e que juntamente com a associação

corresponde provavelmente às temperaturas mais altas atingidas.

Tremolita ocorre normalmente na forma de poiquiloblastos tardios, englobando calcita e diopsídio, e muitas vezes associada a poiquiloblastos de flogopita. Constitui provavelmente produto retrometamórfico formado pelas mesmas reações descritas acima. A freqüente coexistência de clinozoisita, poiquiloblástica ou substituindo escapolita, com a tremolita indica para esta fase contribuição bem mais elevada de H_2O nos fluidos ($\text{XCO}_2 < 0.1$) (Fig. 34) e corresponde provavelmente ao início da formação dos granada-wollastonita escarnitos por infiltração de fluidos aquosos provenientes do granito em consolidação e pode ser correlacionada à formação retrógrada de muscovita nos hornfels pelíticos.

Nesta fase devem também ter se formado as zonas de reação observadas nos metassedimentos bandados.

Na amostra I-01/41.11-41.27 desenvolveram-se poiquiloblastos

de microclínio, hornblenda e titanita em zonas de reação entre paragêneses constituídas por biotita + andesina + quartzo e clinopiroxênio + andesina + quartzo. A reação deve-se provavelmente a diferenças na atividade do cálcio e pode, de maneira simplificada, ser escrita como:

A titanita formou-se por liberação de titânio do retículo da biotita; não é aceito no retículo da hornblenda a baixas temperaturas.

FIGURA 34. Reações metamórficas em rochas calciosilicáticas. Os traços finos representam as reações com frações molares menores de grossulária na granada e maiores de pistachita no epidoto. Extraído de Kerrick (1977).

FIGURA 35. Triângulo $\text{KAlO}_2\text{-CaO-(FeO+MgO)}$ representando a formação de microclínio e hornblenda por reação de bandas com biotita e bandas com clinopiroxênio.

3.2 Escarnitos

Nos contatos entre os mármore e os quartzo monzonitos da Suite Granitóide Itaoca formaram-se num primeiro instante os salita/ferrosalita escarnitos. O fato de nos quartzo monzonitos contaminados inicialmente formar-se clinopiroxênio por substituição de biotita e hornblenda sugere serem contemporâneos e correlacionáveis os processos de formação dos salita/ferrosalita escarnitos e dos granitóides contaminados. A "contaminação" dos quartzo monzonitos ocorreu quando estes já estavam consolidados, como indicam as texturas granulares e blastogranulares e substituição de biotitas e hornblendas previamente cristalizadas.

A transformação de biotita e hornblenda em clinopiroxênio pode ser explicada por aumento na atividade do cálcio no sistema:

Estas reações liberam ferro e magnésio além de sílica, ao passo que a formação de clinopiroxênio nos mármore consome estes elementos. A entrada de cálcio nos quartzos monzonitos deve ter ocorrido por difusão em meio aquoso, a partir dos mármore adjacentes. Isto significa que a velocidade de difusão do íon Ca^{++} deve ter sido maior que a do fluxo dos fluidos liberados pelo magma. Assim, a formação dos endoescarnitos/granitóides contaminados e dos salita/ferrosalita escarnitos deve ter ocorrido a temperaturas relativamente altas, logo após a consolidação do magma e início de expulsão de fluidos, os quais ainda não apresentavam fluxo considerável para fora do corpo plutônico; sendo que o transporte de elementos ocorreu predominantemente por processos de difusão. Este mecanismo de formação de escarnitos tem sido denominado de "bimetassomatismo" (Korzhinskii 1936).

As análises químicas de amostras do perfil de sondagem A-15 lançadas no tetraedro ACKF (Fig. 36) mostram como os salita escarnitos e granitóides contaminados situam-se composicionalmente em posições intermediárias entre os mármore e os quartzos monzonitos.

Considerando-se a formação dos salita/ferrosalita escarnitos a partir de calcita mármore puro e que os clinopiroxênios apresentam em média razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ de 0.5, a sua formação pode ser expressa pela reação:

Esta reação dissolve metade do cálcio da calcita na forma de $\text{CaCl}_2(\text{aq})$. Este cálcio deve ter sido responsável pela contaminação dos quartzos monzonitos.

O transporte dos íons metálicos ocorreu provavelmente na forma de cloretos, como indicam diversos estudos de inclusões fluidas em escarnitos (Kwak 1987). A eventual participação de fluoretos no processo deveria manifestar-se pela precipitação de fluorita, não observada nos escarnitos de Itaoca.

Nos mármore escarnitizados observou-se gradual aumento no teor em clinopiroxênio e da fração molar de hedenbergita neste. Assim, dos escarnitos para os mármore verifica-se gradual diminuição da fração molar de hedenbergita no clinopiroxênio. Porém, em diversas ocorrências citadas na literatura verifica-se

FIGURA 36. Amostras do perfil A-15 plotadas em tetraedro ACKF (parcial). As setas indicam os sentidos das modificações metassomáticas.

o inverso, ou seja, aumento no teor em ferro à medida em que se distancia do contato com o pluton (Smirnov 1982); devido ao favorecimento da formação de hedenbergita a temperaturas mais baixas (Fig. 37). Em Itaoca, o gradiente de temperatura não deve ter sido relevante, mas sim a composição dos fluidos; o ferro teria sido quase totalmente incorporado aos clinopiroxênios próximos do pluton, tornando-se assim as soluções relativamente mais enriquecidas em magnésio.

Num segundo estágio os salita escarnitos são cortados por veios, vênulas e bolsões granatíferos. A granada formou-se, pelo menos em parte, às custas do clinopiroxênio, como sugerem as

FIGURA 37. Diagrama de equilíbrio termodinâmico de clinopiroxênio em função da composição dos fluidos e temperatura. Calculado com dados de Helgeson et. al. (1978) e Robie et. al. (1978).

inúmeras inclusões deste em grãos corroídos na granada.

As soluções formadoras da granada devem ter infiltrado nos escarnitos ao longo de fraturas e cavidades abertas, como sugerem os veios granatíferos com zona central posteriormente preenchida por calcita.

A formação de andradita a partir de hedenbergita pelas reações:

é condicionada pelo aumento nas fugacidades de O_{Fe} e/ou S_{Fe} (Fig. 38). A ocorrência local de pirita no contato entre as zonas piroxenítica e granatífera sugere que pelo menos parte da oxidação do ferro deve-se ao aumento na fugacidade do S_{Fe} . Por outro lado estas reações são favorecidas pelo decréscimo da

FIGURA 38. Diagrama $\text{Log}(f\text{O}_2) \times \text{Log}(f\text{S}_2)$. Extraído de Gamble (1982). A linha tracejada refere-se a clinopiroxênio com fração molar de hedenbergita = 0.5. Reação do epidoto baseada em Liou (1978).

temperatura. É, entretanto, notável a pobreza dos escarnitos em minerais metálicos o que sugere que magnetita e pirita/pirrotita formados durante a oxidação do clinopiroxênio tenham sido solubilizados e incorporados aos fluidos.

A presença de Mg no clinopiroxênio e Al na granada torna o processo mais complexo envolvendo a eliminação de Mg e introdução de Al no sistema. A contribuição de Al nos fluidos metassomáticos pode decorrer da difusão de CO_2 para o granitóide. Segundo Burnham apud Kerrick (1977), a presença de CO_2 aumenta consideravelmente a concentração de sílica e alumina em relação aos outros elementos na fase fluida coexistente com o magma granitóide.

A formação dos granada-wollastonita escarnitos em ambiente mais distante da fonte dos fluidos metassomáticos ocorreu possivelmente em estágio contemporâneo à formação das bandas granatíferas nos salita escarnitos. Assim como nos clinopiroxênios, verifica-se nas granadas dos escarnitos proximais maior teor em Fe do que nos escarnitos distais. Um gradiente na temperatura favoreceria o inverso (Fig. 39), de modo que provavelmente os fluidos atingiram os escarnitos distais já empobrecidos em Fe. A formação de wollastonita sugere ainda que os fluidos apresentavam excesso de atividade de sílica sobre outros elementos.

FIGURA 39. Diagrama de equilíbrio termodinâmico de granada em função da composição dos fluidos e da temperatura. Calculado com dados de Helgeson et. al. (1978) e Robie et. al. (1978).

Assim, neste segundo estágio, os processos metassomáticos devem-se principalmente à infiltração de fluidos aquosos enriquecidos em sílica e alumina relativamente oxidantes e com temperaturas mais baixas (Fig. 40).

FIGURA 40. Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$ qualitativo representando paragéneses formadas por introdução de sílica e alumina em diopsídio mármores. As setas indicam evolução provável dos fluidos formadores dos granada-wollastonita escarnitos.

Numa terceira fase formaram-se epidoto, albita e calcita nos granada-piroxênio escarnitos, em parte substituindo bandas de granadas zonadas, e vesuvianita e albita nos granada-wollastonita escarnitos, igualmente substituindo granadas. Nesta fase a atividade do Na^+ nos fluidos aliada a temperaturas mais baixas possibilitou a destruição da granada por reações como:

A transformação seletiva de granada em epidoto, observada nos granada-piroxênio escarnitos é controlada pela composição das zonas da granada. Caso o epidoto apresente equilíbrio termodinâmico com a granada não substituída, as razões $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Al}$ podem indicar a temperatura. Segundo dados experimentais de Pertschuk & Aranovitch (1979), obtém-se para os epidotos e granadas coexistentes de Itaoca temperatura de equilíbrio de aproximadamente 400°C (Fig. 41).

FIGURA 41. Diagrama de distribuição de Fe_2O_3 e Al_2O_3 entre epidoto e granada em função da temperatura. O círculo representa composições de epidotos e granadas coexistentes observadas nos granada-piroxênio escarnitos. Extraído de Pertschuk & Aranovitch (1979).

A vesuvianita formou-se por substituição de granadas e como porfiroblastos em zonas e bandas discordantes da estruturação dos granada-wollastonita escarnitos. Ocorre frequentemente em matriz wollastonítica, sugerindo que esta se mantém estável durante a formação da vesuvianita. A vesuvianita tem um campo de estabilidade bastante amplo, de 400 a 700°C à pressão de 2 Kbar. Na presença de quartzo é, entretanto, substituída por grossulária + diopsídio + wollastonita a temperaturas pouco superiores a 400°C (Hochella et al. 1982). Assim, é provável que a formação se deva à desestabilização da granada na presença de wollastonita e clinopiroxênio. Os dados de Hochella et al. (op. cit.) referem-se entretanto a vesuvianitas isentas de ferro, ao passo que as de Itaoca são relativamente ferrosas, mantendo-se estáveis até temperaturas mais elevadas. A sua formação com o abaixar da temperatura, em estabilidade com a wollastonita, sugere que ocorreu paralelamente decréscimo na atividade da alumina (Fig. 40).

Numa última fase verificou-se a carbonatação de granada e vesuvianita, sugerindo que com o término da expulsão de fluidos aquosos pelos granitóides, os fluidos presentes nos escarnitos,

agora estagnados, passam gradualmente a se enriquecer em CO_2 por difusão a partir dos mármore.

4 BALANÇO VOLUMÉTRICO

A formação de escarnitos é freqüentemente tratada como um processo isovolumétrico (Lindgreen 1925) podendo eventualmente ocorrer algum aumento na porosidade da rocha. Muitos autores tem efetuado estimativas de balanço volumétrico baseando-se em medidas de espessura de camadas/bandas da rocha encaixante não afetada e dos escarnitos. Este critério é entretanto duvidoso quando ocorrem estilólitos nos estratos carbonáticos (Kwak 1987). Além disso, o eventual decréscimo volumétrico pode ocorrer em direção paralela à do bandamento.

Em Itaoca não foi possível efetuar medições de espessura de estratos. Ademais, o ambiente plutônico com pressões da ordem de 2 Kbar torna pouco plausível que tenha ocorrido considerável aumento de porosidade, que também não foi constatada.

Considerando, de maneira simplificada, que no primeiro estágio se formou rocha constituída exclusivamente por hedenbergita(50) a partir de calcita mármore puro, o processo pode ser descrito pela reação:

As fases sólidas envolvidas serão 4 mol de calcita e 2 mol de Hedenbergita(50). Utilizando-se os volumes molares fornecidos por Helgeson et al. (1978), e estimando-se o volume molar da HED(50) com base nos valores de diopsídio e hedenbergita teremos:

$$4 \times 36.934 \text{ cm}^3 \rightarrow 2 \times (0.5 \times 66.09 + 0.5 \times 68.27) \text{ cm}^3 \\ 147.74 \text{ cm}^3 (\text{calcita}) \rightarrow 134.36 \text{ cm}^3 (\text{hedenbergita}(50))$$

o que corresponde a uma redução volumétrica de aproximadamente 10% ou, alternativamente, incremento na porosidade.

Do mesmo modo, se nas bandas granatíferas formou-se, por sequência mais complexa de reações, rocha constituída exclusivamente por andradita(75) podemos simplificarmente

escrever:

As fases sólidas envolvidas serão:

O que equivale a uma redução volumétrica da ordem de 40%. Esta redução maior pode ter sido responsável pela formação de cavidades posteriormente preenchidas por calcita, onde circularam os fluidos formadores das bandas granatíferas.

É, entretanto, bastante provável que, devido ao caráter ácido dos fluidos expelidos pelo magma granitóide, tenham ocorrido reações de dissolução da calcita juntamente com as reações consideradas acima:

Sendo então possível ocorrer redução volumétrica ainda mais acentuada.

Utilizando-se as análises químicas de amostras do perfil I-A15 podem ser feitas estimativas de balanço volumétrico pela equação de Gresens (1967):

$$f_v \times (d_B/d_A) \times \%B - \%A = X$$

onde f_v = fator volumétrico
 d_A = densidade da rocha original
 d_B = densidade da rocha final
 $\%A$ = teor do elemento X na rocha original
 $\%B$ = teor do elemento X na rocha final
 X = entrada em g do elemento X

Esta equação baseia-se na hipótese de haver sempre diversos elementos (principalmente traços) imóveis durante os processos metassomáticos. Contudo é necessário postular que os mármores substituídos tenham tido composição idêntica à da amostra de mármore analisada.

A figura 42 apresenta diagrama de entrada e saída de

elementos em função de fator volumétrico para a formação de salita escarnito (amostra A-15/25.67-25.77) a partir de mármore (amostra A-15/29.38-29.50).

FIGURA 42. Diagramas de entrada e saída de elementos em função de fator volumétrico para transformação de mármore (A-15/29.38-29.50) em salita escarnito (A-15/25.67-25.77).

Verifica-se que as funções de diversos elementos passam pela linha de perdas/ganhos = 0 para fator volumétrico em torno de 0.3, o que corresponde a uma redução volumétrica da ordem de 70%! Nestas condições teríamos:

IMÓVEIS : P_2O_5 , TiO_2 , Cr_2O_3 , NiO , Ce , SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , MnO , Zr .
 PERDAS DE : Ba , Y , Nb , Sr , CaO , MgO , K_2O .
 GANHOS DE : Fe_2O_3 , FeO .

Uma redução volumétrica da ordem de 70% certamente é

exagerada. Parece mais razoável o fator volumétrico de aproximadamente 0.9 como sugere a reação de formação de clinopiroxênio a partir de calcita. Nesta condição somente o Ba, elemento por natureza pouco móvel, não teria participado dos processos metassomáticos, sendo o restante dos elementos analisados bastante móveis.

A equação de Gresens (1967) não contempla o fato de rochas monominerálicas poderem não aceitar certos elementos no retículo cristalino de seu constituinte mineral. Assim, a perda de K_2O , Sr e Y deve-se à incompatibilidade destes elementos com o retículo do clinopiroxênio, ou seja, o coeficiente de distribuição destes elementos entre clinopiroxênio e fluido favorece a concentração destes na fase fluida e sua eliminação do sistema. Pelo mesmo motivo pode ser explicado o incremento em Cr_2O_3 e NiO . O titânio liberado nos quartzo monzonitos pela destruição da biotita deve ter se concentrado na fase sólida (titanita) por precipitação devido à alta atividade do cálcio no sistema.

Nos granada-wollastonita escarnitos formaram-se inicialmente granada aluminosa e wollastonita. A reação de formação de wollastonita:

acarreta aumento volumétrico da ordem de 8%. Por outro lado a reação de formação de grossulária:

acarreta redução volumétrica da ordem de 43%. A formação de rocha com 15% de granada e 85% de wollastonita, que representa a composição média dos granada-wollastonita escarnitos ocorre a volume aproximadamente constante:

$$\begin{aligned} 85 \text{ cm}^3 \text{ Wo (2.129 mol)} &= 2.129 \text{ mol de calcita substituída} \\ 15 \text{ cm}^3 \text{ Gr (0.120 mol)} &= \underline{0.718 \text{ mol de calcita substituída}} \\ &2.847 \text{ mol} = 105 \text{ cm}^3 \end{aligned}$$

Em suma, parece razoável concluir que os granada-

wollastonita escarnitos e os salita escarnitos se formaram por processos essencialmente isovolumétricos, verificando-se somente nas bandas granatíferas decrescimento volumétrico considerável, responsável pelo aparecimento de cavidades que funcionaram como condutos dos fluidos e foram posteriormente preenchidas por paragêneses retrógradas.

CAPITULO 8

CONCLUSÕES

A partir dos dados obtidos nesta pesquisa foi possível estabelecer a natureza e sequência dos processos geológicos envolvidos na gênese das rochas estudadas, e obter, embora aproximadamente, as condições termodinâmicas (P, T, composição das fases fluidas) e sua evolução no espaço e no tempo. Apresentam-se a seguir os processos em ordem cronológica:

- 1 - Intrusão do magma granitóide a uma profundidade crustal de aproximadamente 7 Km ($P = 2\text{Kbar}$) e engolfamento de blocos de unidades psamo-pelíticas e carbonáticas encaixantes.
- 2 - Metamorfismo de contato das rochas engolfadas atingindo temperaturas superiores a 650°C .
- 3 - Com a progressiva consolidação do magma (cristalização dos quartzo monzonitos da Suite Granitóide Itaoca) este atinge o ponto de saturação em H_2O , que passa a ser expulso, inicialmente como fase fluida semi-estagnada. Neste estágio, propiciado pela fase fluida aquosa formam-se, por bimetasmatismo (difusão de íons), os salita escarnitos e ocorre a contaminação dos quartzo monzonitos. Nos salita escarnitos os elementos introduzidos foram essencialmente Fe, Mg e Si, e nos quartzo monzonitos contaminados, Ca. A razão $\text{Fe}^{++}/\text{Mg}^{++}$ nos fluidos decresce acentuadamente com a distância do contato com o corpo ígneo, resultando em clinopiroxênios progressivamente mais magnesianos na passagem dos escarnitos para os mármore. Esta fase ocorreu a temperaturas elevadas, da ordem de 600°C em condições relativamente redutoras.
- 4 - Com o progressivo abaixamento da temperatura os fluidos liberados durante a consolidação final dos quartzo monzonitos, possivelmente fases magmáticas tardias (diques), passam a infiltrar-se preferencialmente ao longo de fraturas e bandas mais permeáveis nos metassedimentos. Estes fluidos aquosos (fração molar de $\text{CO}_2 \ll 0.1$) são responsáveis pela formação de paragênese retrógradas nos hornfels pelíticos (muscovita + quartzo) e nos mármore (poiquiloblastos de tremolita, clinozoisita) e por diversos processos metassomáticos. Nos salita escarnitos formam-se, por oxidação do clinopiroxênio e introdução

de Al, bandas e zonas essencialmente granatíferas acompanhadas de forte redução volumétrica, circulando os fluidos por espaços abertos posteriormente preenchidos com calcita. Nesta fase ocorre também a precipitação de scheelita. Ao atravessarem os escarnitos proximais (granada-piroxênio escarnitos) os fluidos empobrecem-se fortemente em Fe e tornam-se relativamente enriquecidos em Al e Si, os quais em ambiente mais distal, reagem com os mármore formando granadas aluminosas e wollastonita. A reação com os mármore aumenta gradativamente o teor em Ca nos fluidos, que adentrando os hornfels pelíticos reagem com os seus minerais formando os hornfels metassomáticos, de composições calciossilicáticas. Esta fase ocorreu a temperaturas progressivamente mais baixas, situadas no intervalo entre 450 e 550°C. O ambiente oxidante de atuação dos fluidos é sugerido pela oxidação dos clinopiroxênios ferrosos e destruição de grafita nos mármore adjacentes aos veios escarníticos.

5 - Com o maior abaixamento da temperatura inicia-se fase retrógrada, caracterizada principalmente pela destruição da granada e formação de epidoto, albita e vesuvianita, além da deposição de sulfetos.

6 - Finalmente, cessa por completo a percolação de fluidos oriundos dos granitóides e a fase fluida passa a equilibrar-se com os mármore e apresentar frações molares de CO_2 progressivamente mais elevadas, propiciando a carbonatação da granada, vesuvianita e wollastonita. Nesta última fase hidrotermal, formaram-se ainda veios e vênulas preenchidos com apofilita e prehnita.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.de. 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. An. Acad. bras. Ciên. 29(1):63-72.
- ALONSO, M.T.A. 1977. Vegetação. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Geografia do Brasil, região sudeste Rio de Janeiro, SEGRAF. v.3.
- BEAUMONT, E. 1847. Note sur les émanations volcaniques et metallifères. Soc. Geol. France Bull., 2e ser.; 4:1249-1334.
- BIGARELA, J.J. & SALAMUNI, R. 1958. Contribuição à geologia da região Sul da Série Açungui, Estado do Paraná. Bol. Paul. Geogr.; São Paulo. 29:1-14.
- BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D.P. 1985. Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG-22-X-B-1-4) e Araçaiíba (SG-22-X-F-11-3), estados de São Paulo e Paraná. Contrato IPT/Pró-Minério, São Paulo. (IPT. Relatório 22150). inédito.
- BLOSS, F.D. 1961. An introduction to the methods of optical crystallography. New York, Holt, Rinehart and Winston. 294p.
- BURT, D.M. 1982. Skarn deposits - historical bibliography through 1970. Econ. Geol. 77:755-763.
- BURTON, J.C.; TAYLOR, L.A.; CHOU, I.M. 1982. The fO_2 - T and fS_2 - T stability relations of hedenbergite and of hedenbergite - johansenite solid solutions. Econ. Geol. 77(4):764-783.
- CAMPANHA, G.A. 1987. Geologia, estratigrafia e geocronologia da Folha Itararé na escala 1:250.000. (Exame de qualificação - IGUSP). inédito.
- CAMPANHA, G.A. et al. 1988. Avaliação preliminar da geologia das folhas Taquaral, Mina do Espírito Santo, Ribeirão Itacolomi, Serra do Aboboral, Jacupiranga (Eldorado Paulista), Rio Guaraú (Barra do Azeite), Rio Turvo (Serra do Aleixo) - Vale do Ribeira - SP. São Paulo. Contrato IPT/Pró-Minério. (IPT. Relatório 26 863). inédito.

- CARNEIRO, C.D.R. et al. 1981. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo, IPT.
- CHIODI FILHO, C. et al. 1983. Projeto Capão Bonito; relatório final. São Paulo. Contrato CPRM/Pró-Minério. inédito.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1962. Rock forming minerals. New York. John Wiley. v.1: ortho and ring silicates.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1963. Rock forming minerals. New York, John Wiley. v.4: framework silicates.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1978. Rock forming minerals. London, Longman. v.2A: single chain silicates.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1982. Rock forming minerals. London, Longman. v.1A: orthosilicates.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1986. Rock forming minerals. London, Longman. v.1B: disilicates and ringsilicates.
- DERBY, D.A. 1878. Geologia da região diamantífera da província do Paraná no Brasil. Arq.Mus.Nac., Rio de Janeiro, 3:89-96.
- EBERT, H.D. & MÜLLER, G. 1989. Dados petrológicos e litoquímicos dos metamorfitos da Região da Mina do Perau no Vale do Ribeira, Paraná. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. Resumos.
- EINAUDI, M.T. & BURT, D.M. 1982. Terminology, classification and composition of skarn deposits. Econ. Geol. 77(4): 745-754.
- EINAUDI, M.T.; MEINERT, L.D.; NEWBERRY, R.J. 1981. Skarn deposits. Econ. Geol. 75th Anniv. Vol, p. 317-391.
- FONTEILLE, M. 1962. Contribution à l'étude des skarns de Kamioka, Prefecture de Gifu, Japon. Univ. Tokio, Fac. Sci. Jour; ser. 2, v.14, pt. 2, p. 153-227.
- GAMBLE, R.P. 1982. An experimental study of sulfidation reactions involving andradite and hedenbergite. Econ. Geol. 77(4):784-797.

- GOLDSCHMIDT, V.M. 1911. Die Kontaktmetamorphose in Kristianagebiet. Oslo Videnskapelssel - Skapets Skrifter. I. Mat. Naturv. Klasse, 1:1-483.
- GRESENS, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metassomatism. Chem. Geol., 2:47-65.
- HASUI, Y. 1986. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo. Contrato IPT/Pró-Minério. (IPT. Relatório 23 742). inédito.
- HASUI, Y. et al. 1984. Considerações sobre o grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3297-3306.
- HEINRICH, E.W.M. 1965. Microscopic identification of minerals. New York, Mc Graw Hill. 414p.
- HELGESON, H.C.; DELANY, J.M.; NESBITT, H.W.; BIRD, D.K. 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. Am. Jour. Sci. 278-A, 220 pp. HOSCHEK, G. 1973.
- HOCHHELLA Jr., M.F.; LIOU, J.G.; KESKINEN, M.J.; KIM, H.S. 1982. Synthesis and stability relations of magnesium idocrase. Econ. Geol. 77:798-808.
- HOISCH, T.D. 1985. The solid solution chemistry of vesuvianite. Contrib. Mineral. Petrol. 89:205-214.
- HOSCHEK, G. 1973. Die Reaktion Phlogopit + Calcit + Quartz = Tremolit + Kalifeldspat + H_2O + CO_2 . Contrib. Mineral. Petrol., 39:231-237.
- INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES (IUGS). Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. 1973. Classifications and nomenclature of plutonic rocks, Recommendations. Geol. Newsletter, 2:110-127; Geotimes, 18:26-30.

- KAUL, P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da suíte intrusiva Serra do Mar na evolução da costa do Sul-Sudeste do Brasil, âmbito das folhas SG 22 - Curitiba e SG 23 - Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro SBG. v. 6, p. 2815-2825.
- KAUL, P.F.T.; ISSLER, R.S.; FERNANDES, E.; BONOW, C. de W. COITINHO, J.B.L. 1982. Suíte intrusiva Serra do Mar. Florianópolis, Projeto RANDAMBRASIL, 18p. (Relatório interno Radambrasil, 540G).
- KERR, P.F. 1959. Optical mineralogy. 3 ed. New York, Mc Graw Hill. 442p.
- KERRICK, D.M. 1977. The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, California. Jour. Petrol., 18:144-181.
- KORZHINSKII, D.S. 1936. Mobility and inertness of components in metassomatism. In: MATHER, K.F. (Ed) Source Book in geology, 1900 - 1950. 1967. Cambridge, Harvard Univ. Press. p. 290-303.
- KWAK, T.A.P. 1987. W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. Amsterdam, Elsevier. Developments in economic geology, 24. 451p.
- LINDGREEN, W. 1902. The character and genesis of certain contact deposits. Am. Int. Mining Engineers Trans., 31: 226-244.
- LINDGREEN, W. 1925. Metassomatism. Geol. Soc. Am. Bull., 36:247-261.
- LIU, J.G. 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_2\text{O}_{12}(\text{OH})$. Jour. Petrol., 14 (3):381-413.
- MARINI, O.S.; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. Bol. Paran. Geoc. Curitiba, 23/25: 43-104.
- MEINERT, L.D. 1987. Skarn zonation and fluid evolution in the Grondhog Mine, Central Mining District, New Mexico. Econ. Geol. 82(3):523-545.

- MELCHER, G.C. et al. 1973. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Ribeira de Iguape, SP e PR. Rev. Bras. Geoc. 3(2):97-123.
- MELLO, I.S.C. & SILVA, R.B. 1984. Mineralizações associadas aos granitóides de Itaoca (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 6, p. 3001-3011.
- MELLO, I.S.C. et al. 1981. Geologia dos granitóides de Itaoca, (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1984. Atas... Curitiba, SBG, v. 1, p. 82-93.
- MELLO, I.S.C. et al. 1982a. Avaliação das mineralizações de metais-base no granito Itaoca, fase de semidetalhe. São Paulo. Contrato IPT/Pró-Minério. (IPT. Relatório 16 698). inédito.
- MELLO, I.S.C. et al. 1982b. Prospeção das ocorrências minerais hidrotermais e metassomáticas e dos depósitos aluvionares dos granitóides de Itaoca. São Paulo. Contrato IPT/Pró-Minério. (IPT. Relatório 17 845). inédito.
- MELLO, I.S.C. et al. 1984. Definição das ocorrências de mineralizações em escarnitos (scheelita) nos granitóides de Itaoca. São Paulo. Contrato IPT/Pró-Minério. (IPT. Relatório 20 130). inédito.
- MELLO, I.S.C. et al. 1985a. Definição da potencialidade mineral dos escarnitos dos granitóides de Itaoca. São Paulo. Contrato IPT/Pró-Minério. (IPT. Relatório 22 453). inédito.
- MELLO, I.S.C. et al. 1985b. As mineralizações de tungstênio (scheelita) nos granitóides de Itaoca (SP) In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, São Paulo, 1985. Atas... São Paulo, SBG.
- MELLO, I.S.C. et al. 1988. Avaliação do prospecto Itaoca através de dados de subsuperfície. São Paulo. Contrato IPT/Pró-Minério. (IPT. Relatório 26 490).
- MORAES, M.C. & RODRIGUES, E.P. 1978. Exemplo de aplicação de coloração seletiva de feldspatos potássicos e cálcicos como técnica auxiliar no estudo das rochas. Cerâmica, 24(97):32-35.

- NEWBERRY, R.J. 1982. Tungsten bearing skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek Mine, California. *Econ. Geol.* 77(4):823-844.
- NIMER, E. 1977. Clima In: FUNDAÇÃO BRASILEIRA DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Geografia do Brasil; região sudeste*. Rio de Janeiro, SERGRAF. v.3.
- OLIVEIRA, E.P. 1927. *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro. Serv. Geol. Miner. Brasil, 172p. (Monografia, 6).
- PERTSCHUK, L.L. & ARANOVICH, L.Ya. 1979. Thermodynamics of minerals of variable composition: andradite-grossularite and pistachite-clinozoisite solid solution. *Phys. Chem. Min.* 5:1-14.
- PERTSEV, N.N. 1988. Classification and nomenclature of metassomatic rocks. (Proposta apresentada para discussão na Subcomissão de Rochas Metamórficas da IUGS; inédito).
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1969. Sobre os metassedimentos do extremo Sul do Estado de São Paulo. *Conv. USP/DAEE (Public. Especial)*.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. 1951. Pyroxenes in the cristallizations of basaltic magma. *J. Geol.*, 59:472-489.
- PONTES, J.B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais... Salvador, SBG. v. 3*, p.1002-1016.
- PUHAN, D. & JOHANNES, W. 1974. Experimentelle Untersuchung der Reaktion Dolomit + Kalifeldspat + H_2O = Phlogopit + Calcit + CO_2 . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48:23-31.
- ROBIE, R.A.; HEMINGWAY, B.S.; FISHER, J.R. 1978. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 Bar (10^5 Pascals) pressure and at higher temperatures. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1452. Washington. 456p.
- RYZHENKO, B.N. & VOLKOV, V.P. 1971. Fugacity coefficients of some gases in a broad range of temperatures and pressures. *Geochem. Int.* 8(4):468-481.

- SCHOLL, W.V. et al. 1982. A formação Setuva do Pré-cambriano no Estado do Paraná, uma revisão crítica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v. 1, p.55-63.
- SILVA, A.T.S.F. & ALGARTE, I.P. 1981. Contribuição à geologia da sequência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariqueira-Açu, Estado de São Paulo. 1. Litologia e Petrografia. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG, v. 1, p.109-120.
- SKIPPEN, G. 1974. An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. Am. Jour. Of. Sci., 274:487-509.
- SMIRNOV, V.I. 1982. Geologia de yacimientos minerales. Moscow. Ed Mir. 654p.
- TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G.; THEODOROVICZ, A. 1984. Projeto Guapiara; relatório final. São Paulo. Contrato CPRM/Pró-Minério. inédito.
- THEODOROVICZ, A.T. et al. 1986. Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco; relatório final. São Paulo. Contrato CPRM/Pró-Minério. inédito.
- TORNEBOHM, A.E. 1875. An lagerföljden inom Norbergs Malmfält. Geol. Fören. Stockholm Forh., v. 2, p.329-355.
- TORNEBOHM, A.E. 1882. Geologische Übersichtskarte der Statthalterschaft Vermland im Masstab 1:400.000 nebst Beschreibung (33p): Stockholm 1881 (resumo por E. COHEN, 1882, Neues Jahrb. Mineralogie Geologie Palaeontologie, v. 1, p. 200-201).
- TREIN, E.; REIS NETO, J.M. dos, BIONDI, J.C.; MONASTIER, M.A. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: Identificação de uma sequência meta-vulcanosedimentar em Abapã (PR). In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. Atas... São Paulo, SBG. v. 1, p.169-186.

- TROGER, W.E. 1971. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale Teil 1 Bestimmungstabellen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 188p.
- VOGT, J.H.L. 1895. Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiationsprocesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. Zeitschr. Prakt. Geol. 3.
- WINCHELL, A.N. & WINCHELL, H. 1951. Elements of optical mineralogy. New York, John Wiley. 551p.
- WINKLER, H.G.F. 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, Springer Verlag. 4th ed. 334p.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi possível graças à valiosa colaboração de pessoas e instituições, a quem gostaria de manifestar minha profunda gratidão.

Ao Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, pela atenciosa orientação, pelas valiosas sugestões e críticas, os preciosos ensinamentos e pelo permanente estímulo às atividades.

Ao Professor Doutor José Vicente Valarelli, pela dedicada ajuda diante de diversos problemas surgidos.

Ao Professor Doutor Rainer Aloys Schultz-Güttler, pela permanente disposição em transmitir seus conhecimentos e discutir os problemas surgidos, especialmente no campo da termodinâmica.

Ao colega Ivan S. de Cavalcanti Mello pela transmissão de seus conhecimentos acerca da geologia da área, cessão de amostras e mapas, e pelas frutíferas discussões.

Ao Professor Doutor Johann Daniel Hans Schorschner pelas análises de minerais por microsonda eletrônica.

Aos colegas Eleno de Paula Rodrigues, Maria Heloisa B. de O. Frascá, Maria Cristina de Moraes, Mirian C. B. de Oliveira, Ginaldo A. da C. Campanha e Jairo de S. Taddeo, pelo apoio recebido durante o desenvolvimento do estudo, discussões e sugestões após leitura criteriosa do manuscrito.

A equipe técnica dos Laboratórios do Agrupamento de Petrologia do IPT, nas pessoas dos colegas: Eli Arruda Toledo, Nilson de Paula, Jilson Cardoso, Sidnei Rodrigues de Oliveira, Josival Oliveira da Silva, Fabio C. Queiróz, Durvalino F. da Rocha, Eliana Antunes Resende e Lealdino Magalhães Filho pelo empenho na execução de seus trabalhos.

Ao colega Paulo E. Mori, pela apoio na interpretação de difratogramas e nos cálculos de parâmetros cristalográficos.

Ao geólogo Jorge Kazuo Yamamoto pelos ensinamentos e ajuda no desenvolvimento dos programas de computação utilizados para cálculos termodinâmicos, petroquímicos e diagramas diversos.

Aos amigos Celso dal Ré Carneiro, Eleno de Paula Rodrigues e Alvaro Rodrigues dos Santos pelo apoio recebido e pelos esforços na viabilização do trabalho.

A equipe de desenhistas da Divisão de Geologia e Recursos Minerais do IPT e, especialmente, ao amigo Michael Seltz pelo esmero na elaboração de grande parte das ilustrações.

Ao Sr. Jaime Alves da Silva e equipe pela montagem final da dissertação.

A antiga Divisão de Minas e Geologia Aplicada e atual Divisão de Geologia e Recursos Minerais do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT pelo imprescindível apoio oferecido em todas as etapas do estudo.

A Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo - FAPESP pelo apoio oferecido sob forma de Auxílio à Pesquisa.