UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**“PETROLOGIA E LITOQUÍMICA DE ROCHAS DE
PALEOSSISTEMAS HIDROTERMAIS OCEÂNICOS
MESOPROTEROZÓICOS DA SEQÜÊNCIA
METAVULCANOSSEDIMENTAR DO GRUPO SERRA
DO ITABERABA, SP”**

Annabel Pérez Aguilar

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA E LITOQUÍMICA DE ROCHAS DE
PALEOSSISTEMAS HIDROTERMAIS OCEÂNICOS
MESOPROTEROZÓICOS DA SEQÜÊNCIA
METAVULCANOSSEDIMENTAR DO GRUPO SERRA
DO ITABERABA, SP**

ANNABEL PÉREZ AGUILAR

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Caetano Juliani
Examinadores:	Prof ^a Dr ^a Hanna Jordt-Evangelista
	Prof. Dr. Ian McReath
	Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann
	Prof. Dr. Raul Minas Kuyumjian

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**“PETROLOGIA E LITOQUÍMICA DE ROCHAS DE
PALEOSSISTEMAS HIDROTERMAIS OCEÂNICOS
MESOPROTEROZÓICOS DA SEQÜÊNCIA
METAVULCANOSSEDIMENTAR DO GRUPO SERRA
DO ITABERABA, SP”**

Annabel Pérez Aguilar

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007638

SÃO PAULO
2001

PARA LUIS FERNANDO URIBE,
PARA BRUNO URIBE.

AO CÉU
À TERRA
QUE,
QUANDO
REUNIDAS EM NOSSO CENTRO,
NOS PERMITEM
VOLTAR
À ORIGEM
E
VISLUMBRAR
OUTRAS DIMENSÕES

AGRADECIMENTOS

À Luis Fernando Uribe Lozano pelo seu apoio sempre irrestrito, pelo seu companheirismo e a sua amizade, que fizeram possível a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Caetano Juliani, pela sua valiosíssima orientação, pelo seu “senso geológico” que estiveram presentes em todos os momentos e etapas deste trabalho; pela minha formação como geóloga; por ter me dado o tempo necessário para ficar com meu filho após este ter nascido; pelo apoio nos momentos em que a família parece ser insubstituível; pela sua amizade.

Ao Prof. Dr. Anthony Fallick pelas análises de isótopos estáveis de oxigênio que foram realizadas no Scottish Universities Environmental Research Centre, Escócia.

À Lena Virgínia Soares Monteiro, pela sua valiosíssima colaboração em todos os momentos difíceis deste trabalho, pela digitalização do mapa geológico; pela sua amizade.

À Alexandre Patricio Chiarini (Xapinha) pelas valiosíssimas discussões sobre diagramas de elementos imóveis.

À Mirian Chieko Shinzato, Silvio Takashi Hiruma, Paulo Alves de Souza pela inestimável ajuda na preparação do volume final; pelos tantos anos de amizade.

Ao Prof. Dr. Ian McReath pela revisão do *abstract*.

À Márcia Mika Saito pela sua facilidade de fazer arte com um computador, sempre disposta a ajudar aos outros.

À Marcos de Souza Mansueto por estar sempre disposto a colaborar no agendamento do uso do equipamento de microsonda eletrônica, pela sua boa disposição em facilitar e ajudar a todos os usuários deste laboratório.

À Vasco Antônio Pereira dos Loios do laboratório de Separação (Geocron), pelo gosto que tem em fazer o seu trabalho, por estar sempre disponível para ajudar.

Aos companheiros da pós-graduação Iede Terezinha Zolinger, Rafael Hernandez Correa Silva (Apum), Luiz Gustavo Gallo Vilela (Troglô), Fernando Camargo Feitas (Pobrema), Carmen Nunes (Xitah), Klaus Juergen Peterson Junior, Tathyana Benavides, Gilson Guimarães, Sandra Iwata, Fernando Pellegrini Spinelli, Lucelene Martins (Vaudemar), Gustavo Correa de Abreu (Torrinha), Elias Casimiro Nkuanga, Artur Deodato Alves (Metanol), Paulo César Corrêa da Costa, Yuri Garin, Fernando Benegas Valladares (99), pelo dia-a-dia compartilhado.

A todos os funcionários que, vinculados ao IG-USP, ajudaram na realização deste trabalho: Ana Paula Cabonal e Magali P. F. Riso, da Secretaria de Pós-Graduação; Sônia G. C. Vieira e Valéria Cristina de S. R. Santos da Secretaria do GMG; ao pessoal da laminação representados pelo Cláudio Hopp; Angélica D. M. Morente do Laboratório de Ótica; Dionísio

Tadeu de Azevedo, secretário da pós-graduação; ao pessoal da Biblioteca, Maristela P. Severino, Érica Celeste do Nascimento, Brenda Maria Mascarenhas e Maria Aparecida Bezerra;

Ao também colombiano Andrés Bustamante por ter vindo me “substituir” no grupo dos “Caetanex”.

Ao Mestre Lui Pai Lin pela transmissão dos valiosíssimos treinos Taoistas.

Aos companheiros do Tao, especialmente à Tarcísio Tati Sapienza, por poder treinar e aprender com eles.

À ajuda terapêutica de Antônio Moreira na fase final deste trabalho.

À Fapesp (processos 93/4350-0 e 98/15170-7) e ao CNPq (processo 400490/94-3) que viabilizaram a realização deste trabalho.

RESUMO

Os trabalhos aqui desenvolvidos tiveram como principal objetivo o estudo da petrologia e litoquímica de rochas de paleossistemas hidrotermais oceânicos mesoproterozóicos da sequência vulcanossedimentar do Grupo Serra do Itaberaba.

Dentre as rochas básicas ígneas puderam ser separados diferentes litotipos de rochas alteradas hidrotermalmente geradas a partir de rochas blastoporfíricas de granulação grossa, rochas de granulação grossa com prismas longos de anfibólio, rochas de granulação fina a média e rochas de granulação muito fina.

Dentre as rochas básicas vulcanoclásticas puderam ser separados diferentes litotipos de rochas alteradas hidrotermalmente geradas a partir de rochas de metatufos bandados, rpváveis *lapillistones* e *lapilli-tuffs*, metatufos com porfiroblastos de diopsídio e rochas vulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio.

Dentre as rochas intermediárias/ácidas puderam ser separadas o grupo das rochas ígneas e vulcanoclásticas.

Nestas rochas, associado ao aumento da intensidade da alteração os diferentes litotipos gerados são: incipientemente alterados, da zona de transição, menos intensamente alterados e mais intensamente alterados.

Outros litotipos produzidos pelas alterações são os granada-hornblenda anfibolitos, cummingtonita-granada-clorita xistos, clorititos, rochas potassificadas e rochas carbonatizadas.

Quanto aos balanços de massa, os metabasitos ígneos não alterados de dentro da ZAH já mostram grandes mudanças no seu quimismo, se comparadas com as média metabasitos de fora da ZAH, destacando-se uma lixiviação da maioria dos metais traços, que vão enriquecer as demais rochas alteradas e/ou vão compor a parte metalífera dos metapelitos superpostos e as formações feríferas.

O único exemplar de uma rocha metabásica intensamente cloritizada (489a) mostra grandes enriquecimentos em Mg e também em Fe, Al e Ti e grandes empobrecimentos em Si, Na, K e Ca.

As maioria das demais rochas metabásicas ígneas alteradas formam enriquecidas em Mg e Fe e foram empobrecidas em Na, K e Ca. Quanto aos demais elementos maiores observa-se comportamentos diferenciados, tendo sido enriquecidos em algumas das amostra e lixiviados em outras (Fe, Al, Ti, Mn, Si e P), sendo que não mostram grandes variações quanto ao Si.

As rochas intermediárias ígneas foram, de forma geral, enriquecidas em Fe, Mg e P, foram empobrecidas em Al, Ti, K e Na e foram lixiviadas em todos os elementos traços, assim como nas REE. As concentrações de Ca, Mn, Mg e Sr diminuem com o aumento da intensidade da alteração.

Os diferentes litotipos de rochas vulcanoclásticas intermediárias não mostram um comportamento tão homogêneo mas foram, de forma geral, enriquecidos em Fe, Ti, Al e P e empobrecidos em Ca, Mn e nas REE. Em todas estas rochas as concentrações de Na, Ca e Mn mostram uma tendência de diminuir com o aumento da intensidade da alteração.

As rochas vulcanoclásticas carbonatizadas foram enriquecidas em Ca, Mg, K Ba, Rb, Li e U.

Nos protolitos de metabásitos ígneos e nos metabasitos ígneos alterados a maioria dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$, em rocha total, variam entre 5,9‰ e 11,8‰, mostrando só uma amostra intensamente alterada um valor de 16,9‰. Nas rochas metaintermediárias ígneas alteradas estes valores variam entre 14,1 e 17,6‰ e na maioria das rochas metaintermediárias vulcanoclásticas alteradas entre 15,3 e 17,8‰.

A gênese destas rochas está vinculada com atividades hidrotermais em estruturas vulcânicas submarinas, produzidas por intrusões de rochas intermediárias, representando zonas de alteração propilítica.

Ocorre também uma carbonatização muito intensa e extensa, especialmente na base das ZAH. Houve, localmente, a sobreposição de processos de potassificação, carbonatização e albitização.

Os produtos finais das alterações não dependem muito do protolito e sim da permeabilidade, temperatura e composição química do fluido, sendo que as alterações muito intensas geram rochas finais com mineralogias semelhantes, seja o protolito um basalto ou uma rocha intermediária.

As zonas de argilização intermediária e avançada, dentro do contexto destes sistemas hidrotermais, foram responsáveis pela geração dos marunditos, rochas ricas em córindon + margarita $\pm$ rutilo $\pm$ muscovita $\pm$ plagioclásio $\pm$ turmalina.

ABSTRACT

The principal aim of this work was the petrological and lithochemical characterization of the rocks of an oceanic hydrothermal paleosystem from the mesoproterozoic volcanosedimentary sequence of the Serra do Itaberaba Group.

Within the igneous metabasites different lithotypes of hydrothermally altered rocks could be separated including coarse-grained blastoporphyrific rocks, coarse-grained rocks with long amphibole prisms, fine- to medium- grained rocks and very fine-grained rocks.

The hydrothermally altered metavolcanoclastic basic rocks could be separated into banded metatuffs, probable lapillistones and lapilli-tuffs, metatuffs with porphyroblast of diopside and volcanoclastic rocks with hornblende aggregates.

The hydrothermally altered intermediate to felsic rocks can also be separated into different igneous and volcanoclastic rocks.

In all these rocks, with increasing alteration the lithotypes produced are weakly altered rocks, rocks from the transitional zone, moderately altered rocks and strongly altered rocks.

Other lithotypes produced by alteration are garnet-hornblende amphibolites, cummingtonite-garnet-chlorite schists, chloritites, potassified rocks and carbonated rocks.

Mass balances showed that unaltered igneous metabasites within the hydrothermal alteration zone already show large chemical changes if compared with unaltered igneous metabasites outside this zone. These rocks were depleted in most trace metals, which are enriched in other altered rocks or form part of the overlying metalliferous metapelites and iron formations.

Most of altered metabasites were enriched in Mg and Fe and were depleted in Na, K and Ca. The other major elements show different behaviours, being enriched in some samples and depleted in others. (Fe, Al, Ti, Mn, Si e P). Si does not show great variations in these rocks.

The only sample of an intensely chloritized metabasite (489a) is very enriched in Mg but also in Fe, Al and Ti, and is very depleted in Si, Na, K and Ca.

The intermediate igneous rocks are generally enriched in Fe, Mg and P, and depleted in Al, Ti, K, Na, trace metals and the REE. The concentrations of Ca, Mn, Mg and Sr decrease with increasing hydrothermal alteration.

The different meta-intermediate volcanoclastic rocks do not show such a homogeneous behaviour but, in a general way, were enriched in Fe, Ti, Al and P and depleted in Ca, Mn, and the REE. In all these rocks the concentrations of Na, Ca and Mn tend to decrease with increasing hydrothermal alteration.

Carbonated volcanoclastic intermediate rocks were enriched in Ca, Mg, K, Ba, Rb, Li and U.

In meta-basic igneous protoliths and altered rocks most of the $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ values, in whole rock, vary from 5,9‰ to 11,8‰, showing only one sample of a strongly altered rock a value of 16, 9‰. In meta-intermediate igneous rocks these values vary from 14,1‰ to 17,6‰ and in most meta-intermediate volcanoclastic rocks from 15,3‰ to 17,8‰.

The genesis of these rocks is vinclulated to hydrothermal activities in submarine volcanic structures induced by the the emplacement of intermediate rocks and represent zones of propilitic alteration.

Extensively carbonated zones occur specially below the principal alteration zone. Locally some of these altered rocks were later affected by potassfication, carbonation and albitization processes.

Final alteration products do not depend so much on the nature of protolith but more on the permeability of the rocks, the temperature, and the chemical composition of the fluid. Strong alteration generates rocks with the same mineralogy, independent of the protolith being a basic or intermediate rock.

Argilitic alteration zones, within the context of these hydrothermal paleosystems, were responsible for the formation of marundites (rocks rich in corindon + margarite $\pm$ rutile $\pm$ muscovite $\pm$ plagioclase $\pm$ turmaline).

SUMÁRIO

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO	1
1 OBJETIVOS	1
2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS	2
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	2
4 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	3
5 MATERIAIS E MÉTODOS	5
5.1 Materiais Utilizados	5
5.2 Métodos de Trabalho	5

CAPÍTULO II SISTEMAS HIDROTERMAIS

INTRODUÇÃO	10
1 AS SOLUÇÕES HIDROTERMAIS	10
2 CONSTITUINTES E PARTIÇÃO DE METAIS NAS SOLUÇÕES HIDROTERMAIS	10
3 PARTIÇÃO DE ELEMENTOS METÁLICOS NAS SOLUÇÕES HIDROTERMAIS	11
4 PRECIPITAÇÃO DOS SOLUTOS	11
5 TIPOS DE SISTEMAS HIDROTERMAIS	13
6 SISTEMAS HIDROTERMAIS OCEÂNICOS	14
6.1 Sistemas Hidrotermais em Zonas de Expansão	14
6.2 Sistemas Hidrotermais em Centros Vulcânicos Submarinos	16
7 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	18
8 TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	25
8.1 Metassomatismo Alcalino e Alteração Potássica	26
8.2 Alteração Propilítica	26
8.3 Albitização	27
8.4 Cloritização	28
8.5 Carbonatização	28
8.6 Sericitização e <i>Greisenificação</i>	29
8.7 Alteração Argílica Intermediária e Avançada	30
9 ZONAS DE ALTERAÇÃO EM SISTEMAS HIDROTERMAIS	32

CAPÍTULO III GEOLOGIA LOCAL

INTRODUÇÃO	35
1 GRUPO SERRA DO ITABERABA	36
1.1 Formação Morro da Pedra Preta	36
1.1.1 Unidade dos metabasitos (Mb)	36
1.1.2 Unidade das rochas vulcanoclásticas e ígneas básicas hidrotermalizadas	37
a) Unidade dos anfibolitos de granulação grossa (Bg)	37
b) Unidade dos granada-hornblenda anfibolitos (Ga)	38
c) Unidade dos metatufos básicos alterados (Ta)	38
d) Unidade dos metabasitos e metavulcanoclásticas calciossilicáticas (Bc)	39
e) Unidade das rochas básicas menos intensamente alteradas (Hc)	39
e1) Rochas incipientemente alteradas	39
e2) Rochas da zona de transição	41
e3) Rochas menos intensamente alteradas	42
f) Unidade das rochas básicas mais intensamente alteradas (Ha)	43

1.1.3 Unidade das rochas metaintermediárias (Mi)	43
1.1.4 Unidade das rochas metaintermediárias alteradas (Ma)	44
1.1.5 Unidade dos metatufos e metabrechas vulcânicas (Mv)	44
1.1.6 Unidade dos metassedimentos tufticos (Mt)	45
1.1.7 Unidade das formações ferríferas (Ff)	46
1.1.8 Unidade das rochas calciossilicáticas (Cs)	46
1.1.9 Unidade dos metapelitos (Mp)	47
1.1.10 Unidade do metapelitos grafitosos (Mg)	48
1.1.11 Unidade dos metarritmitos (Mr)	48
1.2 Formação Nhanguçu	48
1.2.1 Unidade dos metapelitos manganíferos (Mn)	48
1.2.2 Unidade dos metapelitos ricos em andalusita (Ad)	49
2 GRUPO SÃO ROQUE	50
2.1 Formação Piragibu	50
2.1.1 Unidade dos metarritmitos (Rr)	51
3 ROCHAS GRANÍTICAS	51
4 ROCHAS CATACLÁSTICAS E MILONÍTICAS	52
5 DEPÓSITOS ALUVIONARES	52

CAPÍTULO IV PETROGRAFIA

INTRODUÇÃO	53
1 METABASITOS ÍGNEOS	54
1.1 Protólitos	54
1.1.1 Rochas blastoporfiríticas de granulação grossa	54
1.1.2 Rochas de granulação grossa com prismas longos de hornblenda	57
1.1.3 Rochas de granulação fina a média	59
1.1.4 Rochas de granulação muito fina	60
1.2 Incipientemente Alteradas	60
1.2.1 Rochas de granulação grossa com prismas longos de hornblenda	62
1.2.2 Rochas de granulação fina a média	62
1.3 Rochas da Zona de Transição	65
1.3.1 Rochas blastoporfiríticas de granulação grossa	65
1.3.2 Rochas de granulação grossa com prismas longos de hornblenda	67
1.3.3 Rochas de granulação fina a média	69
1.4 Rochas Menos Intensamente Alteradas	71
1.5 Rochas Mais Intensamente Alteradas	74
2 METAVULCANOCLÁSTICAS BÁSICAS	77
2.1 Protólitos	78
2.2.1 Metatufos bandados	78
2.2.2 Prováveis <i>metalapillistones</i> e <i>metalapilli-tuffs</i>	79
2.2.3 Metatufos com porfiroblastos de diopsídio	84
2.2.4 Rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio	85
2.3 Rochas Incipientemente Alteradas	86
2.3.1 Metatufos bandados	86
2.3.2 Prováveis <i>metalapillistones</i> e <i>metalapilli-tuffs</i>	86
2.3.3 Rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio	86
2.4 Rochas da Zona de Transição	87
2.4.1 Metatufos bandados	87
2.4.2 Prováveis <i>metalapillistones</i> e <i>metalapilli-tuffs</i>	87
2.4.3 Metatufos com porfiroblastos de diopsídio	88
2.4.4 Rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio	88

2.5 Rochas Menos Intensamente Alteradas	89
2.6 Rochas Mais Intensamente Alteradas	96
2.6.1 Metatufos com porfiroblastos de diopsídio	97
2.6.2 Rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio	98
3 ROCHAS METAINTERMEDIÁRIAS A META-ÁCIDAS ÍGNEAS	100
3.1 Rochas Incipientemente Alteradas	101
3.2 Rochas da Zona de Transição	101
3.3 Rochas Menos Intensamente Alteradas	102
3.4 Rochas Mais Intensamente Alteradas	103
3.5 Rochas Silicificadas	109
4 ROCHAS METAINTERMEDIÁRIAS A META-ÁCIDAS VULCANOCLÁSTICAS	109
4.1 Rochas da Zona de Transição	110
4.2 Rochas Menos Intensamente Alteradas	110
4.3 Rochas Mais Intensamente Alteradas	113
5 OUTROS LITOTIPOS	114
5.1 Granada-Hornblenda Anfibolitos	115
5.2 Biotita-Hornblenda Anfibolitos e Rochas Associadas	117
5.3 Metavulcanoclásticas e Metabasitos Calciossilicáticos	117
5.4 Cummingtonita-Granada-Clorita Xistos	119
5.5 Veios de Clorititos Metamorfisados	120
5.5.1 Rochas da Zona de Transição	120
5.5.2 Rochas Mais Intensamente Alteradas	121
5.5.3 Clorititos	123

CAPÍTULO V

QUÍMICA MINERAL

INTRODUÇÃO	125
1 ANFIBÓLIOS	125
1.1 Rochas Incipientemente Alteradas	126
1.1.1 Hornblenda	126
1.2 Rochas da Zona de Transição	129
1.2.1 Hornblenda	129
1.2.2 Cummingtonita	130
1.3 Rochas Menos Intensamente Alteradas	133
1.4 Rochas Mais Intensamente Alteradas	136
2 PLAGIOCLÁSIO	139
2.1 Rochas Incipientemente Alteradas	139
2.2 Rochas da Zona de Transição	140
2.3 Rochas Menos Intensamente Alteradas da ZP1 e ZP2	140
2.4 Rocha Mais Intensamente Alteradas	140
3 GRANADA	140
3.1 Rochas Menos Intensamente Alteradas da ZP2	141
3.2 Rochas Mais Intensamente Alteradas	142
4 CORDIERITA	142
4.1 Rochas Mais Intensamente Alteradas	142

CAPÍTULO VI

LITOQUÍMICA E BALANÇOS DE MASSA

INTRODUÇÃO	145
1 LITOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS	147
2 COMPORTAMENTO DAS TERRAS RARAS	154

3 BALANÇOS DE MASSAS	161
3.1 Metabasitos e rochas associadas	162
3.1.1 Análise dos protólitos básicos da ZAH	162
3.1.2 Metabasitos ígneos blastoporfiríticos de granulação grossa	165
3.1.3 Metabasitos ígneos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda	169
3.1.4 Metabasitos ígneos de granulação fina a média	169
3.1.5 Prováveis <i>metalapilli-tuffs</i>	171
3.1.6 Clorititos e rochas associadas	171
3.1.7 Ganhos e perdas de massa nos metabasitos	175
3.2 Rochas Metaintermediárias	178
3.2.1 Metaintermediárias ígneas de granulação grossa	178
3.2.2 Metaintermediárias ígneas de granulação fina a média	179
3.2.3 Metatufos com porfiroblastos de diopsídio	179
3.2.4 Metavulcanoclásticas com aglomerados de hornblenda	183
3.2.5 Metavulcanoclásticas do perfil contínuo 635	185
3.2.6 Ganhos e perdas de massa nas metaintermediárias	193
4 EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS HIDROTERMAIS	195

CAPÍTULO VII ISÓTOPOS ESTÁVEIS

ISÓTOPOS ESTÁVEIS	197
-------------------------	-----

CONCLUSÕES

CONCLUSÕES	201
------------------	-----

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	206
----------------------------------	-----

ANEXOS

ANEXO I – Resultados analíticos das rochas	215
ANEXO II – Análises químicas selecionadas de minerais	219

TABELAS

TABELA 1 - Limites de detecção das análises geoquímicas.....	8
TABELA 2 - Mineralogia e texturas dos protólitos dos metabasitos ígneos	55
TABELA 3 - Perfil de alteração hidrotermal dos metabasitos ígneos blastoporfiríticos de granulação grossa (1) e de granulação grossa com prismas longos de hornblenda (2).....	63
TABELA 4 - Perfil de alteração hidrotermal nas rochas básicas ígneas de granulação fina a média	64
TABELA 5 - Protólitos de rochas básicas vulcanoclásticas	78
TABELA 6 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas metavulcanoclásticas básicas	92
TABELA 7 - Perfil de alteração hidrotermal das metavulcanoclásticas básicas com aglomerados de anfibólios	93
TABELA 8 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas metaintermediárias ígneas.....	104
TABELA 9 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas metaintermediárias a meta-ácidas ígneas	105
TABELA 10 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas metavulcanoclásticas metaintermediárias	113

TABELA 11 - Outros litotipos alterados hidrotermalmente	116
TABELA 12 - Perfil de alteração hidrotermal dos veios de cloritito metamorfisados	121
TABELA 13- Perfil contínuo de alteração no afloramento 635.....	125
TABELA 14 - Relação das amostras com análises químicas.....	146
TABELA 15 - Relação das amostras com análises de $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW ‰) em rocha total	198

FIGURAS

FIGURA 1 – Localização da área (hachurado) e acessos	2
FIGURA 2 - Esboço geológico regional. (1) Coberturas sedimentares cenozóicas, (2) Intrusões alcalinas mesozóicas, (3) Rochas granitóides, (4) Grupo São Roque, incluindo terrenos gnáissico-migmatíticos de posicionamento indefinido, (5) Grupo Serra do Itaberaba, (6) Grupos Amparo, Paraíba do Sul e Itapira, (7) Complexo Embu/Paraíba do Sul e (8) Complexo Costeiro.3	
FIGURA 3 - Mapa geológico da região da Serra do Itaberaba. (1) Sedimentos terciários da Bacia de São Paulo; (2) Zonas de cisalhamento transcorrentes (JSZ = Jundiuvira; RJSZ = Rio Jaguarí; TG-RMSZ = Tanque Grande – Ribeirão dos Macados) e de empurão; (3) Granitóides brasileiros da Suíte Porfíritica; (4) Granitóides brasileiros da Suíte Não Porfíritica; (5) Neoproterozóico – Grupo São Roque (Formação Piragibu); (6 a 11) Mesoproterozóico – Grupo Serra do Itaberaba; (6) Formação Pirucaia; (7) Formação Nhanguçu; (8 a 11) Formação Morro da Pedra Preta; (8) Unidade dos metapelitos; (9) Formações ferríferas do tipo Algoma; (10) Unidade dos metatufos e dos metassedimentos tufíticos; (11) Unidade Vulcânica basáltica; (12) Metagranitóides e (13) Complexo Igaratá. O retângulo corresponde à área do mapa geológico da figura 4.....	6
FIGURA 4 – Mapa geológico detalhado das zonas de alteração hidrotermal	7
FIGURA 5 – Composição de sistemas hidrotermais atuais e fósseis a partir de dados compilados por Skinner (1979). Quando não especificado, os valores são dados em ppm	11
FIGURA 6 – (A) Modelo esquemático proposto por Sleep (1983) para sistemas hidrotermais presentes no cume e nas laterais de cadeias meso-oceânicas. (B) Modelo para sistemas hidrotermais meso-oceânicos localizados acima e abaixo de uma câmara magmática (Taylor, 1983).....	16
FIGURA 7 - Modelo de sistema hidrotermal em cadeia oceânica conforme proposto por Bischoff & Rosenbauer (1989)	17
FIGURA 8 - Modelo esquemático do ambiente geológico de depósitos do tipo Kuroko, segundo Ohmoto & Rye (1974).....	17
FIGURA 9 - Seqüência de alteração lateral em rochas formadas predominantemente feldspato potássico (A) e ricas em plagioclásio cálcico (B) (Hemley & Jones, 1964, modificada por Pirajno, 1992)	21
FIGURA 10 - Esquema das reações que ocorrem em cadeias meso-oceânicas, sob o assoalho oceânico (Edmond & Von Damm, 1983).....	21
FIGURA 11 – Curvas de reação no sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (Hemley & Jones, 1964).....	22
FIGURA 12 – Diagrama esquemático de $\mu\text{H}/\text{K}$ versus $\mu\text{H}_2\text{O}$ mostrando a estabilidade dos minerais no sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{Cl}_2\text{O}-1$, em pressões e temperaturas baixas a moderadas e em regime isotermal e isobárico. Als = alumino-silicatos, Cor = coríndon, Dsp = diásporo, Gib = gibbsita, Kao = caulinita, Ksp = K-feldspato, Mus = muscovita, Pyp = pirofilita, Qtz = quartzo (Burt, 1976)	23
FIGURA 13 - Curvas de reação no sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (Hemley & Jones, 1964).....	24
FIGURA 14 – Estabilidade das fases minerais no sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ a 500°C e 1.000 bar, na presença de quartzo (Hemley & Jones, 1964)	24
FIGURA 15 – (A) Esquema da evolução de um sistema hidrotermal como função da temperatura e das atividades do K^+ e do H^+ (Guilbert & Park, 1985, em Pirajno, 1992; Burnham & Ohmoto, 1980, em Pirajno, 1992). A medida em que o sistema evolui para temperaturas e pressões mais baixas há um progressivo aumento de H^+ e uma evolução progressiva do tipo de alteração alcalina para argílica. (B) O metassomatismo alcalino libera H^+ havendo, como consequência, uma diminuição na razão álcalis/ H^+ , com subsequente desestabilização dos feldspatos e micas e	

crescimento de novas fases minerais (zonas de alteração <i>greisen</i> e sericítica). Um intenso metassomatismo do íon de H^+ deve-se à entrada de água no sistema, provocando mais oxidação e produção de H^+ . A este processo podem ser associadas as zonas de alteração argílica (Pirajno, 1992).....	27
FIGURA 16 – Diagramas ACF e AKF com representação das assembléias minerais dominantes dos diversos tipos de alteração hidrotermal. (A) Potássica, (B) Propilítica; (C) Sericítica; (D) Argílica intermediária; (E) Argílica avançada (Meyer & Hemley, 1967).....	28
FIGURA 17 – Esquema da alteração sericítica, representada pela assembléia quartzo-sericita-pirita (QSP). Setas descendentes indicam elementos adicionados e setas ascendentes elementos lixiviados, sendo o Al considerado como elemento imóvel (MacKenzie, 1983, em Pirajno, 1992).....	30
FIGURA 18 – Esquema da alteração do tipo <i>greisen</i> representado pela assembléia quartzo-muscovita. Setas descendentes indicam elementos adicionados e setas ascendentes elementos lixiviados, sendo o Al considerado como elemento imóvel (MacKenzie, 1983, em Pirajno, 1992).....	31
FIGURA 19 – (A) Zonamento lateral e vertical das diferentes zonas de alteração e mineralização geralmente presentes nos depósitos de cobre porfírico. (B) Esquema das diferentes zonas de mineralizações. (C) Esquema das diversas formas de ocorrência de sulfetos (Lowell & Guilbert, 1970).....	33
FIGURA 20 – Modelo de alteração hidrotermal apresentado por Buchanan (1981, em Pirajno, 1992).....	33
FIGURA 21 - Modelo de alteração hidrotermal apresentado por Herrera (1985, em Berger & Bethke, 1985) para a parte norte do depósito de Bodie Bluff, Califórnia, USA.....	34
FIGURA 22 – Esquema dos relacionamentos entre os protólitos e as rochas hidrotermalizadas. (1) Metabasito ígneo e vulcanoclástico (protólito); (2) Rochas básicas incipientemente alteradas; (3) Rochas básicas da zona de transição (4) Rochas básicas menos intensamente alteradas; (5) Rochas básicas intensamente alteradas; (6) Rochas intermediárias intrusivas mais intensamente alteradas; (7) Rochas intermediárias menos intensamente alteradas; (8) rochas intermediárias da zona da transição; (9) rochas intermediárias incipientemente alteradas.....	53
FIGURA 23 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nos protólitos dos metabasitos ígneos.....	56
FIGURA 24 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nos metabasitos ígneos e vulcanoclásticos da zona de transição.....	66
FIGURA 25 - Relações de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nos metabasitos ígneos e vulcanoclásticos menos intensamente alteradas.....	71
FIGURA 26 - Teores dos principais minerais nos subgrupos petrográficos dos metabasitos ígneos e metavulcanoclásticas intensamente alteradas.	77
FIGURA 27 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nos protólitos básicos de origem vulcanoclástica.....	79
FIGURA 28 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas das rochas mais intensamente alteradas e ígneas e vulcanoclásticas mais intensamente alteradas.....	96
FIGURA 29 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nas rochas meta-intermediárias a meta-ácidas alteradas hidrotermalmente.....	108
FIGURA 30 - Comparação dos teores dos principais minerais nas rochas básicas mais intensamente alteradas do Subgrupo A e nas rochas metaintermediárias a meta-ácidas ígneas mais intensamente alteradas.....	109
FIGURA 31 - Análises dos anfibólios das rochas InA. (a) S_1 , (b) S_2 , (c) S_3 , (d) Pós-deformacionais, (e) Todo conjunto, substituições: (f) Tschermakítica, (g) Edenítica, (h) Pargasítica e (i) Tsi vs. Cal.....	128
FIGURA 32 - Análises de magnésio-hornblenda de rochas metavulcanoclásticas da ZT da (a) S_1 , (b) S_2 , (c) pós-deformacional, (d) Todas análises, substituições: (e) Tschermakítica e (f) Pargasítica, (g) Tsi vs. Cal.....	131

FIGURA 33 - Diagrama de Laird & Albee (1981) de $Al^{VI} + Fe^3 + Ti$ versus Al^{IV}	132
FIGURA 34 - Análises de cummingtonita de rochas da ZT. (a) S_1 , (b) S_2 , (c) Pós-deformacional, substituições: (d) Tschermakítica, (e) Ferri-tschermakítica (f) Edenítica, (g) Pargasítica	134
FIGURA 35 - Análises da cummingtonita das rochas -IA. (a) S_1 , (b) S_2 , (c) Pós-deformacional, substituições: (d) Edenítica e (f) Pargasítica	136
FIGURA 36 - Análises de cummingtonita das rochas +IA. (a) S_1 , S_2 , sin- a pós- S_2 , sin- a pós- S_3 , (b) S_1 , (c) S_2 , núcleo, posição intermediária e borda, (d) S_2 , sem localização especificada, (e) Sin- a pós- S_2 , núcleo, posição intermediária e borda, (f) Sin- a pós- S_2 , núcleo e borda, (g) Sin- a pós- S_3 núcleo, posição intermediária, borda e sem localização especificada, substituições: (h) Tschermakítica, (i) Edenítica e (j) Pargasítica	138
FIGURA 37 - Análises de plagioclásio das rochas (a) InA, (b) ZT, (c) ZP1, (d) ZP2 e (e) +IA	141
FIGURA 38 - Composição da granada da ZP2 (a) Sin- a pós- S_2 , <i>end-members</i> almandina, piropo e grossulária, (b) Sin- a pós- S_2 , <i>end-members</i> almandina, piropo e espessartita, (c) Pós-deformacional, <i>end-members</i> almandina, piropo e grossulária, (d) Pós-deformacional, <i>end-members</i> almandina, piropo e espessartita, (e) Sin- a pós- S_2 e pós-deformacional, <i>end-members</i> almandina, piropo e grossulária, (f) Sin- a pós- S_2 e pós-deformacional, <i>end-members</i> almandina, piropo e espessartita	143
FIGURA 39 - Composição da granada das rochas +IA (a) Sin- a pós- S_2 , <i>end-members</i> almandina, piropo e grossulária, (b) Sin- a pós- S_2 , <i>end-members</i> almandina, piropo e espessartita, (c) Pós-deformacional, <i>end-members</i> almandina, piropo e grossulária, (d) Pós-deformacional, <i>end-members</i> almandina, piropo e espessartita, (e) Sin- a pós- S_2 e pós-deformacional, <i>end-members</i> almandina, piropo e grossulária, (f) Sin- a pós- S_2 e pós-deformacional, <i>end-members</i> almandina, piropo e espessartita	144
FIGURA 40 - Diagramas Na_2O+K_2O vs. SiO_2 e $FeO_T-Na_2O+K_2O-MgO$ (Irvine & Baragar, 1971).....	148
FIGURA 41 - Diagramas $Nb^*2-Zr/4-Y$ (Meschede, 1986) e $Ti/100-Zr-Y^*3$ (Pearce & Cann, 1973).....	148
FIGURA 42 - Diagrama V vs. $Ti/100$ (Shervais, 1982).....	148
FIGURA 43 - Diagramas Ti vs. Zr (Pearce & Cann, 1973) e Log Zr/Y vs. Log Zr (Pearce & Norry, 1979).....	149
FIGURA 44 - Diagramas Ti vs. Cr (Pearce, 1975) e $Ti/100-Zr-Sr/2$ (Pearce & Cann, 1973)....	150
FIGURA 45 - Diagramas de Log (Zr/TiO_2) vs. Log (Nb/Y) (Winchester & Floyd, 1977, modificado).....	150
FIGURA 46 - Diagramas (a) Zr vs. TiO_2 ; (b) Zr vs. Al_2O_3 ; (c) TiO_2 vs. Al_2O_3 ; (d) Zr/TiO_2 vs. Nb; (e) Zr vs. Y; (f) Zr/TiO_2 vs. La; (g) Zr/TiO_2 vs. Ce; (h) Zr/TiO_2 vs. Yb	152
FIGURA 47 - Diagramas de Harker. (a) SiO_2 vs. Al_2O_3 ; (b) SiO_2 vs. FeO_T ; (c) SiO_2 vs. MnO ; (d) SiO_2 vs. MgO ; (e) SiO_2 vs. CaO ; (f) SiO_2 vs. Na_2O ; (g) SiO_2 vs. K_2O ; (h) SiO_2 vs. TiO_2 ; (i) SiO_2 vs. P_2O_5 ; (j) SiO_2 vs. Cr.....	153
FIGURA 48 - Diagramas (a) $IA_{maiores} = FeOT+MgO+SiO_2+Al_2O_3$ vs. CaO e MnO ; (b) $IA_{traços} = (Zn+As+Sn+Nb)$ vs. $(Ni+Cu+Ba+Sb+Sr)$; (c) $IA_{maiores} = (FeOT+MgO+SiO_2+Al_2O_3)/(FeOT+MgO+SiO_2+Al_2O_3+CaO+MnO)$ vs. $IA_{traços} = (Zn+As+Sn+Nb)/(Zn+As+Sn+Nb+Ni+Cu+Ba+Sb+Sr)$; P = Protólito, InA = Incipientemente alterada, ZT = Zona de transição, -IA = Menos intensamente alterada e +IA = Mais intensamente alterada	155
FIGURA 49 - Padrões das REE nos diferentes grupos de rochas. (a) Perfil contínuo 127, (b) Rochas petrograficamente semelhantes às do perfil 127, (c) Metabásicas ígneas blastoporfíricas de granulação grossa, (d) Metandesitos blastoporfíricos de granulação grossa, (e) Metabásicas de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, (f) Metandesitos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, (g) metabásicas de granulação fina a média, (h) Metandesitos de granulação fina a média	158
FIGURA 50 - Padrões de distribuição das REE nos diferentes grupos de rochas intermediárias. (a) <i>Metalapillistone</i> e <i>metalapilli-tuffs</i> , (b) Metatufos, (c) Metavulcanoclásticas com	

aglomerados de anfibólio, (d) Perfil contínuo 170a-170b, (e) Perfil contínuo 635i, (f) Perfil contínuo 635, (g) Metaintermediárias ígneas e vulcanoclásticas, (g) Amostras 211a e 124.....	160
FIGURA 51 - Diagramas de Potdevin & Marquer (1987) e de Gresens (1967), usados para estimativa do Fv, que mostram ganhos relativos de C e Fe ³⁺ , perda de Mn, Na e K e pouca variação dos demais elementos	162
FIGURA 52 - Nestes mesmos diagramas da figura anterior estão incluídos o elementos traços, que apresentam fortes mobilidades relativas.....	163
FIGURA 53 - Diagrama isocórico de Grant (1986) indicando transformações aproximadamente isovolumétricas, considerando-se como relativamente imóveis o Al, O, Si, Ti, Nd e Mg, dentre outros	163
FIGURA 54 - Balanços de massa nos metabasitos ígneos da ZAH, comparados com a média dos metabasitos ígneos de fora da ZAH.....	164
FIGURA 55 - Balanços de massa dos elementos maiores dos metabasitos blastoporfiríticos de granulação grossa	167
FIGURA 56 - Balanços de massa dos elementos traços nos metabasitos blastoporfiríticos de granulação grossa	168
FIGURA 57 - Balanços de massa dos metabasitos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda	170
FIGURA 58 - Balanços de massa dos metabasitos de granulação fina a média	172
FIGURA 59 - Balanços de massa nos prováveis <i>metalapilli-tuffs</i>	173
FIGURA 60 - Balanços de massa dos clorititos e rochas associadas.....	174
FIGURA 61 - Ganhos e perdas dos metabasitos ígneos e dos prováveis <i>metalapilli-tuffs</i> ..	177
FIGURA 62 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metaintermediárias de granulação grossa	180
FIGURA 63 - Balanços de massa dos elementos traços das rochas metaintermediárias de granulação grossa	181
FIGURA 64 - Balanços de massa das rochas meta intermediárias de granulação fina a média	182
FIGURA 65 - Balanços de massa dos metatufos com porfiroblastos de diopsídio.....	184
FIGURA 66 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metavulcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1	186
FIGURA 67 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metavulcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1	187
FIGURA 68 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metavulcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1	188
FIGURA 69 - Balanços de massa dos elementos traços das rochas metavulcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1	189
FIGURA 70 - Balanços de massa dos elementos traços das rochas metavulcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1	190
FIGURA 71 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metavulcanoclásticas intermediárias do perfil contínuo 635.....	191
FIGURA 72 - Balanços de massa dos elementos traços das rochas metavulcanoclásticas intermediárias do perfil contínuo 635.....	192
FIGURA 73 - Ganhos e perdas das rochas metaintermediárias ígneas e vulcanoclásticas.....	194
FIGURA 74 - Modelo esquemático, sem as deformações, do paleossistema hidrotermal do GSI, segundo Pérez-Aguilar (1996). (1) Metabásicas mais intensamente alteradas, (2) Metabásicas menos intensamente alteradas e carbonatizadas, (3) Metabasaltos, (4) Metandesitos alterados, (5) Metabasaltos e metavulcanoclásticas espilitizadas, (6) metavulcanoclásticas finas com contribuição de metapelitos, (7) Metassedimentos tufíticos, (8) Formações ferríferas, (9) Mineralizações sulfetadas, (10) Marunditos, (11) Metabrechas e metatufos intermediários a ácidos alterados e silicificados, (12) Rochas calciossilicáticas, (13) Metapelitos e (14) Fluxo das paleocorrentes de convecção	196

FIGURA 75 - Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para: (a) Metabasitos ígneos blastoporfiríticos de granulação grossa, (b) Metabasitos ígneos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, (c) Cloritito e rochas associadas, (d) *Metalapillistone* e *metalapilli-tuffs*, (e) Metandesito, (f) Metatufos intermediários com porfiroblastos de diopsídio, (g) Metavulcanoclásticas intermediárias, (h) Metavulcanoclásticas intermediárias do perfil contínuo 635, (i) Metandesitos da zona de transição potassificado.197

FOTOS

FOTO 1 - Estrutura de um afloramento de rochas metavulcanoclásticas básicas alteradas. As porções verde-escuras correspondem a rochas incipientemente alteradas (1), envoltas por rochas da zona de transição (2 e 3), com partes internas mais ricas em hornblenda (2) e externas mais ricas em cummingtonita (3), ao redor das quais distribuem-se as rochas menos intensamente alteradas, dentre as quais podem ser individualizadas duas zonas petrográficas, uma sem granada (4 zp1) e outra com granada (4 zp2). As rochas mais intensamente alteradas (5) localizam-se no antigo conduto principal dos fluidos hidrotermais, controlado pelo acamamento da rocha40

FOTO 2 - Detalhe da passagem dos leitos de rochas incipientemente alteradas para o cordierita-cummingtonita anfibolitos, que restam como formas globulares inseridas nas rochas mais alteradas.....41

FOTO 3 – Aspecto macroscópico dos quatros conjuntos de protólitos dos metabasitos ígneos ..54

FOTO 4 - Detalhe da alteração hidrotermal em rochas metavulcanoclásticas básicas. (1) Incipientemente alteradas, (2) Da zona de transição e (3) Biotita-cummingtonita anfibolito.....118

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A nordeste da cidade de São Paulo, entre as cidades de Guarulhos e Santa Isabel, ocorrem inseridos na seqüência meta-vulcanossedimentar da Formação Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba corpos lenticulares de rochas básicas, intermediárias, ácidas e prováveis ultrabásicas, afetadas por alterações hidrotermais em fundo oceânico.

O paleo-sistema hidrotermal mostra ainda os zonamentos, apesar de ter sido submetido a dois eventos metamórficos progressivos na fácies anfibolito e um evento retrógrado na fácies xisto verde. As rochas produzidas por alterações mais intensas apresentam uma associação mineral relativamente rara, com cummingtonita e/ou antofilita (mais raramente com gedrita) + cordierita magnesiânica $\pm$ granada almandínica $\pm$ quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ magnetita $\pm$ rutilo $\pm$ estauroлита $\pm$ clorita, que gradam até os anfibolitos inalterados, com plagioclásio e hornblenda.

Os diferentes litotipos são resultado da ação, em intensidades variáveis e superpostas, de processos de (a) concentração de Fe e Al e lixiviação de Ca e Na, (b) carbonatização, (c) potassificação e (d) silicificação de rochas ígneas e vulcanoclásticas de composições ultramáficas, básicas, intermediárias e ácidas.

Na seqüência meta-vulcanossedimentar do Grupo Serra do Itaberaba são conhecidas diversas mineralizações de ouro e ocorrências de cobre, prata, zinco, chumbo e wolfrâmio associadas às rochas hidrotermalizadas, de modo análogo ao descrito em seqüências meta-vulcanossedimentares com os mesmos hidrotermalitos em diversas regiões do mundo. A existência de depósitos econômicos de metais de base relacionados a sistemas de alteração hidrotermal semelhantes aos do Grupo Serra do Itaberaba abre, desta forma, novas perspectivas de ocorrências de mineralizações nesta unidade no Estado de São Paulo.

1 OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa foi o estudo petrográfico, litoquímico e microquímico de minerais das rochas do paleo-sistema hidrotermal oceânico metamorfoisado do Grupo Serra do Itaberaba, em complemento aos estudos desenvolvidos por Pérez-Aguilar (1996).

Para alcançar-se este objetivo foi realizado:

a) revisão bibliográfica sobre a ocorrência, gênese e modelos geoquímicos de balanço de massa de sistemas hidrotermais semelhantes.

b) petrografia detalhada dos diferentes litotipos de rochas alteradas hidrotermalmente, com o estabelecimento de perfis de alteração a partir de protólitos básicos e intermediários a ácidos.

estabelecimento de perfis de alteração a partir de protólitos básicos e intermediários a ácidos.

c) estudo do quimismo das rochas das diferentes fácies de alteração, buscando-se a definição das transformações geoquímicas gradativas ocorridas nas rochas básicas e intermediárias, bem como dos padrões geoquímicos, variações volumétricas e mobilidade dos elementos nestes sistemas abertos.

d) análise de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em rocha total dos diferentes hidrotermalitos.

e) integração das informações obtidas no campo, escritório e laboratório, buscando-se caracterizar estes sistemas hidrotermais metamorfisados em grau médio.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS

A Serra do Itaberaba situa-se a nordeste da cidade de São Paulo (FIGURA 1), nos municípios de Guarulhos, Santa Isabel e Nazaré Paulista.

A área estuada possui aproximadamente 16 km² e é limitada pelos paralelos 23°16'41" S e 23°18'51" S e pelos meridianos 46°21'00" W e 46°23'20" W.

O acesso ao local pode ser feito pela rodovia Presidente Dutra (BR-116) até Cumbica, Arujá ou Santa Isabel e de lá por estradas municipais e acessos vicinais.

FIGURA 1 – Localização da área (hachurado) e acessos.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região insere-se no contexto geotectônico dos *Paraibides* de Ebert (1967), denominado de Cinturão Ribeira por Almeida *et al.* (1973), onde as rochas supracrustais das faixas São Roque e Açungui compõem o Sistema de Dobramentos de Apiaí ou as faixas de Dobramentos São Roque e

Açungui (Hasui *et al.*, 1975, 1978).

Neste domínio crustal as rochas supracrustais que constituem os grupos Serra do Itaberaba e São Roque afloram sob a forma de uma faixa com mais de 180 km de comprimento e 50 km de largura máxima, que se acunha no sentido nordeste até as proximidades de Monteiro Lobato (FIGURA 2).

FIGURA 2 - Esboço geológico regional. (1) Coberturas sedimentares cenozóicas, (2) Intrusões alcalinas mesozóicas, (3) Rochas granitóides, (4) Grupo São Roque, incluindo terrenos gnáissico-migmatíticos de posicionamento indefinido, (5) Grupo Serra do Itaberaba, (6) Grupos Amparo, Paraíba do Sul e Itapira, (7) Complexo Embu/Paraíba do Sul e (8) Complexo Costeiro.

Estes grupos são delimitados a norte pelos complexos Amparo e Paraíba do Sul (ou Igaratá), cujo contato se dá através das zonas de cisalhamento de Jundiuvira; a sul pelo Complexo Embu, o qual é separado pelas zonas de cisalhamento de Taxaquara, Rio Jaguari e Monteiro Lobato; e a oeste são recobertos pelos sedimentos carboníferos do Grupo Tubarão.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

As rochas supracrustais aflorantes a norte da Zona de Cisalhamento de Taxaquara foram inicialmente identificadas como parte da Série Açungui. Posteriormente foram denominadas como Série de São Roque Oliveira (1925) e redefinidas como Grupo São Roque por Lefevre *et al.* (1963) e Paoliello (1964).

Durante muito tempo alguns pesquisadores como Coutinho (1955), Coutinho & Takeda (1955), Almeida *et al.* (1981) e Hasui *et al.* (1981), consideraram ser possível a existência de uma seqüência de rochas supracrustais mais antigas que as do Grupo São Roque, representadas predominantemente por xistos de mais alto grau metamórfico comumente aflorantes nos arredores de alguns maciços graníticos.

Na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca Juliani & Beljavskis (1983) subdividiram

o Grupo São Roque em duas seqüências, uma inferior, essencialmente vulcano-sedimentar, e outra superior, predominantemente clasto-química. A unidade litoestratigráfica inferior foi posteriormente denominada de Grupo Serra do Itaberaba por Juliani *et al.* (1986) e definida como o embasamento do Grupo São Roque.

O Grupo Serra do Itaberaba foi subdividido na Formação Morro da Pedra Preta, vulcano-sedimentar e basal; Formação Nhanguçu, superior e composta essencialmente por metapelitos manganésíferos, xistos finos com andaluzita e lentes de meta-cálciopelitos e de rochas carbonáticas; e Formação Pirucaia, formada principalmente por quartzitos e xistos quartzosos (FIGURA 3). O Grupo São Roque é representado na região por filitos, ritmitos, metarcóseos e metaconglomerados das formações Morro Doce, Estrada dos Romeiros e Piragibu (Juliani, 1993; Juliani *et al.*, 1994; Juliani & Beljavskis, 1995; Juliani *et al.* 2000a).

Estruturação semelhante à da região da Serra do Itaberaba foi verificada por Hackspacher *et al.* (1992a,b) na Folha Pirapora e Folha Cabreúva, e por Oliveira *et al.* (1992), na Folha São Roque. Nas regiões das folhas de Cabreúva, São Roque e Pirapora, o Grupo São Roque é representado por metassiltitos e metarritmitos da Formação Estrada dos Romeiros, pelos quartzitos da Formação Boturuna e metabásicas da Formação Pirapora do Bom Jesus. Na região noroeste da cidade de São Paulo os mesmos grupos foram individualizados por Juliani *et al.* (1997, 1998), onde variações na litoestratigrafia foram atribuídas a variações no ambiente deposicional, tanto do Grupo São Roque como do Grupo Serra do Itaberaba, mas somente na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca é que foram verificados diversos corpos de granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfíbolitos produzidos por intensa alteração hidrotermal-metassomática de rochas básicas e intermediárias a ácidas (Pérez-Aguilar, 1996).

As várias ocorrências de rochas constituídas por cummingtonita/antofilita, cordierita, quartzo $\pm$ clorita afloram nos arredores da Fazenda City. Estas rochas foram estudadas Juliani *et al.* (1992), Juliani (1993), Pérez-Aguilar & Juliani (1994), Pérez-Aguilar (1996) e Juliani *et al.* (2000b). Pérez-Aguilar (1996) mapeou estas ocorrência na escala 1:5.000, o que possibilitou a separação de sete unidades litotípicas maiores, denominadas como rochas intensamente alteradas, menos intensamente alteradas, rochas de composição intermediária a ácida alteradas, hornblenda-granada anfíbolitos, tufos alterados, metabásicas de granulação grossa e metabasitos calciossilicáticos. Este conjunto de rochas foram produzidos pela atuação de quatro processos de alteração hidrotermal-metassomática, quais sejam: (a) concentração de Fe e Al e lixiviação de Ca e Na, (b) carbonatização, (c) potassificação e, (d) silicificação de rochas ígneas e vulcanoclásticas de composições básicas, intermediárias e ácidas. Nestes litotipos freqüentemente ocorrem sobreposições tardias e pré-metamórficas de potassificação e de silicificação (Pérez-Aguilar, 1996).

Associam-se a estas rochas, pequenas ocorrências de rochas aluminosas com margarita, coríndon e rutilo, denominadas de marunditos.

As rochas que compõem o paleo-sistema hidrotermal localizam-se na interface da Formação Morro da Pedra Preta com os metapelitos manganésíferos da Formação Nhanguçu. Segundo Juliani (1993) e Pérez-Aguilar (1996) a Formação Morro da Pedra Preta foi gerada formada em ambiente oceânico, em regimes distensionais e com a formação de N-MORB, e a Formação Nhanguçu na bacia de retro-arco gerada com o início do evento compressional. Este evento relaciona-se à subdução da placa oceânica e foi responsável pela geração de intrusões de andesitos a riólitos, aos quais estão geneticamente vinculados os paleo-sistemas hidrotermais.

Juliani *et al.* (2000a) obtiveram idade U/Pb de 1.397 ± 18 Ma em metandesitos do Grupo Serra do Itaberaba e Hackspacher *et al.* (1999) definiram que a deposição do Grupo São Roque iniciou-se ao redor de 615 Ma. A reinterpretação dos dados isotópicos Sm/Nd de granitóides da região (Ragatki, 1998) segundo os terrenos supracrustais encaixantes mostra que os corpos intrusivos no Grupo Serra do Itaberaba apresentam idades modelo TDM mais antigas que os do Grupo São Roque, com médias de 1,79 e 1,49 Ga.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Materiais Utilizados

Nas reamostragens e interpretações foi utilizado o mapa geológico-estrutural na escala 1:5.000 de Pérez-Aguilar (1996) (FIGURA 4).

5.2 Métodos de Trabalho

Para alcançar-se os objetivo da pesquisa foram adotados os seguinte métodos:

1) **Levantamento bibliográfico:** foi realizado um levantamento bibliográfico sobre a ocorrência de sistemas hidrotermais semelhantes, buscando relacionar estes a seu ambiente geológico de formação, petrogênese, quimismo e mineralizações associadas. Também foi realizado uma pesquisa bibliográfica sobre modelamentos geoquímicas de balanço de massa entre os protólitos e as rochas hidrotermalizadas.

2) **Coleta de material em campo:** foram coletadas cerca de 100 amostras de rocha fresca ou semi-alteradas, visando a complementação dos estudos petrográficos e geoquímicos de Pérez-Aguilar (1996), e a realização dos estudos de balanço de massa e microquímicos em minerais.

3) **Dados laboratoriais:** incluem os estudos petrográficos, análise das fases minerais por microsonda eletrônica e análises químicas de rochas, quais sejam.

microsonda eletrônica e análises químicas de rochas, quais sejam.

a) Foram descritas 148 secções delgadas de amostras selecionadas, totalizando 288 secções delgadas em conjunto com os estudos de Pérez-Aguilar (1996). Para o estudo das texturas e estruturas foi utilizado um microscópio ZEISS (*Axioplan Pol*) e uma lupa binocular CARL ZEISS. Servindo de apoio as descrições foram consultadas as obras de Wahlstrom (1969), Kerr (1977), Tröger (1979), Deer *et al.* (1965, 1981, 1982, 1986), MacKenzie & Guilford (1980), Turner (1981), Fujimori & Ferreira (1987), Yardley *et al.* (1990) e Bloss (1971). Para as rochas metamórficas foram adotadas as nomenclaturas de Winkler (1977, 1979) e para as rochas metavulcanoclásticas as de Fisher (1961, 1966), Lajoie (1979) e Fisher & Schmincke (1984).

FIGURA 3 - Mapa geológico da região da Serra do Itaberaba. (1) Sedimentos terciários da Bacia de São Paulo; (2) Zonas de cisalhamento transcorrentes (JSZ = Jundiuvira; RJSZ = Rio Jaguari; TG-RMSZ = Tanque Grande – Ribeirão dos Macados) e de empurão; (3) Granitóides brasileiros da Suíte Porfirítica; (4) Granitóides brasileiros da Suíte Não Porfirítica; (5) Neoproterozóico – Grupo São Roque (Formação Piragibu); (6 a 11) Mesoproterozóico – Grupo Serra do Itaberaba; (6) Formação Pirucaia; (7) Formação Nhanguçu; (8 a 11) Formação Morro da Pedra Preta; (8) Unidade dos metapelitos; (9) Formações ferríferas do tipo Algoma; (10) Unidade dos metatufos e dos metassedimentos tufíticos; (11) Unidade Vulcânica basáltica; (12) Metagranitóides e (13) Complexo Igaratá. O retângulo corresponde à área do mapa geológico da figura 4.

b) Foram analisadas 81 amostras representativas dos diferentes litotipos produzidos pelos diversos processos de alteração hidrotermal-metassomática e em diferentes intensidades, dentro de um único litotipo. Foram também compiladas de Juliani (1993) cinco análises de rochas de fora da zona de alteração hidrotermal, incluindo metabasitos (BF1173, RPB1429, SPB1586, PB1967 e PB2777a) e meta-intermediárias (SI2917a e SI2917b) para comparação das transformações químicas com as rochas alteradas.

A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras do Departamento de Mineralogia e Geotectônica, de acordo com o seguinte roteiro:

- Corte com serra diamantada para seleção de núcleos inalterados.
- Secagem.
- Cominuição a menos de 0,5 cm de diâmetro em prensa hidráulica, com placas de carboneto de tungstênio.
- Quarteamento do britado, separando-se uma alíquota para moagem e outra para arquivamento.
- Moagem em moinho de anéis de carboneto de tungstênio até aproximadamente 100% passante em 200 mesh (0,075 mm).
- Homogeneização e quarteamento da alíquota para análise.

As análises químicas foram feitas no ACTIVATION LABORATORIES LTD, no Canadá (ANEXO I), tendo sido utilizando, para os elementos refratários (TABELA 1, elementos sublinhados), o método de pastilha fundida com tetraborato de lítio e análise por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry*) e para os demais extração por água régia e análise por ICP e ICP-MS (TABELA 1, elementos em letra itálica). A análise de S e C foi realizada por LECO. Foram determinados os teores de 64 elementos maiores e traços, cujos limites de detecção podem ser observados na TABELA 1:

Os teores de Fe^{2+} e Fe^{3+} não foram determinados por tratarem-se de rochas metamórficas, uma vez que os resultados não indicariam a fugacidade de oxigênio da rocha original e sim a dos sucessivos eventos metamórficos que as afetaram, não podendo então ser levados em consideração nas interpretações petrogenéticas. Para o tratamento dos dados, os teores de Fe, expressos como Fe_2O_3 foram recalculados como FeO total.

TABELA 1 - Limites de detecção das análises geoquímicas.

Óxidos	%	Óxidos	%	Óxidos	%	Óxidos	%	Óxidos	%
<u>SiO₂</u>	0,01	<u>Al₂O₃</u>	0,01	<u>Fe₂O₃</u>	0,01	MnO	0,01	MgO	0,01
CaO	0,01	Na ₂ O	0,01	K ₂ O	0,01	<u>TiO₂</u>	0,01	<u>P₂O₅</u>	0,01
Elementos	ppm	Elementos	ppm	Elementos	ppm	Elementos	ppm	Elementos	ppm
<u>Li</u>	0,5	<u>Rb</u>	0,1	<u>Cs</u>	0,1	<u>Be</u>	0,1	<u>Sr</u>	0,5
<u>Ba</u>	0,5	<u>Sc</u>	-	<u>Y</u>	1	<u>Zr</u>	5	<u>Hf</u>	0,2
<u>V</u>	5	<u>Nb</u>	0,80	<u>Ta</u>	0,1	<u>Cr</u>	20	<u>Mo</u>	0,01
<u>W</u>	0,2	<u>Re</u>	0,001	<u>Co</u>	1	<u>Ni</u>	20	<u>Cu</u>	0,1
<u>Ag</u>	0,05	<u>Au</u>	0,2*	<u>Zn</u>	0,1	<u>Cd</u>	0,1	<u>Ga</u>	1
<u>In</u>	0,02	<u>Tl</u>	0,02	<u>Ge</u>	1	<u>Sn</u>	0,05	<u>Pb</u>	0,01
<u>Sb</u>	0,02	<u>Bi</u>	0,02	<u>B</u>	1	<u>As</u>	0,1	<u>C</u>	0,01
<u>S</u>	0,01	<u>Se</u>	0,1	<u>Te</u>	0,02	<u>Th</u>	0,1	<u>U</u>	0,1
<u>La</u>	0,1	<u>Ce</u>	0,1	<u>Pr</u>	0,05	<u>Nd</u>	0,1	<u>Sm</u>	0,1
<u>Eu</u>	0,05	<u>Gd</u>	0,1	<u>Tb</u>	0,1	<u>Dy</u>	0,1	<u>Ho</u>	0,1
<u>Er</u>	0,1	<u>Tm</u>	0,05	<u>Yb</u>	0,1	<u>Lu</u>	0,04		

*ppb

Para o tratamento geoquímico dos dados foi utilizado o programa MINPET (Richard, 1988-1995).

c) A **modelagem das alterações geoquímicas** das rochas hidrotermalizadas foi feita através de balanços de massa, podendo-se assim serem estabelecidas comparações entre os protólitos e os litotipos resultantes para os quatro diferentes processos de alteração hidrotermal. A modelagem foi efetuada através do método de Gresens (1967), com as modificações feitas por Grant (1986) e Potdevin & Marquer (1987), e visou caracterizar as correlações existentes entre os diversos elementos e as variações nas concentrações relativas associadas aos quatro tipos diferentes de processo de alteração hidrotermal.

d) Foram obtidas 630 **análises qualitativas (EDS) de minerais**, através da microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA 8600 SuperProbe, do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGUSP. Estas análises permitiram caracterizar as principais fases minerais presentes em um perfil contínuo de alteração nas rochas básicas vulcanoclásticas. As análises selecionadas são apresentadas no ANEXO II.

e) Foram determinadas as **razões isotópicas de oxigênio** ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) em 35 amostras de rocha total, preparadas segundo as técnicas descritas no item b. As determinações de razões isotópicas foram efetuadas no SURRC (*Scottish Universities Research and Reactor Center*) do NERC (*Natural Environment Research Council*), pelo Dr. Antony Fallick.

Análises de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em rocha total em silicatos e óxidos foram realizadas através da utilização de alíquotas de amostras de aproximadamente 5 mg, empregando-se a técnica de liberação de oxigênio de Clayton & Mayeda (1963), ClF_3 como reagente ao invés de BrF_5 , como descrito por Borthwick & Harmon (1982). O oxigênio liberado foi convertido para CO_2 pela reação com uma haste de grafita aquecida por forno a 675°C .

As razões isotópicas foram medidas em espectômetro de massa CJS Sciences Phoenix 390 e reportados na notação usual δ per mil (‰) relativa ao *SMOW* (*Standard Mean Ocean Water*), que tem o valor de $2005,2 \times 10^{-6}$ segundo Baertschi (1976), para razões $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, segundo a equação abaixo:

$$\delta_x = [(R_x/R_{\text{std}}) - 1] \times 10^3$$

onde: R_x = razão da amostra e R_{std} = razão do *standard*

Os resultados $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ foram normalizados com *standard* de quartzo.

CAPÍTULO II

SISTEMAS HIDROTERMAIS

INTRODUÇÃO

Os sistemas hidrotermais podem instalar-se em diferentes ambientes tectônicos, associar-se a vários tipos e seqüências de rochas e bacias sedimentares, resultando em diferentes hidrotermalitos, com zonamentos variados em função da intensidade da alteração, e com padrões característicos. Para melhor compreensão dos processos que geraram os meta-hidrotermalitos do Grupo Serra do Itaberaba, serão apresentadas as características gerais de diferentes sistemas hidrotermais neste capítulo, bem como as definições de alguns termos e processos.

1 AS SOLUÇÕES HIDROTERMAIS

Um fluido hidrotermal é uma solução aquosa quente cuja temperatura pode variar de 50° C a mais de 500° C e que contém como componentes principais Na, K, Ca e Cl. Como componentes secundários podem estar presentes Mg, Mn, B, S, Sr, Fe, CO₂, SO₂, H₂S, NH₃, NH₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Au, etc (White, 1974; Skinner, 1979). Embora o sentido estrito do termo fluido refira-se a uma fase na temperatura supercrítica na qual um líquido não pode mais existir, o termo é amplamente utilizado em referência a soluções hidrotermais. De fato, apenas em determinadas condições na natureza uma solução hidrotermal é um fluido (Pirajno, 1992). Estas soluções podem ser alimentadas por águas marinhas, meteóricas, conatas, metamórficas, juvenis ou magmáticas.

A crosta oceânica ao redor de cadeias meso-oceânicas, pelo seu sistema de fraturas, permite a entrada de água marinha por diversos quilômetros abaixo do assoalho. Como consequência, a água é aquecida e transformada em um fluido altamente enriquecido em metais. A ascensão deste fluido até o assoalho oceânico ocorre por convecção, como descarga de uma solução mineralizante quente (White, 1974; Bonatti, 1975).

2 CONSTITUINTES E PARTIÇÃO DE METAIS NAS SOLUÇÕES HIDROTERMAIS

A quantidade de sólidos dissolvidos nas soluções hidrotermais varia de < 1% a > 50% em peso. Algumas composições típicas de soluções hidrotermais atuais e fósseis podem ser observadas na FIGURA 5 (Skinner, 1979) e os constituintes dissolvidos nos fluidos hidrotermais são adquiridos por algum dos seguintes processos, ou ambos:

- Pela liberação por um magma que está cristalizando.
- Por lixiviação das rochas pelas quais o fluido percola pervasivamente.

Para enriquecer um fluido hidrotermal as rochas não precisam necessariamente estarem

enriquecidas naqueles elementos considerados abundantes na crosta, ou seja, com concentrações variando entre 10 a 100 ppm. Entretanto, para elementos pouco abundantes, como Sn e Ag por exemplo, que ocorrem em teores inferiores a 10 ppm na crosta, provavelmente é necessário um evento de pré-concentração antes de se dar a extração por uma solução mineralizante.

Element	Modern solutions			Ancient solutions		
	1	2	3	4	5	6
Cl	155,000	157,000	158,200	87,000	46,500	295,000
Na	50,400	76,140	59,500	40,400	19,700	152,000
Ca	28,000	19,708	36,400	8,600	7,500	4,400
K	17,500	409	538	3,500	3,700	67,000
Sr	400	636	1,110	—	—	—
Ba	235	— ^a	61	—	—	—
Li	215	7.9	—	—	—	—
Rb	135	1.0	—	—	—	—
Cs	14	0	—	—	—	—
Mg	54	3,080	1,730	5,600	570	—
B	390	—	—	< 100	185	—
Br	120	526.5	870	—	—	—
I	18	31.7	—	—	—	—
F	15	—	—	—	—	—
NH ₄	409	—	39	—	—	—
HCO ₃ ⁻	> 150	31.9	—	—	—	—
H ₂ S	16 ⁺	0	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	5	309	310	1,200	1,600	11,000
Fe	2,290	14.0	298	—	—	8,000
Mn	1,400	46.5	—	450	690	—
Zn	540	3.0	300	10,900	1,330	—
Pb	102	9.2	80	—	—	—
Cu	8	1.4	—	9,100	140	—

^a Not determined.
⁺ Sulfide present; all S reported as H₂S.

FIGURA 5 – Composição de sistemas hidrotermais atuais e fósseis a partir de dados compilados por Skinner (1979). Quando não especificado, os valores são dados em ppm.

3 PARTICÃO DE ELEMENTOS METÁLICOS NAS SOLUÇÕES HIDROTERMAIS

As reações químicas de troca entre as encaixantes e o fluido hidrotermal geralmente resultam no enriquecimento de elementos metálicos na solução. Estudos sobre partição de elementos metálicos em soluções hidrotermais pode ser encontrado em Spencer & I-Ming Chou (1990). Segundo Ilton & Eugster (1990) e Ilton (1990) o Fe, Zn, Cd, Cu e Mn são fortemente particionados em fluidos hidrotermais cloretados, por exemplo.

4 PRECIPITAÇÃO DOS SOLUTOS

Segundo Skinner (1979), a precipitação dos constituintes dissolvidos nas soluções hidrotermais pode ocorrer como consequência de:

a) Mudanças na temperatura, o que pode provocar a precipitação dos constituintes de três maneiras diferentes:

- por afetar a solubilidade de sulfetos e óxidos;
- por afetar a formação e a estabilidade dos complexos iônicos transportadores dos diversos metais;
- por influenciar nas constantes de hidrólise dos diversos *ligands*.

A principal causa de queda de temperatura em fluidos hidrotermais é a sua mistura com

massas de água fria localizadas perto ou na superfície, tanto nos continentes como nos oceanos.

b) Variações na pressão e ebulição, que podem provocar mudanças na solubilidade dos constituintes dissolvidos. É necessária uma variação de pressão muito grande, da ordem de 1.000 bars, para provocar precipitações significantes, como consequência de mudanças na solubilidade. Isto geralmente só acontece quando há separação de uma fase de vapor.

O efeito mais importante da ebulição é permitir a separação dos constituintes voláteis da solução, deixando assim um resíduo mais alcalino, incapaz de transportar metais, ou seja, durante a ebulição as fases H_2 , CO_2 concentram-se na fase gasosa, provocando um aumento da f_{O_2} e, como consequência, uma oxidação do S ($HS \rightarrow H_2S \rightarrow H_2SO_4$), sendo assim destruídos os complexos que possuem *ligands* HS^- , o que favorece a formação de H_2SO_4 , o aumento do pH e a lixiviação ácida. Outro efeito da ebulição é o de aumento da concentração dos solutos na solução.

c) Reações entre as encaixantes e a solução. Esta é, provavelmente, a maior causa de precipitação dos constituintes presentes nas soluções. Três diferentes tipos de reações são importantes:

- Reações com íons de H^+ que são trocados por cátions liberados pelas encaixantes. Este processo recebe o nome de metassomatismo do íon de hidrogênio. A maioria das soluções hidrotermais comportam-se como ácidos fracos e, portanto, a extração do íon H^+ tende a reduzir a estabilidade dos complexos cloretados. Se há disponibilidade de uma quantidade suficiente de S para reagir com os metais liberados pelos silicatos metassomatizados, haverá uma precipitação de sulfetos. As reações mais comuns que envolvem metassomatismo do íon de H^+ são aquelas geradas a partir da solubilização de carbonatos e da hidrólise de feldspatos e de minerais máficos, gerando minerais hidratados, como micas e argilo-minerais.
- Adição na solução de componentes das encaixantes, podendo provocar a precipitação de sulfetos.
- Reações que provocam uma mudança no estado de oxidação da solução e, portanto, na valência de certos metais, especialmente do Fe, Cu e U, comprometendo a estabilidade de alguns complexos iônicos. O processo de serpentinização e a adição de material carbonáceo são dois processos importantes que podem influenciar no estado de oxidação da solução.

d) Mudanças químicas devidas à mistura de fluidos de composições diferentes.

Segundo Barnes (1979), a deposição de metais a partir de complexos cloretados pode ser consequência de:

- Aumento da concentração de H_2S .

- Aumento do pH, que pode ser causado por ebulição.
- Diminuição na concentração dos cloretos e diminuição da temperatura.

A causa da deposição de complexos sulfetados são usualmente:

- Alívio da pressão e ebulição.
- Processo de oxidação que diminui o conteúdo de sulfetos e o pH.

5 TIPOS DE SISTEMAS HIDROTERMAIS

Um sistema hidrotermal pode ser definido como a distribuição de fluidos quentes que circulam lateral e horizontalmente em várias pressões e temperaturas abaixo da superfície da terra.

Os componentes principais são uma fonte quente, uma fase fluida, um sistema de recarga, uma célula de circulação e um sistema de descarga. Através de uma série de reações com as encaixantes, estes fluidos quentes, cujas temperatura podem variar entre 50° C a mais de 500° C, lixiviam, transportam e posteriormente precipitam diversos componentes em resposta a mudanças nas condições físico-químicas, provocando alterações nas rochas originais através das quais circulam. Segundo Pirajno (1992) existem seis tipos básicos de sistemas hidrotermais:

a) Magmáticos, relacionados a atividades plutônicas rasas ou profundas. Geram depósitos do tipo Sn-W *greisens*.

b) Magmato-meteóricos a predominantemente meteóricos, presentes em ambientes vulcano-plutônicos a subvulcânicos. São responsáveis por mineralizações porfíricas, *skarns*, depósitos epitermais de metais preciosos e de base, assim como por diversos tipos de depósitos de veios.

c) De fundo oceânico, responsáveis pela formação de uma ampla gama de depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços, como os tipos Besshi, Chipre, Kuroko e Noranda.

d) Associados a *riffs* em bacias sedimentares, podendo ou não estarem associados a atividades ígneas, como os que geraram os depósitos de sulfetos estratiformes exalativos sedimentares de Broken Hill e Mount Isa (Austrália), Gamsberg-Aggeney (África do Sul) e Sullivan (Canadá).

e) Depósitos *stratabound* de sulfetos encaixados em carbonatos, que podem ser considerados como membros finais daqueles do grupo (d).

f) Sistemas hidrotermais relacionados ao metamorfismo, que estão geralmente relacionados a eventos metamórficos progressivos, como alguns depósitos de Au encaixados em turbiditos e os arqueanos do tipo *lode*.

Segundo Juliani (1993), o Grupo Serra do Itaberaba foi inicialmente depositado em ambiente submarino associado à formação de uma cadeia meso-oceânica com sedimentos pelágicos (Formação Morro da Pedra Preta), cuja bacia evoluiu para um ambiente de retro-arco que resultou na deposição dos sedimentos da Formação Nhanguçu.

Portanto, conforme a classificação de Pirajno (1992), a atividade hidrotermal que afetou estes litotipos de rochas alteradas pode ser relacionada essencialmente à atuação de sistemas hidrotermais fósseis do tipo (c), que serão melhor detalhados, visando a compreensão dos diversos mecanismos de alteração responsáveis pela presença dos diferentes tipos de rochas alteradas na área de estudo.

6 SISTEMAS HIDROTERMAIS OCEÂNICOS

A atividade hidrotermal é muito comum nos arredores de cadeias meso-oceânicas e de ilhas vulcânicas. Nestes sistemas, a água do mar que penetra na parte superior e nos arredores de uma câmara magmática através de fraturas é aquecida e sobe até o assoalho oceânico, onde é descarregada sob a forma de fontes quentes, através de fraturas ou de *vents*. A penetração da água do mar cria assim um sistema de convecção hidrotermal e a passagem dos fluidos hidrotermais provoca uma série de reações com as encaixantes, provocando a extração de metais e alteração das mesmas (Pirajno, 1992). Nas cadeias meso-oceânicas a atividade hidrotermal é de tal magnitude que, a princípio, as mudanças mineralógicas que geravam os espilitos-keratófilos, foram consideradas como efeito da atuação de um tipo de metamorfismo regional (Turner & Verhoogen, 1960).

No assoalho oceânico são reconhecidos vários subtipo de sistemas hidrotermais associados a diversos ambientes: cadeias meso-oceânicas, centros de expansão do assoalho oceânico localizados perto do continente, ilhas vulcânicas e em ambientes vulcânicos submarinhos (Rona *et al.*, 1983; Rona, 1984), onde encontram-se mineralizações do tipo Kuroko. Segue-se uma síntese das características de cada um destes tipos de sistemas hidrotermais oceânicos.

6.1 Sistemas Hidrotermais em Zonas de Expansão

Sistemas hidrotermais em zonas de expansão podem ser encontrados em bacias marginais, em entradas estreitas do oceano nos continentes e em cadeias meso-oceânicas (Lister, 1983; Sleep, 1983; Taylor, 1983).

O sistema de convecção hidrotermal gerado pela penetração da água do mar foi modelado a partir do fluxo de fluido em fraturas discretas ou através de um meio poroso. A descarga do fluxo ocorre através de um ou vários *vents*, possui caráter episódico e tempo de vida muito curto, geralmente de alguns anos. Calcula-se que a massa total de água que escoia através de um sistema de *vents*, durante o seu tempo de vida médio de 10 anos equivale a aproximadamente 3×10^{10} kg, ou a um cubo de água cujos lados medem 300 m (Sleep, 1983).

A temperatura nestas zonas de descarga geralmente situa-se ao redor de 350° C e há evidências que indicam que a água do mar circula até profundidades de 5 a 10 km, onde as razões

água/rocha ainda podem ser altas e temperaturas podem ser superiores a 500° C.

Em um meio poroso o escoamento do fluido deve ser dispersivo e lento para que uma parcela do fluido que se movimenta lateral ou verticalmente possa misturar-se com o fluido que permanece retido nos poros. Sleep (1983), no entanto, considera que o escoamento do fluido ocorre preferencialmente através de fraturas, já que há poucas evidências de que a mistura entre ambos os fluidos realmente acontece.

Segundo Lister (1983) a penetração da água do mar dentro de rochas quentes, ocorre através do resfriamento e fraturamento provocado pela contração termal, criando-se assim uma zona que pode avançar vários metros por ano, esfriando um grande volume de rocha em relativamente pouco tempo. Esta zona fraturada pode possuir temperaturas que variam entre 450 e 700° C, dividida em um domínio superior, constituído por uma rocha mais fria e permeável, e um inferior, formado por rochas quentes.

Provavelmente, o fator mais importante para a lixiviação de metais é a presença na rochas aquecidas de muitas de fraturas, permitindo a exposição de uma grande área por unidade de volume do fluido hidrotermal, possibilitando, desta forma, uma substancial interação fluido-rocha. A precipitação dos minerais nos condutos de descarga e seu subsequente fechamento explicam o seu curto tempo de vida e a abertura de novos *vents*.

Sleep (1983) propõe um modelo simplificado para sistemas hidrotermais presentes no cume e nas laterais de cadeias meso-oceânicas, como pode ser observado na FIGURA 6A.

Taylor (1983) propõe um modelo para sistemas hidrotermais meso-oceânicos localizados acima e abaixo de uma câmara magmática, baseado no estudo de isótopos estáveis realizado na crosta oceânica do ofiolito Semail em Oman. Neste pode-se observar a atuação de dois sistemas hidrotermais diferentes, onde o superior estaria localizado acima das “asas” de uma câmara magmática, dentro da porção da crosta oceânica constituída por *pillow lavas* e enxames de diques, e seria caracterizado por permeabilidades maiores e altas razões água/rocha. O sistema hidrotermal inferior estaria localizado abaixo das “asas” da câmara magmática e acima da zona das rochas ultramáficas tectonizadas, possuindo temperaturas maiores e razões água/rocha mais baixas (FIGURA 6B).

Bischoff & Rosenbauer (1989) propõem um modelo para sistemas hidrotermais atuantes sob o assoalho oceânico onde também consideram a atuação de dois sistemas convectivos diferentes. Um sistema de convecção inferior, acima de uma zona de fraturas, possibilita a reciclagem contínua de uma salmoura. Através de uma fase de difusão este sistema transfere calor e constituintes dissolvidos para um sistema de convecção superior formado essencialmente pela água do mar. Quando as células de convecção da parte superior atingem 350° C, ocorre uma descarga da solução hidrotermal, através de *vents*, no assoalho oceânico (FIGURA 7).

FIGURA 6 – (A) Modelo esquemático proposto por Sleep (1983) para sistemas hidrotermais presentes no cume e nas laterais de cadeias meso-oceânicas. (B) Modelo para sistemas hidrotermais meso-oceânicos localizados acima e abaixo de uma câmara magmática (Taylor, 1983).

6.2 Sistemas Hidrotermais em Centros Vulcânicos Submarinos

Os sistemas hidrotermais vulcanogênicos submarinos caracterizam-se pela presença de fumarolas que estão localizadas ao redor de estruturas vulcânicas ou de porções de edifícios vulcânicos submersos. Manifestações atuais deste tipo de atividade podem ser encontradas nas ilhas de Santorini no Mar Egeu (Smith & Cronan, 1983) e Mar Tirreno (Honnorez, 1969).

Os depósitos do tipo Kuroko representam, em alguns casos, o registro geológico destes sistemas hidrotermais. Estes depósitos são de origem epitermal e formam-se dentro de caldeira submarinas associadas a *rifts* instalados em bacias de retro-arco. Aparentemente os depósitos minerais deste tipo são formados nos estágios tardios da evolução da caldeira, através da atividade de fontes quentes e fumarolas que se desenvolvem nos flancos de domos riolíticos e/ou nas depressões do assoalho oceânico. O estudo de isótopos estáveis indica que as soluções hidrotermais são essencialmente formadas por água do mar, cuja interação com rochas vulcânicas e subvulcânicas quentes gera a convecção dos sistemas hidrotermais. A sua atividade caracteriza-se

por ser curta (uns poucos milhares de anos) e se dar através de pulsos vigorosos (Pirajno, 1992).

FIGURA 7 - Modelo de sistema hidrotermal em cadeia oceânica conforme proposto por Bischoff & Rosenbauer (1989).

Modelagens de sistemas hidrotermais do tipo Kuroko são propostas por Ohmoto & Rye (1974), Pisutha-Arnond & Ohmoto (1983) e Cathles (1983). Na FIGURA 8 pode ser observado um modelo esquemático do ambiente geológico de depósitos do tipo Kuroko proposto por Ohmoto & Rye (1974).

FIGURA 8 - Modelo esquemático do ambiente geológico de depósitos do tipo Kuroko, segundo Ohmoto & Rye (1974).

Através de dados geológicos, geoquímicos e isotópicos Cathles (1983) calculou o resfriamento de um pequeno corpo intrusivo, o escoamento de fluido ao redor dele e as mudanças

na natureza química e isotópica, tanto do fluido como da rocha, tendo estabelecido a relação entre o tamanho da intrusão ígnea e o total de massa de fluido hidrotermal que pode entrar em convecção, considerando-se a sua energia termal, usando a seguinte fórmula para expressar esta relação:

$$M_w = M_i C_i / C_w \ln T_o / T$$

onde, M_w representa a massa de fluido hidrotermal circulante, M_i a massa da intrusão, C_i a sua capacidade calorífica (cal/g^oC), C_w a capacidade calorífica da água, T_o a diferença inicial de temperatura entre o corpo ígneo e o ambiente ao redor e T a diferença de temperatura após o resfriamento, até um certo nível (por exemplo, 300° C).

Se um plúton com temperatura de 700° C se coloca a 4 km de profundidade, onde a temperatura ambiente é de 100° C, e esfria até 300° C, a massa de fluido que circula equivale a 22% da massa do plúton. Se a temperatura da intrusão é de 1.300° C, a massa de solução hidrotermal mais quente do que 300° C seria equivalente a 36% da massa do plúton. Entretanto, segundo o autor, os fluidos só tem acesso ao corpo intrusivo após este atingir aproximadamente 350° C, já que ele comportar-se-ia, em temperaturas mais elevadas, como uma massa praticamente impermeável.

Segundo Cathles (1983), pela quantidade de sílica depositada na superfície pode-se estimar o tamanho da intrusão e a quantidade de fluido envolvido no sistema. Como exemplo, basaltos silicificados de Noranda que possuem aproximadamente 20% de sílica, pode ser estimado que foram necessárias em torno de $2,3 \times 10^{15}$ kg de solução hidrotermal para produzir a silicificação, consideram-se o volume de rocha e a solubilidade da sílica a 300° C. Para tanto requer-se uma massa ígnea de aproximadamente 10^{13} a uma temperatura inicial de 700° C.

7 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

No processo de alteração hidrotermal os fluidos reagem quimicamente com os minerais das rochas nas quais permeiam, havendo um intercâmbio de componentes químicos que resulta na formação de novas assembléias minerais em equilíbrio com as novas condições (Pirajno, 1992). Os principais fatores que controlam estes processos de alteração, segundo Hemley & Jones (1964), Rose & Burt (1979) e Pirajno (1992) são:

- (a) Natureza das encaixantes.
- (b) Composição dos fluidos.
- (c) Concentração, atividade e potencial químico dos componentes presentes no fluido.
- (d) Pressão e temperatura

Segundo Henley & Ellis (1983), o produto final da alteração não depende tanto da natureza da rocha encaixante e sim de outros fatores, como permeabilidade, temperatura e composição do fluido. Segundo estes autores, uma mesma assembléia mineral com quartzo e albita pode formar-se

em basaltos, arenitos, riólitos e andesitos num intervalo de temperatura de 250 a 280° C. No entanto, outros autores enfatizam que a composição das rochas encaixantes desempenha um papel fundamental no processo de alteração hidrotermal, particularmente em sistemas de pórfiros (Hemley & Jones, 1964; Rose & Burt, 1979; Pirajno, 1992).

Segundo Hemley & Jones (1964) a grande influência da rocha é devida ao tipo e abundância de cátions que são removidos para a solução e que vão, portanto, afetar as atividades relativas dos cátions e dos íons H^+ presentes na fase fluida.

Os fluidos hidrotermais atuam nas encaixantes por infiltração ou por difusão das espécies químicas (Rose & Burt, 1979). A intensidade da alteração é função da razão água/rocha, que afeta o grau de troca entre a solução e as encaixantes. Em sistemas hidrotermais geralmente a razão água/rocha varia de 0,1 a 0,4, sendo que o valor mais baixo é obtido quando toda a água é absorvida, passando a formar minerais hidratados (Hemley & Ellis, 1983) e esta razão pode ser calculada estabelecendo-se a intensidade do intercâmbio de isótopos de oxigênio entre o fluido e as encaixantes (Taylor, 1974).

O metassomatismo do íon de H^+ , o intercâmbio de bases e a hidratação são mecanismos muito importantes dentro do processo de alteração, estes serão discutidos a seguir.

A hidrólise é o efeito da dissociação das moléculas de H_2O em íons H^+ e OH^- e, em termos de alteração hidrotermal, pode ser definida como uma reação de decomposição de uma fase mineral silicática em presença de uma solução aquosa, pela qual H^+ e OH^- são seletivamente consumidos, resultando na modificação contínua da razão H^+/OH^- da solução (Hemley & Jones, 1964). A fonte de H^+ pode ser tanto a água como ácidos presentes nas soluções hidrotermais ou as reações *subsolidus* que ocorrem durante o processo de alteração hidrotermal (Hemley & Jones, 1964; Pirajno, 1992). Na hidrólise dos minerais silicáticos, uma quantidade de cátions igual à de H^+ consumido deve ser liberada para a solução (Hemley & Jones, 1964)

Conforme Brimhall & Crerar (1987) a hidratação é a orientação de moléculas de H_2O ao redor de outros íons, em virtude de suas cargas polares. Neste processo não há consumo seletivo de H^+ ou de OH^- e, portanto, nenhuma liberação de cátions para a solução. Este processo pode ser ilustrado pela seguinte reação (Hemley & Jones, 1964):

Outro exemplo de processo de hidratação é a conversão de olivina para serpentina (Edmond & Von Damm, 1983; Guilbert & Park, 1986).

O consumo seletivo de H^+ (ou de OH^-) afeta o pH da solução e a sua capacidade de reter cátions e, portanto, está relacionado à capacidade de retenção de complexos que contenham H^+ e à

capacidade de manter associados complexos que contém NaCl. Como consequência destes processos há a formação de complexos cloretados e a solubilidade dos cátions metálicos (Pirajno, 1992).

Chama-se de intercâmbio de bases as reações em um mineral na qual um cátion é substituído por outro.

O metassomatismo do íon hidrogênio, o intercâmbio de bases e o processo de hidratação controlam a estabilidade dos minerais silicáticos, o pH da solução e a transferência de cátions para a solução. Num sistema hidrotermal, a atuação diferenciada destes processos é responsável pela formação das diferentes assembléias minerais típicas das diversas zonas de alteração, como a propilítica, argílica, sericítica e potássicas. Geralmente as zonas que sofreram um intenso metassomatismo do íon hidrogênio estão envolvidas por uma zona onde predominaram os fenômenos de hidratação, causados pela adição de água e CO₂ (zonas de alteração propilítica).

Uma discussão sobre os processos químicos relacionados ao metassomatismo do íon hidrogênio e intercâmbio de bases em rochas com predomínio de feldspatos, em rochas máficas, em carbonatos e em rochas ricas em Ca pode ser encontrada em Hemley & Jones (1964), Meyer & Hemley (1967), Henley *et al.* (1984), Edmond & Von Damm (1983) e Pirajno (1992).

Um resumo esquemático dos minerais que se formam em rochas ricas em feldspatos pode ser visto na FIGURA 9, onde pode-se observar a seqüência de alteração lateral nas rochas encaixantes formadas predominantemente por feldspato alcalino (a) ou por plagioclásio cálcico (b), considerando-se uma solução com baixa razão cátions/H⁺. Uma solução que penetra uma rocha onde os feldspatos estão representados por plagioclásio, uma diminuição da atividade de H⁺ causada pela decomposição preferencial deste mineral causa um aumento da razão a_K^+/a_H^+ , assim como das outras razões cátions/H⁺. Isto pode provocar argilização e sericitização concomitante do plagioclásio e, nos casos em que a razão inicial a_K^+/a_H^+ é moderadamente alta, pode resultar em substituição do plagioclásio por feldspato potássico (Hemley & Jones, 1964).

Um esquema das reações que acontecem em cadeias meso-oceânicas, sob o assoalho oceânico, pode ser encontrado no trabalho de Edmond & Von Damm (1983) (FIGURA 10). A água do mar é inicialmente uma solução eletrolítica oxigenada que contém essencialmente os seguintes cátions e ânions: Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, HCO₃⁻ e Cl⁻. Como elementos traços podem estar presentes Fe²⁺ e Mn²⁺. Ao penetrar na crosta oceânica forma-se inicialmente sulfato de cálcio (CaSO₄) e, à medida em que a água desce, vai-se tornando progressivamente mais reduzida e, vários quilômetros abaixo da crosta oceânica, às rochas máficas quentes é adicionado Mg e água. No curso desta reação forma-se serpentina e é produzido H⁺, seguindo-se assim o metassomatismo das rochas basálticas pela ação do íon de hidrogênio que, por sua vez, provoca o deslocamento de cátions (Fe²⁺, Mn²⁺, Cu²⁺, Zn²⁺, etc) dos minerais silicáticos ferro-magnesianos e aluminosos, resultando na

cristalização de clorita, argilo-minerais e zeólitas. Posteriormente, outras reações entre H^+ e SO_4^{2-} produzem pirita e magnetita, formando-se, então, uma solução quente, ácida e rica em metais que ascende até a superfície onde encontra água fria e oxigenada, ocorrendo a precipitação de sulfetos e de sulfatos nas assim chamadas chaminés (*chimneys*) ou fumarolas.

FIGURA 9 - Sequência de alteração lateral em rochas formadas predominantemente feldspato potássico (A) e ricas em plagioclásio cálcico (B) (Hemley & Jones, 1964, modificada por Pirajno, 1992).

FIGURA 10 - Esquema das reações que ocorrem em cadeias meso-oceânicas, sob o assoalho oceânico (Edmond & Von Damm, 1983).

Nos sistemas onde há presença de CO_2 , o metassomatismo do íon de hidrogênio promove a dissociação hidrolítica de silicatos, os quais passam a formar caulinita, havendo assim liberação de

silica e íons metálicos (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , etc), além de formação de ácido carbônico (H_2CO_3).

Hemley & Jones (1964) definiram as diversas reações que ocorrem no sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ em soluções aquosas cloretadas, quais sejam:

A FIGURA 11 mostra as curvas de reação no sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, em função da temperatura e da razão molar total de KCl/HCl presente na solução, na presença de quartzo. A pressão total usada foi aproximadamente 1.000 bar.

FIGURA 11 – Curvas de reação no sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (Hemley & Jones, 1964).

Em continuidade ao trabalho de Thompson (1959) e Hemley & Jones (1964) no sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, foram realizados os trabalhos experimentais de Ivanov (1967), Ivanov & Gusynin (1970), Zharikov & Ivanov (1972), Usdowky & Barnes (1972), Shade (1974), Zharikov (1974), Montoya & Hemley (1975), Wintsch (1975 a,b) e Burt (1976).

No diagrama $\mu\text{H}/\text{K}$ versus $\mu\text{H}_2\text{O}$ (ou diagrama $\log a_{\text{H}^+}/a_{\text{K}^+}$ versus $\log a_{\text{H}_2\text{O}}$) de Burt (1976) podemos observar a representação esquemática das relações de hidrólise e de hidratação de minerais e de fluidos no sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{Cl}_2\text{O}_{-1}$. As reações de desidratação que tomam lugar, quando há um aumento da temperatura, são semelhantes àsquelas que acontecem quando há uma diminuição da $\mu\text{H}_2\text{O}$ (FIGURA 12).

FIGURA 12 – Diagrama esquemático de $\mu H/K$ versus μH_2O mostrando a estabilidade dos minerais no sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-Cl_2O_{1,1}$, em pressões e temperaturas baixas a moderadas e em regime isotermal e isobárico. Als = aluminosilicatos, Cor = corindon, Dsp = diásporo, Gib = gibbsita, Kao = caulinita, Ksp = K-feldspato, Mus = muscovita, Pyp = pirofilita, Qtz = quartzo (Burt, 1976).

Na FIGURA 13 podem ser observadas as curvas de reação no sistema $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, em função da temperatura e da razão molar total de KCl/HCl presente na solução, na presença de quartzo. Os números das curvas de reações estão indicadas pelas seguintes equações:

Na FIGURA 14 observa-se a relação entre as diversas fases minerais no sistema $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ a $500^\circ C$ e 1.000 bar, na presença de quartzo (Hemley & Jones, 1964).

A partir dos estudos experimentais, Hemley & Jones (1964) concluíram que a estabilidade relativa das assembléias minerais nos sistemas álcalis-alumínio-sílica-água é função da pressão, temperatura e da atividade da razão cátions alcalinos/cátions de H^+ presentes na solução. Mantendo-

se a pressão constante, havendo uma diminuição na temperatura ou na razão cátions alcalinos/cátions de H^+ , as reações 8 a 15 se deslocam para a direita, favorecendo o metassomatismo do íon H^+ (hidrólise). Nos diagramas de equilíbrio das FIGURAS 11 e 13 isto equivale a um deslocamento para baixo na diagonal e para a esquerda. Havendo aumento de temperatura e da atividade da razão cátions alcalinos/cátions de H^+ , as reações (1) a (8) se deslocam para a esquerda, favorecendo a fixação dos cátions. Um aumento na pressão favorece também o deslocamento das mesmas reações para a direita (metassomatismo do íon H^+). Nos diagramas de equilíbrio das FIGURAS 11 e 13 as curvas de reação se deslocam para a direita. De forma análoga, uma diminuição da pressão provocaria o deslocamento destas curvas para a esquerda.

FIGURA 13 - Curvas de reação no sistema $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (Hemley & Jones, 1964).

FIGURA 14 – Estabilidade das fases minerais no sistema $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ a $500^\circ C$ e 1.000 bar, na presença de quartzo (Hemley & Jones, 1964).

8 TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Várias classificações das alterações hidrotermais são baseadas nas mudanças químicas produzidas nas rochas encaixantes, para as quais utiliza-se o termo metassomatismo associado ao nome do íon mais relevante no processo, tais como metassomatismo H^+ (Hemley & Jones, 1964), metassomatismo potássico e metassomatismo de flúor. No entanto, em muitos casos, diversos elementos são simultaneamente adicionados e removidos em várias proporções, o que dificulta a utilização deste procedimento para a caracterização de forma detalhada dos diversos tipos de alteração (Rose & Burt, 1979).

Creasey (1959) foi o primeiro autor a classificar as rochas alumino-silicáticas alteradas hidrotermalmente em função das suas assembléias minerais e esta abordagem foi seguida nos trabalhos de Burnham (1962), Hemley & Jones (1964), Meyer & Hemley (1967) e Rose (1970). A assembléia mineral que se desenvolve durante o processo de alteração reflete a temperatura, pressão, composição química e mineralógica da rocha parental e o tempo disponível para se equilibrar (Rose & Burt, 1979).

Uma discussão dos principais tipos de alteração hidrotermal pode ser encontrado nos trabalhos de Hemley & Jones (1964), Meyer & Hemley (1967), Rose & Burt (1979) e Pirajno (1992). Nestes sistemas grande parte dos processos de alteração hidrotermais estão relacionados à atividade de álcalis e do hidrogênio, sendo que variações na razão a_K^+/a_{H^+} provocam mudanças químicas nas soluções hidrotermais e, portanto, no tipo de interação que se estabelece com as rochas encaixantes.

O metassomatismo de álcalis libera H^+ , o que provoca uma diminuição na razão a_K^+/a_{H^+} a medida em que o sistema evolui para temperaturas e pressões mais baixas. Segundo Hemley & Jones (1964) a extensão e o tipo de alteração hidrotermal está muito relacionado à forma como a pressão e a temperatura controlaram o grau de ionização e as atividades relativas do íon de hidrogênio e dos cátions metálicos presentes na fase aquosa e não simplesmente pelo pH da solução. Considerando a evolução de um sistema hidrotermal pode-se dizer, de forma geral, que a medida em que aumenta o metassomatismo pelo íon de H^+ , o tipo de alteração evolui progressivamente de alcalina para argílica, conforme está representado na FIGURA 15.

Meyer & Hemley (1967) classificaram os diferentes tipos de alteração que acontece na maioria das rochas alumino-silicáticas em: potássica, propilítica, sericitica e *greisen*, argílica intermediária e argílica avançada. Neste caso os tipos de alteração são descritos em ordem decrescente da razão aK^+/aH^+ (ou aumento do metassomatismo do íon H^+). Suas principais características são as seguintes;

8.1 Metassomatismo Alcalino e Alteração Potássica

Nos estágios finais da consolidação de uma massa ígnea desenvolvem-se fluidos alcalinos altamente salinos, com temperaturas em torno de 800 a 600° C, que provocam uma ampla alteração potássica ou sódica. Estes fluidos promovem reações de troca e cristalização *subsolidus* de novas fases minerais através do (a) intercâmbio de bases, especialmente de Na por K ou de K por Na, nos feldspatos; de (b) mudanças no estado estrutural dos feldspatos; de (c) albitização; de (d) microclinização; (e) da cristalização de micas tri-octaédricas.

O metassomatismo alcalino caracteriza-se pela substituição de feldspatos e quartzo por feldspatos potássicos (microclinitização) ou por albita (albitização). Alguns casos de albitização podem estar acompanhados pela substituição de biotita por muscovita.

Na alteração potássica de silicatos há uma substituição do plagioclásio e dos minerais máficos, em temperaturas entre 450 a 600° C. As assembléias típicas deste tipos de alteração são feldspato potássico-biotita-quartzo, feldspato potássico-clorita, feldspato potássico-biotita-magnetita, podendo estar presentes, em diversas proporções, albita, sericita, anidrita, apatita e, ocasionalmente, rutilo. A presença de inclusões diminutas de hematita dentro dos feldspatos potássicos presentes nestas zonas de alteração lhes confere uma coloração avermelhada típica.

Na FIGURA 16A podem ser vistas as assembléias minerais presentes em zonas de alteração potássica (Meyer & Hemley, 1967).

8.2 Alteração Propilítica

O termo *propilite* de Von Richtofen foi adotado por Becker (1882, em Meyer & Hemley, 1967) para designar os andesitos alterados de Comstock Lode, Nevada (USA). A composição química destes andesitos não apresentava grandes mudanças, porém podia ser relacionada a metassomatismo do íon H^+ em pequena escala, adição de água e pequenas substituições de carbonato e sulfetos por sílica.

A alteração propilítica propriamente dita caracteriza-se pela adição de H_2O , CO_2 e, localmente, S e remoção pouco intensa de cátions metálicos. A adição de H_2O provoca a hidratação dos alumino-silicatos e os minerais típicos destas zonas de alteração são epidoto, clorita, carbonatos, albita, feldspato potássico e piritita, podendo, localmente, ser comum a presença de sericita, óxidos de Fe, montmorilonita e zeólita (Meyer & Hemley, 1967).

Zonas de alteração propilítica geralmente estão presentes nas bordas de zonas hidrotermais mais intensamente alteradas (Hemley & Jones, 1964; Lowell & Guilbert, 1970; Rose, 1970).

Albitização intensa, cloritização e carbonatização das rochas encaixantes são considerados por Meyer & Hemley (1967) separadamente, reservando os autores o termo de alteração propilítica

para alterações onde o metassomatismo de H^+ não é intenso.

FIGURA 15 – (A) Esquema da evolução de um sistema hidrotermal como função da temperatura e das atividades do K^+ e do H^+ (Guilbert & Park, 1985, em Pirajno, 1992; Burnham & Ohmoto, 1980, em Pirajno, 1992). A medida em que o sistema evolui para temperaturas e pressões mais baixas há um progressivo aumento de H^+ e uma evolução progressiva do tipo de alteração alcalina para argílica. (B) O metassomatismo alcalino libera H^+ havendo, como consequência, uma diminuição na razão álcalis/ H^+ , com subsequente desestabilização dos feldspatos e micas e crescimento de novas fases minerais (zonas de alteração greisen e sericitica). Um intenso metassomatismo do íon de H^+ deve-se à entrada de água no sistema, provocando mais oxidação e produção de H^+ . A este processo podem ser associadas as zonas de alteração argílica (Pirajno, 1992).

Em rochas metamorfasadas na fácies dos xistos verdes a assembléia mineral típica destas rochas é equivalente àquela presente nestas zonas de alteração, fato que pode, eventualmente, gerar confusão quanto à extensão das mesmas (Pirajno, 1992). Na FIGURA 16B podem ser vistas as assembléias minerais presentes em zonas de alteração propilítica (Meyer & Hemley, 1967).

8.3 Albitização

Nas alterações propilíticas típicas a albita é gerada pela concentração do Na liberado a partir da quebra do plagioclásio mais cálcico. Os autores Meyer & Hemley (1967) reservam o termo albitização para processos onde o sódio é introduzido metassomaticamente. Quando o metassomatismo sódico é intenso quase todo o material aluminoso é convertido para plagioclásio branco rico em Na, podendo localmente estar associado a um anfibólio rico em Na. A composição

do novo plagioclásio varia entre albita pura e oligoclásio sódico e podem ser encontrados os minerais típicos da alteração propilítica, especialmente epidoto. Em rochas intensamente albitizadas os sulfetos normalmente não são abundantes, estando comumente acompanhados por óxidos de Fe.

FIGURA 16 – Diagramas ACF e AKF com representação das assembléias minerais dominantes dos diversos tipos de alteração hidrotermal. (A) Potássica, (B) Propilítica; (C) Sericitica; (D) Argilica intermediária; (E) Argilica avançada (Meyer & Hemley, 1967).

8.4 Cloritização

A predominância de clorita em zonas de alteração hidrotermal deve-se à grandes adições de Mg e/ou de Fe nestas zonas. A clorita pode estar presente sozinha, ou acompanhada de quartzo, sericita ou de turmalina, em assembléias minerais simples, sendo que, em geral, está associada pelo menos com pequenas quantidades dos outros minerais típicos das zonas de alteração propilítica. Paragonita, cloritóide, talco, septeclorita e anfíbólios podem também estar presentes, assim como anidrita. Os sulfetos comumente encontrados são pirita e pirrotita, em concentrações desde abundantes até escassas.

8.5 Carbonatização

Sericita, clorita e carbonatos são os minerais mais comuns produzidos por alteração hidrotermal, onde Mg, Fe, Ca e Mn são os principais elementos fixados pelos carbonatos. O significado químico do termo alteração carbonática pode variar muito. A dolomitização de carbonatos envolve um intenso metassomatismo de Mg, que atua através do processo de

intercâmbio de bases, que geralmente está associado a zonas de alteração propilítica de rochas aluminosas. No entanto a carbonatização de rochas silicáticas está geralmente associada à introdução metassomática de CO_3^{2-} , que pode se dar em uma ampla gama de ambientes geológicos.

8.6 Sericitização e Greisenificação

Este tipo de alteração é por vezes chamada de alteração filítica (Burnham, 1962) Este autor considera que a maioria das rochas hidrotermalizadas poderiam ser agrupadas em duas fácies principais, a argílica e a filítica. A fácies argílica seria subdividida nos tipos propilítico, montmorillonítico e caulinitico e a fácies filítica nos tipos muscovítico e biotítico. Esta classificação gerou muita confusão no uso do termo filítico pois na verdade biotita, quando presente, encontra-se associada a zonas de alteração potássica e a sericita nas zonas de alteração sericítica, conforme classificação de Meyer & Hemley (1967), adotada neste trabalho.

Assim, o termo alteração sericítica parece ser o mais apropriado, já que a assembléia típica que representa estas zonas de alteração é quartzo-sericita-pirita. Nesta assembléia o termo sericita refere-se a micas brancas di-octaédricas de granulação fina, podendo ser muscovita, paragonita, fengita, fuchcita ou roscoelita. O termo pirita está essencialmente representado por pirita e, secundariamente, por calcopirita e molibdenita, que podem representar até 20% do volume da rocha. Outras fases minerais que geralmente estão presentes nestas zonas de alteração são feldspato potássico, caulinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita, apatita, hidromuscovita e illita (Hemley & Jones, 1964; Meyer & Hemley, 1967; Pirajno, 1992). Na FIGURA 16C podem ser vistas as assembléias minerais presentes em zonas de alteração sericítica (Meyer & Hemley, 1967).

A alteração sericítica é o tipo mais comum de alteração hidrotermal, estando presente na maioria dos depósitos hidrotermais, desde de sulfetos maciços arqueanos até sistemas epitermais recentes. Na seqüência do processo de alteração, o metassomatismo alcalino libera H^+ , provocando uma diminuição na razão álcalis/ H^+ , com subsequente desestabilização dos feldspatos e das micas. A alteração sericítica é essencialmente o resultado da desestabilização dos feldspatos, tanto os potássicos como o plagioclásio, na presença de H^+ , OH^- , K e S, sendo simultaneamente lixiviados Na, Mg, Ti, Fe e K, como representado na FIGURA 17.

Este tipo de alteração pode gradar para a alteração potássica pelo aumento da quantidade de feldspato potássico e/ou biotita e para alteração argílica pelo aumento dos argilo-minerais.

Um aumento na quantidade de topázio, turmalina, quartzo e zunyita marcam a transição para alteração do tipo *greisen*. Neste tipo a assembléia típica é formada por quartzo-muscovita, podendo também estarem presentes também quantidades variáveis de fluorita, cassiterita, hematita, wolframita, scheelita, sulfetos de Fe, Cu, Mo, Bi e sulfossais de Cu-Bi-Pb (Pirajno, 1992).

FIGURA 17 – Esquema da alteração sericitica, representada pela assembléia quartzo-sericita-pirita (QSP). Setas descendentes indicam elementos adicionados e setas ascendentes elementos lixiviados, sendo o Al considerado como elemento imóvel (MacKenzie, 1983, em Pirajno, 1992).

Geralmente a alteração do tipo *greisen* é precedida por albitização, que promove a liberação de H^+ que, posteriormente, propicia a formação da assembléia quartzo-muscovita, conforme pode ser visto no esquema da FIGURA 18 (MacKenzie, 1983, em Pirajno, 1992). Um progressivo metassomatismo de F e/ou de B pode ocorrer após a formação de *greisens* quartzo-muscovíticos.

O ambiente mais favorável para a formação deste tipo de alteração são *stocks* graníticos colocados dentro de seqüências de rochas argilo-arenosas, mas também são comuns em sistemas porfíricos continentais (Pirajno, 1992).

Segundo Hemley & Jones (1964), em rochas básicas nas quais o plagioclásio é o único feldspato, na presença de uma solução com baixa razão aK^+/aH^+ , não se deve esperar o aparecimento de uma zona de alteração sericitica. A seqüência de alteração seria representada por caulinita passando para montmorilonita e montmorilonita gradando para uma zona de alteração propilítica. A clorita e outros minerais neoformados, produtos de alteração dos minerais máficos, seriam abundantes nos halos mais externos do sistema hidrotermal. O K^+ removido pela cloritização da biotita, anterior a uma extensa decomposição do plagioclásio pode, freqüentemente produzir, na zona de alteração propilítica, pequenas quantidades de sericita que podem permanecer estáveis enquanto a atividade do K^+ , em relação a outros cátions, estiver suficientemente alta.

8.7 Alteração Argílica Intermediária e Avançada

Caracterizam-se pela atuação de um intenso metassomatismo de H^+ (lixiviação ácido) num intervalo de temperaturas entre 100 e 300°C onde argilo-minerais são formados principalmente pela

substituição do plagioclásio e de silicatos máficos, essencialmente hornblenda e biotita (Pirajno, 1992).

Internamente, zonas de alteração argílica gradam para zonas de alteração sericítica e, externamente, para zonas de alteração propilitica (Pirajno, 1992). No entanto, a lixiviação de cátions dos alumino-silicatos pode favorecer um enriquecimento em sílica e, portanto, estas zonas podem também gradar para zonas silicificadas como exemplificado na seguinte reação, na qual são removidos elementos relativamente imóveis (Hemley & Meyer, 1964):

FIGURA 18 – Esquema da alteração do tipo *greisen* representado pela assembléia quartzo-muscovita. Setas descendentes indicam elementos adicionados e setas ascendentes elementos lixiviados, sendo o Al considerado como elemento imóvel (MacKenzie, 1983, em Pirajno, 1992).

Segundo Lovering (1950, em Hemley & Jones, 1964) a sílica, produto da hidrólise de silicatos nas zonas argílicas, não se cristaliza no local da alteração. Se em um dado depósito o processo de alteração argílica e sericítica são contemporâneos, pode ocorrer difusão de sílica em direção ao conduto, sendo que, pelo menos uma parte dela se fixaria como quartzo na zona de alteração sericítica (Hemley & Jones, 1964). Considerações sobre o efeito da atividade da sílica estão resumidos na equação (1), de onde se pode deduzir que sistemas aquosos muito ricos em sílica vão provocar o deslocamento da reação para a esquerda, estabilizando o feldspato potássico em valores mais baixos de $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ daqueles presentes nas condições estáveis de equilíbrio. Ao contrário, uma diminuição na atividade da sílica em sistemas aquosos deslocariam de novo a reação para a esquerda favorecendo a sericitização (Hemley, 1959 em Hemley & Jones, 1964).

Zonas de alteração argílica intermediária caracterizam-se pela presença de montmorilonita,

illita, clorita, argilas do grupo da caulinita (caulinita, dickita, halloisita, allofana) e pouca sericita. K, Ca, Mg e Na podem não ser completamente lixiviados e o feldspato potássico pode permanecer inalterado. Localmente pode haver abundância de biotita e de clorita. Na FIGURA 16D podem ser vistas as assembléias minerais presentes nestas zonas de alteração, segundo Meyer & Hemley (1967).

Um zonamento dentro das zonas de alteração argílica intermediária pode ser encontrado, com predominância de caulinita perto da zona de alteração sericítica e de montmorilonita perto da zona de alteração propilítica.

As razões cátions metálicos/ H^+ e cátions metálicos/ K^+ aumentam à medida em que aumenta a distância do conduto, o que é consistente com o aparecimento de montmorilonita na parte mais externa desta zona de alteração. Em direção ao conduto, as várias razões mudam e a tendência ao equilíbrio neste contexto, que se modifica constantemente, reflete-se em mudanças progressivas na composição da montmorilonita, assim como na quantidade de caulinita presente.

Devido a estes ajustes na composição e pela possibilidade de coexistência de diversas fases minerais, os contatos entre as zonas de alteração argílica são gradacionais, diferentemente do que acontece no limite da zona de alteração sericítica, que caracteristicamente é brusco (Hemley & Jones, 1964).

Os minerais típicos das zonas de alteração argílica avançada são dickita, caulinita, pirofilita, barita, alunita e diásporo, podendo também estar presentes sulfetos (covellita, digenita e enargita), topázio, turmalina e uma variedade de argilas amorfas.

Em sistemas acima de $300^\circ C$ a lixiviação de cátions pode produzir assembléias com pirofilita, andaluzita, quartzo, topázio e pirita. Na FIGURA 16E podem ser vistas as assembléias minerais presentes nestas zonas de alteração (Meyer & Hemley, 1967).

As zonas de alteração argílica avançada formam-se por lixiviação ácida ainda mais intenso daquela atuante nas zonas de alteração argílica intermediária e lixiviação quase completa dos cátions alcalinos, havendo destruição total dos feldspatos e dos minerais máficos.

Zonas de alteração argílica avançada encontram-se tipicamente em sistemas epitermais com alta concentração de S, mas também em sistemas porfíricos e na parte mais interna de veios mineralizados em metais de base.

9 ZONAS DE ALTERAÇÃO EM SISTEMAS HIDROTERMAIS

Na FIGURA 19 pode-se observar um esquema do zonamento lateral e vertical das zonas de alteração e mineralização geralmente presentes nos depósitos de cobre porfírico (Lowell & Guilbert, 1970).

Na FIGURA 20 pode-se observar o modelo de alteração hidrotermal apresentado por

FIGURA 21 - Modelo de alteração hidrotermal apresentado por Herrera (1985, em Silberman & Berger, 1985) para a parte norte do depósito de Bodie Bluff, Califórnia, USA.

CAPÍTULO III

GEOLOGIA LOCAL

INTRODUÇÃO

Na área estudada afloram litotipos das formações Morro da Pedra Preta e Nhanguçu do Grupo Serra do Itaberaba e Formação Piragibu do São Roque (Pérez-Aguilar, 1996) (FIGURA 4).

Os ambientes deposicionais e a evolução metamórfica de ambos grupos são discutidos por Juliani (1993), Juliani & Beljavskis (1995) e Juliani *et al.* (1997, 2000a), o principal evento vulcânico da Formação Morro da Pedra Preta deu-se em segmentos normais de cadeias meso-oceânicas, em bacia deposicional semelhante ao do Golfo de Aden. As meta-intermediárias desta Formação foram introduzidas ao redor de 1,4 Ga (Juliani *et al.*, 2000a) no topo da seqüência de MORB e apresentam composições indicativas de origem por fusão parcial de crosta oceânica em zona de subducção ensimática distal e colocação em ambiente de retro-arco. A Formação Nhanguçu foi depositada em ambiente marinho de águas mais rasas, com exposições subaéreas locais, sendo que na unidade basal, foi ainda intensa a atividade exalativa, com deposição de sedimentos ferro-manganesíferos. No topo os xistos com andalusita os metassedimentos rítmicos quartzosos possuem relíquias de estruturas sedimentares que sugerem deposição por correntes de turbidez proximais.

Devido às zonas de cisalhamento, o posicionamento estratigráfico da Formação Pirucaia é de difícil definição, mas o conjunto corresponde principalmente às fácies litorâneas da bacia. Os metaturbiditos no topo da Formação Morro da Pedra Preta sugerem que sua deposição foi iniciada no estágio expansivo da bacia, mas continuou na bacia de retro-arco, sendo, portanto, em parte, cronocorrelata à Formação Nhanguçu. Algumas análises geoquímicas dos metassedimentos sugerem que a área fonte dos pelitos da Formação Morro da Pedra Preta foi predominantemente um arco vulcânico e continental para a Formação Pirucaia.

O Grupo São Roque teve sua deposição iniciada em ~ 615 Ma (Hackspacher *et al.*, 1999) em bacia marinha rasa, com pouca atividade vulcânica. Os protólitos sedimentos variam desde fácies de leques aluviais até turbiditos proximais, incluindo fácies litorâneas com quartzitos e arcóseos e inunditos (Bergmann 1988; Juliani & Beljavskis 1995).

A Formação Morro da Pedra Preta é constituída por seqüência metavulcano-sedimentar, basal em relação à Formação Nhanguçu, esta representada essencialmente por metassedimentos ferro-manganesíferos e ricos em andalusita, com lentes muito subordinadas de rochas carbonáticas e calciossilicáticas. Desta Formação afloram na área mapeada apenas os metapelitos ferro-manganesíferos e os andalusita xistos.

A descrição das unidades litológicas destes dois grupos será feita essencialmente da base para o topo, seguindo-se a descrição dos pequenos corpos de rochas graníticas, rochas cataclásticas e miloníticas e dos depósitos aluvionares recentes.

1 GRUPO SERRA DO ITABERABA

1.1 Formação Morro da Pedra Preta

1.1.1 Unidade dos metabasitos (Mb)

Formam corpos dobrados com espessuras superiores a 300 m, compostos por antigos derrames e, possivelmente, rochas intrusivas e têm intercalações subordinadas de rochas metavulcanoclásticas básicas, metassedimentos tuffíticos, metapelitos, rochas calciossilicáticas, meta-intermediárias e de rochas alteradas hidrotermal-metassomaticamente.

Quando frescos os metabasitos tem cor verde-escuro ou preta-esverdeado e a granulação varia de fina a muito grossa, com anfibólios com até 2 cm de comprimento, mas predominam a granulação média. Predominam tipos maciços, mas localmente podem estar foliadas, chegando a constituir anfibólio xistos, brechadas ou miloníticas. Não são raros restos de texturas subofíticas e em alguns afloramentos podem ainda ser identificadas relíquias de *pillow lavas*, indicando efusões subaquáticas. Alguns corpos de metabasitos muito finos, com textura blatosubofítica, foram caracterizados quimicamente como meta-espilitos (Juliani, 1993).

As rochas de granulação grossa a muito grossa assemelham-se a metagabros, mas Juliani (1993) verificou que estas rochas de granulação mais grossa distribuem-se principalmente nas bordas dos corpos e nas proximidades do contato com os metapelitos e que a granulação reduz-se gradativamente em direção ao centro dos corpos. Assim, a granulação grossa foi interpretada, em essência, como decorrência do metamorfismo, apesar de ser possível a existência de metagabros.

São formados por predominantemente por hornblenda e andesina, e têm magnetita, ilmenita, apatita, zircão, epídoto e sulfetos acessórios. Epídoto e carbonato são quase sempre produtos de retrometamorfismo dos anfibólios e do plagioclásio, mas também podem estar presentes preenchendo pequenos veios ou fraturas. Os sulfetos estão representados por pirrotita e pirita e, secundariamente, por calcopirita e bornita disseminados, preenchendo fraturas, como veios ou constituindo pequenas lentes de até 1,2 cm de comprimento e 0,2 cm de espessura. Pequenos veios milimétricos de quartzo dobrados intrafolialmente na S_2 , por vezes com pequenas concentrações de sulfetos, podem estar presentes, bem como pequenos veios esverdeados com anfibólios maiores (com até 0,7 cm) e, algumas vezes, flogopita.

1.1.2 Unidade das rochas vulcanoclásticas e ígneas básicas hidrotermalizadas

Os corpos mais expressivos destes litotipos estão localizados na porção central/norte da área, com corpos menores na porção sudoeste e oeste (FIGURA 4). Apresentam formas lenticulares, constituindo um deles uma dobra similar D₂ fechada a isoclinal redobrada pela D₃. Comumente possuem intercalações de lentes de rochas calciossilicáticas e estão em contato gradacional e interdigitado com os metabasitos, rochas vulcanoclásticas básicas, metassedimentos tufíticos e com rochas calciossilicáticas.

A maioria das ocorrências destes litotipos constituem pequenas lentes de no máximo 150 × 35 m, distribuídas preferencialmente na interface metabasitos/rochas calciossilicáticas, metabasitos/metassedimentos tufíticos, metabasitos/metapelitos e metabasitos/metapelitos manganésíferos, ou intercaladas nos metabasitos, nas rochas calciossilicáticas e nos metapelitos manganésíferos.

Compõem a associação hidrotermal-metassomática produtos do metamorfismo de rochas vulcânicas e subvulcânicas básicas, intermediárias e ácidas, ígneas e vulcanoclásticas, descritas adiante, segundo o aumento da intensidade das alterações:

Nesta unidade foram também identificados matacões de rocha cinza-clara, de granulação fina a grossa, ricos em turmalina, margarita, muscovita, coríndon e restos de plagioclásio cálcico parcialmente substituídos por margarita e coríndon, que se assemelham aos marunditos descritos por Juliani *et al.* (1993) e Martin & Juliani (1994). Tipicamente associam-se às zonas de meta-intermediárias intensamente hidrotermalizadas e dispõem-se na base de formações ferríferas. As texturas e as paragêneses metamórficas indicam terem sido metamorfisadas na fácies anfibolito, o que, juntamente com as associações petrogenéticas, sugerem terem tido origem pelos mesmos processos que formaram os protólitos dos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos.

a) Unidade dos anfibolitos de granulação grossa (Bg)

Caracteristicamente ocorrem como corpos intercalados nos metabasitos e associados aos granada-hornblenda anfibolitos, às rochas básicas menos intensamente alteradas, metabasitos calciossilicáticos, rochas calciossilicáticas, metabásicas e rochas de composição intermediária, tendo sido, como consequência, interpretadas como antigas rochas básicas vulcânicas muito pouco alteradas hidrotermal-metassomáticamente.

A granulação varia de grossa a muito grossa, são maciças ou pouco foliadas e têm cor verde, apresentando tipicamente plagioclásios esbranquiçados inalterados. Os contatos parecem ser gradacionais com os metabasitos não alterados, por redução da granulação e também ocorrem como veios dentro deles. São muito freqüentes veios de quartzo ou epidotíticos metamorfisados com

contatos difusos, conferindo às rochas aspecto brechado.

São formados essencialmente por cristais prismáticos de hornblenda com plagioclásio intersticial, em arranjos que sugerem antigas texturas ígneas, mas localmente os cristais de hornblenda tendem a formar arranjos radiados, muito semelhantes aos observados nos granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos. Subordinadamente possuem magnetita e/ou ilmenita, assim como, às vezes, cummingtonita em pequenas quantidades.

b) Unidade dos granada-hornblenda anfibolitos (Ga)

Esta unidade constitui pequenas lentes, geralmente distribuídas nas zonas externas dos paleosistemas hidrotermais, inseridas nos metabasitos ou em interfaces metabasitos/rochas metavulcanoclásticas, metabasitos/rochas calciossilicáticas e metassedimentos tuffíticos/metapelitos manganésíferos. Também se associam aos metabasitos fracamente carbonatizados e aos metandesitos/dacitos.

São rochas de cor verde escura, granulação média ou grossa, muito raramente fina, maciças, ricas em pequenos porfiroblastos de granada perfazendo de 3 a 30% do volume da rocha, hornblenda, plagioclásio, quartzo, cummingtonita, pirita, pirrotita e calcopirita (geralmente em até 10 % do volume). Por vezes observam-se texturas blastosubofíticas, arranjos radiados de anfíbólios de até 5 mm de diâmetro e, nas rochas de granulação fina destacam-se prismas maiores de anfibólio verde. Muito freqüentemente estão cortadas por abundantes vênulas deformadas de quartzo. Nas partes mais ricas em granada e sulfetos há maior quantidade de vênulas de quartzo e praticamente desaparece o plagioclásio.

Estas rochas gradam, com a redução dos teores de quartzo, da granada e dos sulfetos, e com o aumento do volume de plagioclásio, para os metabasitos não alterados, mas os contatos com as rochas mais alteradas não foram observados.

Pelo seu posicionamento estratigráfico e riqueza em sulfetos, os granada-hornblenda anfibolitos são interpretadas como geneticamente ligados aos sistemas hidrotermais oceânicos-metassomáticamente. Rochas semelhantes a estas são descritas na bibliografia associadas a depósitos de sulfetos maciços.

c) Unidade dos metatufos básicos alterados (Ta)

Esta unidade apresenta contatos gradativos com os metassedimentos tuffíticos e tufos básicos e associam-se a metatufos calciossilicáticos.

É formada por rochas maciças a xistosas, com textura porfiroblástica dada por cristais de granada, às vezes alcançando quase 5 cm de diâmetro, e de cummingtonita em arranjos entrelaçados

ou orientados na foliação S_2 e quase que totalmente cloritizados. A matriz é fina a muito fina e é composta por clorita magnésiana e pequenas quantidades de plagioclásio e anfibólio.

d) Unidade dos metabasitos e metavulcanoclásticas calciossilicáticas (Bc)

Ocorrem aos litotipos das unidades Mb, Bg, Ga, às rochas calciossilicáticas e aos corpos de rochas menos e mais intensamente alteradas. Constituem lentes com até mais de 600 m x 150 m.

Caracteristicamente estas rochas exibem restos de metabasitos e apresentam contatos transicionais com metavulcanoclásticas básicas e metabasitos, refletindo antigas zonas de carbonatização pré-metamórfica. Os tipos vulcanoclásticos comumente têm estruturas bandadas mal preservadas e, tipicamente, apresentam porções isoladas irregulares, comumente tendendo a constituir bandas, com centímetros a metros de comprimento, formadas essencialmente por hornblenda e plagioclásio e, subordinadamente, epídoto. Entre as porções mais poupadas pela carbonatização, a rocha é composta por actinolita, epídoto, diopsídio/salita, carbonatos, quartzo (que pode ser abundante) e opacos. Frequentemente podem ainda ter biotita, com estruturas em forma de veios difusos ou “manchas”, que sugerem uma potassificação mais tardia.

Não são raros restos de blocos métricos de metabasito, especialmente dos tipos maciços, que parecem representar porções poupadas de antigos derrames associados às vulcanoclásticas. Às vezes estas rochas constituem extensos afloramentos em meio às rochas carbonatizadas, o que não ocorrem com as metavulcanoclásticas, o que é interpretado como devido à menor permeabilidade dos basaltos relativamente aos tufos.

e) Unidade das rochas básicas menos intensamente alteradas (Hc)

Esta unidade ocorre como pequenos corpos lenticulares de até 500x de 50 m. Incluindo as rochas incipientemente alteradas, que em campo não apresentam sensíveis diferenças mineralógico-texturais em relação aos metabasitos e metavulcanoclásticas não alteradas, foram agrupados nesta unidade diversos conjuntos de litotipos derivados de básicas ígneas e vulcanoclásticas afetados pelos processos hidrotermais-metassomáticos pré-metamórficos, que podem ser assim caracterizados:

e1) Rochas incipientemente alteradas

As rochas deste conjunto são derivadas tanto de rochas ígneas como vulcanoclásticas e, macroscopicamente são muito semelhantes aos metabasitos e metavulcanoclásticas não alteradas, sendo distinguidos em campo pelas estruturas de dissolução pelos fluidos hidrotermais e pela silicificação. Este conjunto de rochas ocorre quase intercalado nos litotipos mais alterados, ígneos ou vulcanoclásticos.

Nas rochas de origem vulcanoclástica os contatos com os litotipos mais ou menos alterados são gradativos, mas às vezes podem ser bruscos, sub-paralelos ao acamamento, ou irregulares e discordantes da S_0 . As camadas de metatufos incipientemente alterados podem apresentar estruturas de adelgaçamento, variando bruscamente a espessura do leito até o estrangulamento da camada (FOTO 1). Na continuidade destes estrangulamentos podem ocorrer pequenas lentes orientadas segundo o S_0 e, nas proximidades do contato das camadas de rochas incipientemente alteradas com leitões mais alterados, tanto no topo como na base, podem ocorrer restos destas rochas dentro das rochas mais alteradas, formando pequenas “ilhas” ou glóbulos, que apresentam contornos difusos e contatos irregulares e gradacionais (FOTO 2), indicando a dissolução quase completa do protólito básico.

FOTO 1 - Estrutura de um afloramento de rochas metavulcanoclásticas básicas alteradas. As porções verde-escuras correspondem a rochas incipientemente alteradas (1), envoltas por rochas da zona de transição (2 e 3), com partes internas mais ricas em hornblenda (2) e externas mais ricas em cummingtonita (3), ao redor das quais distribuem-se as rochas menos intensamente alteradas, dentre as quais podem ser individualizadas duas zonas petrográficas, uma sem granada (4 zp1) e outra com granada (4 zp2). As rochas mais intensamente alteradas (5) localizam-se no antigo conduto principal dos fluidos hidrotermais, controlado pelo acamamento da rocha.

Os metabasitos de origem ígnea incipientemente alterados foram observados nas porções mais internas de um antigo derrame. Estas rochas, que ainda preservam restos de texturas subofíticas, gradam em direção ao topo do derrame, para litotipos mais alterados, ricos em granada e cummingtonita, que serão descritos adiante. Os metapelitos que recobrem o derrame são ricos em granada $\pm$ estauroлита, e tem leitões de metatufos alterados hidrotermalmente, às vezes silicificados, pequenas camadas e de *metachert* com granada, uma camada decimétrica de uma rocha composta essencialmente por quartzo e feldspatos alterados (interpretada como rocha vulcanoclásticas intermediária a ácida silicificada) e, estratigraficamente mais acima, ocorrem leitões de metapelitos grafitosos, com estauroлита e sillimanita. Esta associação reflete as alterações hidrotermais-

metassomáticas das rochas básicas ígneas, bem como das vulcanoclásticas sobrepostas, e a deposição de precipitados químicos silicosos e de materiais carbonosos.

FOTO 2 - Detalhe da passagem dos leitos de rochas incipientemente alteradas para o cordierita-cummingtonita anfibolitos, que restam como formas globulares inseridas nas rochas mais alteradas.

As rochas desta fácies apresentam, em geral, granulação média e variações para grossa e, relativamente aos metabasitos não alterados, mostram-se, de modo geral, enriquecidas em quartzo e empobrecidos em plagioclásio. As de origem vulcanoclástica são compostas por hornblenda e quartzo predominantes, plagioclásio, cummingtonita, cordierita, sulfetos e, esporadicamente, granada. As derivadas de protólitos ígneas têm maior quantidade de hornblenda e plagioclásio e menor volume de quartzo.

As rochas meta-vulcanoclásticas normalmente apresentam glomero-porfiroblastos de hornblenda com até 2 cm de comprimento, orientados preferencialmente segundo a S_2 , dispersos em matriz de granulação fina a muito fina, que pode chegar a constituir 40% volume da rocha. Subordinadamente ocorrem corpos menores de biotita-hornblenda anfibolitos, cujos contatos em campo não puderam ser observados mas que, pela distribuição relativa aos demais litotipos alterados e às rochas básicas não alteradas, parecem representar os halos externos do sistema hidrotermal (Juliani *et al.*, 1992).

e2) Rochas da zona de transição

A passagem das rochas incipientemente alteradas para as rochas menos intensamente alteradas se dá através de uma zona de transição caracterizada pela associação macro- e microscópica de diversos litotipos, ora mais alterados, ora menos alterados.

Em campo foi impossível separar-se estes litotipos dos demais alterados, mas

microscopicamente as rochas desta zona apresentam a coexistência de dois ou três dos seguintes anfibólios: hornblenda, hornblenda/actinolita, actinolita, cummingtonita e cummingtonita rica em ferro. Petrograficamente compõem cummingtonita-hornblenda-actinolito anfibolito, cordierita-cummingtonita-hornblenda anfibolito, hornblenda-actinolita anfibolito, cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito, hornblenda-cordierita-cummingtonita anfibolito, cordierita-actinolita-cummingtonita anfibolito, cummingtonita-hornblenda xistos, hornblenda-cummingtonita xistos e granada-hornblenda/actinolita-cummingtonita xistos.

e3) Rochas menos intensamente alteradas

Esta unidade é composta por diversos litotipos que não puderam ser distinguidos, pelas dimensões e distribuições de seus afloramentos, no mapa geológico. Os corpos podem ter vários metros de espessura, mas as feições petrográficas mais significativas são observadas em escala centimétrica.

Nas rochas básicas, a partir da zona de transição, ocorre inicialmente cummingtonita anfibolitos, derivados de protólitos ígneos, ou cordierita-cummingtonita anfibolitos com antofilita muito rara, quando o protólito é vulcanoclástico. Nestas também ocorrem leitos bastante subordinados de rochas de composição intermediária e intercalações de leitos de *metachert* com 1 a 10 cm de espessura, às vezes com magnetita e/ou hematita e cummingtonita ou hornblenda.

Os anfibolitos derivados de protólitos vulcanoclásticos têm cor verde-clara acinzentada, variando para cinza-clara, granulação fina a muito fina, estruturas maciças ou foliadas, por vezes bandadas, e, geralmente, possuem aglomerados de anfibólios verde acinzentado, esféricos a elípticos, semelhantes aos observados nas rochas vulcanoclásticas incipientemente alteradas, das quais destacam-se apenas porque os aglomerados são compostos por cummingtonita e pela presença de pequenos e esparsos agregados de cordierita e quartzo que, macroscopicamente, constituem “manchas” de cor verde e brilho vítreo quando frescas, e esbranquiçadas ou amarronzadas quando intemperizadas. Já os de origem ígnea são verde-claros a escuros, tem granulação fina, estrutura maciça ou foliada e caracterizam-se pela presença de finos prismas de anfibólio em arranjo tendendo a nematoblástico.

As rochas de origem vulcanoclásticas são compostas, em essência, por cummingtonita, quartzo, cordierita, bytownita/anortita e sulfetos, e as de origem ígnea distinguem-se pela presença de plagioclásio em maior abundância, em detrimento ao quartzo, que ocorre com teores inferiores a 10% do volume da rocha.

Principalmente nos halos externos das zonas de alteração ocorrem bolsões de quartzo recristalizado com até 15 cm de comprimento, que caracterizam a silicificação tardia, e não raras

cavidades com até 10 cm de comprimento, parcialmente preenchidas por pirita, quartzo e anfibólios, ou cavidades irregulares ou ovaladas de até 3 cm de comprimento, preenchidas por pirita e calcita ou somente carbonatos.

Nos corpos de rochas metavulcanoclásticas surgem, após os cordierita-cummingtonita anfibolitos e em direção às rochas mais intensamente alteradas, que serão descritas mais adiante, corpos de granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos. Estas rochas têm mineralogia e texturas semelhantes às dos cordierita-cummingtonita anfibolitos, destacando-se deles apenas pela presença da granada, que constitui porfiroblastos de até 1 cm de diâmetro. Ambos litotipos podem apresentar abundantes venulações de quartzo deformadas, do tipo *stockwork*, raramente observadas nas rochas mais intensamente alteradas. Também ocorrem afloramentos de biotita-cummingtonita anfibolitos em meio aos corpos de cordierita-cummingtonita anfibolitos, ou leitos com contatos gradativos, caracterizando a sobreposição do metassomatismo potássico.

f) Unidade das rochas básicas mais intensamente alteradas (Ha)

Constituem corpos maiores na região central/norte da área, compostos predominantemente por granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos de cor verde mais acinzentada que os cordierita-cummingtonita anfibolitos e os granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos e são facilmente distinguidos macroscopicamente dos demais litotipos alterados pela presença de abundantes porfiroblastos poiquiloblásticos de granada de até ± 2 cm de comprimento, alongados predominantemente segundo a S_2 . Os arranjos radiados de anfibólio alcançam até pouco mais de 2 cm de diâmetro e a cordierita constitui de agregados poiquiloblásticos com até 4 cm de diâmetro. Algumas amostras são muito enriquecidas em opacos, especialmente magnetita, como cristais euhédricos de ~ 1 mm. São compostos por cummingtonita/antofilita, cordierita, quartzo, granada, gedrita e sulfetos. Tipicamente não apresentam plagioclásio nem estauroilita, ambos comuns nos litotipos menos intensamente alterados e, geralmente predomina a antofilita sobre a cummingtonita.

Há, às vezes, restos da rocha menos alterada, de cor verde-escuro com relíquias de veios de poucos centímetros de espessura, subparalelos à S_0 ou oblíquos a ela, indicando a evolução do estilo fissural para pervasivo do fluidos hidrotermal. Nas paredes dos veios são comuns concentrações de granada.

1.1.3 Unidade das rochas meta-intermediárias (Mi)

Afloram geralmente como blocos e matações dispersos em meio aos corpos de metabasitos da unidade Mb ou associados às unidades litológicas Bg, Ga, Hc, aos metapelitos e às rochas vulcanoclásticas.

São formados por metandesíticas e metariodacitos de cor cinza-clara a escura, geralmente maciços, de granulação média, compostos, em essência, por albita-andesina, quartzo e hornblenda, e biotita, granada, opacos, turmalina, apatita e zircão em menores quantidades, em porcentagens que indicam composições, possivelmente com transições para metariólitos. Nas proximidades da área da FIGURA 4 ocorrem também metariólitos (Juliani, 1993; Juliani *et al.*, 1995).

1.1.4 Unidade das rochas intermediárias alteradas (Ma)

Afloram como lentes maiores na interface das rochas metabásicas com as rochas calciossilicáticas, ou constituem pequenos corpos dentro das metabásicas. Diversas outras ocorrências foram verificadas, associadas os corpos de rochas alteradas e aos marunditos.

Foram identificados três litotipos principais, resultantes de diferentes intensidades de alterações hidrotermais, representadas por rochas silicificadas, compostas essencialmente por quartzo, plagioclásio, cummingtonita, clorita e opacos; rochas menos intensamente alteradas, constituídas por quartzo, clorita, cummingtonita/antofilita, plagioclásio, opacos, estauroлита e allanita; e as rochas mais intensamente alteradas, formadas por cordierita, quartzo, cummingtonita/antofilita, plagioclásio e opacos, caracteristicamente sem estauroлита.

As rochas mais intensamente alteradas são texturalmente muito semelhantes às análogas de composição básica, diferenciando-se por não possuírem granada e pelo maior volume e granulação da cordierita. Estas rochas compõem zonas irregulares e difusas, ou listras dobradas, aparentando antigos condutos de migração de fluidos deformados. Tem cores variando, das menos alteradas para as mais alteradas, de verde claro a escuro.

As composições mineralógicas e químicas das rochas mais alteradas são muito semelhantes às das rochas básicas muito alteradas, devido às tendências de lixiviação e concentração dos elementos químicos mobilizados pela alteração hidrotermal, conforme atestado por estudos feitos em outros locais do mundo, como o de Dobbe (1994), por exemplo.

1.1.5 Unidade dos metatufos e metabrechas vulcânicas (Mv)

A unidade esta representada por lentes de até 300 x 40 m de espessura, quase sempre posicionados estratigraficamente no topo de antigos derrames, associadas aos metabasitos, metassedimentos tufíticos e às rochas meta-intermediárias.

Dentre as rochas metavulcanoclásticas predominam as mais finas, englobadas na unidade dos metassedimentos tufíticos, mas são comuns tipos grossos, como brechas e aglomerados vulcânicos. Descrições de diversas texturas destas rochas podem ser encontradas em Juliani (1993).

As metabrechas e aglomerados vulcânicos apresentam, quando frescos, cor verde escura a

preto esverdeado, com relíquias de estruturas vulcanoclásticas e bandadas. Ao microscópio são caracterizados por apresentarem hornblenda em arranjo radiado ou cristais maiores, ou aglomerados esféricos a elípticos com até 2 cm de diâmetro dispersos em matriz fina a muito fina constituída por plagioclásio e hornblenda prismática essenciais. São constituídas predominantemente por hornblenda e plagioclásio e, quando em contato com rochas alteradas hidrotermal-metassomaticamente, podem se apresentar muito enriquecidas em quartzo e empobrecidas em plagioclásio. Frequentemente, as metabrechas apresentam-se muito enriquecidas em sulfetos, essencialmente pirita. Quando fortemente recristalizados pelo metamorfismo adquirem aspecto de metagabro. Texturas vulcanoclásticas são formadas por fragmentos angulosos de até 2,5 cm de comprimento de rocha básica de granulação muito fina com matriz composta por anfibólio, plagioclásio, quartzo, epídoto e opacos, incluindo sulfetos. Lateralmente há redução nas dimensões dos fragmentos e um aumento do material intraclástico, fazendo com que as metabrechas gradem para metatufos. São também comuns gradações para metatufos com leitos de *metachert*, formações feríferas e metapelitos grafitosos, às vezes ricos em sulfetos, ou para metatufos carbonatizados.

Composicionalmente os metatufos variam de básicos a intermediários e tem granulação variando de fina a muito fina. Nas rochas básicas predomina hornblenda e nas intermediárias predomina o plagioclásio. Surdinadamente possuem quartzo, epídoto, opacos, apatita, rutilo e turmalina. Quando tectonizadas o plagioclásio pode formar aglomerados lenticulares milimétricos que, com a maior intensidade da deformação, chegar a constituir bandas feldspáticas.

Meta-hialoclastitos básicos foram descritos por Coutinho *et al.* (1984) e Juliani (1993) nesta unidade, associados as derrames de *pillow lavas* espililizados.

1.1.6 Unidade dos metassedimentos tufíticos (Mt)

Os metatufos anteriores gradam para metatufos finos a muito finos com contribuição variável de material terrígeno, identificados como metassedimentos tufíticos por Juliani (1993). Os metatufitos formam extensas camadas dobradas com até 4 km x 350 m, distribuídos quase que essencialmente no topo da unidade das rochas metavulcânicas básicas, e sotopostos ao metapelitos ferro-manganesíferos. Também constituem lentes menores associadas às rochas vulcanoclásticas, rochas alteradas, metatufos, metapelitos e rochas calciossilicáticas.

São rochas muito finas, quase sempre alteradas, com típicas cores vermelho-arroxeadas a vermelho-vinho, ou variegadas, geralmente com pequenas lâminas ou manchas branco-amareladas derivadas do intemperismo de feldspato. Óxidos-hidróxidos de manganês e de ferro são frequentes como disseminações ou preenchendo fraturas, o quartzo está presente em pequenas quantidades, ou mesmo ausente, mas seu teor aumenta nas proximidades dos xistos, onde surgem biotita e sericita.

São comuns restos de fragmentos isolados de rocha metabásica dentro dos metassedimentos tufíticos, geralmente muito brechados e com abundância de manganês nas fraturas. Nos corpos de metapelitos próximos aos corpos de metassedimentos tufíticos é comum a presença de pequenos leitos ricos em hidróxidos de manganês, alternando com camadas ou níveis de metatufos e de metassedimentos tufíticos. Pequenos leitos de *metacherts* de alguns centímetros de espessura são também freqüentes.

Os metassedimentos tufíticos frescos são formados por pequenos agregados verde-escuros de anfibólios em arranjos esféricos concêntricos, com aproximadamente 1 mm de diâmetro, dispersos em matriz granoblástica muito fina, de cor verde mais clara que os agregados, formada por anfibólio e plagioclásio.

1.1.7 Unidade das formações ferríferas (Ff)

Os corpos de formações ferríferas encaixam-se preferencialmente nos metassedimentos tufíticos e rochas vulcanoclásticas e, secundariamente nos metabasitos. Nas proximidades destes corpos são bastante comuns blocos de *metachert* ferruginoso no solo derivado dos litotipos encaixantes, especialmente nos metassedimentos tufíticos.

São rochas geralmente laminadas a bandadas, de cor cinza-escura a clara, dependendo da quantidade de minerais opacos presentes. Podem apresentar porções quartzosas, quando adquirem cores esbranquiçadas e, muito freqüentemente estão cortadas por abundantes veios e venulações de quartzo muito deformados. São compostas essencialmente por quartzo e especularita, concentrados em leitos preferenciais, estando geralmente subordinada a presença de magnetita. Mais raramente podem ter leitos com granada, anfibólios ou clorita.

1.1.8 Unidade das rochas calciossilicáticas (Cs)

As rochas calciossilicáticas afloram como lentes de até 2000 × 350 m e fazem contato principalmente com os metabasitos e, subordinadamente, com os metassedimentos tufíticos, metapelitos manganesíferos e metapelitos, com os quais interdigitam-se e estão em contatos gradacionais. Associam-se intimamente às zonas de alteração hidrotermal.

A cor destas rochas varia em função da sua composição mineralógica, predominando o verde-escuro ao claro e o cinza-claro a esverdeado. Têm estruturas bandadas a laminadas dadas por leitos de diferentes composições mineralógicas e quase sempre encontram-se tectonicamente transpostas pelas foliações S_1 e S_2 , resultando em rochas finamente foliadas.

A granulação varia de muito fina a média, sendo comum a presença de arranjos radiados de tremolita/actinolita com até 1 cm de diâmetro, geralmente orientados segundo a S_2 , podendo chegar

a perfazer até 30% do volume da rocha, distribuídos em leitos preferenciais.

São compostas por actinolita/tremolita, diopsídio, epidoto/clinozoisita e flogopita essenciais e podem possuir, subordinadamente, hornblenda, opacos, plagioclásio, quartzo, carbonatos e raramente granada. O diopsídio cristalizou-se nas fases finais do desenvolvimento da S_1 e da S_2 , e está geralmente parcialmente retrometamorfisado para anfibólio.

1.1.9 Unidade dos metapelitos (Mp)

Os maiores corpos de metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta afloram a noroeste da área. Têm orientação norte-sul, extensões superiores a 2000 x 400 m. Nas proximidades dos contatos com os metabasitos ocorrem intercalações menores de metabasitos e de metavulcanoclásticas. Também ocorrem intercalados nas unidades maiores das metabásicas e dos metassedimentos tufíticos.

Quando frescos geralmente apresentam cor cinza, havendo alternância de lâminas ou bandas mais claras ou escuras, com espessuras variando de submilimétricas a 10 cm, sendo as mais claras mais ricas em quartzo e as outras mais biotíticas e/ou grafitosas. Possuem granulação fina a média, podendo estar presentes pequenos cristais de granada de diâmetro $\leq$ a 1 mm. Têm xistosidade bem desenvolvida, caracterizada como uma S_2 , pois não são raras dobras fechadas a isoclinais D_2 , deformando o acamamento e uma xistosidade prévia (S_1). Esta foliação plano-axial está crenulada pela S_3 . O bandamento composicional varia de poucos a 15 cm de espessura, podendo estar presentes leitos milimétricos brancos ricos em quartzo, intercalações grafitosas ou manganésíferas (1 a 2 cm de espessura), ou leitos de quartzo muito puro, interpretados como *metachert*.

Ao microscópio apresentam-se finamente foliados e pode-se identificar pelo menos três foliações: S_1 , S_2 e S_3 , sendo as duas primeiras xistosidades, e a terceira uma clivagem de crenulação. Localmente podem estar totalmente transpostos ou serem miloníticos, não sendo possível recuperar a S_0 . Neste caso são muito ricos em granada e estão intensamente silicificados.

São formados predominantemente por biotita, muscovita e quartzo, com leitos alternados ora mais quartzosos ora mais ricos em muscovita e/ou biotita e petrograficamente podem ser caracterizados como biotita-muscovita xistos ou muscovita-biotita xistos, comumente com porfiroblastos subordinados de granada, estauroлита, cianita e sillimanita. A cianita é mais rara e ocorre como relíquias em cristais de sillimanita.

Em alguns leitos observam-se gradações para meta-cálciopelitos, devido à presença de epidoto e tremolita/actinolita ou intercalações de metassedimentos tufíticos, de rochas calciossilicáticas, metatufos básicos e de rochas mais ácidas.

1.1.10 Unidade do metapelitos grafitosos (Mg)

Foram discriminada no mapa da FIGURA 4 algumas lentes de metapelitos grafitosos associados aos metapelitos, aos metarritmitos e aos metassedimentos tufticos, mas este litotipo ocorre muito freqüente como intercalações menores na maioria das unidades já descritas

Os xistos possuem cor cinza-claro a escuro, são bandados a laminados, bastante foliados e, muito comumente, têm sulfetos abundantes e hidróxidos de manganês. São comuns leitos de *metachert* com granada em alguns afloramentos.

São constituídos predominantemente por muscovita, biotita, grafita e pouco quartzo, e podem ter porfiroblastos de sillimanita, estaurolita e granada.

1.1.11 Unidade dos metarritmitos (Mr)

Ocorrem exclusivamente na parte oeste da área mapeada, constituindo dois corpos de direção norte-sul, um deles encaixado nos metapelitos da Unidade Mp e outro nas metabásicas (Mb), este com lentes de metapelitos grafitosos (Mg).

As rochas desta unidade possuem estrutura rítmica dada pela alternância de leitos mais micáceos ou quartzos. Os leitos quartzosos tem geralmente menos de 0,5 cm de espessura, podendo formar lâminas muito delgadas que, comumente, apresentam granodecrescência ascendente. Localmente podem ser mais espessos, alcançando alguns decímetros, ou até mesmo constituir camadas métricas. Os leitos micáceos possuem biotita e muscovita, podendo serem também apenas biotíticos e apresentarem porfiroblastos de granada mais grossa e pequenos cristais de estaurolita e sillimanita fibrosa.

1.2 Formação Nhangucu

1.2.1 Unidade dos metapelitos manganesíferos (Mn)

Esta unidade aflora na porção centro-sul da área, constituindo dois corpos maiores, além de outras lentes pequenas, um deles dobrado, com cerca de $4 \times 0,5$ km de largura máxima, e outro alongado na direção nordeste-sudoeste (FIGURA 4).

Os metapelitos manganesíferos têm pequenas lentes de metapelitos, metavulcanoclásticas e de rochas básicas alteradas ou não. O litotipo predominante é um xisto fino a muito fino, sericítico, laminado a bandado por leitos com diferentes tons cinza-azulados e com pequenos leitos brancos milimétricos essencialmente feldspáticos. Localmente observaram-se camadas pretas de aproximadamente 1 a 2 cm de espessura, constituídas essencialmente por hidróxidos de manganês, formando pequenas dobras parasitas paralelas à S_1/S_0 . Podem estar também intercalados finos leitos

de *metachert* que, freqüentemente, têm magnetita, hematita ou cobre nativo associados.

Microscopicamente são verificados leitos de granada-sericita-quartzo xisto muito fino, ricos em hidróxidos de manganês, clinozoisita, rutilo, clorita e pequenos porfiroblastos de granada orientados pela S_3 . Foram também identificadas formas ovaladas de $0,5 \times 1,5$ cm, semelhantes a pequenos seixos, mais ricos em minerais opacos, ou preenchidos por material argiloso e hematítico verde, interpretados por Juliani (1993) como antigos nódulos metalíferos sin-sedimentares.

Não são incomuns metapelitos manganésíferos com clinozoisita, tremolita/actinolita, diopsídio e, às vezes, flogopita, turmalina e microclínio, ou com dolomita e calcita abundantes. Os minerais calciossilicáticos podem aumentar gradativamente em volume até constituírem camadas até métricas de rochas calciossilicáticas cinza-azuladas de granulação grossa, bandadas a laminadas, inseridas em porções dos metapelitos muito ricos em ferro e manganês. Estas rochas calciossilicáticas são distintas das da Formação Morro da Pedra Preta e são formadas predominantemente por uma matriz de finos cristais tremolita com poiquiloblastos de até mais de 1 cm de comprimento, com bordas esfiapadas e, às vezes, em arranjos fibro-radiados, quase sempre transformados em clinozoisita/epídoto associada a finos cristais de microclínio. Diopsídio ocorre somente no núcleo de agregados de tremolita/actinolita e o epídoto pode formar porfiroblastos poiquiloblásticos grosseiramente concentrados em alguns leitos. Pode ter também cummingtonita, de cristalização posterior à tremolita/actinolita, formando agregados fibro-radiados.

Fora da área mapeada ocorrem nesta unidade lentes maiores de rochas carbonáticas, descritas por Juliani (1993).

1.2.2 Unidade dos metapelitos ricos em andalusita (Ad)

Esta unidade ocorre na porção sudeste da área, constituindo uma camada alongada, orientada na direção sudoeste-nordeste, em contato gradativo com os metapelitos manganésíferos, embora a zona de contato seja geralmente pouco espessa.

Os xistos que compõem a unidade estão geralmente frescos ou pouco alterados, possuem cor cinza, cinza-prateada ou cinza-esverdeada e aspecto lustroso. A granulação é fina a muito fina, a estrutura é bandada a laminada, com leitos quartzosos alternados com outros micáceos (muscovita e clorita) ou ricos (até 20% do volume) de pequenos porfiroblastos (máximo de 4 mm de diâmetro) de andalusita de cor verde-escura ou cinza. Em diversos locais foram verificados leitos com poucos até 20 cm de espessura, ricos em finos cristais octaédricos de magnetita disseminados.

Ao microscópio apresentam uma foliação intensa, paralela a pouco oblíqua ao acamamento sedimentar, muitas vezes quase que totalmente obliterada por uma segunda foliação da mesma espécie, reconhecida em micrólitos ou pequenas dobras. As micas geradas durante a S_1 sofreram

fortes reduções na granulação devido ao desenvolvimento da S_2 . Está superposta uma crenulação que varia muito de intensidade, estando, às vezes, mal desenvolvida e, mas localmente pôde transpor quase que totalmente as foliações anteriores.

Muscovita fina, sericita e quartzo são os constituintes principais das rochas e, secundariamente, podem ocorrer magnetita (até 10%), clorita (até 10%) e andalusita (até 5%). As micas estão concentradas preferencialmente em leitos e isorientadas na foliação principal e, comumente, desenham dobras pequenas e estão deformadas pela crenulação, nos planos das quais estão sempre recrystalizadas. O quartzo tem extinção levemente ondulante e apresenta-se preferencialmente concentrado em leitos, com textura tendendo a granoblástica. Comumente constitui agregados com formas ovóides, dispersos pela rocha, sugerindo antigos clastos mais grossos. A clorita concentra-se quase que totalmente nos leitos quartzosos e está estruturalmente orientada de modo semelhante à muscovita. Os minerais opacos são principalmente a magnetita, possivelmente ilmenita e, às vezes, também ocorre grafita fina. Têm comumente formas euhédricas e foram recrystalizados nos planos da S_1 e, principalmente, da S_2 , muito embora, em algumas lâminas, possam ser verificadas disposições originais paralelas ao acamamento.

A andalusita ocorre como cristais euhédricos a subeuhédricos, e até mesmo anhédricos com até mais de 3 mm, com a S_2 amoldada ao redor. Foram também verificados alguns porfiroblastos oclares, constituídos por grãos de quartzo recrystalizados e com andalusita capeando-os.

Os principais acessórios são turmalina, apatita, zircão, rutilo e grafita. A turmalina é fina, geralmente euhédrica e, freqüentemente, tem origem posterior à S_2 ou à S_3 . O zircão é mais raro, e está representado por finos cristais detríticos, com formas arredondadas, apresentando cristalização acretiva devida ao metamorfismo.

2 GRUPO SÃO ROQUE

2.1 Formação Piragibu

O Grupo São Roque é representado na região pela Formação Piragibu, redefinida por Juliani (1993) e Juliani *et al.* (1994, 1995). Regionalmente é constituído quase que totalmente por metapelitos e metassiltitos argilosos, freqüentemente feldspáticos, com estruturas rítmicas e intercalações menores, lenticulares, de metaconglomerados e metabrechas, de quartzitos (geralmente feldspáticos), filitos grafitosos, metabasitos e de possíveis metassedimentos tufíticos.

O contato desta unidade com o Grupo Serra do Itaberaba se dá, geralmente, através de falhas transcorrentes e de empurrão, mas não descarta-se a possibilidade de que, em parte, os contatos possam erosivos.

Na área estudada aflora apenas a seguinte unidade:

2.1.1 Unidade dos metarritmitos (Rr)

Estão quase sempre total ou parcialmente alterados, assumindo cores róseo-amareladas, alaranjadas ou avermelhadas e, quando mais preservadas do intemperismo têm cor cinza ou cinza-esverdeada clara a escura.

Têm como característica uma estruturação rítmica, com alternâncias de leitos mais quartzosos (originalmente mais sílticos ou arenosos), com outros mais clorítico-sericíticos (derivados de sedimentos pelíticos). A espessura das camadas varia de menos de um milímetro até vários metros, constituindo, nestes casos, camadas quase que totalmente maciças. Predominam amplamente leitos na faixa entre 0,1 e 4 cm de espessura. São bastante freqüentes estruturas sedimentares preservadas, notadamente estratificações gradacionais, marcas onduladas e estratificações cruzadas de pequeno porte, em arranjos que sugerem que o protólito foi originado por correntes de turbidez.

Muito comumente as rochas metapelíticas, mas principalmente as metapsamíticas, têm camadas intercaladas ricas em feldspato potássico e plagioclásio (2 a 50%) e, ao microscópio, pôde-se observar que os feldspatos e o quartzo apresentam formas arredondadas, refletindo a textura clástica original. Estas rochas foram classificadas, em função do material pelítico intergranular, como metarcóseos. São também comuns pequenos leitos cinzas, sericíticos, com grafita disseminada, geralmente associados a filitos cinza-prateados, lustrosos.

3 ROCHAS GRANÍTICAS

Estão representadas na área por rochas da Suíte Porfírica de Juliani (1993), mais especificamente pelos Granitóides da Suíte da Serra da Pedra Branca. A unidade apresenta contatos discordantes e tectônicos com as encaixantes, as quais não apresentam claras evidências de metamorfismo termal, exceto por apresentam-se, localmente, feldspatizadas ou com granulação mais grossa. Predominam granodiorito e granitos (3a e 3b), com variações subordinadas para quartzo diorito, quartzo-monzonito e quartzo sienito porfíricos, de granulação grossa, cor cinza-clara ou escura e boa orientação, dada pelo arranjo da biotita, do anfibólio e dos megacristais de feldspato potássico e de plagioclásio.

O granodiorito e quartzo diorito estão comumente mais intensamente foliados e recrystalizados que os granitos, o que lhes conferem, freqüentemente, textura blastomilonítica. Os megacristais de plagioclásio e de feldspato potássico chegam a perfazer mais de 60% do volume da rocha, mas sua distribuição varia muito, podendo, inclusive, estarem quase ausentes. São rochas leucocráticas a mesocráticas, com biotita como máfico principal e, subordinadamente, hornblenda. Magnetita é um acessório comum e, freqüentemente observa-se epidotização, às vezes formando

veios, assim como o quartzo, que forma pequenos veios estirados e fraturados. Alguns afloramentos de granodiorito apresentam injeções de veios de feldspato potássico, o que confere aspecto migmatítico à rocha.

Os granitos e quartzo monzodioritos também ocorrem como fácies diversas, embora predominem as porfíricas, com matriz pouco orientada, sobre os tipos bastante foliados e blastomiloníticos. Ambos tipos petrográficos têm cor cinza, com tons róseos devido aos megacristais de feldspato potássico róseo. Os fenocristais são geralmente euhédricos ou subeuhédricos, às vezes bem orientados por processos tectônicos ou magmáticos. Alcançam até 5 cm de comprimento e chegam a perfazer mais de 50% do volume das rochas, especialmente das graníticas, mas em geral compõe cerca de 30% do volume. Megacristais de plagioclásio são bem mais raros, relativamente aos granodioritos, e estão, às vezes, envolvidos por feldspato potássico, mas o inverso também ocorre, ou seja, feldspatos potássicos podem ter delgadas bordas de plagioclásio.

A matriz está geralmente bem orientada e possui como máfico sempre a biotita, chegando localmente a teores de 10 a 30% do volume da rocha, mas predominam amplamente os tipos leucocráticos. A biotita pode concentrar-se como agregados com milímetros a até poucos centímetros de comprimento ou ao redor de feldspatos potássicos deformados. Como minerais acessórios ocorre comumente magnetita, hornblenda, turmalina e, mais raramente, muscovita e granada. Encraves quase que totalmente digeridos de anfibólio-biotita granodiorito gnáissico e xenólitos de anfibolito parcialmente absorvidos foram também encontrados.

4 ROCHAS CATACLÁSTICAS E MILONÍTICAS

Ao longo das diversas falhas mapeadas, mais especialmente nas maiores, ocorrem rochas miloníticas e cataclásticas derivadas das unidade metassedimentares e meta-ígneas. Estes litotipos caracterizam-se pela cristalização de minerais de temperaturas compatíveis com a da fácies dos xistos verde, podendo serem destacados clorita, epídoto, albita, actinolita nas rochas básicas e calciossilicáticas, e sericita e clorita nos metapelitos.

5 DEPÓSITOS ALUVIONARES

Ocorrem como pequenos corpos associados às drenagens, geralmente contribuição de depósitos eluviais nas bordas. São comuns conglomerados e arenitos conglomeráticos com seixos e blocos de quartzo, *metachert*, turmalinitos, metabasitos e, mais raramente, de xistos, que gradam para sedimentos mais argilosos.

Vários destes corpos foram mineralizados em ouro, pois foram quase que totalmente lavrados durante o período colonial.

CAPÍTULO III

PETROGRAFIA

INTRODUÇÃO

A descrição das rochas hidrotermalizadas será feita segundo os principais conjuntos dos protólitos metamorfisados, que incluem basaltos, andesitos a riódacitos, tufos básicos e intermediários. Em alguns dos conjuntos puderam ser observadas em perfis contínuos todas as fácies da alteração, identificadas sequencialmente como rochas incipientemente alteradas, da zona de transição, menos intensamente alteradas e mais intensamente alteradas, cuja distribuição esquemática pode ser vista na FIGURA 22. Em outros litotipos não foram observadas algumas fácies ou perfis contínuos de alteração, mas as seqüências dos afloramentos e as características petrográficas permitiram algumas correlações com as seqüências completas.

FIGURA 22 – Esquema dos relacionamentos entre os protólitos e as rochas hidrotermalizadas. (1) Metabasito ígneo e vulcanoclástico (protólito); (2) Rochas básicas incipientemente alteradas; (3) Rochas básicas da zona de transição (4) Rochas básicas menos intensamente alteradas; (5) Rochas básicas intensamente alteradas; (6) Rochas intermediárias intrusivas mais intensamente alteradas; (7) Rochas intermediárias menos intensamente alteradas; (8) rochas intermediárias da zona da transição; (9) rochas intermediárias incipientemente alteradas.

A maior permeabilidade aos fluidos hidrotermais das rochas vulcanoclásticas é evidenciada pela maior intensidade e pelas maiores dimensões dos corpos de hidrotermalitos, relativamente às rochas ígneas análogas. O acamamento constituiu-se na principal descontinuidade física FOTO 1, mas zonas associadas a fraturamentos e brechação são também comuns, especialmente nas proximidades das intrusões de rochas intermediárias.

Em todos litotipos o evento metamórfico-deformacional responsável pelas principais paragêneses minerais e estruturas tectônicas gerou a foliação S_2 , mas em alguns afloramentos pode ser recuperada uma foliação S_1 , geralmente presente em dobras intrafoliais. A foliação S_3 associa-se a dobras abertas a fechadas que afetam a S_2 e foi responsável pela recristalização menos intensa dos minerais.

Os principais conjuntos petrográficos são:

1 METABASITOS ÍGNEOS

Estas rochas são formadas principalmente por hornblenda, plagioclásio $\pm$ quartzo e, raramente, granada. Podem ser maciços ou foliados e, petrograficamente correspondem a plagioclásio-hornblenda anfibolitos e, subordinadamente, a plagioclásio-hornblenda xistos e granada-plagioclásio-hornblenda anfibolitos.

1.1 Protólitos

Neste conjunto foram caracterizados quatro grupos petrográficos, denominados de rochas blastoporfíricas de granulação grossa, de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, de granulação fina a média e de granulação muito finas. Os aspectos macroscópicos destes litotipos pode ser visto na FOTO 3, suas composições estão resumidas na TABELA 2 e a relação de cristalização dos minerais com os eventos deformacionais na FIGURA 23.

FOTO 3 – Aspecto macroscópico dos quatro conjuntos de protólitos dos metabasitos ígneos.

1.1.1 Rochas blastoporfíricas de granulação grossa

Compõem este grupo rochas com relíquias de texturas porfírica e subofítica de granulação grossa quase que totalmente recrystalizadas em minerais de granulação fina a média. Em algumas amostras podem ser reconhecidas texturas blastosubofíticas e relíquias de plagioclásio ígneo com bordas irregulares, recrystalizados em grãos menores. A granulação e as texturas sugerem que estas rochas são, pelo menos em parte, derivadas do metamorfismo de intrusões gabróicas (Juliani, 1993), com tendências andesíticas, mas podem também fazer parte das bordas de corpos tufos fortemente recrystalizados pelo metamorfismo e com forte cristalização acretiva, devido à maior disponibilidade de fluidos proveniente das encaixantes pelíticas (Juliani, 1993).

TABELA 2 – Mineralogia e texturas dos protólitos dos metabasitos ígneos.

	ROCHAS BLASTOPORFIRÍTICAS DE GRANULAÇÃO GROSSA	ROCHAS DE GRANULAÇÃO GROSSA COM PRISMAS LONGOS DE HORNBLENDA	ROCHAS DE GRANULAÇÃO FINA A MÉDIA	ROCHAS DE GRANULAÇÃO MUITO FINA
LITOTIPO	Hornblenda anfibolito	Plagioclásio-hornblenda anfibolito	Plagioclásio- hornblenda anfibolito	Plagioclásio- hornblenda anfibolito
E S S E N C	Hornblenda (45-60%) Plagioclásio (25-40%) Quartzo (3-20%) Opacos (5%)	Hornblenda (44-70%) Plagioclásio (20-37%) Quartzo (5%) Opacos (3-5%)	Hornblenda (40-65%) Plagioclásio (35-43%) Quartzo (0-5%, raramente 20%) Opacos (0-5%)	Hornblenda (70%) Plagioclásio (23%) Opacos (7%)
A C E S S Ó R I O S	Clinozoisita Titanita Clinozoisita Epídoto Zircão Carbonato Apatita Clorita	Clinozoisita (até 5%) Carbonato (2-3%) Titanita (2%) Epídoto Clorita Leucoxênio Zircão Apatita	Diopsídio (até 2%) Titanita (até 5%) Zircão (até 1%) Carbonato Epídoto Clinozoisita/epídoto Rutilo Apatita	Zircão
T E X T	Pseudomorfos de fenocristais de piroxênio de até 1,5 x 1,2 cm	Prismas longos subeuhedrais de hornblenda de até 1,5 x 0,2 mm e texturas blastosubofíticas	Prismas longos de hornblenda. Texturas blastofíticas e blastosubofíticas.	Texturas blastofíticas e blastosubofíticas.

A textura blastoporfirítica é dada por relíquias de fenocristais de piroxênio substituídos por hornblenda, que podem medir até 1,5 x 1,2 cm, parcialmente recristalizado em aglomerados de cristais mais finos que medem, em moda, cerca de 1,2 mm. As rochas mais ricas em anfibólio são constituídas por hornblenda pouco pleocrítica (60%), plagioclásio (25-30%), quartzo (3-10%) e opacos (5%) e as mais pobres em anfibólio são compostas por hornblenda (45-55%), plagioclásio (30-40%), quartzo (0-20%) e opacos (5%). Em algumas está também presente a clinozoisita (~ 5%) disseminada, especialmente quando cortadas por finos veios ricos epidotíticos. Como minerais acessórios podem estar presentes titanita, clinozoisita, epídoto, zircão, carbonato, apatita e clorita.

Em amostras com textura predominantemente granoblástica os “fantasmas” dos fenocristais substituídos por hornblenda preservam formas originais subeuhedrais prismáticas, antigas inclusões e faces corroídas devido à recristalização. Em outras amostras estes “fantasmas” têm formas irregulares, bordas corroídas e granulação variada. Nestes litotipos os pseudomorfos são formados por aglomerados de hornblenda euhedral a subeuهدral recristalizada em grãos menores, relativamente equigranulares, que, geralmente, possuem pouquíssimas e minúsculas inclusões de quartzo, opacos e plagioclásio ± carbonato ± zircão e cristais de plagioclásio ocorrem nos espaços intersticiais (PRANCHA 1, Fotos A, B, C e D).

Onde os processos de dissolução e recristalização foram mais intensos os pseudomorfos tendem a desaparecer, a hornblenda dos aglomerados menores pode apresentar contorno irregular, corroído, geralmente é muito mais rica em inclusões e pode apresentar as duas relíquias de texturas

caracterizadas pela presença de pequenas inclusões subeuhedrais a anhedrais de plagioclásio sódico.

Os cristais menores de plagioclásio (que variam, em moda, de 0,05 a 0,4 mm) são anhedrais ou granulares, predominando arranjos em mosaico, não são geminados ou possuem geminação polissintética bem definida. Geralmente este plagioclásio não possui inclusões e alguns cristais podem apresentar extinção ondulante. Em amostras mais ricas em carbonato (~ 3%), o plagioclásio pode apresentar inclusões de carbonato + epídoto $\pm$ hornblenda, assim como minúsculas inclusões de plagioclásio de relevo muito maior, com birrefringência de $\sim 0,010$, correspondendo, provavelmente, à bytownita-anortita.

O quartzo geralmente está presente em veios muito finos ou em bolsões arredondados a elípticos, essencialmente formados por quartzo $\pm$ hornblenda, raramente plagioclásio. Estes bolsões apresentam, por vezes, contatos difusos, mas são distintos do resto da matriz devido ao tamanho de seus cristais que, em moda, são bem mais grossos, variando entre 0,3 e 0,6 mm. O quartzo geralmente possui extinção ondulante e pode também ocorrer nas porções das rochas onde a hornblenda foi mais consumida.

Os opacos formam aglomerados com forma predominantemente amebóides de até 2 mm, com nenhuma ou poucas inclusões e podem, localmente, estar associados a pequenos cristais de titanita, epídoto ou a aglomerados microcristalinos de carbonato. Os opacos constituem também pequenos poiquiloblastos ricos em minúsculas inclusões de hornblenda $\pm$ plagioclásio, lentes de agregados com até 0,7 mm de comprimento, ou cristais de até 3 mm, ricos em inclusões de carbonato $\pm$ quartzo $\pm$ plagioclásio. Os opacos estão orientados principalmente segundo a S_2 mas também segundo a S_1 .

Pequenas quantidades de clinozoisita geralmente estão presentes em amostras cortadas por veios com até 2 mm de espessura, constituídos essencialmente por clinozoisita, que podem, localmente, estar dobrados pela S_2 . O segundo evento deformacional foi responsável por uma intensa recristalização e pela orientação dos pseudomorfos de piroxênio e pouca recristalização pode ser associada ao terceiro evento deformacional.

1.1.2 Rochas de granulação grossa com prismas longos de hornblenda

Estes metabasitos diferenciam-se dos anteriores pela presença de prismas subeuhedrais de hornblenda com até 1,5 x 0,2 mm, por vezes recristalizados como prismas menores, dispersos em matriz essencialmente constituída por plagioclásio $\pm$ hornblenda (PRANCHA 1, Fotos E e F). Geralmente exibem texturas blastosubofíticas e há evidências de gradação contínua das rochas deste grupo para as do grupo anterior. Estes litotipos podem ser derivados de intrusões de rochas básicas com tendências a andesíticas, porfiríticas, mas com matriz mais fina e mais abundante que as rochas anteriores.

Este conjunto apresenta variações composicionais, com termos mais pobres ou mais ricos em hornblenda (44-70%) e plagioclásio (20-37%) e estão presentes ainda opacos (3-5%), quartzo (5%), clinozoisita (~ 5%), carbonato (2-3%), titanita (2%), epídoto, clorita, carbonato, leucóxênio, apatita e zircão.

A hornblenda é relativamente mais pleocróica que as do conjunto anterior e o anfibólio presente na amostra PB123A corresponde a uma transição entre a hornblenda e a actinolita. Os anfibólios podem ser pobres em inclusões ou poiquiloblásticos, com inclusões de plagioclásio predominante, quartzo, epídoto, carbonatos e opacos.

Assim como nas rochas do grupo anterior, também são observadas diversas morfologias no plagioclásio, com relíquias ígneas com formas variando de anhedrais (alguns amebóides) a subeuhedrais, predominando nestas últimas bordas corroídas. Podem medir até 2 mm e são geralmente ricos em inclusões de finos cristais de hornblenda e, secundariamente, de clinozoisita/epídoto, o que lhes conferem aspecto turvo ao microscópio. Podem ter porções recrystalizadas e segregações ou substituições de plagioclásio mais cálcico e os cristais mais grossos apresentam evidências de recrystalização, resultando em cristais subeuhedrais geminados. O plagioclásio de granulação intermediária (até 0,6 mm) tem formas subeuhedrais predominantes e granulares, com bordas retilíneas ou irregulares, subordinadas. Geralmente possuem pouca ou nenhuma inclusão e apresentam geminação polissintética bem definida. Nos grãos mais finos de plagioclásio, que medem em moda 0,06 mm, predominam formas anhedrais, sem geminação ou inclusões. Geralmente as zonas onde predominam cristais menores de plagioclásio são também mais ricas em finíssimos cristais de hornblenda. Em algumas amostras a textura da matriz sugere processos de cataclase anterior a recrystalização em grãos menores de plagioclásio angulosos que medem, em moda, 0,1 mm.

O quartzo ocorre principalmente em finos veios ou aglomerados esféricos que sugerem antigas amígdalas recrystalizadas.

Os minerais opacos têm formas irregulares predominantes e podem possuir minúsculas inclusões de plagioclásio e pequenos aglomerados microgranulares de carbonato ao redor. O zircão predomina sob a forma de inclusões micrométricas na hornblenda.

Macroscopicamente as rochas apresentam textura granoblástica, porém microscopicamente podem ser reconhecidas duas orientações preferenciais de minerais. O plagioclásio e hornblenda foram cristalizados concomitantemente ao desenvolvimento da S_1 e o segundo evento deformacional foi responsável pela reorientação dos porfiroblastos de hornblenda e pela intensa recrystalização do plagioclásio, observando-se freqüentemente porfiroblastos de hornblenda dobrados e recrystalizados pela S_2 . A hornblenda recrystalizou-se principalmente nas bordas, dando origem a finos cristais de anfibólio.

1.1.3 Rochas de granulação fina a média

Estas rochas apresentam hornblenda com granulação, abundância e fórmula pleocróica variada e, em geral possuem anfibólio relativamente equigranular e plagioclásio inequigranular (PRANCHA 1, Fotos G e H). A maioria das amostras possui textura granoblástica e, comumente, relíquias de texturas ofíticas e subofíticas, mas não são raras amostras com textura nematoblástica. Este conjunto difere-se dos anteriores pela sua origem efusiva.

Petrograficamente correspondem a plagioclásio-hornblenda anfibolitos com variações para termos mais intermediários ou mais máficos. São compostos principalmente por hornblenda (40-65%), plagioclásio (35-43%), quartzo (0 a 5%, raramente 20%) e minerais opacos (0-5%) e pequenas quantidades de diopsídio (até 2%), titanita (até 5%), zircão (até 1%), carbonato, epídoto, clinozoisita/epídoto, rutilo e apatita.

A hornblenda tem fórmula pleocróica variando de Z = verde-maçã, Y = verde-oliva X = verde-amarelado até Z= verde-maçã menos intenso, Y = verde-oliva amarronzado e X = amarelo-amarronzado claro, por vezes com manchas irregulares de anfibólio menos pleocróico. Em moda os prismas de anfibólio variam nas diversas amostras de 0,60 a 2,5 mm e predominando cristais límpidos ou com poucas inclusões de opacos, plagioclásio e epídoto.

Em algumas amostras os prismas longos de hornblenda são mais abundantes e em outras, predominam cristais tabulares de anfibólio. Onde a recristalização foi menos intensa os prismas possuem bordas retilíneas e terminações euhedrais ou serrilhadas e geralmente são pobres em inclusões. Nas demais amostras os prismas de anfibólio têm bordas irregulares e podem ser muito ricos em inclusões de plagioclásio, quartzo, opacos, epídoto e zircão. Nestas amostras também ocorre uma maior concentração de finos cristais de anfibólio e outras amostras observam-se “nuvens” de finíssimos cristais de epídoto e zircão inclusos na hornblenda. Numa porção da amostra V583 há uma grande concentração de hornblenda (85%), com plagioclásio (10%) e opacos (5%) subordinados. Os prismas de anfibólio são mais curtos, sugerindo origem por substituição de porções cumuláticas de piroxênio.

Nestas rochas os grãos maiores (até 0,9 mm) de plagioclásio estão representados por restos subeuhedrais de origem ígnea, com bordas irregulares e, geralmente, maior riqueza em minúsculas inclusões de hornblenda, clinozoisita/epídoto e opacos, o que lhes conferem aspecto turvo ao microscópio. Podem também exibir texturas de substituição ou de recristalização parcial. Em cristais de plagioclásio de tamanho intermediário observam-se tanto formas subeuhedrais como anhedrais que medem, em moda, 0,2 mm e os cristais mais finos são geralmente mais límpidos, têm formas granulares, com bordas retilíneas ou arredondadas, ou são anhedrais, por vezes amebóides, ou subeuhedrais, geralmente com geminação polissintética bem definida. Em algumas amostras o plagioclásio também apresenta texturas de cataclase e intensa recristalização, semelhantemente ao

observado em rochas do grupo anterior.

Na amostra SI7c predominam relíquias ígneas de plagioclásio com bordas corroídas ou formas amebóides, com abundantes feições de substituição e de recristalização em grãos menores. Estes são relativamente pobres em inclusões, mas apresentam, localmente, “nuvens” de finíssimas inclusões de epídoto. Nesta amostra coexistem plagioclásios oligoclásio e labradorita/bytownita.

Os minerais opacos ocorrem como cristais disseminados com até 0,7 mm de comprimento ou como finos cristais inclusos principalmente na hornblenda. Nos cristais maiores podem ser reconhecidos pseudomorfos de magnetita ou formas irregulares, algumas semelhantes a pequenas manchas, e tabulares, provavelmente de ilmenita, por vezes com inclusões de plagioclásio, hornblenda e, mais raramente, de quartzo. Às vezes podem ser observadas “nuvens” de minúsculos cristais de opacos, por vezes associados a finíssimos cristais de epídoto, zircão e de rutilo, ao redor de cristais de opacos mais grossos.

Na amostra PB263A os opacos são ausentes, há presença de pequenas quantidades de diopsídio instável e predomina plagioclásio com formas amebóides. O quartzo, geralmente, está associado a bolsões ou finos veios. Só a amostra SI538A, que corresponde a uma rocha de composição mais intermediária, mostra-se enriquecida neste mineral (20%).

1.1.4 Rochas de granulação muito fina

Estas rochas possuem textura granoblástica, mas são comuns relíquias de texturas ofítica e subofíticas e, localmente possuem delgados veios constituídos por plagioclásio ± hornblenda. São constituídas por hornblenda (70%), plagioclásio (23%), opacos (7%) e traços de zircão, com anfibólio de granulação muito fina, em moda com 0,15 mm de comprimento, plagioclásio granular recristalizado entre os cristais de hornblenda e raros porfiroblastos de hornblenda, com até 0,5 mm de comprimento. Dentre os opacos predominam aglomerados com formas amebóides que, por vezes, podem apresentar inclusões formadas principalmente por minúsculos cristais de hornblenda.

As texturas e estruturas desta rocha permitem caracterizar o protólito, tal qual o conjunto anterior, como basáltico, diferenciando-se apenas pela menor taxa de recristalização metamórfica.

1.2 Incipientemente Alteradas

Textural e mineralogicamente estas rochas são muito semelhantes aos seus protólitos, mas distinguem-se por apresentarem pequenas quantidades de cummingtonita e, mais raramente gedrita, (1-5%). Também foram incluídos neste conjunto alguns litotipos que possuem pequenas quantidades de anfibólio pouco pleocróico (1-5%), provavelmente a actinolita, geralmente coexistindo com cummingtonita, que substituem a hornblenda e a cummingtonita em “manchas” irregulares ou nas bordas dos cristais, especialmente os de hornblenda.

PRANCHA 1

FOTO A - Protólito de metabasito ígneo blastoporfirítico de granulação grossa, onde se observa uma relíquia de hornblenda (1) com forma irregular e contatos difusos, que devido aos eventos metamórficos, substituída por aglomerado de cristais de hornblenda mais fina (ver contorno). Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO B - Idem Foto A, com analisador cruzado.

FOTO C - Protólito de de metabasito ígneo blastoporfirítico de granulação grossa. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO D - Idem Foto C, com analisador cruzado.

FOTO E - Protólito de metabasito ígneo de granulação grossa com prismas longos de hornblenda poiquiloblástica dispersos em matriz fina a média constituída por plagioclásio e hornblenda subordinada, com textura blatosubofítica. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO F - Idem Foto E, com analisador cruzado.

FOTO G - Protólito de metabasito ígneo de granulação fina a média. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO H - Idem Foto G, com analisador cruzado.

Prancha 1

Não foram identificados as as rochas incipientemente alteradas correspondentes aos protólitos blatoporfíricos de granulação grossa e das rochas de granulação muito fina, estas últimas devido à maior recristalização causada pelo hidrotermalismo e pelo metamorfismo.

Textualmente estes litotipos são semelhantes aos produtos metamórficos dos seus protólitos inalterados mas, geralmente, o anfibólio mais antigo foi quase que totalmente recristalizado em cristais menores, além de mostrarem-se também estão mais deformados, fraturados e dobrados. Os anfibólios podem poiquiloblásticos, com inclusões de plagioclásio, de minerais opacos e quartzo. Com o aumento do hidrotermalismo as bordas de cummingtonita na hornblenda são mais freqüentes e abundantes e a matriz é formada essencialmente por plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ cummingtonita. A composição mineralógica destas rochas encontra-se resumida nas TABELAS 3 e 4.

1.2.1 Rochas de granulação grossa com prismas longos de hornblenda

São formados por plagioclásio-hornblenda anfibolitos com cummingtonita, texturalmente muito semelhantes aos seus protólitos. No entanto, a hornblenda mais grossa foi recristalizada em prismas menores, com arranjos em feixes ou semi-radiados. Hornblenda poiquiloblástica também é abundante, com inclusões de plagioclásio, quartzo, opacos e, raramente, rutilo. A cummingtonita ocorre essencialmente nas bordas das relíquias maiores de hornblenda e predominam rochas com matriz granoblástica com finos cristais equigranulares (0,1 mm modal) de plagioclásio com textura em mosaico. Nestas amostras os minerais opacos podem não estar presentes ou constituem finos cristais finos distribuídos homogêneamente pela rocha. Como mineral traço ocorre uma clorita de birrefringência marrom anômala.

1.2.2 Rochas de granulação fina a média

Este conjunto é representado por plagioclásio-hornblenda anfibolitos com cummingtonita e plagioclásio-hornblenda anfibolitos com cummingtonita e actinolita com relíquias dos porfiroblastos de hornblenda, geralmente recristalizada em prismas menores. Não raramente são ricas em quartzo (até 15%).

A cummingtonita pode estar presente nas bordas ou incluso na hornblenda como finas lamelas, aparentemente de exsolução. Tanto o anfibólio magnesiano como a actinolita podem ser observados como “manchas” irregulares nos cristais de hornblenda.

Na amostra PB16, que constitui um hornblenda xisto com cummingtonita, a maioria das relíquias de hornblenda grossa foi substituída e pode-se observar uma crenulação S_2 associadas a dobras fechadas, com e arcos poligonais anfibólio. Nesta amostra ocorrem ainda restos instáveis de plagioclásio cálcico envolvido por coronas de albita, localmente alterado para clinozoisita.

TABELA 3 - Perfil de alteração hidrotermal dos metabasitos ígneos blastoporfíricos de granulação grossa (1) e de granulação grossa com prismas longos de hornblenda (2).

	1	1	2	2	2	1 e 2? Subgrupo A
	PROTÓLITO	ZONA DE TRANSIÇÃO	PROTÓLITO	INCIPIENTEMENTE ALTERADAS	ZONA DE TRANSIÇÃO	MAIS INTENSAMENTE ALTERADAS
L I T O T I P O S	Plagioclásio-hornblenda anfibolito	Hornblenda-actinolita anfibolitos com cordierita, hornblenda-cordierita-hornblenda/actinolita-cummingtonita anfibolitos, cordierita-cummingtonita-hornblenda anfibolitos, hornblenda-cummingtonita anfibolitos com cordierita e hornblenda-cordierita-cummingtonita anfibolitos	Plagioclásio-hornblenda anfibolito	Plagioclásio-hornblenda anfibolitos com cummingtonita	Cummingtonita-hornblenda/actinolita-actinolita anfibolitos com cummingtonita, clorita-actinolita-hornblenda/actinolita anfibolitos, hornblenda/actinolita-actinolita anfibolitos, cummingtonita-hornblenda/actinolita anfibolitos, cummingtonita-hornblenda anfibolitos, cummingtonita anfibolitos, cummingtonita-actinolita-clorita anfibolitos, epidoto-cummingtonita-actinolita-clorita anfibolitos, hornblenda-cordierita-cummingtonita anfibolitos e hornblenda-plagioclásio-cummingtonita anfibolitos.	Granada-flogopita-cummingtonita/antofilita-cordierita anfibolitos, cummingtonita/antofilita-cordierita anfibolitos, granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos e cordierita-granada-cummingtonita/antofilita anfibolitos
E S S E N C .	Hornblenda (45-60%) Plagioclásio (25-40%) Quartzo (3-20%) Opacos (5%)	Hornblenda (5-30%) Hornblenda/actinolita ou actinolita (25%) Cummingtonita (6-35%) Plagioclásio (10-17%) Cordierita (3-15%) Quartzo (25-40%) Opacos (5, raramente 10%)	Hornblenda (44-70%) Plagioclásio (20-37%) Quartzo (5%) Opacos (3-5%)	Hornblenda (44-70%) Cummingtonita (até 5%) Plagioclásio (20-37%) Quartzo (5%) Opacos (3-5%)	Hornblenda (0-40%) Hornblenda/actinolita (0-40%) Actinolita (0-30%) Cummingtonita (3-55%) Clorita (0-50%) Cordierita (0-35%) Plagioclásio (8-35%) Quartzo (5-35%) Opacos (0-5%)	Antofilita (8-23%) Cummingtonita (7-10%) Cordierita (26-34%, raramente 10%) Granada (2-10%, raramente 22%) Quartzo (25-40%) Opacos (traços a 5%)
A C E S S .	Clinozoisita Epidoto Titanita Carbonato Clorita Apatita Zircão	Epidoto Flogopita Muscovita	Clinozoisita (até 5%) Carbonato (2-3%) Titanita (2%) Epidoto, Clorita Apatita, Zircão Leucoxênio	Clinozoisita (até 5%) Carbonato (2-3%) Titanita (2%) Epidoto, Clorita Apatita, Zircão Leucoxênio	Clinozoisita/epidoto (até 5%) Epidoto (até 5%) Carbonato Biotita (até 4%), Rutilo Apatita, Zircão Leucoxênio	Clorita (%) Flogopita (%) Plagioclásio (%) Epidoto Carbonato, Rutilo Apatita, Zircão Pinita
T E X T U R A S	Pseudomorfos de fenocristais de piroxênio de até 1,5 x 1,2 cm	Texturas blastosubofíticas deformadas, pseudomorfos de fenocristais de piroxênio de até 1,0 x 0,55 cm, relíquias de hornblenda formando aglomerados de anfibólios que possuem uma porção central aproximadamente tabular melhor preservada.	Prismas longos subeuédrais de hornblenda de até 1,5 cm x 2 mm e texturas blastosubofíticas	Predominam relíquias de prismas longos de hornblenda.	Texturas blastosubofíticas preservadas ou deformadas, textura decussada local, relíquias de prismas longos de hornblenda de até 6,2 x 1,2 mm.	Prismas longos de anfibólio magnésiano de até 1,3 x 0,5 cm e aglomerados de anfibólio magnésiano tabulares de até ± 1,3 x 1,3 cm.

TABELA 4 - Perfil de alteração hidrotermal nas rochas básicas ígneas de granulação fina a média.

	PROTOLITO	INCIPIENTEMENTE ALTERADAS	ZONA DE TRANSIÇÃO	MENOS INTENSAMENTE ALTERADAS		MAIS INTENSAMENTE ALTERADAS Subgrupo B
L I T O T I P O S	Plagioclásio-hornblenda anfíbrito	Plagioclásio- hornblenda anfíbolitos com cummingtonita e hornblenda anfíbolitos com cummingtonita e actinolita	Plagioclásio-hornblenda- cummingtonita xistos, cummingtonita-hornblenda xistos com granada e hornblenda/actinolita- cummingtonita xistos	ZONA PETROGRÁFICA 1 Cordierita-cummingtonita anfíbrito	ZONA PETROGRÁFICA 2 Clorita-estaurolita-cordierita- granada-cummingtonita anfíbolitos, estaurolita- cordierita-granada- antofilita/cummingtonita anfíbrito e cordierita- granada-cummingtonita anfíbolitos	Granada-cordierita- antofilita anfíbolitos, cordierita-antofilita anfíbolitos, antofilita- cordierita anfíbolitos, cordierita-granada- antofilita anfíbolitos, granada-flogopita- cordierita-cummingtonita anfíbolitos
E S S E N C I A I S	Hornblenda (40-65%) Plagioclásio (35-43%) Quartzo (0-5%, raramente 20%) Opacos (0-5%)	Hornblenda (40-60%) Actinolita (até 4%) Cummingtonita (até 5%) Plagioclásio (35-43%) Quartzo (0-15%) Opacos (0-5%)	Cummingtonita (20-40%) Hornblenda ou Hornblenda./actinolita (25-30%) Andesina./labradorita. (20-30%) Quartzo (5%) Granada (5%, raramente 10%) Opacos (5%)	Cummingtonita (45%) Plagioclásio (~15%) Cordierita (5%) Quartzo (30%) Opacos (5%)	Anfíbólio magnésiano (~40%) Granada (15-17%) Cordierita (5%, raramente 10%) Plagioclásio (5-15%) Quartzo (20%) Estaurolita (5-7%) Opacos (traços a 6%)	Antofilita (25-47%) Cummingtonita (0-1%) Cordierita (10-32%) Granada (1-20%) Quartzo (25-39%) Gedrita, em raras amostras (até 25%) Opacos (5%)
A C E S S.	Diopsídio (até 2%) Titanita (até 5%) Zircão (até 1%) Carbonato Epidoto Clinzoisita/epidoto Rutilo Apatita	Diopsídio (até 2%) Titanita (até 5%) Zircão (até 1%) Carbonato Epidoto Clinzoisita/epidoto Rutilo Apatita	Epidoto Zircão	Epidoto Leucóxênio Apatita Rutilo	Clorita (até 5%) Flogopita (até 2%) Epidoto Carbonato Apatita Rutilo Zircão	Flogopita (até 5%) Clorita (até 2%) Epidoto (até 1%) Apatita Pinita Zircão
T E X T U R A S	Prismas longos ou tabulares de hornblenda. Restos reliquias de texturas ofíticas e subofíticas	Predominam relíquias dos porfiroblastos de hornblenda.	Anfíbólios recristalizados como finos prismas euhedrais a subeuhedrais.	Relíquias de hornblenda formando aglomerados com uma porção central tabular melhor preservada, aglomerados elípticos, ovalados ou com formas de "espinhas de peixe".	Relíquias de hornblenda formando aglomerados com uma porção central aproximadamente tabular, aglomerados elípticos, ovalados ou aproximadamente tabulares, com formas de "espinhas de peixe".	Aglomerados radiais de antofilita de até 0,7 x 0,6 cm distribuídos de forma homogênea pela amostra e poquiolblastos de cordierita e granada.

1.3 Rochas da Zona de Transição

Segundo Pérez-Aguilar (1996), nestes anfíbolitos coexistem dois ou três tipos de anfíbólio, incluindo a hornblenda, hornblenda/actinolita, actinolita e cummingtonita.

As rochas básicas ígneas incipientemente alteradas gradam para as rochas da zona de transição sendo então difícil a separação entre ambos conjunto. Levando-se em consideração os padrões de zonamentos, como o apresentado na FOTO 1, estabeleceu-se como critério petrográfico distintivo os teores de actinolita e cummingtonita, inferiores a 5% do volume nas rochas incipientemente alteradas e superiores a 5% nas rochas da zona de transição.

Em perfis contínuos de alteração observados em rochas vulcanoclásticas com aglomerados de anfíbólio anteriormente descritas estas zonas de alteração podem ser estreitas, com espessura variando entre 3 e 10 cm (Pérez-Aguilar, 1996). Nos demais litotipos não foi possível constatar a espessura da zona de transição, mas estas podem ser mais espessas, uma vez que são encontrados afloramentos de grandes blocos de litotipos da zona de transição em meio a afloramentos das rochas hidrotermalizadas.

Estas rochas são formadas, em essência, por cummingtonita, hornblenda, hornblenda/actinolita, actinolita, quartzo e cordierita, além de granada em algumas amostras. Podem mostrar-se muito enriquecidas em cummingtonita (até 55%), sendo que cordierita pode estar ausente ou perfazer até 35% do volume da rocha, diferentemente do observado por Pérez-Aguilar (1996) e, em poucas amostras, a hornblenda foi recristalizada como prismas euhedrais e subeuhedrais menores, em textura decussada.

A relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas pode ser vista na FIGURA 24.

As texturas e as relíquias de texturas e as relações em campo e em amostras de mão permitiram a identificação de metabasitos ígneos da zona de transição com rochas blastoporfíricas de granulação grossa, as de granulação grossa com prismas longos de hornblenda e de granulação fina a média mas não foram encontrados metabasitos com mineralogia típica da zona de zona de transição.

Pérez-Aguilar (1996) considerou que a maioria destas rochas tinha origem vulcanoclástica, mas grande parte delas tem relíquias de texturas ígnea, o que permite incluí-las neste conjunto.

1.3.1 Rochas blastoporfíricas de granulação grossa

Nestas rochas são ainda reconhecidos pseudomorfos do piroxênio ígneo de até 1 x 0,6 cm e há variação no grau da alteração hidrotermal. As menos alteradas possuem pequena quantidade de cummingtonita (6 a 10%), que pode inclusive estar ausente, e maior volume de hornblenda (~ 30%) e, as mais alteradas têm pequenas quantidades de hornblenda (~ 5%) e até 30% de cummingtonita.

Foliação/Mineral	S ₁	S ₂	S ₃
Hornblenda	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Cummingtonita	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Hornblenda/actinolita	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Actinolita	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Plagioclásio	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Quartzo	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Opacos grossos	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Opacos finos	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Epídoto	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Apatita	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Rutilo	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Zircão	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Sulfetos	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Carbonato	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Clorita	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Clinozoisita/epídoto	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■	■■■■■■■■■■
Fácies Metamórfica	Anfibolito	Anfibolito	Anfibolito a xistos verdes

FIGURA 24 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nos metabasitos ígneos e vulcanoclásticos da zona de transição.

A hornblenda é pouco pleocróica, variando composicionalmente entre hornblenda e actinolita, sendo por vezes difícil a sua identificação ótica. São compostas por hornblenda (5-30%), actinolita ou hornblenda/actinolita (25%), cummingtonita (5-35%), quartzo (25-40%), plagioclásio (10-17%), cordierita (3-15%) e minerais opacos (5%), além de epídoto, flogopita e muscovita acessórios. Algumas amostras, como na V170b, apresentam cummingtonita (30%) e antofilita (5%) coexistentes e enriquecimento em minerais opacos (10%).

Petrograficamente estão representados por hornblenda-actinolita anfibolitos com cordierita, hornblenda-cordierita-hornblenda/actinolita-cummingtonita anfibolitos, cordierita-cummingtonita-hornblenda anfibolito, hornblenda-cummingtonita anfibolitos com cordierita e hornblenda-cordierita-cummingtonita anfibolitos.

Uma textura característica destas rochas é dada pela presença de aglomerados de anfibólio que possuem no núcleo “fantasmas” de hornblenda poiquiloblástica, localmente parcialmente preservada e com inclusões de plagioclásio ± quartzo ± opacos (PRANCHA 2, Fotos A, B, C, D, E e F). As relíquias de hornblenda podem estar envolvidas por agregados fibrosos equigranulares de cummingtonita e/ou hornblenda/actinolita e/ou actinolita em arranjos radiados ou sob a forma de “espinhas de peixe”, comumente com pequenas relíquias hornblenda com contatos difusos. Nas bordas dos aglomerados podem estar presentes prismas maiores, pós-deformacionais, de cummingtonita (PRANCHA 2, Fotos C, D, E e F). Em algumas das relíquias poiquiloblásticas de hornblenda a foliação interna (S_i) foi caracterizada como sendo a S₁, que encontra-se dobrada intrafolialmente, com a S₂ plano-axial, indicando cristalização pós-S₂, mas a maioria dos aglomerados de anfibólio está orientada segundo a foliação S₂ e ondulados pela D₃, com suave

foliação S_3 associada.

As rochas com aglomerados de anfibólio gradam para uma rocha inequigranular constituída por pequenos arranjos estrelados, semi-radiados ou radiados de cummingtonita, plagioclásio (desde minúsculos até 3 mm), actinolita ou hornblenda/actinolita, cummingtonita e alguns cristais finos de cordierita poiquiloblástica com até 2,5 mm (PRANCHA 2, Fotos E e F). Em algumas amostras podem ser identificadas texturas blastosubofíticas deformadas e alongadas segundo a S_2 , com recristalização do antigo plagioclásio ígneo em cristais menores, com até 1,5 mm. Os grãos mais grossos de plagioclásio podem apresentar formas arredondadas, bordas corroídas, texturas de substituição e riqueza de inclusões de actinolita. Também estão presentes finos cristais de plagioclásio com formas amebóides, rico em inclusões de quartzo, e finos veios plagioclasíticos.

Os opacos são predominantemente finos e formam minúsculas trilhas sin- S_1 e sin- S_2 onduladas pela D_3 . Localmente estas trilhas podem formar até pequenas dobras fechadas D_2 . Minerais opacos maiores, com até 2 mm, podem ser ricos em inclusões de quartzo, ou possuírem forma de pequenas “manchas”. Epidoto pode ser encontrado como produto da alteração de anfibólio.

Nestas rochas podem ter abundantes aglomerados elípticos ou arredondados de quartzo grosso, em moda com 0,6 mm, com grãos anhedrais a subeuhedrais de plagioclásio de até 1,25 mm e, por vezes, anfibólio, principalmente hornblenda, associados. Estes agregados, foram deformados pela S_1 e pela S_2 o que, juntamente com as relações dos veios em amostras, permite atribuir sua gênese a um evento de silicificação pré-metamórfico, caracterizado também por seus altos teores de sílica. Entretanto, alguns destes litotipos podem ser derivados de rochas andesíticas, como indicado pela geoquímica.

1.3.2 Rochas de granulação grossa com prismas longos de hornblenda

Nestas rochas foram distinguidos dois subgrupos petrográficos: um com relíquias dos prismas longos da hornblenda e outro com texturas ígneas subofíticas melhor preservadas.

O primeiro subgrupo apresenta prismas longos poiquiloblásticos de hornblenda, semelhantes aos descritos anteriormente, mas dispostos nos núcleos de aglomerados de anfibólio. Estes medem, em moda, 5 x 1,30 mm, possuem inclusões de quartzo, plagioclásio e opacos tabulares, provavelmente ilmenita, e gradam para arranjos fibrosos radiados, semi-radiados ou finas agulhas de actinolita $\pm$ cummingtonita em direção às bordas. Em alguns amostras pode-se reconhecer ainda que a hornblenda foi totalmente substituída por aglomerados radiados fibrosos de actinolita e, em outras, restos de texturas subofíticas alongadas pela S_2 .

As rochas deste subgrupo petrograficamente classificadas como cummingtonita-hornblenda/actinolita-actinolita anfibolito com cummingtonita, clorita-actinolita-

hornblenda/actinolita anfíbolitos, hornblenda/actinolita-actinolita anfíbolitos, cummingtonita-hornblenda/actinolita anfíbolitos e são constituídas por hornblenda/actinolita (10-40%), anfíbólio pouco pleocróico a incolor, provavelmente actinolita (15-20%), cummingtonita (3-30%), quartzo (20-35%), plagioclásio (8- 30%), clorita (ausente a 10%) e minerais opacos (ausentes a 5%). Como acessórios podem estar presentes cordierita, zircão, carbonato, clinozoisita/epídoto e biotita. Não são raras amostras com disseminação (até 4%) e bolsões com até 2 cm de comprimento ricos em biotita (~ 75%), alongados segundo a S_2 e ondulados pela D_3 . Também são comuns nestes litotipos bolsões ou veios de quartzo (54%), feldspato (40%), anfíbólio muito pouco pleocróico a incolor ou cummingtonita (5%), opacos (< 1%) e epídoto. Na amostra V440 os aglomerados de anfíbólio formam verdadeiras “ilhas” cercadas por estes veios, consituindo relíquias de estruturas *box work* metamorfasadas.

As rochas do segundo subgrupo são predominantemente equigranulares, na maioria das amostras, coexistem hornblenda e cummingtonita e apresentam, caracteristicamente, anfíbólio em textura decussada (PRANCHA 2, Fotos G e H; PRANCHA 3, Fotos A e B). Comparativamente aos seus protólitos, as relíquias ou cristais de anfíbólio são mais finos, alcançando no máximo 6,3 x 1,3 mm, o que pode ser atribuído à maior intensidade da deformação e da recrystalização. Podem coexistir prismas longos euhedrais a subeuhedrais poiquiloblásticos de anfíbólio (PRANCHA 2, Fotos G e H), às vezes instáveis, ou relíquias, geralmente dobradas pela S_2 e recrystalizadas em grãos menores (PRANCHA 3, Fotos A e B). Nestes predominam inclusões de plagioclásio, de biotita, clorita e minerais opacos. Em raras amostras intensamente foliadas pela S_2 podem ser identificadas dobras D_2 fechadas e arcos poligonais de anfíbólios.

As rochas com coexistência de hornblenda e cummingtonita deste subgrupo são formadas por hornblenda (5-40%), cummingtonita (15-55%), plagioclásio (15-35%), cordierita (0-35%), quartzo (5-15%), minerais opacos (1-5%), clorita magnésiana, rutilo, clinozoisita/epídoto (tr.-5%), zircão, biotita (tr.-2%), apatita e leucoxênio. Dentre as rochas da zona de transição, estas são as mais enriquecidas em cummingtonita. As que não possuem hornblenda têm actinolita e cummingtonita coexistentes e são constituídos por clorita (40-50%), actinolita (20-30%), cummingtonita (10-15%), plagioclásio (oligoclásio?) (10-15%), quartzo (5%), minerais opacos (tr.-5%), epídoto (tr.-5%) e biotita. Algumas amostras, como as PB2783C e I3062, são ricas em clorita magnésiana e petrograficamente são classificados como cummingtonita-hornblenda anfíbolito, cummingtonita anfíbolito, cummingtonita-actinolita-clorita magnésiana anfíbolito, epídoto-cummingtonita-actinolita-clorita magnésiana anfíbolito, hornblenda-cordierita-cummingtonita anfíbolito e hornblenda-plagioclásio-cummingtonita anfíbolito.

Uma feição característica deste conjunto é a presença de cristais ou relíquias de anfíbólio zonados, com hornblenda, mais raramente actinolita, passando para cummingtonita nas bordas

(PRANCHA 2, Fotos G e H). Localmente pode-se observar uma borda de reação entre os núcleos de hornblenda poiquiloblástica e as bordas de cummingtonita, com biotita e rutilo.

O anfibólio constitui porfiroblastos dispersos em matriz muito rica em clorita magnésiana $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo e, por vezes, finíssima “poeira” de minerais opacos. Ocorrem também opacos mais grossos com formas irregulares ou como aglomerados distribuídos homogeneamente pela rocha, que coexistem com finíssimos cristais de minerais opacos dispersos na matriz ou inclusos no anfibólio.

Em algumas amostras deste subgrupo coexistem dois tipos de cummingtonita, uma incolor, límpida, geralmente livre de inclusões, e outra que ocorre como cristais turvos e deformados, com fraco pleocroísmo, com Z = marrom-claro, Y = marrom muito claro e X = amarelo-pálido. A primeira forma predominantemente prismas pós-deformacionais mais grossos, mas também ocorre como cristais finos na matriz que, por vezes, podem possuir pequenas “manchas” irregulares de hornblenda ou de actinolita. O segundo tipo tem cristalização sin-S₂ e, subordinadamente, sin-S₁. Também podem ocorrer agregados fibrosos de cummingtonita, comumente tendendo a radiados, e finos cristais de anfibólio magnésiano dobrados pela D₂ e recrystalizados segundo a S₂.

Na matriz das rochas do segundo subgrupo predominando grãos maiores de plagioclásio “manchados”, provavelmente de andesina, em uma massa intersticial fina de plagioclásio totalmente reequilibrado em grãos menores, provavelmente de oligoclásio, em arranjo textural que sugere a existência de um evento cataclástico anterior à recrystalização.

Também podem ser encontrados agregados granoblásticos de quartzo e de plagioclásio e biotita marrom-avermelhada, que pode associar-se às relíquias da hornblenda ou constituir cristais irregulares mais grossos, originados pela alteração do anfibólio.

Como minerais acesórios ocorrem finos cristais de rutilo na borda de reação da hornblenda com a cummingtonita ou associados aos agregados de opacos, zircão como inclusões nos anfibólios e na biotita, apatita subeuhedral relativamente grossa associada à cummingtonita e/ou à cordierita, pequenos cristais euhedrais ou anhedrais corroídos de epidoto distribuídos nas bordas e fraturas dos antigos cristais máficos e cordierita de cristalização pós-S₂, localmente dobrada pela S₃.

1.3.3 Rochas de granulação fina a média

Na maioria destas rochas as texturas ígneas foram totalmente recrystalizadas, bem como os anfibólios metamórficos, que constituem prismas curtos euhedrais de hornblenda, hornblenda/actinolita e cummingtonita. São rochas predominantemente foliadas, com textura nematoblástica com finos cristais plagioclásio intersticiais aos cristais de anfibólio.

PRANCHA 2

FOTO A - Metabasito ígneo blastoporfirítico de granulação grossa da zona de transição, onde coexistem hornblenda, hornblenda/actinolita e cummingtonita. (1) Hornblenda. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO B - Idem Foto A, com analisador cruzado.

FOTO C - Metabasito ígneo blastoporfirítico de granulação grossa da zona de transição, onde coexistem hornblenda, hornblenda/actinolita e cummingtonita. Observa-se à esquerda da foto um aglomerado constituído por diferentes anfibólios, com hornblenda poiquiloblástica que grada para hornblenda/actinolita envolvida por pequenos prismas pós-deformacionais de cummingtonita. À direita observa-se um bolsão rico em plagioclásio e cordierita. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO D - Idem Foto C, com analisador cruzado.

FOTO E - Metabasito ígneo blastoporfirítico de granulação grossa da zona de transição, onde coexistem hornblenda, hornblenda/actinolita e pequenas quantidades de cummingtonita. (1) Aglomerado constituído por diferentes tipos de anfibólio, possuindo na parte central hornblenda poiquiloblástica que grada para arranjos semi-radiados e na forma de “espinhas de peixe” de hornblenda/actinolita; 2 - Arranjo radiado menor de hornblenda/actinolita, em matriz formada por quartzo, feldspato e pequena quantidade de anfibólio. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO F - Idem Foto E, com analisador cruzado.

FOTO G - Metabasito ígneo de granulação grossa com prismas longos de hornblenda da zona de transição onde há predomínio de hornblenda e relativamente pouca quantidade de cummingtonita em textura decussada. (1) Prismas longos de anfibólio com núcleos de hornblenda poiquiloblástica e bordas de cummingtonita indicadas pela seta, dispersos em matriz fina a média constituída por plagioclásio e hornblenda com texturas blastosubofíticas. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO H - Idem Foto G, com analisador cruzado.

Prancha 2

Tipicamente estas rochas possuem aglomerados de anfibólios, semelhantes àqueles já descritos nas rochas ígneas da zona de transição, com núcleos formados por cummingtonita fina e quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ opacos ou cummingtonita poiquiloblástica com inclusões de quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ opacos, por vezes aproximadamente prismáticos (PRANCHA 3, Fotos C e D), sugerindo que a cristalização deu-se ao redor de antigos cristais de piroxênio, talvez ígneos. Os núcleos são envolvidos por cristais grossos e finos de anfibólio, comumente em arranjos semi-radiados ou formando uma espécie de “cauda”. Onde a recrystalização foi mais intensa os núcleos pseudomórficos são totalmente substituídos por aglomerados de cummingtonita com forma de “espinha de peixe” ou de “cauda” (PRANCHA 3, Foto E). As porções ainda mais recrystalizadas são formadas por arranjos radiados ou semi-radiados de cummingtonita, geralmente mais finos que os cristais dos aglomerados acima descritos, mas que, ocasionalmente, podem medir até 2 mm. Os anfibólios destes arranjos comumente estão deformados e rotacionados pelos eventos deformacionais.

As rochas são inequigranulares, muito finas a finas, havendo raros cristais de cummingtonita com até 1,2 mm. Composicionalmente são muito semelhantes às rochas vulcanoclásticas menos intensamente alteradas descritas no item anterior e também puderam ser distinguidas duas zonas petrográficas em função da ausência ou presença de granada. Esta granulação sugere que estas rochas foram geradas predominantemente a partir de protólitos ígneos básicos de granulação fina a média.

Dois subconjuntos petrográficos foram individualizados, denominados como zonas petrográficas 1 e 2.

Rochas da Zona Petrográfica 1 são raras, estando representadas por cordierita-cummingtonita anfibólitos constituídos por cummingtonita (45%), quartzo (30%), plagioclásio ($\sim$ 15%), cordierita (5%) e minerais opacos (5%), além de apatita, rutilo, epidoto e leucóxênio acessórios (PRANCHA 3, Fotos C e D).

As rochas menos intensamente alteradas da Zona Petrográfica 2 são mais abundantes e correspondem a clorita-estaurolita-cordierita-granada-cummingtonita anfibólito, estaurolita-cordierita-granada-antofilita-cummingtonita anfibólito e cordierita-granada-cummingtonita anfibólito (PRANCHA 3, Foto E) formados por anfibólio magnésiano ($\sim$ 40%), quartzo (20%), granada (15-17%), cordierita (5%, raramente 10%), plagioclásio (5-15%), estaurolita (5-7%) clorita (5%), minerais opacos (tr., -6%), flogopita (até 2%) e epidoto, apatita, carbonato, zircão e rutilo em pequenas quantidades. Na amostra I302 coexistem cummingtonita (20%) e um ortoanfíbólio ($\sim$ 15%) com pleocroísmo fraco, variando de Z = verde-maçã muito claro e X = marron muito pálido a incolor e birrefringência de $\sim$ 0,025, opticamente identificado como antofilita rica em ferro. Em

uma das amostras do afloramento SI7 houve intensa recristalização do anfibólio como prismas euhedrais e subeuhedrais mais finos de cummingtonita orientados segundo a S_2 , correspondendo um cummingtonita xisto forando por cummingtonita (50-60%), plagioclásio (30-35%) e opacos (5%). Os cristais mais grossos de cummingtonita pós-deformacional têm aproximadamente 0,45 mm de comprimento, sendo raros cristais com até 1,2 mm, e alguns são geminados.

O tamanho médio dos aglomerados de anfibólio magnésiano neste subconjunto varia 5 x 2 a 8 x 7 mm, sugerindo que os protólitos destas rochas foram as rochas de granulação grossa com prismas longos de hornblenda. Alguns aglomerados de cummingtonita podem mostrar-se excepcionalmente ricos em inclusões de rutilo, que resta da quebra de cristais de estaurolita.

Em algumas amostras da Zona Petrográfica 2 a granada é poiquiloblástica e cristalizada sin- a pós- S_2 e, em outras, são idiomórficas a subidiomórficas e, essencialmente, pós- S_3 . Os cristais mais grossos de granada pós-deformacional podem medir até 3,0 mm e, comumente, englobam os aglomerados de cummingtonita, dos quais só restam relíquias inclusas que definem uma S_1 ora correlacionável à S_1 , ora S_2 , que, localmente desenham dobras D_2 e D_3 . Geralmente cristais mais finos são bem formados e relativamente pobres em inclusões.

A granada poiquiloblástica sin- a pós- S_2 geralmente é maior que as anteriores, alcançando até 7 x 3 mm, e pode apresentar borda com granada fina pós-deformacionais relativamente pobres em inclusões. Suas formas são arredondadas, elípticas ou irregulares e, localmente, estão onduladas pela D_3 .

Os aglomerados de anfibólios e os cristais de granada estão dispersos em uma matriz de granulação muito fina constituída predominantemente por quartzo, plagioclásio, cordierita, cummingtonita, minerais opacos e estaurolita. Geralmente a matriz é muito enriquecida em quartzo grosso, podendo-se ainda serem reconhecidos restos de veios transpostos, evidenciando intensa silicificação pré-metamórfica, relativamente aos protólitos. Em alguns casos, como na amostra I426 quase que toda a matriz é formada por quartzo em arranjo em mosaico, indicando forte lixiviação da rocha original. Os cristais de quartzo podem possuir minúsculas inclusões subeuhedrais de turmalina verde, por vezes zonada, com núcleo marron, sugerindo que estes sistemas hidrotermais podem estar vinculados com a formação dos turmalinitos vulcanogênicos descritos por Juliani (1993). A silicificação dificulta muito a identificação dos protólitos, mas parte destes litotipos podem ser derivados de andesitos.

A cordierita ocorre como finos cristais anhedrais dispersos na matriz, mas localmente tendem a formar pequenos aglomerados e/ou poiquiloblastos irregulares com até 0,8 mm de diâmetro, ricos em inclusões de quartzo. Comparativamente às rochas vulcanoclásticas menos intensamente alteradas estas são mais pobres em cordierita. Na amostra I302A parte da cordierita cristalizou-se pela quebra da estaurolita e, nestes casos, os cristais são ricos em inclusões

minúsculas de rutilo e de opacos tabulares, sugerindo serem de ilmenita. Comumente ocorrem também minúsculos cristais de zircão inclusos na cordierita, formando típicos halos pleocróicos.

O plagioclásio distribui-se essencialmente na matriz e, secundariamente, nos aglomerados de anfibólio. Podem também consituir pequenos poiquiloblastos labradorita/bytownita sin-S₁ deformados, ricos em inclusões de quartzo. Entretanto predomina amplamente andesina/labradorita como cristais finos sin-S₂, geminados e pouco deformados, geralmente anhedrais, muito embora não faltem cristais subeuhedrais. Ocasionalmente ocorrem como cristais esqueléticos descontínuos sin-S₂, bem como aglomerados de cristais finos.

Os minerais opacos exibem formas octaédricas e cúbicas bem formadas, identificados como magnetita e pirita, mas não faltam cristais tabulares orientados segundo as foliações, por vezes ricos em inclusões de quartzo, granada e cummingtonita.

A estaurolita ocorre como cristais finos instáveis sin-S₁, quase sempre com coronas de plagioclásio e/ou cordierita, rutilo e minerais opacos, distribuídos preferencialmente no centro e nas bordas dos aglomerados de anfibólio e, secundariamente, na matriz. Como minerais retrometamórficos podem estar presentes flogopita e clorita magnesiânica como produto da alteração da cummingtonita, epidoto e carbonato como produto da alteração do plagioclásio e clorita rica em ferro como produto da alteração da granada. A flogopita, quando presentes, estão restrita a delgados leitos.

Podem estar presentes finíssimos veios de quartzo com cummingtonita (5-10%) e, por vezes, com pequenas quantidades de cordierita anhedral muito fina ou formando incipientes poiquiloblastos de até 0,3 mm.

Em microfraturas, ou em pequenos veios, é possível observar-se a presença de clorita magnesiânica, aglomerado microgranulares de carbonato marron claro e minerais opacos, produtos da alteração da cummingtonita.

1.5 Rochas Mais Intensamente Alteradas

A lixiviação hidrotermal intensa faz com que rochas quimicamente distintas, como as intermediárias e as básicas adquiram composições semelhantes (Hemley & Ellis, 1983), processo este que, juntamente com recristalização metamórfica em grau médio, impossibilita, na maioria das amostras, uma distinção segura da origem ígnea ou vulcanoclástica e, até mesmo, se a composição original era basáltica ou andesítica/riodacítica. Entretanto, apesar da mineralogia semelhante, alguns conjuntos de rochas de origem ígnea puderam ser separados das vulcanoclásticas em alguns afloramentos e em amostras de mão com perfis contínuos de alteração, o que permitiu a definição de critérios petrográficos para identificação da intensidade e do tipo do protólito em afloramentos isolados e relativamente homogêneos. Assim, foram distinguidos três subgrupos petrográficos das

rochas básicas de origem ígnea, denominados de A, B e C, em função da granulação, da predominância de prismas isolados e dos arranjos texturais do(s) anfibólio(s) magnesiano(s).

De modo geral são rochas de granulação grossa constituídas por antofilita, cummingtonita e poiquiloblastos de granada e/ou cordierita, com pouca ou nenhuma matriz (PRANCHA 3, Fotos F, G e H; PRANCHA 4, Fotos A e B; FIGURA 26).

As rochas do Subgrupo A são produto da alteração extrema das rochas básicas porfiríticas de granulação grossa e das rochas com prismas longos de hornblenda, ou seja, correspondem aos protólitos provavelmente intrusos e gabróicos (PRANCHA 3, Fotos G e H).

As amostras I110b, I110d, I110e, I2756c e I36 possuem prismas longos de anfibólio magnesiano com até 1,35 x 0,5 cm e as I290a e I110f têm aglomerados de anfibólio magnesiano com secções aproximadamente retangulares com até 1,3 x 1,3 cm), em textura que sugere formação a partir de fenocristais de piroxênio. Este subconjunto é formado por granada-flogopita-cummingtonita/antofilita-cordierita anfibolitos, cummingtonita/antofilita-cordierita anfibolitos, granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos e cordierita-granada-cummingtonita/antofilita anfibolitos constituídos por antofilita (8-23%), cummingtonita (7-10%), cordierita (26-34%, raramente 10%), granada (2-10%, raramente 22%) quartzo (25-40%) e minerais opacos (tr.-5%), flogopita (2-5%), clorita (tr.-3%), plagioclásio (tr.-1%) e apatita, zircão, epidoto, rutilo, carbonato e pinita subordinados. Dentre as rochas mais intensamente alteradas, estas são as mais pobres em anfibólio e ricas em quartzo. Nestas rochas observa-se um abundante intercrescimento de finos e longos prismas de cummingtonita dentro de cristais maiores de antofilita conforme descrito por Pérez-Aguilar (1996).

No Subgrupo B foram agrupadas as amostras formadas por prismas mais finos e equigranulares de anfibólio magnesiano cujo tamanho pode variar entre 0,1 e 0,3 cm que, pela distribuição mais ou menos homogênea dos arranjos e prismas de anfibólio, sugerem formação a partir das rochas básicas de granulação fina a média, ou seja, correspondem as rochas efusivas alteradas (TABELA 4). Em algumas amostras, como nas PB32a, I34 e PB105, predominam anfibólios pós-S₂ em arranjos radiados com até 0,7 X 0,6 cm e nas rochas mais afetadas pela S₂ ou por uma foliação milonítica (S_m), como as PB30b e PB101a, os anfibólios estão orientados segundo as foliações. Este conjunto é formado por granada-cordierita-antofilita anfibolitos, cordierita-antofilita anfibolitos, antofilita-cordierita anfibolitos, cordierita-granada-antofilita anfibolitos e granada-flogopita-cordierita-cummingtonita anfibolitos constituídos por antofilita (25-47%), cummingtonita (0-1%), cordierita (10-32%), granada (1-20%) quartzo (25-39%) e minerais opacos (3-5%), flogopita (tr.-5%), clorita (tr.-2%), epidoto (tr.-1%), apatita, zircão e pinita. Tipicamente o anfibólio magnesiano é representado quase que exclusivamente pelo ortoanfibólio.

PRANCHA 3

FOTO A - Metabasito ígneo de granulação grossa com prismas longos de hornblenda da zona de transição, onde há predomínio de cummingtonita e relativamente pouca quantidade de hornblenda, mostrando intensa recristalização dos antigos porfiroblastos de anfibólio. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO B – Idem Foto A, com analisador cruzado.

FOTO C - Metabasito ígneo menos intensamente alterado da zona petrográfica 1, onde notam-se aglomerados de cummingtonita com núcleos formados por cummingtonita fina e quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ opacos envolvidos por cristais finos de anfibólio em arranjos semi-radiados, dispersos em matriz fina formada principalmente por quartzo, cummingtonita e minerais opacos. Lado maior da foto = 5,5 mm

FOTO D - Idem Foto C, com analisador cruzado. (1) e (2) Relíquias de cristais de hornblenda aproximadamente prismáticos que foram substituídos por finos cristais de cummingtonita.

FOTO E - Metabasito ígneo menos intensamente alterado da zona petrográfica 2, com aglomerados de cummingtonita dispersos em matriz fina formada principalmente por quartzo, cummingtonita e minerais opacos. (1) Núcleos pseudomórficos totalmente substituídos por aglomerados de cummingtonita com formas de “espinha de peixe” ou de “cauda”, (2) Granada pós-deformacional. Lado maior da foto = 5,5 mm

FOTO F - Metabasito ígneo mais intensamente alterado. (1) e (2) Arranjos radiados e semi-radiados de anfibólio magnésiano, (3) Poiquiloblasto de cordierita, (4) Poiquiloblasto de granada, (5) Veio recristalizado de quartzo. Lado maior da foto ~ 30 mm.

FOTO G - Metabasito ígneo mais intensamente alterado. (1) Prismas longos de anfibólio magnésiano, (2) Poiquiloblasto de cordierita, (3) Poiquiloblasto de granada. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO H - Idem foto G, com analisador cruzado.

Prancha 3

Mineral	Subgrupo A	Subgrupo B	Subgrupo C
Antofilita	8-23%	25-47%	5-10%
Cummingtonita	7-10%	0-1%	15-30%
Anfibólitos (total)	15-30%	25-47%	25 a 40%
Cordierita	26-34%, raramente 10%	10-32%	20-25%
Granada	2-10%, raramente 22%	1-20%	15-20%
Quartzo	25-40%	25-39%	22-35%
Plagioclásio	Ausente a 1%	Ausente	Ausente a 3%

FIGURA 26 - Teores dos principais minerais nos subgrupos petrográficos dos metabasitos ígneos e metavulcanoclásticas intensamente alteradas.

Nas rochas do Subgrupo C a maioria dos arranjos de anfibólio possuem núcleos formados por finos cristais de anfibólio e, geralmente, têm grãos mais grossos, pós-deformacionais, nas bordas, como nas amostras I109a, I288, PB105b e PB106b. Na maior parte destas amostras observam-se arranjos de anfibólio aproximadamente equidimensionais, com formas aproximadamente tabulares, com até 0,7 x 0,5 cm, esféricas, com até 5 mm de diâmetro, elípticas, radiadas, semi-radiadas ou como “espinhas de peixes” múltiplas. Os núcleos das texturas esféricas e elípticas são constituídos por finíssimos prismas rotacionados de anfibólio. Estas texturas são semelhantes às observadas nas rochas vulcanoclásticas, dificultando a identificação do protólito em afloramentos isolados, mas a maioria das amostras deve corresponder a produtos de alteração de rochas ígneas básicas, talvez com gradações para andesitos.

As rochas deste subgrupo são granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos, granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos, cordierita-antofilita anfibolitos formados por antofilita (5-10%), cummingtonita (15-30%), cordierita (20-25%), granada (7-20%), quartzo (22-35%), minerais opacos (3-5%), plagioclásio (tr.-3%), clorita (tr.-2%), flogopita (tr.-1%), zircão, epidoto, clinozoisita/epidoto, apatita e pinita. Em algumas amostras foram identificados cristais finos, provavelmente de gedrita. Nas amostras onde coexistem cummingtonita e antofilita, geralmente predomina o primeiro e a antofilita ocorre apenas como cristais grosso.

2 METAVULCANOCLÁSTICAS BÁSICAS

O termo vulcanoclástico foi introduzido por Fisher (1961) e inclui todo material clástico de origem vulcânica, independentemente do processo de fragmentação, do agente transportador e do ambiente, podendo estar misturado em proporções variáveis com material de origem não vulcânica.

As rochas vulcanoclásticas foram separadas em: metatufos bandados, prováveis *lapillistones* e *lapilli-tuffs*, metatufos com porfiroblastos de diopsídio e rochas vulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio. Um resumo destas rochas pode ser encontrado na TABELA 5. A relação de cristalização dos minerais relativamente às foliações metamórficas pode ser observada na FIGURA 27.

2.1 Protólitos

2.2.1 Metatufos bandados

São rochas de inequigranulares de granulação muito fina a fina, geralmente com bandamento caracterizado pela alternância de leitos com granulação e composição distintas, com espessuras variando de 2 mm a alguns centímetros. Podem constituir rochas finamente laminadas, com textura nematoblástica dada pela orientação de prismas de anfibólio, e apresentar intercalações de lâminas e delgadas bandas de *metachert*. O tamanho médio da hornblenda nos leitos de granulação mais fina é de ~ 0,02 mm, com a qual coexistem cristais criptocristalinos de anfibólio. Os leitos de granulação mais grossa são mais pobres em hornblenda, cujos cristais podem alcançar 0,7 mm de comprimento.

TABELA 5 – Protólitos de rochas básicas vulcanoclásticas.

	METATUFOS BANDADOS	PROVÁVEIS METALAPILLISTONES E METALAPILLI-TUFFS	METATUFOS COM PORFIROBLASTOS DE DIOPSÍDIO	METAVULCANOCLÁSTICAS COM AGLOMERADOS DE ANFIBÓLIO
Litotipo	Plagioclásio-hornblenda xistos	Plagioclásio-hornblenda anfibolitos	Granada-hornblenda anfibolitos	Hornblenda anfibolitos
E S S E N .	Hornblenda (65-80%) Plagioclásio (10-30%) Quartzo (0-5%) Opacos (2-5%)	Hornblenda (60-85%) Plagioclásio (10-36%) Opacos (2-7%) Quartzo (0-5%) Clinzoisita/epídoto (3-10%)	Hornblenda (60-75%) Plagioclásio (10-15%) Quartzo (~10%) Opacos (1-7%)	Hornblenda (55-60%) Bytownita/anortita e andesina/labradorita (10-20%) Quartzo (20-30%) Opacos (~ 5%)
A C E S S .	Clinzoisita/epídoto Epídoto Zircão Rutilo Apatita Clorita	Epídoto Carbonato Zircão Apatita	Diopsídio (1- 2%) Clinzoisita Carbonato (1%) Allanita Inatável Leucoxênio	Clinzoisita/epídoto Magnetita Carbonato Clorita Rutilo Apatita Zircão
T E X T U R A S	Alternância de leitos com granulação e composições diferentes.	Relíquias de fragmentos constituídos essencialmente por hornblenda, hornblenda ± plagioclásio ou hornblenda ± clinzoisita/epídoto. Os minerais acessórios distribuem-se restrita nos espaços inter-fragmentos.	Típicos glomerados concêntricos circulares a elípticos de hornblenda ± granada ± plagioclásio ± quartzo e bandamento composicional	Típicos aglomerados esféricos e elípticos de hornblenda com até 2 cm.

Segundo Cas & Wright (1987) depósitos de cinzas e de seus equivalentes litificados, os tufos, correspondem a depósitos piroclásticos, cujos componentes medem, em moda, 2 mm ou menos e não apresentam retrabalhamento epiclásticos. Pela sua granulação, composição, estrutura bandada, alternância de finos leitos e pela presença camadas de *metachert* estas rochas foram caracterizadas como tufos metamorfisados.

Petrograficamente compõem hornblenda xistos finos com hornblenda (65-80%), plagioclásio (10-30%), quartzo (0-5%) e opacos (2-5%), além apatita, rutilo, epídoto, clinzoisita/epídoto, zircão e clorita subordinados. Rutilo e zircão ocorrem principalmente como inclusões na hornblenda. A hornblenda apresenta pleocroísmo que varia de Z = verde-maçã, Y =

Nestas rochas podem ser distinguidos dois subgrupos:

1) Plagioclásio-hornblenda anfíbolitos constituídos por hornblenda (60-65%), plagioclásio (~ 36%), opacos (~ 2%) e, por vezes, quartzo (~ 5%). A hornblenda tem fórmula pleocróica com Z = verde-maçã claro, Y = verde-oliva amarronzado e X = verde-amarronzado muito claro e birrefringência de ~ 0,026. Nestas rochas há predomínio de relíquias de fragmentos compostos essencialmente por hornblenda (PRANCHIA 4, Fotos C e D) ou por hornblenda $\pm$ clinozoisita/epídoto. Nos espaços interfragmentos predomina o plagioclásio sobre a hornblenda. A granulação é relativamente menor do que aquela presente nos espaços interfragmentos das rochas do grupo anterior, medindo a hornblenda, em moda, 0,15 mm (PRANCHIA 4, Fotos C e D).

2) Rochas com hornblenda (70-85%), plagioclásio (10-15%) e opacos (4-7%). A hornblenda é mais pleocróica que a do grupo anterior, com Z = verde-maçã, Y = verde-oliva e X = verde-amarelado muito claro e birrefringência de ~ 0,027. Nestas rochas predominam relíquias de fragmentos formados essencialmente por hornblenda $\pm$ plagioclásio e nos espaços interfragmentos há maior abundância de hornblenda sobre plagioclásio, de granulação comparativamente mais grossa, medindo, em moda, 0,30 mm (PRANCHIA 4, Fotos E e F).

Em todas amostras estão presentes pequenas quantidades de clinozoisita/epídoto (3-10%) e, como minerais traços ocorrem epídoto, carbonato, zircão e apatita. Excetuando-se a clinozoisita/epídoto, a distribuição dos demais acessórios e dos minerais opacos maiores está restrita aos espaços interfragmentos.

O plagioclásio presente nos espaços interfragmentos possui tamanhos e formas variadas e em algumas amostras os espaços entre os “fantasmas” dos antigos fragmentos podem estar preenchidos por aglomerados de plagioclásio de até 1,25 mm. Nos cristais maiores de plagioclásio observam-se tanto formas subeuhedrais como anhedrais amebóides, sendo geralmente ricos em inclusões de hornblenda, clinozoisita/epídoto e de plagioclásio com composições mais anortíticas, minúsculas e com formas amebóides. Os cristais menores de plagioclásio geralmente possuem formas subeuhedrais e são pobres em inclusões e em algumas amostras predominam finos cristais recristalizados.

O quartzo, quando presente, está geralmente restrito a bolsões de até 3,8 mm de diâmetro, constituídos por quartzo $\pm$ hornblenda $\pm$ plagioclásio. Nos opacos predominam formas irregulares orientadas predominantemente segundo a S₂, mas também segundo a S₁, podendo possuir algumas inclusões de hornblenda e plagioclásio. Em algumas amostras, tanto a quantidade de carbonato como de clinozoisita/epídoto pode alcançar 1% do volume da rocha.

Devido à sobreposição dos diversos eventos metamórficos é difícil a identificação dos processos formadores destas rochas, mas relíquias das texturas sugerem formação em erupções hidroclásticas (Fisher & Schmincke, 1984) ou pelo contato de derrames de lavas máficas com a

água do mar, correspondendo, neste caso, a hialoclastitos de granulação fina (Fuller, 1931; Carlisle, 1963; Honnorez & Kirst, 1975; Fisher & Schmincke, 1984).

Nos hialoclastitos ocorrem vidros de cor marrom-claro a marrom-avermelhado, denominados de sideromelano, ou vidros pretos, chamados de taquilites (MacDonald, 1972, Ross & Smith, 1961; Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987) e nas bordas de *pillow-lavas* podem coexistir estes dois tipos de vidro basáltico (Moore, 1966; Kawachi *et al.*, 1983, em Cas & Wright, 1987).

O sideromelano é especialmente suscetível à alteração e, em contato com a água do mar pode facilmente formar um vidro hidratado de cor amarelo-amarronzado, chamado de palagonita (Peacock & Fuller, 1928; Moore, 1966; Hay & Iijima, 1968; MacDonald, 1972), constituído por material isotrópico fibroso ou gelatinoso, contendo principalmente argilas, especialmente esmectita, zeólitas, opala, carbonato, óxidos ou carbonatos de Fe e Mn e, mais raramente, gipsita (Fisher & Schmincke, 1984). A formação de palagonita envolve reações de hidratação e intercâmbio iônico, havendo, de modo geral com enriquecimento em K e H₂O, empobrecimento em Si, Mn, Ca e Na e enriquecimento ou empobrecimento em Fe, Ti, Mg e Al (Moore, 1966; Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987). Clorita é o principal produto final da alteração de baixo grau de vidro basáltico ou de fragmentos palagonitizados, sendo estável sobre uma ampla gama de condições (Ross & Smith, 1961).

Os fragmentos aqui observados podem corresponder a sideromelano palagonitizado ou não metamorfizados. No entanto as formas angulosas a arredondadas das relíquias de fragmentos sugerem a relação com pequenas partículas de rochas hidroclásticas denominadas de *lapilli*, partículas estas que podem variar entre 2 e 64 mm (Schmid, 1981). Os contornos mal definidos presentes em alguns dos fragmentos maiores de algumas amostras, assim como na maioria dos fragmentos menores, podem ter sido consequência da sobreposição de sucessivos eventos metamórficos, assim como da mistura de material hidroclástico com derrames de lavas. Não se descarta também a presença de vidro vulcânico nas rochas originais, uma vez que em afloramentos situados a sudoeste da área estudada pertencentes a esta unidade estratigráfica, Coutinho *et al.* (1984) e Juliani (1993) descrevem meta-hialoclastitos com pseudomorfos de vidro vulcânico substituídos por epídoto/clinozoisita.

Segundo Fisher & Schmincke (1984), a origem dos *lapilli* pode ser juvenil, cognata ou accidental. *Lapillis juvenis* são derivados diretamente do magma eruptivo, podem ser constituídos por sideromelano e tem formas predominantemente arredondadas. Os *lapilli* de origem cognata correspondem a rochas vulcânicas co-magmáticas que se fragmentaram em erupções anteriores do mesmo vulcão. Já os fragmentos accidentais têm origem nas rochas encaixantes e inferiores ao edifício vulcânico, podendo, portanto, possuírem qualquer composição. No caso estudado, as rochas

representam, provavelmente, *lapillis juvenis* formados a partir de erupções hidroclásticas em fundo oceânico.

Pela porcentagem de fragmentos presentes os meta-hidroclástitos corresponderiam a *lapillistones* (rochas piroclásticas nas quais a cinza vulcânica corresponde a menos de 25%) ou *lapilli-tuffs* (onde a porcentagem de cinzas pode variar de 25 a 75%), conforme a classificação de Fisher (1966).

Nos dois subgrupos aqui descritos há presença tanto de *metalapillistones* como de *metalapilli-tuffs* da fácies anfibolito médio, onde os fragmentos de vidro vulcânico ou de rocha substituídos por cristais micrométricos de hornblenda $\pm$ plagioclásio $\pm$ clinozoisita/epídoto.

Algumas amostras, como PB452 e PB354, são formadas quase que exclusivamente pelo material interfragmentos das amostras anteriores, com raras relíquias de fragmentos maiores e menores com bordas difusas, quase que totalmente digeridos pela matriz. Nestas duas amostras as relíquias dos fragmentos são constituídas por hornblenda (~ 80%), clinozoisita (15%) e plagioclásio (4%), por vezes com opacos (<1%) associados, distinguindo-se daqueles presentes nos *metalapillistones* e *metalapilli-tuffs* por apresentarem porfiroblastos prismáticos de hornblenda com até 0,45 mm de comprimento e de plagioclásio, com formas recortadas ou corroídas, com até 0,15 mm e, mais raramente, de opacos com 0,1 mm de comprimento. De forma geral estas rochas são compostas por hornblenda (~ 55%), plagioclásio (27-35%), quartzo (5-10%), opacos (2-3%), carbonato (<1% a 5%) e clinozoisita (<1%), podendo também estar presentes pequenas quantidades de titanita. A hornblenda e o plagioclásio podem atingir 2 mm de comprimento e a hornblenda é pouco pleocróica, semelhante à observada nos *metalapillistones*, e pode, localmente, constituir aglomerados.

Uma textura característica destas rochas é a presença, na maioria dos cristais maiores de plagioclásio, de minúsculas e abundantes agulhas de anfibólio pouco pleocróico, por vezes incolor, e/ou de clinozoisita/epídoto. Quando muito rico em inclusões de clinozoisita/epídoto o cristal de plagioclásio quase desaparece, ficando visível apenas sua borda, mais pobre em inclusões. Caracterizam-se também pelo predomínio de cristais de plagioclásio maiores, se comparados com a média dos cristais de hornblenda, que podem, assim como o quartzo, aglomerar-se formando bolsões de até 6 mm de diâmetro, que devem representar a silicificação pré-metamórfica.

O quartzo ocorre principalmente restrito a estes bolsões e a finos veios. A maioria do carbonato está presente sob a forma de microaglomerados associados aos opacos, predominando nestes últimos minerais formas amebóides que podem formar aglomerados de até 3 mm. Localmente, os aglomerados micro-cristalinos de carbonatos formam coronas ao redor dos opacos.

PRANCHA 4

FOTO A - Metabasito ígneo mais intensamente alterado. (1) Arranjos de antofilita e cummingtonita com núcleos constituídos por finíssimos prismas rotacionados, (2) Poiquiloblasto de cordierita, (3) Poiquiloblasto de granada. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO B - Idem foto A, com analisador cruzado.

FOTO C - Provável *metalapilli-tuff* de granulação muito fina a fina com relíquias de fragmentos líticos básicos angulosos. (1) Fragmento anguloso de granulação muito fina, constituído essencialmente por hornblenda, onde a seta aponta um bolsão de plagioclásio que representa, provavelmente, antiga amígdala, (2) Fragmento de granulação um pouco mais grossa formado essencialmente por hornblenda, (3) Matriz formada por plagioclásio + hornblenda + opacos. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO D - Idem Foto C, com analisador cruzado.

FOTO E - Provável *metalapillistone* de granulação muito fina a média, com relíquias de fragmentos líticos angulosos a arredondados. (1) Fragmento arredondado de granulação fina, constituído essencialmente por hornblenda $\pm$ plagioclásio, (2) Matriz formada por hornblenda $\pm$ plagioclásio $\pm$ opacos. Lado maior da foto = 2,8 mm.

FOTO F - Idem Foto C, com analisador cruzado.

FOTO G - Detalhe de um metatufos com porfiroblastos de diopsídio formado por hornblenda, granada, plagioclásio e quartzo. (1) Agregado de hornblenda constituindo estruturas ocelares concêntricas com parte central mais maciça que parece corresponder a relíquias de megacristais de hornblenda recristalizados em grãos menores. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO H - Idem Foto G, com analisador cruzado.

Prancha 4

Estes litotipos, devido à pouca porcentagem de *lapilli*, correspondem a tufo hidroclásticos metamorfisados.

2.2.3 Metatufos com porfiroblastos de diopsídio

São rochas de granulação muito fina a fina assemelhantes aos *metalapillistones* e *metalapilli-tuffs* acima descritos, dos quais se diferenciam pela inexistência de limites bem definidos entre a matriz e os fragmentos vulcanoclásticos, com anfíbólio de granulação mais fina, e pela presença de porfiroblastos instáveis de diopsídio com até 1,3 mm de comprimento (PRANCHA 4, Fotos G e H e PRANCHA 5, Foto A), granada poiquiloblástica e de aglomerados concêntricos de secção circular a elíptica de hornblenda $\pm$ granada $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo com até 7,5 mm de diâmetro. Nestes agregados predomina uma parte central mais maciça, constituindo estruturas oclares e, em alguns deles, a parte central parece corresponder a relíquias de megacristais de hornblenda recristalizados em grãos menores (PRANCHA 4, Foto H), afetados pelos dobramentos D_1 e/ou a D_2 . Entretanto, em outros arranjos concêntricos a parte central parece corresponder à aglutinação de vários “fantasmas” de megacristais ou até de um fragmento de rocha. Também foram observados alguns cristais de plagioclásio euhedrais fragmentados e recristalizados em grãos menores, que podem representar relíquias de fenocristais fraturados pela atividade vulcanoclástica e/ou metamórfica.

Estes metatufos são formados por hornblenda (60-75%), granada (2-15%), plagioclásio (10-15%) e quartzo (~ 10%). Como minerais acessórios podem estar presentes minerais opacos (1-7%), diopsídio (1-2%), carbonato (1%), pequenos cristais euhedrais a subeuhedrais de allanita instável (1%), leucoxênio (3%) e clinozoisita. Estas rochas possuem o mesmo tipo de hornblenda mais pleocróica presente nos *metalapilli-tuffs* e, petrograficamente correspondem a granada-hornblenda anfíbolitos. A granada é poiquiloblástica, possui até 1 cm de diâmetro e foi cristalizada sin- S_2 , com bordas límpidas pós- S_2 .

Nestas rochas são comuns alternâncias de leitos que variam de 1 mm a vários centímetros de espessura, com diferentes composições, geralmente mais ou menos enriquecidos em hornblenda, granada, quartzo, plagioclásio e opacos. Dentre as amostras deste grupo, a I291C mostra-se mais enriquecida em hornblenda e está localmente cortada por finíssimos veios com carbonatos, com desestabilização de porfiroblastos de piroxênio nas suas margens. Estas relíquias de porfiroblastos podem ser identificadas como pseudomorfos de contornos difusos e pela existência de restos corroídos de piroxênio + calcita + plagioclásio $\pm$ clinozoisita/epídoto. Também se observa nestas zonas anfíbólio com pleocroísmo variando de verde-oliva claro a incolor, provavelmente correspondendo a actinolita rica em ferro, mas que, por vezes, assemelha-se a um anfíbólio magnesiano. Esta amostra é relativamente pobre em minerais opacos (1%), que ocorrem sob a

forma de finíssimos cristais, mas as demais são relativamente ricas em pequenos cristais de magnetita pós-deformacionais (7%).

Uma possível interpretação para a origem destas rochas é a de que possam ser o produto metamórfico de erupções hidroclásticas compostas por cinzas vítreas com fragmentos de sideromelano e alguns fenocristais ígneos e/ou fragmentos líticos em proporções variadas (Schmid, 1981; Fisher & Schmincke, 1984; e Cas & Wright, 1987). Neste caso, as cinzas vítreas e/ou fragmentos de vidro basáltico metamorfisados teriam formado as porções da rocha de granulação muito fina a fina, sendo que fragmentos líticos ou fenocristais poderiam ter dado origem às estruturas concêntricas, que funcionaram como germens de cristalização, em torno dos quais desenvolveram-se estas estruturas.

Outra possibilidade é de que estas estruturas concêntricas tenham resultado do preenchimento de antigas vesículas, também freqüentes neste tipo de rocha.

Estas rochas gradam para rochas vulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio a seguir descritas.

2.2.4 Rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio

Este conjunto é composto por hornblenda anfibolitos de granulação fina a média, com hornblenda (55-60%), plagioclásio (10-20%), quartzo (20-30%) e epídoto/clinozoisita, magnetita, sulfetos, carbonato, clorita, zircão, rutilo e apatita como acessórios ou traços. Caracteristicamente possuem aglomerados de hornblenda de até 2 cm de diâmetro, dispersos em uma matriz inequigranular de granulação muito fina a fina que perfaz até 40% do volume da rocha. Na matriz, a hornblenda mede, em moda, 0,65 mm e o quartzo e o plagioclásio 0,1 mm (PRANCHA 5, Foto B).

Os aglomerados de anfibólio podem apresentar formas elípticas, circulares, radiadas ou na forma de S ao microscópio. Geralmente possuem um núcleo constituído, em essência, por finíssimos cristais de hornblenda e quartzo, podendo também estar presentes também plagioclásio e opacos, mas, mais freqüentemente o núcleo é composto por hornblenda poiquiloblástica, que pode medir até 0,7 cm, com inclusões de quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ opacos, envolvida por cristais maiores de anfibólio dispostos em arranjos semi-radiados ou desorientado, caracterizando cristalização pós-deformacional. A hornblenda apresenta pleocroísmo variando de Z = verde-amarronzado, Y = verde-oliva e X = verde-amarelado claro e birrefringência de $\sim 0,024$.

Predominam cristais de plagioclásio anhedrais, com forma subeuhedrais subordinadas e estar presente delgados veios de quartzo recristalizados.

Opacos finos encontram-se presentes essencialmente como inclusões na hornblenda da S₁ e da S₂. Pequenos cristais de magnetita euhedral coexistem com cristais de, provavelmente, magnetita com bordas corroídas, ricos em inclusões de quartzo $\pm$ hornblenda.

Nestas rochas pode-se observar que os núcleos dos aglomerados de anfibólio estão orientados segundo a S_1 ou a S_2 ou. A hornblenda pós- S_2 e pós- S_3 apresenta poucas inclusões, constituídas essencialmente por opacos, plagioclásio, às vezes clinozoisita, e, mais raramente, zircão e rutilo. Como minerais retrometamórficos podem ser observados epidoto e clinozoisita, alterando o plagioclásio e a hornblenda.

2.3 Rochas Incipientemente Alteradas

Textural e mineralogicamente estas rochas são muito semelhantes aos seus protólitos, mas distinguem-se por apresentarem pequenas quantidades de cummingtonita, cordierita (até 5%) e, mais raramente gedrita (1 a 5%). Um resumo da mineralogia e das texturas destas rochas pode ser visto nas TABELAS 6 e 7.

2.3.1 Metatufos bandados

São texturalmente muito semelhantes aos seus protólitos, dos quais se diferenciam-se por apresentarem pequenas quantidades de cummingtonita prismática límpida, cujo tamanho varia desde muito finos até 2 mm. Os prismas mais grossos constituem são de porfiroblastos inequigranulares pós-deformacionais, havendo, no entanto, leitões aonde o anfibólio magnésiano não chega a se destacar como porfiroblastos. A cummingtonita pode também aparecer nas bordas ou como “manchas” na hornblenda e relíquias de contato difuso de hornblenda ocorrem nos cristais de anfibólio magnésiano. Petrograficamente são hornblenda xistos com cummingtonita.

2.3.2 Prováveis *metalapillistones* e *metalapilli-tuffs*

Diferenciam-se de seus protólitos por apresentarem gedrita (até 5%), presente principalmente como pequenos porfiroblastos pós-deformacionais dentro dos “fantasmas” de fragmentos líticos ou *lapillis* e, subordinadamente nos espaços entre eles. Este anfibólio pode medir até 0,5 mm. Também se diferenciam por apresentarem hornblenda pouco pleocróica com composições que provavelmente correspondem à de uma hornblenda/actinolita. Petrograficamente são hornblenda/actinolita anfibolitos com gedrita.

2.3.3 Rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio

Este grupo é constituído predominantemente por hornblenda anfibolitos com cummingtonita e cordierita, textural e composicionalmente semelhantes aos seus protólitos, dos quais se diferenciam por possuírem pequenas quantidades de cummingtonita e de cordierita e, mais raramente, de granada. Nestas rochas a cummingtonita pode estar presente como prismas de até 0,6 mm, como “manchas” irregulares na hornblenda ou como finos cristais anhedrais na matriz. Dentre

as rochas vulcanoclásticas são as únicas que apresentam pequenas quantidades de cordierita granular na matriz.

Parte destas rochas apresentam teores de sílica relativamente altos, nem sempre correlacionáveis com silicificação pré-metamórfica, o que sugere que pode haver contribuição de tufos de composição intermediária, como observado em algumas relíquias de fragmentos vulcanoclásticos. Entretanto, os tipos básicos e intermediários não são mineralogicamente e texturalmente distinguíveis.

2.4 Rochas da Zona de Transição

Nestas rochas as texturas e estruturas são semelhantes àquelas dos seus respectivos protólitos metamorfisados, dos quais se distinguem por possuírem até 20% de cummingtonita (TABELAS 6 e 7).

2.4.1 Metatufos bandados

São formados por cummingtonita-hornblenda xistos, hornblenda-cummingtonita xistos, cummingtonita-hornblenda/actinolita xistos e granada-hornblenda/actinolita-cummingtonita xistos que diferenciam-se dos metatufos incipientemente alterados por possuírem maiores concentrações de cummingtonita sob a forma de porfiroblastos com até 2,5 mm e como constituinte da matriz. Tipicamente a cummingtonita coexiste com hornblenda (PRANCHA 5, Foto C) ou com hornblenda/actinolita e, em algumas rochas, podem estar presentes porfiroblastos subeuhedrais de granada pós-deformacionais (de até 2,5 mm), com inclusões de opacos, cummingtonita $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo (PRANCHA 5, Foto D).

A cummingtonita distribui-se preferencialmente em leitos, sendo que os mais ricos possuem cummingtonita (60%), hornblenda (15%), plagioclásio (20%) e opacos (2%) e os mais pobres tem hornblenda (75%), cummingtonita (10%), plagioclásio (10%) e opacos (5%). A granada pode alcançar 10% e tem comumente pequena quantidade de apatita associada. Por vezes a hornblenda/actinolita está restrita à matriz, onde pode coexistir com cristais menores de cummingtonita turva.

2.4.2 Prováveis *metalapillistones* e *metalapilli-tuffs*

Nestas rochas podem coexistir hornblenda, hornblenda/actinolita e dois anfibólios magnesianos, a cummingtonita e a gedrita, geralmente sob a forma de porfiroblastos pós-deformacionais. Petrograficamente são hornblenda-cummingtonita-gedrita-hornblenda/actinolita anfibólitos constituídos por hornblenda/actinolita (38%), cummingtonita (23%), hornblenda (~ 5%), plagioclásio (20%), minerais opacos (5%), epidoto (2%), flogopita (2%) e traços de clorita.

Diferenciam-se das rochas incipientemente alteradas do mesmo conjunto pela maior granulação (até 0,5 cm) dos porfiroblastos de gedrita cristalizados sobre as relíquias de *lapillis* e nos espaços interfragmentos. Também ocorrem acículas cummingtonita, de hornblenda/actinolita e de hornblenda, que também pode estar presente como “manchas” irregulares nos porfiroblastos de cummingtonita.

2.4.3 Metatufos com porfiroblastos de diopsídio

São formados por granada-hornblenda-hornblenda/actinolita anfibolitos com cummingtonita, hornblenda-hornblenda/actinolita-granada-cummingtonita anfibolitos e hornblenda-cummingtonita anfibolitos com actinolita e granada, texturalmente semelhantes aos seus protólitos, dos quais diferenciam-se pela granulação mais grossa e pela maior riqueza em quartzo e plagioclásio. São constituídos por hornblenda (10-30%), cummingtonita (5-30%), hornblenda/actinolita (5-35%), actinolita (5%), quartzo (5-20%), plagioclásio (10-15%), cordierita (5%), granada (5-20%), opacos (3-5%) e diopsídio, cordierita e clinozoisita/epídoto acessórios.

A cummingtonita é predominantemente pós-deformacional e a ocorre como porfiroblastos sin- a pós-S₂ ricos em inclusões de anfibólio, quartzo e, por vezes, clorita.

O diopsídio constitui finos cristais instáveis sin-S₁, com bordas de cordierita e/ou clinozoisita/epídoto e, dentre os opacos predomina a magnetita euhedral, com até 1 mm.

Na amostra V194B2 a maior parte da hornblenda ocorre como relíquias de agregados concêntricos ou oclares ricos em inclusões de quartzo e de plagioclásio, dispersos em matriz constituída por cummingtonita ± hornblenda ± quartzo ± plagioclásio ± actinolita ± granada.

Neste conjunto petrográfico há também contribuição de rochas vulcanoclásticas de composição intermediária.

2.4.4 Rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio

Geralmente estas rochas formam zonas estreitas, com 3 a 10 cm de espessura entre plagioclásio-hornblenda anfibolitos ou plagioclásio-hornblenda anfibolitos com cummingtonita e cordierita dos protólitos ou das rochas incipientemente alteradas e entre os anfibolitos onde toda a hornblenda foi substituída por anfibólio magnésiano (PRANCHA 5, Fotos E e F). Os contatos entre os anfibolitos são irregulares e graduais e, freqüentemente ocorrem restos ovóides, esféricos ou lenticulares do plagioclásio-hornblenda anfibolito (FOTO 2) isolados nestas rochas, que correspondem a restos não digeridos do protólito (Pérez-Aguilar, 1996). Petrograficamente são identificados hornblenda-cummingtonita-actinolita anfibolito com ou sem cordierita, hornblenda-actinolita-cummingtonita anfibolito com ou sem cordierita, hornblenda-cummingtonita anfibolito e actinolita-cummingtonita-hornblenda anfibolitos com granada. Dentre as rochas vulcanoclásticas são as únicas que podem

apresentar também pequenas quantidades de cordierita granular na matriz.

Os principais componentes desta rocha são: cummingtonita (10-35%), hornblenda (15-30%), actinolita (10-30%), quartzo (~ 30%) plagioclásio (5-7%) e minerais opacos (5%), podendo estarem presentes cordierita (~ 5%) e granada (~ 5%).

A cummingtonita compõem prismas com até 0,6 mm de comprimento, finos cristais anhedrais na matriz ou “manchas” irregulares na hornblenda e coexiste com andesina/labradorita e bytownita/anortita. Ocorrem também agregados ou arranjos radiados de anfibólio, nos quais podem coexistir hornblenda, actinolita e cummingtonita.

Tal qual os conjuntos anteriores, pode haver contribuição de andesitos nestes litotipos.

2.5 Rochas Menos Intensamente Alteradas

Nos litotipos metavulcanoclásticos desta fácies de alteração, não são raros leitos de composição intermediária e de *metachert* com cummingtonita subordinada, indicando uma maior proximidade com os *vents* vulcânicos.

Este conjunto é formado por rochas inequigranulares, predominantemente de granulação muito fina a fina, raramente com poucos prismas de anfibólio com até 1,0 mm, nas quais toda a hornblenda e/ou o anfibólio pouco pleocróico foram substituídos por cummingtonita e, mais raramente, por antofilita (PRANCHA 5, Fotos G e H; PRANCHA 6, Fotos A, B, C e D).

Relativamente às rochas da zona de transição apresentam maior quantidade cordierita, geralmente mais grossa também, e têm matriz abundante, até 40% do volume da rocha, essencialmente composta por quartzo ± cordierita ± plagioclásio ± cummingtonita ± minerais opacos, e, subordinadamente, com estauroilita, clorita, zircão, epídoto e carbonato.

Em algumas destas rochas parte da matriz pode ser constituída por aglomerados policristalinos de cristais mais grossos de quartzo, geralmente com textura em mosaico, que por vezes apresentam pequenas quantidades de cummingtonita. Estes aglomerados estão orientados segundo a S_2 , e podem apresentar limites bem definidos ou gradativos com a encaixante, permitindo interpretá-los como relíquias de veios de quartzo da silicificação pré-metamórfica. Também foram verificados veios com plagioclásio, sugerindo albitização ou alteração propilítica, cordierita, cummingtonita e opacos e finíssimas fraturas nas quais cristalizaram opacos, carbonato e clorita.

Em alguns afloramentos observa-se alternância das rochas menos intensamente alteradas com camadas ou finos leitos rochas metavulcanoclásticas básicas com aglomerados de anfibólio, que representam porções mais preservadas do protólito. Muitos destes finos leitos de hornblenda anfibolitos mostram zonas de transição de alguns milímetros que gradam para as rochas menos intensamente alteradas. Os contatos entre os litotipos são irregulares e gradacionais e muitos destes protólitos mostram zonas internas ricas em quartzo que geralmente mostram contatos difusos com o

hornblenda anfíbolitos e que sugerem ser zonas de silicificação tardia.

Duas zonas petrográficas foram individualizadas, em função da presença ou não de granada (PRANCHAS 5, Fotos G e H; PRANCHA 6, Fotos A, B, C e D) (TABELA 7).

As rochas da Zona Petrográfica 1 são cordierita-cummingtonita anfíbolitos e antofilita-cordierita-cummingtonita anfíbolitos constituídos por cummingtonita (25-45%), por vezes antofilita (Tr.-10%), quartzo (25-30%), cordierita (10-20%), plagioclásio (5-10%) e minerais opacos (5%) (PRANCHA 5, Fotos G e H; PRANCHA 6, Foto A).

Na Zona Petrográfica 2 predominam granada-cordierita-cummingtonita anfíbolitos e cordierita-granada-cummingtonita anfíbolitos (PRANCHA 6, Fotos C e D) e, subordinadamente ocorrem estauroлита-cordierita-granada cummingtonita anfíbolitos (PRANCHA 6, Foto B) e granada-cordierita-cummingtonita anfíbolitos com estauroлита formados por cummingtonita (30-40%), quartzo (15-40%), granada (5-25%), cordierita (6-28%), plagioclásio (1-21%), estauroлита (1 a 5%), minerais opacos (3-7%) e, mais raramente, pinita (10%), devido ao retrometamorfismo da cordierita.

Em ambas zonas ocorrem subordinadamente clorita (até 5%), rutilo, estauroлита, epídoto, clinozoisita/epídoto, carbonatos, zircão e óxidos e hidróxidos de ferro e, nas rochas da Zona Petrográfica 1, granada pode estar presente (<1%).

As texturas são muito semelhantes às dos protólitos e apresentam típicos aglomerados esféricos a elípticos, com até 1,0 x 0,7 cm, e arranjos radiados, fibro-radiados ou semi-radiados menores de anfíbólio. Nas rochas de granulação mais fina os aglomerados de anfíbólio possuem formas mais arredondadas, com minúsculos cristais rotacionados. Nas de granulação mais grossa as bordas dos aglomerados de anfíbólios são formadas por primas grossos, com até 1 mm, em arranjos semi-radiados ou formando “caudas”. No núcleo destes aglomerados pode haver abundantes cristais de quartzo e, subordinadamente, de plagioclásio e de minerais opacos, e, por vezes ocorre cummingtonita poiquiloblástica com minúsculas inclusões dos mesmo minerais.

A foliação S_2 é marcada principalmente pela orientação do quartzo, plagioclásio e minerais opacos da matriz e os finos cristais alongados de cummingtonita e, secundariamente, de plagioclásio e quartzo estirados, podem desenhar pequenas dobras intrafoliais na S_2 , indicando cristalização concomitante ao desenvolvimento da S_1 . Estas pequenas dobras geralmente ocorrem nas bordas dos núcleos poiquiloblásticos de cummingtonita que, por sua vez, compõem os aglomerados de anfíbólio, que também podem orientar-se segundo a S_1 . Localmente a foliação principal foi crenulada pela S_3 .

PRANCHA 5

FOTO A - Detalhe de porfiroblasto de diopsídio dos metatufos com porfiroblastos de diopsídio imerso em matriz fina constituída principalmente por hornblenda e plagioclásio. Lado maior da foto = 2,8 mm.

FOTO B - Protólito das rochas metavulcanoclásticas básicas com aglomerados de hornblenda (1).

FOTO C - Metatufo bandado da zona de transição onde coexistem hornblenda e cummingtonita, destacando-se na parte inferior da foto um leito mais rico em hornblenda e, na parte superior, mais rico em cummingtonita. Nestas rochas é típica a presença de pequenos porfiroblastos pós-deformacionais de prismas longos de cummingtonita, indicados pela seta. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO D - Metatufos bandados da zona de transição, com granada, onde coexistem hornblenda/actinolita e cummingtonita. (1) Cristal turvo de cummingtonita sin-S₁, (2) Cristal relativamente límpido de cummingtonita sin-S₂, (3) Prisma sin-S₂ de hornblenda/actinolita, (4) prismas límpidos de cummingtonita pós-deformacional, (4) Granada subeuhedral pós-deformacional. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO E - Rocha metavulcanoclástica básica com aglomerados de anfibólio da zona de transição, onde coexistem hornblenda, hornblenda/actinolita e cummingtonita, mas predomina hornblenda.

FOTO F - Rocha metavulcanoclástica básica com aglomerados de anfibólio da zona de transição, onde coexistem hornblenda, hornblenda/actinolita e cummingtonita, mas predomina cummingtonita.

FOTO G - Rocha metavulcanoclástica básica com aglomerados de anfibólio menos intensamente alterada da zona petrográfica 1, com arranjos de secção circular a elíptica de cummingtonita dispersos em matriz constituída essencialmente por quartzo, plagioclásio, cummingtonita e minerais opacos. Lado maior da foto ~ 30 mm, com nicol cruzado.

FOTO H - Rocha metavulcanoclástica básica com aglomerados de anfibólio menos intensamente alterada da zona petrográfica 1, com arranjos de cummingtonita dispersos em matriz abundante constituída essencialmente por quartzo, plagioclásio, cummingtonita e minerais opacos. Lado maior da foto = 5,5 mm.

Prancha 5

TABELA 6 – Perfil de alteração hidrotermal das rochas metavulcanoclásticas básicas.

	Metatufos bandados		Prováveis <i>metalapilli-tuffs</i>		Com porfiroblastos de diopsídio	
	Incipientemente alterados	Zona de transição	Incipientemente alterados	Zona de transição	Zona de transição	Mais intensamente alterados
L I T O P O S	Plagioclásio-hornblenda xistos com cummingtonita	Cummingtonita-hornblenda xistos, hornblenda-cummingtonita xistos, cummingtonita-hornblenda/actinolita xistos e granada-hornblenda/actinolita-cummingtonita xistos	Plagioclásio-hornblenda/actinolita anfíbolitos com gedrita	Hornblenda-cummingtonita-hornblenda/actinolita anfíbolitos	Granada-hornblenda-hornblenda/actinolita anfíbolitos com cummingtonita, hornblenda-hornblenda/actinolita-granada-cummingtonita anfíbolitos e hornblenda-cummingtonita anfíbolitos com actinolita e granada	Cordierita-cummingtonita anfíbolitos sem ou com turmalina e estauroilita-granada-cordierita-cummingtonita anfíbolitos
E S S E N C I A I S	Hornblenda (65-80%) Plagioclásio (10-30%) Quartzo (0-5%) Opacos (2-5%) Cummingtonita (0-5%)	Hornblenda (15-75%) Hornblenda/actinolita (15-35%) Cummingtonita (10-60%) Plagioclásio (10-30%) Granada (0-10%) Opacos (2-5%)	Hornblenda/Actinolita (60-85%) Cummingtonita (até 5%) Plagioclásio (10-36%) Opacos (2-7%) Quartzo (0-5%)	Hornblenda (5%) Hornblenda/Actinolita (38%) Cummingtonita (23%) Plagioclásio (20%) Opacos (5%)	Hornblenda (10-30%) Hornblenda/Actinolita (5-35%) Actinolita (5%) Cummingtonita (5-30%) Granada (5-20%) Plagioclásio (10-15%) Quartzo (5-20%) Opacos (3-5%) Cordierita (traço a 5%)	Cummingtonita (35-55%) Cordierita (25-38%) Granada (5-25%) Plagioclásio (5-25%) Quartzo (7-20%) Estauroilita (traço a 5%) Opacos (~5%)
A C E S S Ó R I O S	Clinozoisita Epidoto Clorita Rutilo Apatita Zircão	Apatita	Clinozoisita/epidoto Epidoto Carbonato Zircão Apatita	Epidoto (até 2%) Flogopita (até 2%) Clorita	Clinozoisita/epidoto Diopsídio	Turmalina (até 2%) Titanita Rutilo Pseudomorfos de Allanita Flogopita Clorita Apatita Zircão
T E X T U R A S	Alternância de leitos com granulação e composições diferentes, prismas de cummingtonita pós-deformacionais de até 2 mm.	Alternância de leitos com granulação e composições diferentes. Porfiroblastos de cummingtonita pós-deformacionais de até 2.5 mm.	Relíquias de fragmentos constituídos essencialmente por hornblenda/actinolita ou hornblenda/actinolita ± plagioclásio, porfiroblastos pós-deformacionais de gedrita com até 0.50 mm dentro dos fragmentos líticos.	Relíquias de fragmentos constituídos essencialmente por hornblenda/actinolita e gedrita, porfiroblastos pós-deformacionais de gedrita com até 0,50 cm.	Texturalmente muito semelhantes aos seus protólitos, com aglomerados concêntricos esféricos a elípticos de hornblenda ± granada ± plagioclásio ± quartzo (até 7.5 mm de diâmetro) e bandamento composicional	Alguns aglomerados concêntricos esféricos a elípticos de cummingtonita ± plagioclásio ± quartzo (até ± 6 mm de diâmetro), bandamento composicional

TABELA 7 - Perfil de alteração hidrotermal das metavulcanoclásticas básicas com aglomerados de anfibólitos.

	PROTÓLITO	INCIPIENTEMENTE ALTERADAS	ZONA DE TRANSIÇÃO	MENOS INTENSAMENTE ALTERADAS		MAIS INTENSAMENTE ALTERADAS
L I T O T I P O S	Hornblenda anfíbolitos	Hornblenda anfíbolitos com cordierita e cummingtonita	Hornblenda-cummingtonita- actinolita anfíbolitos com ou sem cordierita, hornblenda-actinolita- cummingtonita anfíbolitos com ou sem cordierita, hornblenda- cummingtonita anfíbolitos e actinolita-cummingtonita-hornblenda anfíbolitos com granada.	ZONA PETROGRÁFICA 1 Cordierita-cummingtonita anfíbolito e antofilita- cordierita-cummingtonita anfíbolitos	ZONA PETROGRÁFICA 2 Granada-cordierita- cummingtonita anfíbolitos, cordierita-granada- cummingtonita anfíbolitos, estauroлита-cordierita- granada-cummingtonita anfíbolitos e granada- cordierita-cummingtonita anfíbolitos com estauroлита	Cordierita-granada- cummingtonita/antofilita anfíbolitos e cordierita- granada-antofilita anfíbolitos
E S S E N C I A I S	Hornblenda (55-60%) Bytownita/anortita e andesina/labradorita (10-20%) Quartzo (20-30%) Opacos (~5%)	Hornblenda (55-60%) Bytownita/anortita e andesina/labradorita (10-20%) Quartzo (20-30%) Cummingtonita (1-5%) Cordierita (<5%) Opacos (~5%)	Hornblenda (15-30%) Actinolita (10-30%) Cummingtonita (10-35%) Quartzo (~30%) Bytownita/anortita andesina/labradorita (5-7%) Cordierita (até 5%) Granada (até 5%) Opacos (5%)	Cummingtonita (25-45%) Antofilita (até 10%) Cordierita (10-20%) Andesina/labradorita e Bytownita/anortita (10-10%) Quartzo (25-30%) Opacos (5%)	Cummingtonita (30-40%) Cordierita (6-28%) Granada (5-25%) Plagioclásio (1-21%) Quartzo (15-40%) Opacos (3-7%)	Antofilita (20-35%) Cummingtonita (0-10%) Granada (18-20%) Cordierita (12-15%) Quartzo (22-35%) Opacos (3-5%)
A C E S S Ó R I O S	Clinozoisita/epídoto Carbonato Clorita Rutilo Apatita Zircão	Granada (rara) Clinozoisita/epídoto Carbonato, Clorita Rutilo Apatita Zircão	Clinozoisita/epídoto Carbonato Clorita Rutilo Apatita Zircão	Estauroлита instável Clinozoisita/epídoto Epídoto, Carbonato Clorita (até 5%) Rutilo Zircão Óxidos/hidróxidos de Fe	Estauroлита instável (até 5%) Clinozoisita/epídoto Epídoto, Carbonato Clorita (até 5%) Rutilo Zircão Óxidos/hidróxidos de Fe	Plagioclásio (até 5%) Clinozoisita (até 2%) Clinozoisita/epídoto Epídoto Clorita Apatita Zircão
T E X T U R A S	Típicos aglomerados circulares a elípticos de hornblenda de até 2 cm.	Idem anterior	Semelhantes às anteriores, coexistindo nos aglomerados e arranjos de anfíbolito cummingtonita, hornblenda e anf. pouco pleocróico	Semelhantes às anteriores estando os aglomerados formados só por cummingtonita.	Semelhantes às anteriores, diferenciando-se por apresentar em granada subeuhedral poiquiloblásticas incipientemente desenvolvidas	Agglomerados circulares, elípticos e concêntricos de anfíbolito magnésiano (até 0,6 x 0,3 cm), poiquiloblastos de cordierita e granada bem desenvolvidos, bandamento composicional.

Em algumas amostras coexistem cummingtonita incolor e um anfibólio fracamente pleocróico, que corresponde, provavelmente a uma cummingtonita rica em ferro. Nas raras amostras onde coexistem cummingtonita e antofilita, como na V170A, a antofilita se distribue nas partes mais externas dos aglomerados de anfibólio ou forma arranjos radiados ou semi-radiados, por vezes com intercrescimento de finas lamelas de cummingtonita.

O plagioclásio cristalizou-se na S_1 e, principalmente na S_2 , onde forma cristais euhedrais a subeuhedrais geminados com bordas corroídas na matriz, com até 0,30 mm. Também estão presentes nos núcleos dos aglomerados de anfibólios ou formam aglomerados de cristais em continuidade ótica, originados devido à recristalização de porfiroblastos, por vezes preservados, com 0,75 cm, sin- a pós- S_2 , geminados e ricos em inclusões gotiformes de quartzo e, subordinadamente, de cummingtonita e minerais opacos. Em várias amostras o plagioclásio apresenta birrefringência alta, ao redor de 0,010, e relevo muito alto, indicando composição bytownítica a anortítica. E em outras amostras o plagioclásio sin- S_2 é representado pela andesina-labradorita (An_{55}), em coexistência com a bytownita/anortita, semelhantemente ao descrito por Spear (1982a) em rochas básicas hidrotermalizadas e metamorfisadas.

A cordierita está presente na matriz como cristais subeuhedrais a anhedrais muito pequenos ou como aglomerados de cristais anhedrais um pouco mais grossos, por vezes ricos em minúsculas inclusões. Em algumas amostras constitui poiquiloblastos bem formados de até 1,25 mm e, em outras, poiquiloblastos mal formados com até 2 mm, ambos de cristalização sin- a pós- S_2 e suavemente dobradas pela D_3 . Também foram identificados finos cristais de cordierita de cristalização sin- a pós- S_3 , associada aos aglomerados de cummingtonita com anfibólios pós- S_2 . As inclusões são predominantemente de quartzo, mas também são de cummingtonita e, por vezes, estaurolita muito fina, rutilo e opacos tabulares. As inclusões de estaurolita mostram coronas muito finas de plagioclásio. Apenas na amostra I35B foi observada cordierita poiquiloblástica pinitizada muito grossa, com até 1,5 cm de diâmetro.

A granada é geralmente poiquiloblástica e anedral, mas também forma cristais euhedrais a subeuhedrais pós-deformacionais. Em algumas amostras predominam cristais com até 5 mm de diâmetro, a maioria deles sin- a pós- S_2 , muito embora não falem cristais de cristalização sin- a pós- S_1 . As inclusões são predominantemente de quartzo e, secundariamente, de opacos, cummingtonita e clorita, que freqüentemente é formada pela alteração retrometamórfica da granada. Em outros afloramentos predomina granada idiomórfica a subidiomórfica com até 5 mm, cristalizada posteriormente aos arranjos radiados ou agregados de cummingtonita, indicando gênese essencialmente pós- S_3 , mas também pós- S_2 . A maioria dos cristais são ricos em agulhas orientadas de cummingtonita, que freqüentemente definem dobras D_2 ou D_3 . Não raramente ocorrem cristais com núcleos poiquiloblásticos sin- a pós- S_2 , com inclusões de quartzo, e bordas pós-deformacionais

subhedrais a subeuhedrais geralmente com finíssimas inclusões de cummingtonita, relativamente maciças.

Nestas rochas estão presentes minerais opacos grossos e submilimétricos. Os grossos podem constituir cristais octaédricos euhédricos a subeuhédricos, indicando tratar-se de magnetita pós-cinemática, parcialmente corroídos. Também ocorrem cristais anhedrais grossos ricos em inclusões de quartzo e de cummingtonita que aparentam, em alguns casos, origem a partir da magnetita, e em outros, são sulfetos, a maioria deles orientados segundo a S_2 . Os opacos finos distribuem-se na matriz ou formam minúsculas inclusões na cummingtonita e na granada. São octaédricos, tabulares (possivelmente de ilmenita), esféricos ou anhedrais. Quando inclusos na cummingtonita e na granada podem definir uma S_1 , ora indicativa da S_2 , ora da S_1 .

A estauroлита, quando presente, constitui cristais muito finos ($\sim 0,3$ mm) com típicas coronas de cordierita $\pm$ rutilo e/ou de plagioclásio, geralmente distribuída nas bordas ou nas partes centrais dos arranjos radiados, ou agregados de cummingtonita. Mais raramente associam-se à matriz ou estão inclusas nos grãos de cordierita poiquiloblástica e de granada idiomórfica a subidiomórfica pós-deformacional.

O carbonato ocorre como agregados microcristalinos preferencialmente orientados segundo a S_2 , por vezes de cor marrom-claro e relevo alto, sugerindo composições ricas em ferro.

Como minerais retrometamórficos podem ser encontrados clorita, epídoto, clinozoisita/epídoto e pinita. A clorita rica em ferro e o epídoto cristalizaram-se a partir da granada, a clorita magnesiânica e clinozoisita/epídoto a partir da cummingtonita, a clinozoisita a partir do plagioclásio e a pinita é produto da alteração da cordierita.

A gradação das rochas básicas vulcanoclásticas menos intensamente alteradas para as mais intensamente alteradas, a seguir descritas, é representada pelas amostras I410a da Zona Petrográfica 1 e I311a, I311c, I311f da Zona Petrográfica 2, que se diferenciam das demais por apresentarem maior concentração de cristais bem formados de cordierita com de até 1,5 cm de diâmetro e/ou granada (até 1 cm) poiquiloblásticos sin- a pós- S_2 e por serem relativamente mais pobres em plagioclásio. A redução gradativa do plagioclásio relaciona-se com o aumento da concentração de cordierita.

A amostra I410a é constituída por cummingtonita (35%), cordierita (8%), quartzo (40%), plagioclásio (7%), clorita (7%), minerais opacos (3%) e granada, sericita, zircão e clinozoisita/epídoto acessórios. A clorita ocorre como finíssimos cristais na matriz.

As rochas da Zona Petrográfica 2 são formadas por cummingtonita (22-25%), gedrita (3-10%), cordierita (5-25%), pinita (tr.-15%), granada (7-15%), quartzo (25-35%), plagioclásio (2-3%), flogopita (tr.-7%) e minerais opacos (3-7%), clorita (5%), estauroлита (1%), leucóxênio, rutilo, clinozoisita e pseudomorfos, provavelmente de allanita. Na rochas desta Zona observa-se a

coexistência de cummingtonita com pequenas quantidades de gedrita com agregados de finos cristais de flogopita associados.

2.6 Rochas Mais Intensamente Alteradas

A relação de cristalização dos diferentes minerais nestas rochas, com relação às suas foliações metamórficas pode ser visto na FIGURA 28.

A separação entre as rochas metavulcanoclásticas menos e mais intensamente alteradas é muito difícil, não somente pela gradação, como também pela interdigitação entre os litotipos e pela mineralogia semelhante. É ainda mais difícil a distinção dos protólitos mas, baseado nas estruturas foram separados dois conjuntos maiores, correlacionáveis aos metatufos com porfiroblastos de diopsídio e com as metavulcanoclásticas com aglomerados de anfíbólio.

Foliações/Minerais	S ₁	S ₂	S ₃
Antofilita	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Cummingtonita	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Cordierita		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Granada	■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Quartzo	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Plagioclásio	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Opacos grossos		■ ■ ■ ■ ■	
Opacos finos	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Flogopita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Estaurolita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		
Clorita			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Clinozoisita/epídoto	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Epídoto			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Carbonato			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Turmalina	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Apatita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Rutilo		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Zircão	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Pinita			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Fácies Metamórfica	Anfibolito	Anfibolito	Anfibolito a xistos verdes

FIGURA 28 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas das rochas mais intensamente alteradas e ígneas e vulcanoclásticas mais intensamente alteradas.

Apesar destas rochas serem relativamente pobres em quartzo, a contribuição de materiais vulcanoclásticos de composição intermediária é significativa, podendo ser predominante em alguns afloramentos. Como as rochas metaintermediárias e as metabásicas são petrograficamente e mineralogicamente muito semelhantes, estes litotipos foram mantidos neste subgrupo, principalmente em função dos relacionamentos em campo com rochas de composição básica. Entretanto, como será observado adiante, muitas destas rochas tem afinidades geoquímicas com

rochas metaintermediárias.

2.6.1 Metatufos com porfiroblastos de diopsídio

Fazem parte deste conjunto petrográfico as amostras V176e e I291b, assim identificadas por apresentarem aglomerados concêntricos circulares a elípticos ou oclares de hornblenda $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo, com até 6 mm de diâmetro, semelhante aos descritos nos protólitos (PRANCHA 6, Fotos E e F). São rochas inequigranulares de granulação muito fina a média, com alternância de leitos com espessuras variando de 0,5 a 1 cm com diferentes composições mineralógicas. A foliação principal é a S_2 , que pode estar disposta oblíqua- ou sub-paralelamente ao acamamento.

Nestas duas amostras estão presentes leitos com até 0,8 mm de espessura plagioclásio-hornblenda anfíbolito, representando o protólito preservado, com hornblenda mais grossa e plagioclásio anhedral com até 2 mm. Estes leitos cortados por finíssimos veios de quartzo que podem formar dobras fechadas D_2 que por sua vez podem estar redobradas ou serem segmentadas pela S_3 . Localmente, no contato entre estas rochas menos intensamente alteradas e o hornblenda-anfíbolito pode observar-se uma maior concentração de magnetita pós-deformacional.

Na amostra V176e também ocorre um leito hornblenda anfíbolito, mas este tem porções silicificadas em contato com uma estreita zona de transição, onde coexistem hornblenda e cummingtonita associados a diopsídio fino instável, com coronas de cordierita e de clinozoisita/epídoto.

Na amostra I291 tem um leito de 0,5 cm espessura composto essencialmente por quartzo com arranjo em mosaico, hornblenda $\pm$ opacos de granulação muito fina, correspondendo provavelmente a um hornblenda *metachert*. Nesta rocha há também veios de plagioclásio $\pm$ hornblenda $\pm$ quartzo $\pm$ clinozoisita/epídoto cristalizados às custas do diopsídio, com porções constituídas essencialmente por quartzo.

Em geral são cordierita-cummingtonita anfíbolitos, cordierita-cummingtonita anfíbolitos com turmalina e estaurolita-granada-cordierita-cummingtonita anfíbolitos (TABELA 6) formados por cummingtonita (35-55%), cordierita (25-38%), granada (5-25%), quartzo (7-20%), plagioclásio (5-25%), minerais opacos (~ 5%), estaurolita (tr.-5%) e turmalina (1 a 2%), além de titanita, allanita, rutilo, estaurolita, flogopita zircão, clorita, apatita e pseudomorfos de allanita.

Possuem aglomerados de cummingtonita e, por vezes, poiquiloblastos de granada dispersos em uma matriz formada essencialmente por cordierita e, subordinadamente plagioclásio, quartzo e minerais opacos. Os aglomerados de anfíbolitos podem mostra-se rotacionados pelas foliações metamórficas e, semelhantemente ao observado nas rochas da zona de transição, possuem uma parte central poiquiloblástica ou formada por pequenos cristais de cummingtonita $\pm$ plagioclásio $\pm$

quartzo $\pm$ minerais opacos, ao redor da qual dispõem-se cristais maiores de cummingtonita, por vezes ondulados e rotacionados que, provavelmente, representam pseudomorfos de piroxênio.

Estas rochas são, comparativamente às rochas metavulcanoclásticas básicas menos intensamente alteradas, mais ricas em cristais mais maciços de cordierita sin- a pós-S₂. Também ocorre cordierita pós-S₃ cristalizada sobre alguns arranjos de anfibólios com cummingtonita pós-S₂. Na amostra PB291b cordierita alcança 1,25 mm de diâmetro e geralmente é rica em finíssimas inclusões de estaurolita, plagioclásio, cummingtonita, minerais opacos $\pm$ rutilo $\pm$ zircão. A estaurolita apresenta uma corona de plagioclásio instável é substituída por cordierita $\pm$ rutilo. Parte das inclusões de minerais opacos são octaédricos, outros são aproximadamente tabulares e irregulares, sugerindo a presença de magnetita e de ilmenita. Na amostra V176e, que é mais rica em quartzo, a cordierita forma cristais relativamente mais grossos, com até 2,5 mm, não tem inclusões de estaurolita, mas é rica em inclusões de quartzo e cummingtonita predominantes e, secundariamente, de plagioclásio, opacos tabulares, apatita, turmalina e clinozoisita.

Localmente a matriz destas rochas é fina e formada essencialmente por cordierita e quartzo, com plagioclásio, cummingtonita $\pm$ minerais opacos $\pm$ flogopita $\pm$ turmalina subordinados. A cordierita ocorre como cristais anhedrais que podem possuir diminutas inclusões de quartzo e de minerais opacos. O quartzo e o plagioclásio exibem textura granoblástica em mosaico, sendo relativamente raros cristais mais grossos, geminados de plagioclásio, com até 0,75 mm. Alguns leitos são ricos em granada poiquiloblástica sin- a pós-S₂ com até 0,7 cm, com minúsculas inclusões de quartzo, além de opacos, cummingtonita, estaurolita e pseudomorfos de allanita subordinados. Também ocorrem cristais finos euhedrais a subeuhedrais de granada pós-deformacional, mais ou menos ricos em inclusões de cummingtonita, às vezes presentes nas bordas dos cristais poiquiloblásticos de granada.

A turmalina ocorre como cristais euhédricos muito finos concentrados em delgados leitos, sugerindo origem por precipitação exalativa de boro, semelhante aos turmalinitos descritos por Juliani (1993). A maioria dos cristais tem pleocroísmo variando do verde-maça ao verde-claro, e alguns são zonados, com núcleos marrom-esverdeado e bordas verdes.

Os minerais opacos com até 1 mm são octaédricos e podem possuir bordas parcialmente corroídas, sendo então caracterizados como pós-deformacionais. Associam-se o opacos tabulares finos, provavelmente de ilmenita.

Clorita magnésiana pode estar presente como produto da alteração da cummingtonita.

2.6.2 Rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio

Estas rochas podem ser correlacionadas aos protólitos metavulcanoclásticos com aglomerados de anfibólio (TABELA 7) e são representadas pelas amostras PB31b, PB100, PB106a,

I2756b e PB101b. Nas quatro primeiras amostras há ainda presença de aglomerados inequidimensionais esféricos, elípticos ou concêntricos de anfibólio magnesiano com até 0,6 x 0,3 cm, semelhantes aos protólitos. Numa das amostras PB100 ocorrem arranjos radiados anfibólio com até 7 mm de diâmetro.

São principalmente cummingtonita-cordierita-granada-antofilita anfibolitos e, subordinadamente, cordierita-granada-antofilita anfibolitos formados antofilita (20-35%), cummingtonita (5-10%, raramente ausente), cordierita (12-15%), granada (18-20%), quartzo (22-35%) e minerais opacos (3-5%), plagioclásio (tr.-5%) e clinozoisita (tr.-2%), além de clinozoisita/epídoto, apatita, epídoto, clorita e zircão acessórios. Em todas amostras predomina granada sobre cordierita e antofilita sobre cummingtonita, exceto na amostra I2756b.

Os núcleos dos aglomerados de anfibólio podem ser formados por uma pequena zona com maior concentração de anfibólio, com forma ocelar, envolvida por finas agulhas ou pequeníssimos cristais anhedrais de anfibólitos, unidos ou não entre si, com quartzo associado e, subordinadamente, minerais opacos e plagioclásio. Este conjunto é capeado por prismas maiores de anfibólio, que podem constituir arranjos radiados ou semi-radiados.

A granada e a cordierita formam poiquiloblastos sin- a pós-S₂, com até 2 e 4 cm de diâmetro, ambos com abundantes inclusões de quartzo e menor quantidade de opacos e cummingtonita. Na cordierita podem também estar presentes inclusões de flogopita, zircão e apatita e, na granada, de clorita, com texturas que sugerem restos do reagente, e não texturas retrometamórficas. Os maiores poiquiloblastos de cordierita podem incluir aglomerados de anfibólio, granada poiquiloblástica menores e aglomerados de quartzo e de opacos.

A matriz das rochas tem granulação fina e é composta, em essência, por quartzo, podendo ainda estarem presentes cummingtonita, antofilita, plagioclásio, cordierita, opacos e flogopita. São também comuns zonas de silicificação pré-metamórficas representadas por finos veios e aglomerados esféricos, elípticos ou irregulares de quartzo com até 2 mm de diâmetro, que podem possuir antofilita, cummingtonita, plagioclásio e flogopita subordinados. Os agregados de quartzo tem textura em mosaico e foram dobrados pelas S₂ e S₃. Ao redor dos prismas maiores dos arranjos de anfibólio e da granada poiquiloblástica resta praticamente só quartzo, indicando migração dos componente para formação dos minerais ferro-magnesianos ou lixiviação hidrotermal associada à silicificação. Flogopita associa-se aos veios e aglomerados de quartzo, ou formar pequenos leitos ou bolsões na matriz.

Os minerais opacos são semelhantes aos das rochas menos intensamente alteradas e, freqüentemente, ocorrem agregados de minúsculos cristais de zircão e de epídoto, por vezes também inclusos no anfibólio e na cordierita.

Texturalmente foram distinguidas várias gerações de antofilita, cummingtonita, granada e

cordierita assim como de opacos, biotita, flogopita e clorita, correlacionáveis aos diferentes eventos deformacionais. Especialmente a granada, a cordierita e os anfibólios apresentam texturas distintas e características a cada um dos três eventos deformacionais principais, sendo que em alguns dos arranjos de anfibólio coexistem as diversas gerações de antofilita e cummingtonita sin- S_1 , sin- S_2 , pós- S_2 , sin- S_3 e pós- S_3 .

A maioria dos cristais de granada constituem poiquiloblastos sin- a pós- S_2 , mas são também encontrados poucos e pequenos grãos de granada poiquiloblástica sin- a pós- S_3 . Subordinadamente ocorre granada idiomórfica a subidiomórfica pós-deformacional, presente como cristais isolados ou cristalizada nas bordas da granada poiquiloblástica mais grossa. Este tipo textural tardio de granada pode possuir abundantes inclusões, constituídas essencialmente por finíssimos prismas orientados de cummingtonita, mas não são raros cristais livres ou praticamente livres de inclusões. Um tipo ainda mais raro é formado por cristais anhedrais alongados sin- S_1 e sin- S_2 , geralmente com contornos irregulares e poucas inclusões.

Quanto à cordierita, podem ser vistos quatro tipos diferentes, sendo que predominam os cristais poiquiloblásticos sin- a pós- S_2 . Em finos veios de cordierita e plagioclásio e bordas dos cristais de cordierita são comuns pequenos porfiroblastos alongados sin- S_2 , relativamente maciços, de até $7,5 \times 4,0$ mm. Um terceiro tipo textural de cordierita, pós- S_2 e pós- S_3 , cristalizou-se após a formação dos arranjos de anfibólios, englobando e consumido parte deles, que restam como resíduos nos núcleos.

Os prismas de anfibólios, o quartzo e os opacos tabulares estão orientados preferencialmente segundo a S_2 . A cordierita e a granada apresentam S_1 indicando cristalização tardi- a pós- S_2 e o terceiro evento dobrou suavemente os cristais mais grossos de granada, cordierita e anfibólio, este também foi reorientado recristalizado segundo a S_3 . Em amostras mais ricas em anfibólio observam-se relíquias da S_1 , definidas dobradas intrafolialmente na S_2 .

Como minerais retrometamórficos ocorrem clorita magnesiânica, clorita rica em ferro, flogopita, clinozoisita, epídoto, clinozoisita/epídoto e pinita. Antofilita e cummingtonita podem estar parcialmente substituídas por clorita magnesiânica, clinozoisita, clinozoisita/epídoto, epídoto e, mais raramente, por flogopita. A granada pode ser substituída por clorita rica em ferro e a cordierita por clorita magnesiânica, sendo que o último mineral pode também se mostrar alterado para pinita. O plagioclásio gera, ao retrometamorfismo, clinozoisita.

3 ROCHAS METAINTERMEDIÁRIAS A META-ÁCIDAS ÍGNEAS

Não foram identificadas na área rochas metaintermediárias ou meta-ácidas que pudessem ser indubitavelmente consideradas como protólitos inalterados, tal qual verificado por Juliani (1993) na porção sudoeste da Serra do Itaberaba, onde ocorrem mineralizações de ouro em metandesitos e

T3439

metadacitos. Isto parece ser devido ao relacionamento existente entre as intrusões de rochas intermediárias e os sistemas hidrotermais e, uma vez que as intrusões situam-se nos centros hidrotermais, dificilmente as rochas se preservaram intactas.

Algumas das rochas descritas a seguir possuem mineralogia compatível com metandeístos, mas a maioria delas possui altos teores de quartzo, indicando composições mais ácidas, provavelmente dacítica a riodacítica, ou silicificação. Devido à dificuldade de separar-se petrograficamente as rochas de diferentes composições ígneas, todas serão descritas em conjunto, muito embora, quimicamente possam ser estabelecidas separações complementares dos litotipos. Destaca-se também que algumas rochas com mineralogia análoga à das metaintermediárias apresentam baixos teores de sílica, o que pode confundí-las quimicamente com as rochas básicas.

A distinção entre os protólitos ígneos e vulcanoclásticos é ainda mais difícil, mas as intercalações de alguns metassedimentos, especialmente de *metachert*, permitiram a individualização de alguns destes litotipos, apresentada a seguir.

A relação da cristalização dos minerais com as foliações metamórficas é apresentada na FIGURA 29 e suas principais características mineralógicas e texturais nas TABELAS 8 e 9.

3.1 Rochas Incipientemente Alteradas

Apesar das dificuldades apresentadas foram encontradas algumas raras amostras pouco hidrotermalizadas, que foram consideradas como incipientemente alteradas. Estas possuem granulação média a muito fina e são constituídas em essência por plagioclásio (30-35%), quartzo (32-37%) e hornblenda (25-30%), com clinozoisita/epídoto (tr.-5%), opacos (~ 3%) e carbonatos (tr.-1%) subordinados, caracterizando composições andesíticas a dacíticas.

A hornblenda forma cristais um pouco mais grossos, por vezes ricos em inclusões de plagioclásio e quartzo, dispersos em matriz fina a muito fina formada essencialmente por plagioclásio e quartzo e, secundariamente, por minerais opacos. Em uma das amostras foi possível classificar o plagioclásio como sendo oligoclásio, com albita retrometamórfica, sendo que alguns dos minerais opacos podem apresentar uma espécie de corona formada por carbonato microgranular. Localmente estas rochas podem ser cortadas por finos veios ricos em clinozoisita/epídoto e quartzo.

3.2 Rochas da Zona de Transição

A amostra V1909b corresponde a uma rocha intermediária ígnea da zona de transição, de granulação fina, aproximadamente equigranular, constituída por actinolita (35%), cummingtonita (10-15%), plagioclásio (40-45%), quartzo (5%), minerais opacos (3%) e epídoto (1%), apatita e rutilo acessórios. Esta foi também a única rocha da zona de transição e os teores de quartzo e de

anfibólio sugerem que a rocha original foi um andesito.

Neste litotipo predominam prismas euhedrais e subeuhedrais de anfibólios, localmente em arranjo decussado, mas também cummingtonita como agregados fibrosos. Comumente os prismas de anfibólio estão dobrados e recrystalizados na S_2 .

O plagioclásio ainda conserva as formas tabulares ígneas, mas estão deformados e flexionados. Estes cristais tem composição de andesina e apresentam bordas ligeiramente irregulares, devido à recrystalização metamórfica incipiente. Os cristais recrystalizados mais finos tem composição de oligoclásio.

O quartzo tem extinção levemente ondulante e constitui agregados granoblásticos, sugerindo, que em parte podem ter sido originados por silicificação da rocha.

Os minerais opacos são finos, tem formas irregulares, estão distribuídos homogeneamente pela rocha e, por vezes, têm associados finíssimos cristais de rutilo.

3.3 Rochas Menos Intensamente Alteradas

Neste conjunto não há possibilidade de separação do protólito entre intermediário e ácido, devido à intensidade da alteração e, principalmente, devido à silicificação que usualmente acompanha estes litotipos. As amostras deste grupo ainda preservam relíquias de plagioclásio ígneo, que constituem cristais com até 0,5 cm de comprimento.

Estas rochas caracteristicamente possuem, relativamente às rochas mais intensamente alteradas, altas concentrações de clorita e pouco volume de cordierita (PRANCHA 6, Fotos G e H) (TABELA 9). Também é típica a presença de prismas isolados euhedrais (PB135) ou de aglomerados de anfibólio magnésiano que chegam a medir 1 x 0,6 cm, formados a partir de “fantasmas” de minerais máficos. Os aglomerados geralmente possuem núcleos com cristais de anfibólios poiquiloblástica ou não, orientados segundo a S_2 , envolvidos por cristais mais grossos anfibólios sin- a pós- S_2 ou pós- S_3 . Em alguns destes núcleos o foi totalmente recrystalizado como prismas finos equigranulares, por vezes dobrados e/ou rotacionados. Em afloramentos onde a recrystalização foi mais intensa predominam arranjos radiados de anfibólio pós- S_2 e pós- S_3 com até 6,5 x 3 mm.

Ocorrem, também pseudomorfos dos cristais ígneos de plagioclásio recrystalizados como cristais menores subidiomórficos em continuidade ótica, com bordas corroídas e a recrystalização durante o segundo evento deformacional gerou pequenos porfiroblastos.

As rochas tipicamente são representados por clorita-cummingtonita/antofilita-cordierita-quartzo xistos que, caracteristicamente, possuem poucos aglomerados de anfibólio dispersos em uma matriz formada essencialmente por quartzo e clorita ± minerais opacos, orientados segundo a S_2 . Compõem este conjunto as amostras V175a₍₂₎, V175b₍₁₎ e I422, constituídas principalmente por

quartzo (40-45%), cordierita (18-25%), cummingtonita (5-10%), antofilita (5-13%), clorita (10-20%), plagioclásio (2-7%) e minerais opacos (2-5%). Como acessórios podem estar presentes epidoto (até 1%), pseudomorfos de allanita, clinozoisita, apatita, rutilo e zircão.

3.4 Rochas Mais Intensamente Alteradas

Dois subconjuntos puderam ser individualizados, um constituído por rochas com tendências mais intermediárias e outro onde não mais é possível distinguir-se se o protólito era intermediário ou ácido, principalmente devido aos altos teores de quartzo (TABELA 8).

No primeiro subconjunto foram obtidas poucas amostras. As PB211a e 124 possuem “fantasmas” de mineral máfico com até 1,5 x 0,5 cm, recristalizados como prismas menores que formam aglomerados ou arranjos semelhantes a “espinhas de peixe”, comumente dobrados e rotacionados pelos eventos que geraram a S_2 e a S_3 . Estas rochas é composta por cummingtonita (~40%), plagioclásio (5-35%), quartzo (10-40%), cordierita (~7%) e minerais opacos (3%), além de epidoto, clinozoisita, carbonato e zircão acessórios.

Os prismas mais finos de anfibólio também formam arranjos radiados e semi-radiados distribuídos em uma matriz formada principalmente por plagioclásio (que medem, em média 0,6 mm), quartzo, cordierita e minerais opacos. Localmente os aglomerados de anfibólios formam dobras fechadas D_2 que por sua vez podem estar localmente redobradas pela S_3 .

Predominam cristais de feldspato límpidos, recristalizados, subeuhedrais e geminados, sendo que a cordierita forma principalmente pequenos poiquiloblastos sin- S_2 com inclusões de quartzo e, secundariamente, cristais pós-deformacionais posteriores aos aglomerados de anfibólio.

Os opacos compõem agregados irregulares de finos cristais tabulares, formados pela quebra de opacos mais grossos.

Zonas de silicificação pré-metamórfica são também identificadas pela presença de bolsões quartzosos, análogos aos descritos anteriormente.

Outra amostra (PB375c) deste conjunto é formada por gedrita (25%), cummingtonita (22%), quartzo (35%), cordierita (15%), minerais opacos (2%), flogopita (1%), pinita e óxidos e hidróxidos de ferro. Tal qual nas amostras anteriores estão presentes relíquias com até 1,0 x 0,5 cm de um mineral máfico quase que totalmente recristalizado em finíssimos cristais. Mais raramente constituem poiquiloblastos com prismas mais grossos nas bordas, principalmente de gedrita. Os opacos são sempre muito finos e tabulares.

Petrograficamente esta rocha pode ser uma metaintermediária ou um metabasito blastoporfirítico de granulação grossa intensamente alterado e silicificado.

TABELA 8 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas metaintermediárias ígneas.

	PROTOLITO	ZONA DE TRANSIÇÃO	MAIS INTENSAMENTE ALTERADAS
L I T O T I P O	Rochas formadas por hornblenda + plagioclásio + quartzo	Rochas formadas por actinolita + cummingtonita + plagioclásio	Rochas formadas por cummingtonita + gedrita+ plagioclásio ± quartzo ± cordierita
E S S E N C I A I S	Hornblenda (25-30%) Plagioclásio (30-35%) Quartzo (32-37%) Opacos (~3%)	Actinolita(35%) Cummingtonita (10-15%) Plagioclásio (40-45%) Quartzo (5%) Opacos (3%)	Cummingtonita (22-40%) Gedrita (0-25%) Cordierita (~7-15%) Plagioclásio (0-35%) Quartzo (10-35%) Opacos (2-3%)
A C C E S S Ó R I O S	Clinozoisita/epídoto (até 5%)	Epídoto (até 1%) Apatita Rutilo	Epídoto Clinozoisita Flogopita Carbonato Zircão Óxidos e hidróxidos de Fe
T E X T U R A S	Porfiroblastos de hornblenda dispersos em matriz fêlsica fina a muito fina.	Localmente textura decussada e blastosubofítica.	“Fantasmas” de minerais máficos com até 1,5 x 0,5 cm, recristalizados como prismas menores que formam aglomerados de anfibólio com formas de “espinhas de peixe”.

TABELA 9 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas metaintermediárias a meta-ácidas ígneas.

	SILICIFICADAS	MENOS INTENSAMENTE ALTERADAS	MAIS INTENSAMENTE ALTERADAS	ZONAS IRREGULARES DAS AMOSTRAS 500C e SI 494
L I T O T I P O	Rochas formadas por quartzo + cummingtonita + cordierita	Rochas formadas por quartzo + clorita + cordierita + cummingtonita/antofilita	Rochas formadas por cordierita + quartzo + cummingtonita + ortoanfibólio	Rochas formadas por cummingtonita + cordierita ± plagioclásio ± quartzo ± minerais opacos
E S S E N C I A I S	Quartzo (50-67%) Cummingtonita (5-20%) Cordierita (5-20%) Plagioclásio (5%) Opacos (5%)	Quartzo (40-45%) Cordierita (18-25%) Clorita (10-20%) Antofilita (5-13%) Cummingtonita (5-10%) Plagioclásio (2 a 7%) Opacos (2-5%)	Quartzo (35-40%) Cordierita (33-43%) Antofilita, raramente gedrita (5-15%) Cummingtonita (3-15%) Clorita (0-5%) Plagioclásio (traço a 5%) Granada presente só em uma amostra (15%) Opacos (3 a 5%)	Cummingtonita (50-56%) Cordierita (15-20%) Plagioclásio (10-15%) Quartzo (5-10%) Opacos (7-10%)
A C E S S Ó R I O S	Clorita Apatita Zircão	Epídoto (até 1%) Clinozoisita Pseudomorfos de allanita Apatita Rutilo Zircão	Epídoto Clinozoisita/epídoto Flogopita Sericita Apatita Rutilo Zircão	Estaurolita Clorita Pinita Zircão
T E X T U R A S	Bolsões mais ricos em quartzo e pobres em anfibólio.	Aglomerados de anfibólios com até 1,0 x 0,6 cm, aproximadamente equidimensionais, formados a partir de mineral máfico e prismas isolados euhedrais	Idem anterior, mas possui também poiquiloblastos bem desenvolvidos de cordierita, semelhantes àqueles presentes nas rochas básicas mais intensamente alteradas.	Comparativamente às rochas anteriores, possui prismas maiores de cummingtonita, com até 1,25 x 0,5 cm, cristais de cordierita maciça ou com poucas inclusões, cristais intersticiais de plagioclásio euhedral a subeuhedral geminado.

PRANCHA 6

FOTO A - Rocha metavulcanoclástica básica com aglomerados de anfibólio menos intensamente alterada da zona petrográfica 1, com arranjos de cummingtonita dispersos em matriz abundante constituída essencialmete por quartzo, plagioclásio, cummingtonita e minerais opacos. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO B - Detalhe dos finíssimos cristais de estaurolita (1), com típicas coronas de plagioclásio $\pm$ cordierita $\pm$ rutilo comuns nas rochas metavulcanoclásticas menos intensamente alterada da zona petrográfica 1. Lado maior da foto = 2,8 mm.

FOTO C - Rocha metavulcanoclástica básica com aglomerados de anfibólio menos intensamente alterada da zona petrográfica 2, com arranjos de cummingtonita dispersos em abundante matriz constituída essencialmete por quartzo, plagioclásio, cummingtonita e minerais opacos e cristais de granada sin- a pós-deformacionais. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO D - Idem Foto C, com analisador cruzado.

FOTO E - Detalhe de um metatufo com porfiroblastos de diopsídio mais intensamente alterados, formado por cummingtonita + cordierita + quartzo $\pm$ granada. (1) Agregado oclares concêntricos de cummingtonita + quartzo $\pm$ granada. Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO F - Idem Foto E, com analisador cruzado.

FOTO G - Rocha metaintermediária ígnea menos intensamente alterada com aglomerados de anfibólio magnesiano (1) dispersos em matriz de granulação fina a média rica em quartzo e clorita (2). Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO H - Idem Foto G, com analisador cruzado.

Prancha 6

O segundo conjunto é formado por rochas mais ricas em quartzo, provavelmente mais ácidas, caracterizadas pela presença de aglomerados de anfibólio e de poiquiloblastos sin- a pós-S₂ bem desenvolvidos de cordierita, com até 2,35 x 1,65 cm, semelhantes aos das rochas básicas mais intensamente alteradas. Possuem pouca matriz e são representados pelas amostras V175c, V175b₍₂₎, V175a₍₁₎, V175f, V175e, V176b, PB135 e I183 e algumas porções das rochas 500c e SI494 (PRANCHA 7, Fotos A, B, C e D). O quartzo ocorre principalmente como inclusões nos poiquiloblastos de cordierita, e secundariamente, em aglomerados formados por cristais maiores que representam zonas de silicificação pré-metamórfica. São comuns pequenos bolsões irregulares de quartzo, quartzo e clorita e quartzo, anfibólio e minerais opacos, semelhante aos observados nas rochas menos intensamente alteradas, formados por zonas de silicificação.

Estes litotipos são constituídos por quartzo (35-40%), cordierita (33-43%), antofilita, raramente gedrita (5-15%), cummingtonita (3-15%), plagioclásio (traço a 5%), clorita (ausente a 5%) e minerais opacos (3-5%). Granada foi observada somente na amostra PB135 (15%), que é também relativamente empobrecida em anfibólio (10%). Como minerais acessórios podem estar presentes zircão, epídoto, clinozoisita/epídoto, flogopita, apatita, rutilo e sericita.

Na maioria das amostras predomina antofilita sobre cummingtonita, ocorrendo o inverso apenas nas amostras 500c e SI494 e são comuns cristais de magnetita pós-deformacional com até 1 mm, com abundantes inclusões finíssimas de quartzo, bem como finos cristais tabulares, sub-arredondados ou irregulares e aglomerados irregulares com até 1,25 mm que, na amostra PB124, aparentam ter sido recristalizado a partir da magnetita. Como minerais retrometamórficos há clorita, cristalizadas a partir do anfibólio, e sericita derivada do plagioclásio.

Estas rochas diferenciam-se das menos intensamente alteradas por apresentarem poiquiloblastos maiores e melhor desenvolvidos de cordierita (PRANCHA 7, Fotos A, B e D), pela ausência ou pela pequena quantidade de clorita e de plagioclásio. São texturalmente muito semelhantes às rochas básicas mais intensamente alteradas do Subgrupo A, das quais distinguem-se por não possuírem granada, por serem relativamente um pouco mais ricas em quartzo, cordierita e plagioclásio, e mais pobres em anfibólio (FIGURA 30). Este fato novamente indica que a intensa percolação de fluidos hidrotermais geram produtos semelhantes a partir de rochas de composições diferentes.

Diversas amostras do afloramento 500c e na SI494 têm zonas irregulares ou bolsões discordantes, com largura de 0,5 a 1 cm, compostas principalmente por cummingtonita (50-56%), cordierita (15-20%), plagioclásio (10-15%), minerais opacos (7-10%), quartzo (5-10%) e estaurolita (ausente a 3%), além de estaurolita, zircão, clorita alterando o anfibólio e pinita alterando a cordierita. Também possuem veios de até 1 cm de espessura, formados por cordierita maciça, localmente pinitizada, (45-85%) e cummingtonita (10-48%), quartzo (~ 5%) e opacos (tr.-2%).

Estas zonas e bolsões mostram contatos gradacionais e difusos com a encaixante, com redução na concentração de quartzo, aumento no teor de anfibólio e substituição da cordierita maciça pela poiquiloblástica. Estas zonas diferenciam-se também da rocha por serem muito mais ricas em anfibólio grossos ou como aglomerados, por possuírem cordierita maciça, pelos plagioclásios euhedrais a subeuhedrais geminados intersticiais, por serem muito mais pobres em quartzo e ricas em opacos. No anfibólio ocorrem finas inclusões de anortita e/ou de cordierita anedral e a estauroлита constitui finíssimos cristais instáveis com uma corona de plagioclásio incluso na cordierita.

Esta estruturação pode ser interpretada como restos da rocha intensamente alterada relativamente poupada pela silicificação final do evento principal de alteração hidrotermal, ou como devida à sobreposição de um segundo evento de alteração hidrotermal. A segunda hipótese é sugerida pela existência de veios cordieríticos e cummingtoníticos.

Foliações/Minerais	S ₁	S ₂	S ₃
Antofilita	■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Cummingtonita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Gedrita		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Hornblenda	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Hornblenda/actinolita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Cordierita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Plagioclásio	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Quartzo	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Clorita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Biotita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Flogopita		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Sericita			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Magnetita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Opacos finos	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Granada	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Estauroлита	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		
Turmalina	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Carbonato		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Apatita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Rutilo		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Zircão	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Allanita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		
Epídoto		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Clinozoisita	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Clinozoisita/epídoto			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Pinita			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Fácies metamórficas	Anfibolito	Anfibolito	Anfibolito a xistos verdes

FIGURA 29 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nas rochas meta-intermediárias a meta-ácidas alteradas hidrotermalmente.

Rocha/Mineral	Básicas Ígneas do SubGrupo A	Metaintermediárias a meta-ácidas ígneas
Antofilita	8-23%	5-15%
Cummingtonita	7-10%	3-15%
Soma dos Anfibólios	15-30%	15-25%, raramente 10%
Cordierita	26-34%, raramente 10%	33-43%
Granada	2-10%, raramente 22%	Ausente, raramente 15%
Quartzo	25-40%	35-40%
Plagioclásio	Ausente a Traço	Traço a 5%

FIGURA 30 - Comparação dos teores dos principais minerais nas rochas básicas mais intensamente alteradas do Subgrupo A e nas rochas metaintermediárias a meta-ácidas ígneas mais intensamente alteradas.

3.5 Rochas Silicificadas

Estas rochas correspondem zonas ou bolsões de silicificação em meio às rochas metaintermediárias a meta-ácidas menos e mais intensamente alteradas, formadas principalmente por quartzo (50-67%), cordierita (5-20%), cummingtonita (5-20%), plagioclásio (5%) e minerais opacos (5%), além clorita, apatita e zircão acessórios.

4 ROCHAS METAINTERMEDIÁRIAS A META-ÁCIDAS VULCANOCLÁSTICAS

Dentre as rochas vulcanoclásticas de composição intermediária a ácida não foram identificados litotipos correlacionáveis aos protólitos ou às rochas incipientemente alteradas. A mineralogia e as texturas indicam que os litotipos menos alterados correspondem às rochas da zona de transição, gradativamente alterados até as rochas mais transformadas.

A principal característica deste conjunto é a abundância de quartzo na matriz. A composição original predominante deve ter sido de metandesitos a metadacitos, mas podem também estar presentes rochas mais ácidas, misturas de sedimentos e tufos e, até mesmo tufos básicos muito alterados e silicificados (PRANCHA 7, Fotos E, F, G e H).

As texturas vulcanoclásticas, estruturas bandadas e laminadas e os relacionamentos em campo com as rochas meta-ígneas e metavulcanoclásticas caracterizam inequivocamente origem vulcanoclástica, mas não pode ser descartada a presença de derrames delgados nesta unidade. Em algumas amostras ainda podem ser reconhecidos restos de texturas derivadas dos aglomerados esféricos e elípticos de anfibólio.

Tipicamente há ocorrência de leitos e lâminas de *metachert*, o que indica deposição que vulcanoclástica alternou-se com períodos de precipitação de exalitos vulcanogênicos. Neste ambiente, deve ter ocorrido forte silicificação hidrotermal vulcanogênica, sin-deposicional e diagenética, que obliterou profundamente as composições das rochas. O S₀ é definido pelo leitos de diferentes composições, com espessuras que variam de 0,1 a 4 cm.

De modo geral são rochas inequigranulares, porfiroblastos, poiquiloblastos ou aglomerados

de anfíbólio magnesiano dispersos em uma matriz de granulação grossa a muito fina, ricas em quartzo granoblástico e clorita orientada segundo a S_2 (TABELA 10).

4.1 Rochas da Zona de Transição

São representadas pelas amostras SI7i, I311h e PB2783d, nas quais coexistem dois dos seguintes anfibólios: hornblenda, hornblenda/actinolita e cummingtonita dispersos em uma matriz fina a muito fina formada principalmente por quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ clorita $\pm$ cordierita $\pm$ cummingtonita $\pm$ minerais opacos.

A amostra SI7i é um típico metatufos intermediário, texturalmente semelhante aos metatufos básicos bandados da zona de transição, dos quais diferenciam-se por serem mais pobres em anfíbólio e mais rico em minerais félsicos. É um cummingtonita-hornblenda-plagioclásio-quartzo xisto composto por hornblenda (15%), cummingtonita (10%), plagioclásio (30%), quartzo (40%) e minerais opacos (5%). Os anfibólios constituem porfiroblastos com até 2,7 mm de comprimento, dispersos em uma matriz muito de quartzo + plagioclásio $\pm$ minerais opacos. Os cristais de anfíbólio podem ser zonados, com núcleo de hornblenda e bordas de cummingtonita ou vice-versa.

A amostra I311h é texturalmente semelhante às rochas vulcanoclásticas com aglomerados de anfíbólio e a PB2783d corresponde a um metatufos com cristalização de anfíbólio magnesiano quase que exclusivamente relacionado a zonas anastomosadas. A primeira é um plagioclásio-cummingtonita-cordierita-hornblenda/actinolita-quartzo xisto e a segunda um granada-hornblenda-cummingtonita-clorita-quartzo xisto, compostos por quartzo (35-45%), clorita magnesiana (25-30%), hornblenda (ausente a 5%), hornblenda/actinolita (ausente a 20%), cummingtonita (15-20%), pinita (ausente até 10%), plagioclásio (ausente até 7%), granada (ausente até 5%), biotita (ausente a 3%) e minerais opacos (2-5%), além de flogopita, zircão e rutilo acessórios.

Na amostra PB 2783d estão presentes de anfíbólio sin- S_1 de até 5 mm, instáveis, digeridos e parcialmente cloritizados e prismas de anfibólios sin- S_2 com formas mais euhédricas, alguns com inclusões de clorita. A hornblenda constitui relíquias nos núcleos dos ademais anfibólios e a granada tende a formar cristais euhedrais pós- S_3 ricos em inclusões. A clorita da matriz associa-se as bordas dos cristais de quartzo.

4.2 Rochas Menos Intensamente Alteradas

As amostras V425c são de metatufos e as V2002 e I1097 (PRANCHA 7, Fotos E e F) rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfíbólio magnesiano petrograficamente representados por cordierita-cummingtonita/antofilita-clorita-quartzo xistos, cummingtonita/antofilita-clorita-quartzo xistos, plagioclásio-cordierita-clorita-quartzo-cummingtonita/antofilita xistos, cummingtonita-epídoto-clorita-quartzo xistos e cordierita-clorita-

cummingtonita-quartzo xistos. Suas composições são: quartzo (40-50%, raramente 30%), cordierita (tr.-15%), clorita magnésiana (15-35%), cummingtonita (5-25%), antofilita (5-10%), plagioclásio (ausente a 1%, raramente até 7%) e minerais opacos (tr.-7%), bem como plagioclásio, flogopita, biotita, turmalina, clinozoisita, epídoto (até 15% na amostra V2002), granada, óxidos e hidróxidos de ferro e allofana subordinados.

O anfibólio magnésiano ocorre como porfiroblastos, poiquiloblastos e arranjos radiados e semi-radiados, sendo localmente fibrosos, dispersos em uma matriz fina de clorita e quartzo $\pm$ minerais opacos $\pm$ epídoto $\pm$ cummingtonita. Alguns cristais de anfibólios possuem inclusões de clinozoisita em arranjos que sugerem substituição de algum mineral do primeiro evento deformacional, outros têm núcleos mais verde e mais pleocróicos envolvidos por anfibólios quase incolores, pós-deformacionais, em textura radiada e semi-radiada.

Podem estar presentes poiquiloblastos de cordierita instável com 1 cm de diâmetro, com inclusões de quartzo, magnetita, cummingtonita, epídoto, clinozoisita e clorita. Comumente podem estar isolados da matriz por uma corona de clinozoisita/epídoto e, texturalmente são cristais sin- a pós- S_1 recristalizados e reorientados pela S_2 .

Nestas rochas são comuns aglomerados de quartzo derivados de silicificação

Dentre os minerais opacos grossos predomina magnetita pós-deformacional com até 0,6 mm e alguns cristais finos são tabulares, sugerindo serem de ilmenita e a clorita e o epídoto cristalizaram-se a partir da cummingtonita e da cordierita.

4.3 Rochas Mais Intensamente Alteradas.

Relativamente às rochas da zona de transição e as menos intensamente alteradas, estas rochas se caracterizam pelos altos teores de cordierita e ausência ou pequena quantidade de clorita (PRANCHA 7, Fotos G e H).

Representam este grupo as amostras I301a, V176c, PB103, I296a, I311i₍₁₎, I311i₍₂₎, I296c e I512c. As amostras I301a e I311i₍₁₎ possuem os típicos aglomerados esféricos e elípticos de anfibólio, com até 1 x 0,75 cm; a V176c tem texturas de metatufo; as PB103, I311i₍₁₎ e I 296a não possuem texturas típicas que permitam a identificação dos protólito e as I512c e I296c possuem aglomerados de anfibólios que sugerem recristalização partir piroxênio, o que poderia indicar relação com as metaintermediária a meta-ácidas ígneas.

São identificadas como cordierita-gedrita-quartzo xisto, cordierita-cummingtonita/gedrita-quartzo xisto, plagioclásio-cordierita-cummingtonita/antofilita-quartzo xisto, plagioclásio-cummingtonita/antofilita-cordierita-quartzo xisto, clorita-granada-cummingtonita/antofilita-cordierita-quartzo xisto, plagioclásio-granada-cordierita-cummingtonita/antofilita-quartzo xisto, clorita-cummingtonita/antofilita-quartzo-cordierita xisto e clorita-cordierita-

cummingtonita/antofilita xisto compostos por quartzo (40-50%, raramente 35%), antofilita ou gedrita (5-25%), cummingtonita (5-25%), clorita (ausente até 8%), cordierita (15-30%), pinita (ausente ou 10-25%), plagioclásio (ausente a 10%), granada (ausente a 15%) e minerais opacos (2-10%). Subordamente ocorrem epidoto, clinozoisita/epídoto, carbonato, zircão, biotita e pinita.

A clorita geralmente concentra-se em porções irregulares da matriz, juntamente com quartzo.

A cordierita parece ter se cristalizado às expensas da clorita, formando poiquiloblastos e porfiroblastos sin a pós-S₂, ou ocorre como pequenos cristais na matriz. Os poiquiloblastos distinguem-se daqueles presentes nas rochas básicas intensamente alterados pela maior ricos em inclusões, essencialmente de quartzo. Na amostra PB103, que corresponde a um blastomilonito, a cordierita foi recristalizada concomitantemente e após a foliação milonítica (S_m) e é relativamente maciça. Na maioria das amostras encontra-se pinitizada.

O plagioclásio, quando presente, predomina sob forma de porfiroblastos esqueléticos com até 2 mm de comprimento, ou como finos cristais anhedrais a subeuhedrais distribuídos irregularmente na matriz, em continuidade ótica, representando em ambos os casos dissolução e/ou recristalização de cristais maiores. Também podem estar presentes grãos menores subeuhedrais. Dentre os opacos mais grossos predomina magnetita pós-deformacional e os mais finos são esféricos, tabulares e subangulosos.

Localmente há finos veios de epídoto, plagioclásio e cordieritas maciças e, em algumas amostras o anfibólio foi substituído parcialmente por clorita.

A amostra I311i(2) apresenta uma zona texturalmente diferente de até 1,3 cm de largura, formado por poiquiloblastos de granada de até 1,3 x 0,4 cm (40%), cummingtonita (15%), clorita, produto da alteração retrometamórfica do anfibólio (20%), quartzo (20%), biotita (5%) e traços de minerais opacos. Esta zona está em contatos gradacional com a encaixante e nas suas proximidades a rocha é mais enriquecida em cordierita e mais pobre em quartzo, lembrando algumas das rochas básicas mais intensamente alteradas acima descritas.

Também ocorrem em algumas amostras delgadas zonas enriquecidas em anfibólio, algumas delas ao redor de zonas de silicificação pré-metamórfica.

Estas duas feições podem ser correlacionadas às das rochas metaintermediárias a meta-ácidas mais intensamente alteradas (500c e SI494) e da zona de transição (PB2783d), sugerindo tratarem-se condutos de percolação de fluidos ou de um segundo evento hidrotermal.

TABELA 10 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas metavulcanoclásticas metaintermediárias.

	ZONA DE TRANSIÇÃO	MENOS INTENSAMENTE ALTERADAS	MAIS INTENSAMENTE ALTERADAS	ZONA IRREGULAR DA AMOSTRA I311i(2)
L I T O T I P O S	Cummingtonita-hornblenda-plagioclásio-quartzo xisto, plagioclásio-cummingtonita-cordierita-hornblenda/actinolita-quartzo xisto e granada-hornblenda-cummingtonita-clorita-quartzo xisto	Cordierita-cummingtonita/antofilita-clorita-quartzo xistos, cummingtonita/antofilita-clorita-quartzo xistos, plagioclásio-cordierita-clorita-quartzo-cummingtonita/antofilita xistos, cummingtonita-epídoto-clorita-quartzo xistos e cordierita-clorita-cummingtonita-quartzo xistos	Cordierita-gedrita-quartzo xisto, cordierita-cummingtonita/gedrita-quartzo xisto, plagioclásio-cordierita-cummingtonita/antofilita-quartzo xisto, plagioclásio-cummingtonita/antofilita-cordierita-quartzo xisto, clorita-granada-cummingtonita/antofilita-cordierita-quartzo xisto, plagioclásio-granada-cordierita-cummingtonita/antofilita-quartzo xisto, clorita-cummingtonita/antofilita-quartzo-cordierita xisto e clorita-cordierita-cummingtonita/antofilita xisto	Rocha formada por granada + cummingtonita + clorita + quartzo
E S S E N.	Hornblenda (0-15%) Hornblenda/actinolita (0-20%) Cummingtonita (10-20%) Clorita (0-30%) Plagioclásio (0-30%) Quartzo (35-45%) Granada (0-5%) Pinita (0-10%) Opacos (2-5%)	Quartzo (40-50%, raramente 30%) Clorita (15-35%) Cummingtonita (5-25%) Antofilita (5-10%) Plagioclásio (0 a <1%, raramente 7%) Opacos (traços até 7%)	Quartzo (40-50%, raramente 35%) Cummingtonita (5-25%) Antofilita (5-25%) Cordierita (15-30%) Clorita (0-8%) Pinita (ausente ou variando de 10-25%) Plagioclásio (0-10%) Granada (0-15%) Opacos (2-10%)	Granada (40%) Cummingtonita (15%) Clorita (20%) Quartzo (20%) Biotita (5%)
A C E S S.	Biotita (até 3%) Flogopita Rutilo Zircão	Clinozoisita Epídoto Biotita Flogopita Granada Turmalina Óxidos/hidróxidos de Fe	Clinozoisita/epídoto Epídoto Biotita, Carbonato Zircão	Opacos
T E X T U R A S	Aglomerados de anfibólios com secção circular a elíptica em algumas amostras, com bandamento composicional	Aglomerados de anfibólios com secção circular a elíptica em algumas amostras.	Aglomerados de anfibólios com secção circular a elíptica em algumas amostras e “fantasmas” de minerais máficos em outras. Poiquiloblastos de cordierita (de até 1,2 x 0,7 cm) com inclusões de quartzo predominantes.	Poiquiloblastos de granada de até 1,3 x 0,4 cm.

PRANCHA 7

FOTO A - Rocha metaintermediária ígnea mais intensamente alterada formada essencialmente por cummingtonita + cordierita + quartzo $\pm$ clorita, mostrando aglomerados de anfibólio magnésiano (1), poiquiloblasto de cordierita (2) e matriz fina a média formada essencialmente por quartzo e clorita (3). Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO B - Idem Foto A, com analisador cruzado.

FOTO C - Detalhe de um aglomerado de cummingtonita em rocha metaintermediária ígnea mais intensamente alterada, com formas que sugerem ser do “fantasma” de um antigo fenocristal recristalizado como prismas menores de cummingtonita. Nicol cruzado. Lado da foto = 2,8mm.

FOTO D - Rocha metaintermediária ígnea mais intensamente alterada formada essencialmente por cummingtonita + cordierita + quartzo, com aglomerados de anfibólio magnésiano em arranjos semi-radiados (1) e poiquiloblasto de cordierita (2). Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO E - Rocha metavulcanoclástica intermediária menos intensamente alterada formada essencialmente por aglomerados de anfibólio magnésiano (1) dispersos em matriz fina a média constituída principalmente por quartzo e clorita (2). Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO F - Idem Foto E, com analisador cruzado.

FOTO G - Rocha metavulcanoclástica intermediária mais intensamente alterada formada essencialmente por cummingtonita + cordierita + quartzo $\pm$ clorita, com aglomerados de anfibólio magnésiano (1), poiquiloblastos de cordierita (2) e uma matriz fina a média formada essencialmente por quartzo e clorita (3). Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO H - Idem Foto G, com analisador cruzado.

Prancha 7

5 OUTROS LITOTIPOS

Por não ter sido possível correlacionar em campo ou petrograficamente estes litotipos com aqueles já descritos, eles foram agrupados nos subconjuntos dos granada-hornblenda anfibolitos, das rochas básicas potassicadas, das rochas básicas carbonatizadas e dos cummingtonita-granada-clorita xistos e veios de cloritização. Estes diferentes litotipos foram descritos no trabalho de Pérez-Aguilar (1996) sendo feita a seguir um resumo dos mesmos. O resumo da sua composição mineralógica aparece na TABELA 11.

5.1 Granada-Hornblenda Anfibolitos

Estas rochas possuem granulação média a grossa, mais raramente fina, exibem, por vezes, texturas blastosubofíticas, o que as caracteriza como de origem ígnea e são formadas por hornblenda (20-40%), cummingtonita (tr.-10%), granada (15-30%), quartzo (15-40%), andesina sódica (3-20%) e minerais opacos (10-15%). Subordinadamente podem estar presentes cordierita (1-2%, raramente 20%), biotita, clorita, zircão, apatita e carbonato.

Dois subgrupos podem ser individualizados, um composto por rochas menos intensamente alteradas e outro mais intensamente alteradas.

As rochas menos intensamente alteradas têm pequena quantidade de cummingtonita (1-2%), granada (5%) e quartzo (< 5%) e maiores volumes de plagioclásio é mais abundante (20-30%), geralmente recrystalizado como pequenos cristais intersticiais subeuhedrais ou com faces retilíneas ou corroídas e de opacos (até 15%).

As rochas mais intensamente alteradas tem maior volume de cummingtonita, granada e quartzo, surge cordierita, que mais raramente pode ser abundante (até 20%) e diminui progressivamente o teor de plagioclásio, até o seu quase total desaparecimento. A cummingtonita geralmente distribui-se nas bordas da hornblenda, ou ocorre como “manchas” internas irregulares. A maioria dos opacos estão alongados segundo a S_2 e constituem pequenas lentes que podem, por vezes, formarem finos leitos submilimétricos de até 4 cm de comprimento. Também ocorrem como inclusões em granada sin- S_1 e sin- S_2 .

Nas rochas de granulação média predominam pequenos cristais lenticulares de granada, de contornos irregulares, sem ou com poucas inclusões, que podem atingir 5 mm de comprimento. Um mesmo cristal pode ter porções orientadas segundo a S_2 e a S_3 , indicando ter havido cristalização acretiva. Nas rochas de granulação grossa a granada pós-deformacional tende a ser idiomórfica a subidiomórfica. Como produto retrometamórfico da granada podem ser observadas clorita com cor de birrefringência anômala.

TABELA 11 - Outros litotipos alterados hidrotermalmente

	Granada-hornblenda anfibolitos	ROCHAS POTASSIFICADAS		ROCHAS CARBONATIZADAS		Cummingtonita-granada clorita xistos
		Biotita-hornblenda xistos, hornblenda-biotita xistos ehornblenda-biotita anfibolitos	Biotita-cummingtonita anfibolitos	Incipientemente carbonatizadas	Intensamente carbonatizadas	
E S S E N C I A I S	Hornblenda (40-60%) Oligoclásio/andesina, andesina/labradorita ou labradorita/bytownita (3- 20%) Quartzo (5-40%) Granada (3-30%) Cummingtonita (1-10%) Sulfetos (10-15%) Raramente: Cordierita (20%)	Hornblenda (40-60%) Plagioclásio (40-60%) Biotita (até 10%) Cummingtonita (5%) Raramente: Quartzo (até 35%) Muscovita (até 5%) Clorita (até 5%)	Cummingtonita (25%) Quartzo (40%) Biotita (15%) Plagioclásio (10%) Cordierita (5%) Opacos (5%)	Actinolita (65%) Andesina/Labradorita (30%) Quartzo (~20%) Carbonatos (3%) Clinzoisita (2%)	Actinolita (5-15%) Clinzoisita/Epidoto (10- 60%) Diopsídio (7-60%) Quartzo (15%) Plagioclásio (0-20%) Carbonato (2-10%)	Clorita magnésiana (62%) Granada (20%) Cummingtonita (10%) Opacos (5%) Plagioclásio (3%)
A C E S S Ó R I O S	Zircão Apatita Carbonatos Biotita Clorita	Zircão Apatita Epidoto Granada Schorlita Opacos	Opacos Clorita Clinzoisita	Opacos Zircão Rutilo Anfibólio pouco pleocróico a incolor (Tremolita- actinolita?)	Zircão Opacos	Zircão Opacos
T E X T U R A S	Restos de texturas subofíticas e são muito frequentes venulações metamorfisadas de quartzo.	Semelhantes às presentes em rochas metabásicas.	Restos de re rochas menos intensamente alteradas (cummingtonita anfibolitos) inclusos em rocha rica em biotita.	Restos de texturas subofíticas.	Constituem pequenos leitos em hornblenda anfibolitos.	Granada porfiroblástica muito grossa e delgados prismas de cummingtonita deformados e parcialmente cloritizados.

5.2 Biotita-Hornblenda Anfíbolitos e Rochas Associadas

Estas rochas são representadas por biotita-hornblenda xistos, hornblenda-biotita xistos, hornblenda-biotita anfíbolitos e biotita-cummingtonita anfíbolitos. Os três primeiros litotipos representam o produto da alteração potássica de rochas básicas, sendo que no último litotipo houve sobreposição de alteração potássica nas rochas básicas menos intensamente alteradas. Os primeiros três litotipos devem representar halos mais externos dos cones de alteração e, o último litotipo, deve representar mudanças na composição química do fluido hidrotermal.

Os biotita-hornblenda xistos e hornblenda-biotita xistos têm origem vulcanoclástica. A biotita é marrom, a hornblenda pode apresentar núcleos pardos, predomina oligoclásio ou andesina granular e o quartzo pode ocorrer entre 10 a 15% do volume da rocha. Como minerais acessórios tem granada, titanita, apatita, turmalina, leucóxênio, sulfetos, epídoto, carbonatos, zircão, muscovita, sericita e minerais opacos que, de modo geral tendem a concentrarem-se nos leitos micáceos. A clorita magnésiana pode ser um constituinte menor importante, em detrimento da biotita.

Nos hornblenda-biotita-anfíbolitos são derivados de efusivas básicas e há predomínio da biotita sobre a hornblenda e, relativamente aos litotipos anteriores, possuem maior quantidade de opacos, incluindo magnetita e sulfetos, e de granada, que pode alcançar até 10% do volume da rocha. Cummingtonita é freqüente nas bordas da hornblenda e ocorrem também turmalina violeta ou azul.

Algumas amostras podem apresentar concentrações elevadas de muscovita, clorita e quartzo (35%), sugerindo origem a partir de rochas vulcanoclásticas ácidas a intermediárias, ou, alternativamente, mistura com pelitos.

A sobreposição da alteração potássica nas rochas básicas menos intensamente alteradas resultam em rochas enriquecidas em biotita (biotita-cummingtonita anfíbolitos), processo este bem exemplificado na amostra SI635i, onde pode ser observado um leito verde-escuro granulação fina a média de metabasito incipientemente alterado (cordierita-hornblenda anfíbolito), com dois leitos internos, com (0,5 e 1 cm de espessura) verde-claros, ricos em epídoto. O metabasito está em contato, através de uma delgada, irregular e difusa zona de transição, com a rocha básica menos intensamente alterada (cordierita-cummingtonita anfíbolito), de cor verde-acinzentado, rico em plagioclásio anortítico. Segue-se outro leito verde-acinzentado mais escuro de biotita-cummingtonita anfíbolito em contato irregular, semelhante a uma superfície de corrosão. Este terceiro leito é formado por cordierita-cummingtonita-biotita-quartzo xisto com aglomerados de até 1,5 cm e arranjos radiados de cummingtonita, que constituem restos não digeridos da rocha básica menos intensamente alterada, dispersos em matriz de granulação fina a muito fina, constituída por quartzo (50%), biotita (25%), plagioclásio (10%), cummingtonita (7%), cordierita (5%), opacos

(2%), clorita magnesiana (1%) e traços de clinozoisita, cristalizada a partir da cummingtonita.

FOTO 4 - Detalhe da alteração hidrotermal em rochas metavulcanoclásticas básicas. (1) Incipientemente alteradas, (2) Da zona de transição e (3) Biotita-cummingtonita anfíbolito.

5.3 Metavulcanoclásticas e Metabasitos Cálcio-silicáticos

São formados por actinolita anfíbolitos e metabasitos ricos em diopsídio, clinozoisita/epídoto, actinolita, quartzo, feldspato e carbonato, além de zircão, titanita e opacos em quantidades menores. Os actinolita anfíbolitos representam rochas básicas incipientemente carbonatizadas e, as demais, rochas básicas intensamente carbonatizadas previamente ao metamorfismo.

Os actinolita anfíbolitos afloram de forma restrita e são texturalmente semelhantes às rochas metabásicas não alteradas, diferenciando-se por possuírem actinolita ao invés da hornblenda. São compostos por actinolita (65%), plagioclásio (29%), carbonato (3%), clinozoisita (2%) e opacos, zircão e rutilo subordinados. O plagioclásio mostra-se corroído, com relíquias ígneas de labradorita envolvidos andesina, que também constitui grãos recristalizados menores. Não raramente a andesina apresenta zonamento composicional, com bordas mais cálcicas.

Os anfíbolios mostram-se muito zonados e tem “manchas” muito pouco pleocróicas a incolores. O carbonato ocorre como agregados microcristalinos de até 0,3 mm e texturas blastosubofíticas são freqüentes.

Juliani (1993) descreveu rochas semelhantes com agregados de biotita com tons amarelados relativamente abundante, além de pequenos agregados de epídoto que sugerem ter sido amígdalas metamorfisadas.

Nas rochas metabásicas intensamente carbonatizadas o diopsídio varia de 7 a 60%, actinolita de 5 a 15%, clinozoisita/epídoto de 10 a 60%, quartzo de 15 a 20%, plagioclásio de 0 a 20%, carbonato de 5 a 10%. Frequentemente o diopsídio encontra-se instabilizado

retrometamorficamente e foi substituído parcial ou totalmente por clinozoisita/epídoto ou actinolita. Em algumas amostras podem ser observados restos do hornblenda anfíbolito, por vezes potassificados, dentro das rochas carbonatizados. O hornblenda anfíbolito forma pequenas lentes descontínuas de espessura irregular ou como “manchas” de contornos difusos, com até 1 cm de diâmetro que, microscopicamente, constituem agregados poiquiloblásticos ou restos anhedrais de hornblenda. Os poiquiloblastos têm abundantes inclusões de quartzo, biotita, epídoto e clinozoisita/epídoto, orientadas segundo uma S_i que pode ser correlacionada à S_2 ou à S_1 . Podem apresentar zircão em abundância, ou possuir pequenos poiquiloblastos de granada sin- a pós- S_2 . A hornblenda pode ter bordas alteradas para epídoto.

Em rochas carbonatizadas potassificadas são comuns “manchas” irregulares ou finas lentes de até aproximadamente 3 cm de comprimento, constituídas por biotita (60%), clinozoisita/epídoto (20%), quartzo (10%), plagioclásio (10%) e zircão (tr.). Na transição para a porção carbonatizada a biotita desaparece aos poucos, podendo geralmente ser identificada uma zona de transição onde a rocha é constituída por quartzo (50%), biotita (40%), epídoto (10%) e zircão (tr.). Em porções silicificadas predominam pequenos poiquiloblastos de hornblenda, geralmente muito corroídos (10-30%), dispersos em matriz muito fina constituída por quartzo (25-45%), feldspato (25-35%), epídoto (10%) e biotita (~ 5%).

5.4 Cummingtonita-Granada-Clorita Xistos

Afloramentos destes litotipos são raros e são formadas por clorita magnésiana (62% vol.), granada (20%), cummingtonita (10%), opacos (5%) e plagioclásio (3%). Possuem porfiroblastos de granada com mais de 3 cm de diâmetro, e de cummingtonita com até 4 cm de comprimento, distribuídos em matriz muito fina, clorítica. Originalmente foi constituída por uma maior quantidade de cummingtonita, de 20 a 25%, intensamente substituídas por clorita.

A maioria dos prismas de cummingtonita estão orientados segundo a S_2 , alguns segundo a S_3 , e poucos são pós-deformacionais. Predomina granada subeuhedral pós-deformacional, com bordas parcialmente corroídas, ricas em inclusões de cummingtonita, plagioclásio e opacos. Localmente pode formar também cristais menores, com formas alongadas, orientadas segundo a S_2 .

O plagioclásio ocorre como grãos anhedricos de até $1,2 \times 0,8$ mm, com contornos irregulares, corroídos, localmente com segmentos retilíneos, muito límpidos e geminados. Localmente estão parcialmente alterados para sericita.

Predominam aglomerados de opacos de até pouco mais de 1 mm, produto da recristalização de um opaco maior, provavelmente magnetita.

Juliani (1993) descreveu na área clorita xistos com leitos de *metachert* ferruginoso com sagenita, granada e, provavelmente, cordierita, que devem pertencer a este conjunto de rochas. Em

alguns casos estas rochas podem estar muito enriquecidos em quartzo (até 50%), ocorrendo a clorita como microporfiroblastos, em parte derivados da transformação de anfibólios pré-existentes.

5.5 Veios de Clorititos Metamorfisados

Em alguns afloramentos associados aos corpos de rochas blasrtoporfíricas de granulação grossa foram verificados veios hidrotermais encaixados nas rochas mais intensamente alteradas, com contatos difusos, muito ricos em minerais magnesianos, derivados de zonas de cloritização e lixiviação intensa, pré-metamórfica. Caracteristicamente possuem pouco plagioclásio e falta o quartzo, reflexo da lixiviação quase completa das bases solúveis e concentração residual do alumínio e do magnésio. Eventualmente estes litotipos podem estar geneticamente vinculados com os cummingtonita-granada-clorita xistos, mas não foram observadas relações espaciais em campo que compravam esta suposição.

Três fácies petrográficas puderam ser identificadas, denominadas, das menos alteradas para as mais alteradas como zona de transição, mais intensamente alteradas e clorititos, assim denominados em função do protólito, uma vez que os produtos metamórficos têm anfibólios abundantes.

5.5.1 Rochas da Zona de Transição

Apenas dois afloramentos destes litotipos foram observados, associados . Suas composições mineralógicas e suas características petrográficas destas rochas podem ser vistas na TABELA 12.

A amostra PB352 é de um hornblenda-cummingtonita anfibolitos de granulação grossa, com relíquias de prismas de anfibólio com até 2,5 x 1 cm, composto por hornblenda (15-18%), cummingtonita (50%), plagioclásio (20%), quartzo (5%), opacos (7%), flogopita (1-2%) e clinozoisita (tr.) (PRANCHA 8, Fotos A e B). Relíquias de anfibólio estão presentes em algumas porções da rocha formadas por hornblenda (40%), cummingtonita (40%), plagioclásio, essencialmente presente como inclusões nas relíquias poiquiloblásticas de anfibólio, (10-15%) e opacos (5%). Em outras partes da rocha ocorrem bolsões onde a hornblenda foi totalmente substituída por cummingtonita (40-50%) e há maior quantidade de plagioclásio (30-40%), além de quartzo (2-10%), opacos (7%), flogopita (1-2%) e clinozoisita (tr.). Esta textura sugere que os bolsões mais ricos em plagioclásio são restitos preservados da lixiviação hidrotermal, ou misturas de magmas basálticos e andesíticos.

As relíquias recristalizadas de anfibólio poiquiloblástico são muito ricas em inclusões de plagioclásio e de opacos finíssimos, por vezes mais grossos, e, mais raramente, quartzo. Nesta relíquias não são incomuns passagens graduais da hornblenda para cummingtonita levemente acastanhada nas bordas. Em alguns bolsões da rocha observam-se prismas menores de

cummingtonita poiquiloblástica com bordas corroídas, localmente tendendo a formar arranjos semi-radiados. Estes cristais menores de cummingtonita estão distribuídos em uma matriz fina constituída essencialmente por plagioclásio e, secundariamente, por quartzo e flogopita. Nos aglomerados de minerais opacos mais grossos (até 0,6 mm) predominam pseudomorfos de opaco tabular parcialmente recrystalizado e são comuns sulfetos associados, principalmente calcopirita e bornita.

A amostra SI484b é um hornblenda-actinolita-cummingtonita anfibolito que apresenta partes com textura granoblástica, com relíquias de poiquiloblásticas de hornblenda de quase 20 x 7,5 mm, com inclusões de plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ minerais opacos, sob a forma de agregados irregulares, e bolsões de quartzo e/ou de plagioclásio $\pm$ quartzo. Os porfiroblastos de anfibólio podem estar quase que totalmente substituídos e recrystalizados restando apenas localmente porções do antigo cristal. Nestes casos, não raramente gradam para uma rocha de granulação fina a média, inequigranular, com textura nematoblástica com pequenos prismas euhedrais pós-deformacionais de anfibólio.

TABELA 12 – Perfil de alteração hidrotermal dos veios de cloritito metamorfisados.

	ZONA DE TRANSIÇÃO	MAIS INTENSAMENTE ALTERADAS	CLORITITO
Litotipo	Hornblenda-cummingtonita anfibolito e hornblenda-actinolita-cummingtonita anfibolito.	Cordierita- cummingtonita/antofilita anfibolito, clorita-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito e cummingtonita anfibolito	Clorita-actinolita anfibolito
E S S E N C I A I S	Hornblenda (15-18%) Cummingtonita (50%) Plagioclásio (20%) Quartzo (5%) Opacos, incluindo calcopirita e bornita (7%)	Cummingtonita (35-70%) Antofilita (0-15%) Cordierita (0-27%) Pinita (0-7%) Plagioclásio (10-15%) Clorita Magnésiana (0-15%) Quartzo (0-20%) Opacos (5%)	Actinolita (70%) Clorita Magnésiana (18-20%) Plagioclásio (5-7%) Opacos (5%)
A C E S .	Clinozoisita Flogopita	Epídoto Rutilo	Zircão Carbonato Clinozoisita
T E X T .	Idem anterior.	Pseudomorfos de mineral máfico de até 2,7 x 0,7 cm recrystalizada em prismas menores e porfiroblastos de cordierita relativamente maciça e pouca matriz.	Relíquias de anfibólios poiquiloblásticos de até 2 x 0,75 cm.

5.5.2 Rochas Mais Intensamente Alteradas

Foram encontradas três amostras desta fácies, a PB127b, a PB208 e a V580a, nas quais pode-se observar intensa recrystalização associada ao primeiro e ao segundo evento deformacional, cujas relações com a blastese dos minerais podem ser observadas na FIGURA 31 e sua mineralogia e texturas na TABELA 10 (PRANCHA 8, Fotos C e D).

A amostra PB127b é um cummingtonita anfibólito formado por cummingtonita (65-70%), quartzo (15-20%), plagioclásio (10-15%), minerais opacos (5%), rutilo (<1%) e epidoto (tr.). Localmente preservam-se restos de cristais de anfibólio com até 20 x 7,5 mm, com núcleos mais poiquiloblástico, com inclusões de plagioclásio, quartzo, opacos e rutilo subordinados, e bordas mais maciças. Os cristais mais finos de anfibólio localmente compõem arranjos semi-radiados dispersos em uma matriz inequigranular formada principalmente por plagioclásio e quartzo que medem, em moda 0,12 mm. Aos minerais opacos geralmente associa-se rutilo.

A amostra PB208 é formada por aglomerados de anfibólio com até 2,7 x 0,7 cm e porfiroblastos de cordierita com até 10 x 5 mm, dispersos em pouca matriz constituída por plagioclásio, cordierita e anfibólio magnesiano, cujos cristais medem, em moda, 0,2 mm. Mineralógicamente é composta por cummingtonita (35-50%), antofilita (15%), cordierita (20-27%), plagioclásio (10-15%), clorita magnesiana (0-3%) e minerais opacos (5%) (PRANCHA 8, Fotos C e D). Em muitos dos aglomerados de anfibólio são reconhecíveis pseudomorfos de cristais grossos, possivelmente de anfibólio sin-S₁ ou de antigos piroxênios ígneos, os quais recrystalizaram em prismas menores de até 8,5 mm. A cordierita cristalizou-se intersticialmente aos arranjos de anfibólio, sob a forma de cristais relativamente maciços, e tem inclusões de cummingtonita e de plagioclásio instável. Localmente estão pinitizados.

Na matriz, os cristais de plagioclásio são subeuhedrais a anhedrais, tendem a arranjos em mosaico e podem atingir até 0,3 mm, mas também estão presentes nos interstícios dos prismas dos aglomerados de anfibólios, juntamente com cordierita. Os minerais opacos estão representados por finos cristais anhedrais dispersos pela rocha, mas podem formar trilhas descontínuas orientadas segundo a S₂ e a S₁. Localmente observaram-se bolsões constituídos principalmente por plagioclásio e, subordinadamente, por cummingtonita e cordierita.

Os anfibólios sin-S₁ são mais turvos e foi observada uma secção basal de pseudomorfo ~ 8,4 mm no eixo *b*. Comumente estão dobrados e segmentados pela S₂ e pela S₃ e são comuns intercrescimentos de cummingtonita e antofilita, essencialmente em prismas pós-S₂.

A amostra V580a se diferenciava-se da anterior por estar intensamente retrometamorfisada, por possuir quartzo e por predominarem finos cristais de minerais opacos tabulares. É constituída por cummingtonita (35%), antofilita (10%), clorita magnesiana (15%), produto da alteração do anfibólio magnesiano, cordierita (18%), pinita (7%), quartzo (10%), opacos (5%) e epidoto (tr.).

O quartzo ocorre principalmente como finos veios orientados pela a S₂ e alguns pela S₁, ambos ondulados pela D₃. Onde a cordierita e o anfibólio magnesiano foram instabilizados ocorre abundante matriz inequigranular formada por pinita, finas palhetas de clorita magnesiana e, localmente, quartzo de veio, minerais opacos e cristais menores de cummingtonita.

5.5.3 Clorítitos

Apenas dois afloramentos desta fácies foram observados (PB127V e PB217A). As rochas são inequigranulares, granoblásticas, de granulação grossa e formadas por actinolita (70%), clorita magnesiânica (18-20%), plagioclásio (5-7%), opacos (5%) e zircão, carbonato e clinozoisita subordinados (PRANCHA 8, Fotos E, F, G e H). A actinolita constitui porfiroblastos intercrescidos de até 12 x 3 mm, parcialmente ou totalmente recristalizados, deformados e dobrados (PRANCHA 7, Fotos E e F). Alguns cristais são mais estreitos na parte central dos prismas e largos nas extremidades, formando arranjos em feixe ou incipientes texturas semi-radiadas. Estes porfiroblastos podem exibir inclusões de opacos, clorita magnesiânica, plagioclásio e, ocasionalmente, zircão. Localmente, apresentam-se alterados para clinozoisita, sendo que alguns cristais podem ser poiquiloblásticos, por vezes com bordas corroídas. Estes possuem inclusões de anortita com formas amebóides e coronas de plagioclásio de relevo mais baixo. A matriz é fina e é constituída por clorita magnesiânica, com plagioclásio recristalizado como grãos finos (PRANCHA 8, Fotos G e H) e aglomerados de opacos resultantes da quebra de magnetita subordinados.

PRANCHA 8

FOTO A - Metabasito ígneo de granulação grossa da zona de transição, associado aos clorititos, formada essencialmente por hornblenda + hornblenda/actinolita $\pm$ cummingtonita, onde pode-se notar a passagem da hornblenda (1) para hornblenda/actinolita com finos cristais de cummingtonita (3). Lado maior da foto = 5,5mm.

FOTO B - Idem Foto A, com analisador cruzado.

FOTO C - Metabasito ígneo de granulação grossa mais intensamente alterado associado aos clorititos, formado principalmente por anfibólio magnésiano (1) e cristais de cordierita maciça. Lado maior da foto = 5,5mm.

FOTO D - Idem foto C, com analisador cruzado.

FOTO E - Cloritito de granulação grossa, formado principalmente por porfiroblastos intercrescidos de actinolita dispersos em matriz fina (indicada pela seta) formada essencialmente por clorita magnésiana, plagioclásio ($\sim 5\%$) e opacos (5%). Lado maior da foto = 5,5 mm.

FOTO F - Idem Foto E, com analisador cruzado.

FOTO G - Detalhe de um veio de cloritito com um bolsão constituído por prismas de cummingtonita (1), localmente tendendo a formar arranjos radiados e semi-radiados dispersos em uma matriz constituída por $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo e pequenas quantidades de flogopita e opacos (2). Lado maior da foto = 5,5 mm

FOTO H - Idem Foto G, com analisador cruzado.

Prancha 8

CAPÍTULO V

QUÍMICA MINERAL

INTRODUÇÃO

Foram analisadas as principais fases minerais de um perfil contínuo de alteração em uma rocha vulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio onde se pode observar a passagem de uma rocha incipientemente alterada até uma rocha mais intensamente alterada (TABELA 13)

TABELA 13- Perfil contínuo de alteração no afloramento 635.

AMOSTRA	LITOTIPO
635b8	Metavulcanoclástica com aglomerados de anfibólio incipientemente alterada
635b7	Metavulcanoclástica com aglomerados de anfibólio incipientemente alterada
635c4	Metavulcanoclástica com aglomerados de anfibólio da zona de transição
635c6	Metavulcanoclástica com aglomerados de anfibólio da zona de transição
635c5	Metavulcanoclástica com aglomerados de anfibólio menos intensamente alterada, ZP1
635c3	Metavulcanoclástica com aglomerados de anfibólio menos intensamente alterada, ZP1
635c2	Metavulcanoclástica com aglomerados de anfibólio menos intensamente alterada, ZP1
635c1	Metavulcanoclástica com aglomerados de anfibólio menos intensamente alterada, ZP2
635h	Metavulcanoclástica com aglomerados de anfibólio mais intensamente alterada

Estas análises incluíram os anfibólios das fases deformacionais S_1 , S_2 , S_3 e pós-deformacionais, o plagioclásio da S_1 , S_2 e pós-deformacional, a granada sin- a pós- S_2 e pós-deformacional e a cordierita sin- a pós- S_2 das rochas menos intensamente alteradas (InA), da zona de transição (ZT), menos intensamente alteradas (-IA) da zona petrográfica 1 (ZP1) e da zona petrográfica 2 (ZP2) e mais intensamente alterada (+IA).

Foram utilizadas, de modo geral, as análises de anfibólios com a somatória dos óxidos, flúor e cloro entre 97,00 e 99,00 com Si inferior a 8,00. Para o plagioclásio e a granada foram consideradas as análises com somatória de óxidos entre 99,00 e 101,00 e, da cordierita, entre 98,00 e 101,00.

1 ANFIBÓLIOS

Os anfibólios têm fórmula estrutural $A_{0-1}(M4)_2(M1)_2(M3)_1(M2)_2T_8O_{22}(OH,F,Cl)_2$, com decréscimo do tamanho dos sítios estruturais da direita para a esquerda, sendo que o sítio A tem número de coordenação = 12, o M4 = 8 (dodecaédrico), os M1, M3 e M2 = 6 (octaédrico) e T = 4 (tetraédrico) (Spear, 1995).

As discussões a seguir baseiam-se na fórmula estrutural $A_{0-1}B_2C_5^{VI}T_8^{IV}O_{22}(OH,F,Cl)_2$ de Hawthorne (1981) e, em função dos cátions que ocupam a posição M4, os anfibólios são classificados em ferro-magnesianos, cálcicos ou sódicos (Hawthorne, 1981; Robinson, 1982; Leake

et al., 1997, Spear, 1995).

Como as análises foram feitas através de microsonda eletrônica, não puderam ser determinados os conteúdos de Fe^{3+} e H_2O e, nestes casos, Leake *et al.* (1997) recomendam que a fórmula seja calculada na base de 23 oxigênios, assumindo-se $2(\text{OH}, \text{F}, \text{CL})$. Como definido pelos mesmos autores, os anfibólios cálcicos das metabásicas incipientemente alteradas foram inicialmente classificados usando-se a média entre as normalizações 13eCNK e 15eNK, sendo que a primeira indica a soma total dos cátions em metade da malha unitária (Si, Al, Ti, Cr, Fe^{3+} , Mg, Ni, Zn, Fe^{2+} , Mn), excluindo o Ca, o Na e o K, é igual a 13, e a segunda a soma total dos cátions (Si, Al, Ti, Cr, Fe^{3+} , Mg, Ni, Zn, Fe^{2+} , Mn, Ca), excluindo-se o Na e o K, é igual a 15. Considerando-se 13eCNK, Mn, Fe^{2+} e Mg são excluídos da posição B(M4), e portanto elimina-se a presença de qualquer “componente de cummingtonita” nesta posição, em função do K, Na e Ca, o Na poder-se distribuir entre as posições A e B, o que comumente acontece nos anfibólios cálcicos (Robinson *et al.*, 1982). Quando usada a normalização 15eNK exclui-se todo o Na e K da posição B(M4), resultando na exclusão de todo Ca da posição A e na distribuição de Mn, Fe^{2+} ou Mg na posição B(M4) (Robinson *et al.*, 1982).

Calculando-se a média entre 13eCNK e 15eNK para os anfibólios das rochas metabásicas incipientemente alteradas, a somatória dos cátions na posição B resultou em valores entre 1,97 e 1,90, com somente duas amostras com $\Sigma < 1,90$ e, usando-se esta mesma média nos anfibólios das rochas da ZT, a somatória dos cátions na posição B situou-se entre 1,30 e 1,95. Os anfibólios cálcicos destas duas rochas foram normalizados com 15eNK, resultando em $\Sigma_B = 2,00$ para todas as análises, o que implica que estes anfibólios devem ter-se formado em condições relativamente mais redutoras, já que nesta normalização a maior parte do Fe é considerada como sendo Fe^{2+} .

Para a classificação dos anfibólios magnesianos da ZT, das rochas menos intensamente alteradas e das rochas mais intensamente alteradas foi também usada a normalização 15eNK, assim como recomendado por Leake *et al.* (1997), observando-se que a $\Sigma_B = 2,00$ para todas as análises consideradas.

As fórmulas estruturais dos diversos tipos de anfibólios que foram gerados durante os diferentes eventos deformacionais serão construídas usando as análises dos extremos composicionais, ou seja, foram considerados os termos mais ricos em Si e pobres em TAl e os mais pobres em Si e ricos em TAl.

1.1 Rochas Incipientemente Alteradas

1.1.1 Hornblenda

Nas FIGURAS 31a, b, c, d, e e pode-se observar que as análises selecionadas de anfibólios da S₁, S₂, S₃ e pós-deformacionais desta rocha metavulcanoclástica incipientemente alterada

correspondem à magnésio-hornblenda (Leake *et al.*, 1997), mas os teores de F variam entre 0,25 e 0,99, permitindo classificá-los como magnésio-hornblenda fluorífera (Nickel & Mandarino, 1988; Leake *et al.*, 1997). Há, entretanto, variações nos teores de sílica e, mas subordinadamente, da razão $Mg/(Mg + Fe^2)$ de todos conjuntos, sendo que a hornblenda da S_1 , mostra, relativamente à da S_2 , composições um pouco mais restritas quanto ao silício. O anfibólio da S_3 mostra-se ainda mais homogêneo, com menores teores de Si e com tendência de enriquecimento em Si inversamente proporcional $Mg/(Mg + Fe^2)$, ao contrário dos demais conjuntos. A hornblenda pós-deformacional tem, relativamente à da S_3 , teores mais elevados de Si.

A fórmula estrutural da hornblenda da S_1 varia entre:

A fórmula estrutural da hornblenda da S_2 varia entre:

O anfibólio sin- S_3 mostraram $\sum_B = 2$ e fórmula estrutural variando entre:

A magnésio-hornblenda sin- S_3 é relativamente mais rica em F do que a dos dois primeiros eventos deformacionais, e a pós-deformacional são ainda mais ricas em F, indicando concentração no fluido metamórfico final, talvez vinculada à colocação dos corpos graníticos ou pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamentos próximas que, tipicamente possuem com fluorita e sulfetos. Segundo Juliani (1993) e Juliani *et al.* (2000a), parte das intrusões graníticas foram controladas pelas zonas de cisalhamento, que podem, neste contexto, terem servido de conduto preferencial dos fluidos magmáticos e metamórficos ricos em flúor. A sua fórmula estrutural varia entre:

Observando-se todos os dados em conjunto (FIGURA 31e), nota-se que parte das análises dos anfibólios S_1 são mais pobres na razão $Mg/(Mg + Fe^2)$ e que, em geral, as análises da hornblenda da S_3 têm os menores teores de Si.

FIGURA 31 - Análises dos anfibólios das rochas InA. (a) S₁, (b) S₂, (c) S₃, (d) Pós-deformacionais, (e) Todo conjunto, substituições: (f) Tschermakítica, (g) Edenítica, (h) Pargasítica e (i) Tsi vs. CAI.

Com relação às substituições tschermakítica ($\text{MgSi} \Leftrightarrow \text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$), edenítica ($\text{Si} \Leftrightarrow \text{Na}^{\text{A}}\text{Al}^{\text{IV}}$) e pargasítica ($\square\text{MgSi}_2 \Leftrightarrow \text{Na}^{\text{A}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}_2^{\text{IV}}$) (Spear, 1982), observa-se que a magnésio-hornblenda fluorífera da S_3 é a que apresenta maior substituição da molécula $\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$ pela molécula MgSi , da molécula $\text{Na}^{\text{A}}\text{Al}^{\text{IV}}$ pela molécula TSi da molécula $\text{Na}^{\text{A}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}_2^{\text{IV}}$ pela molécula $\square\text{MgSi}_2$ (FIGURAS 31f, g e h). Assim, a magnésio-hornblenda fluorífera da S_3 é relativamente mais pobre em Si e mais rica em Na e Al, comparativamente à das demais texturas.

No diagrama Si *versus* Al^{VI} (FIGURA 31i) pode-se notar que as composições da magnésio-hornblenda fluorífera dos diferentes eventos deformacionais das rochas incipientemente alteradas agrupam-se em alguns campos, com claro aumento do Al na posição C na hornblenda da S_3 . Pelas FIGURAS 31e, f, g, e h pode-se deduzir que algumas análises da hornblenda da S_1 e da S_2 foram re-equilibradas durante o terceiro evento deformacional. Conseqüentemente as fórmulas estruturais recalculadas para o anfibólio da S_1 , resultando em:

Fórmula estrutural da hornblenda da S_2 recalculada sem os cristais recristalizados durante o desenvolvimento da S_3 seria:

Estas duas últimas fórmulas estruturais mostram, em relação àquelas que incluem o anfibólio recristalizado, que a magnésio-hornblenda fluorífera da S_1 e S_2 é relativamente mais pobre em Al e mais rica em Si.

1.2 Rochas da Zona de Transição

1.2.1 Hornblenda

A hornblenda da S_1 das rochas da ZT é a magnésio-hornblenda (FIGURA 32a), cujas análises apresentam tendência de redução da razão $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^2)$ com o aumento do Si, seguido de um aumento suave nas duas análises mais pobres em Si. O TSi varia entre 6,24 e 6,87, e fórmula estrutural é:

A maioria das análises da hornblenda da S_2 também corresponde à magnésio-hornblenda, sendo que apenas uma é de tschermakita (Leake *et al.*, 1997), além de outra situada no limite entre os campos classificatórios de ambos anfibólios (FIGURA 32b). Somente uma análise tem

composição de magnésio-hornblenda fluorífera. O intervalo de variação do Si, relativamente aos anfibólios da S₁, é muito maior, variando entre 6,461 e 7,326 e a redução do Si é acompanhada por suave diminuição da razão Mg/(Mg+Fe²). A fórmula estrutural da magnésio-hornblenda S₂ varia entre:

A fórmula da tschermakita é:

A hornblenda pós-deformacional também é a magnésio-hornblenda, mas estas apresentam Si entre 6,989 e 6,734 e menor variação da razão Mg/(Mg+Fe²) (FIGURA 32c). A sua fórmula estrutural varia entre:

Na FIGURA 32d pode-se observar no conjunto da magnésio-hornblenda da S₁, S₂ e pós-deformacional e da tschermakita da S₂ da ZT, que a variação do Si é muito maior nos anfibólios do segundo evento deformacional. A magnésio-hornblenda e a tschermakita da S₂ mostra maior substituição da molécula MgSi pela molécula Al^{VI}Al^{IV} e da molécula Na^AAl^{VI}Al^{IV} pela molécula □MgSi₂ (FIGURAS 32e e f).

Na FIGURA 32g são apresentadas as variações composicionais TSi *versus* CAI da hornblenda S₁, S₂ e pós-deformacional, onde pode-se notar que a da S₂ distribui-se em um campo maior, com termos mais ricos em Al na posição C e que a da S₁ mostra-se relativamente mais pobre em CAI se comparada com a da S₂ e a pós-deformacional. Esta figura sugere ainda que uma das análises deve ter sido reequilibrada durante o desenvolvimento da S₂.

No diagrama de Laird & Albee (1981) de Al^{VI} + Fe³ + Ti *versus* Al^{IV} (FIGURA 33a), a magnésio-hornblenda e a tschermakita tem composição semelhante à da hornblenda de rochas dos terrenos metamórficos de pressão intermediária de Dalradian e Haast River, em acordo com as deduções de Juliani (1993), que caracterizou o metamorfismo do Grupo Serra do Itaberaba como de grau médio e Barrowiano.

1.2.2 Cummingtonita

Todas as análises de anfibólios magnesianos são de cummingtonita relativamente rica em Fe (Leake *et al.*, 1997), (FIGURAS 34a, b e c). A grande maioria das análises possui Si variando entre 7,726 e 7,896, mas 6 delas, 3 da S₁ e 3 da S₂, têm valores menores de Si.

FIGURA 32 - Análises de magnésio-hornblenda de rochas metavulcanoclásticas da ZT da (a) S₁, (b) S₂, (c) pós-deformacional, (d) Todas análises, substituições: (e) Tschermakítica e (f) Pargasítica, (g) Tsi vs. CAI.

FIGURA 33 - Diagrama de Laird & Albee (1981) de $Al^{VI} + Fe^3 + Ti$ versus Al^{IV} .

Com o intuito de conferir a qualidade destas análises, verificar a possibilidade de serem intercrescimentos de hornblenda e cummingtonita ou de serem piribólios que, freqüentemente ocorrem em zonas de alteração metassomática (Thompson, 1981; Veblen, 1981), foram verificadas se as somas dos produtos das valências dos cátions eram iguais às somas das cargas dos ânions $\pm 0,05$ e se o valor do CAI (Al^{VI}) era menor do que $0,6 \times TAl + 0,25$, utilizando-se a fórmula estrutural na base de 23 oxigênios (Leake, 1968). Estes cálculos são a seguir exemplificados com a análise 498, que apresenta o menor valor de de TSi (7,323), correspondendo:

Neste mineral a somatória dos produtos das valências dos cátions é igual a 45,98, dos ânions a 46,00, e o CAI é igual a 0,218, menor do que $0,6 \times 0,677 + 0,25 = 0,6562$. As 5 análises restantes mostraram um balanço de cargas com diferenças variando entre 0,015 a 0,037 e valores de CAI menores do que $0,6 \times TAl + 0,25$, tendo então sido consideradas como análises de cummingtonita de boa qualidade.

A cummingtonita da S_1 , S_2 e pós-deformacional mostra progressiva redução do Si e suave aumento da razão $Mg/(Mg+Fe^2)$, que diminui na amostra mais pobre em Si. A maioria (86,67%) das análises de cummingtonita da S_1 (FIGURA 34a) mostra pouca variação no conteúdo de Si (7,798-7,868) e na razão $Mg/(Mg+Fe^2)$. Apenas 3 análises possuem valores mais baixos de TSi (7,547-7,651) e razões de $Mg/(Mg+Fe^2)$ um pouco mais altas, resultando na seguinte fórmula

estrutural:

A maioria das análises de cummingtonita da S₂ (83,33%) possui TSi variando entre 7,740 e 7,886, destacando-se também três amostras mais pobres em TSi (7,323 a 7,596). Os minerais mais ricos em Si apresentam tendência de suave aumento da razão Mg/(Mg+Fe²⁺) com a redução do TSi e o inverso é observado com os minerais pobres em Si (FIGURA 34b). A fórmula estrutural dos anfibólios magnesianos S₂ varia entre:

A cummingtonita pós-deformacional mostra pouca variação na razão Mg/(Mg+Fe²⁺) assim como na quantidade de Si (7,726-7,839) (FIGURA 34c). A fórmula estrutural desta cummingtonita varia entre:

Como pode ser visto nas FIGURAS 34d, e, f e g, na maioria das análises há presença de pouca substituição tschermakítica, ferri-tschermakítica ($\text{MgSi} \Leftrightarrow \text{Fe}^{3\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$) edenítica e pargasítica, sendo que nelas podemos novamente observar o comportamento diferenciado das análises 164, 492, 175 e 498 da S₂ e das análises 142, 139 e 143 da S₁, nas quais vemos um aumento progressivo da substituição do MgSi pelo Al^{VI}Al^{IV} (na substituição tschermakítica), do MgSi pelo Fe^{3VI}Al^{IV}, do Si pelo Na^AAl^{IV} (na substituição edenítica) e do □MgSi pelo Na^AAl^{VI}Al₂^{IV} (na substituição pargasítica) sendo que uma análise de cummingtonita pós-deformacional (ponto 106) mostra-se relativamente mais rica na molécula Al^{VI}Al^{IV} na substituição tschermakítica e na molécula Na^AAl^{VI}Al₂^{IV} na substituição pargasítica.

Nos anfibólios da ZT deste perfil contínuo de alteração coexistem magnésio-hornblenda, tschermakita e cummingtonita, estando de acordo com as descrições petrográficas realizadas nos diferentes tipos de rochas alteradas hidrotermalmente onde esta ZT é caracterizada pela coexistência de dois o mais tipos diferentes de anfibólios.

1.3 Rochas Menos Intensamente Alteradas

Foram analisados 56 pontos de anfibólios da S₁, S₂ e pós-deformacionais das rochas menos intensamente alteradas, das quais 19 da zona petrográfica 1 (ZP1) e 37 da zona petrográfica 2 (ZP2).

FIGURA 34 - Análises de cummingtonita de rochas da ZT. (a) S₁, (b) S₂, (c) Pós-deformacional, substituições: (d) Tschermakítica, (e) Ferri-tschermakítica (f) Edenítica, (g) Pargasítica.

As análises da cummingtonita da ZP1 foram dificultadas pela baixa qualidade do polimento das secções delgadas mas, como pode ser observado nas FIGURAS 35a, b e c, todas são de cummingtonita relativamente rica em ferro (Leake *et al.*, 1997), com pouca variação na razão $Mg/(Mg + Fe^2)$ e do teor de Si.

Juntamente com as análises da S_1 (FIGURA 35a) foram incluídas 3 amostras da ZP1 (triângulo cor vinho) e 11 da ZP2 (triângulo vermelho). A cummingtonita da S_1 mostra leve aumento da razão $Mg/(Mg+Fe^2)$ e com a redução do Si, cujos valores variam entre 7,746 e 7,918. A fórmula estrutural da cummingtonita desta fase varia entre:

Na FIGURA 35b foram incluídas as análises da cummingtonita da S_2 , sendo 5 análises da ZP1 (círculos verde-claros) e 17 da ZP2 (círculos verde-escuros). Pode-se observar que a maioria da cummingtonita deste evento deformacional mostram razão $Mg/(Mg+Fe^2)$ inversamente proporcional ao Si. A variação da fórmula estrutural entre as análises mais ricas e mais pobres em Si é:

Na FIGURA 35c podem ser vistas as análises selecionadas da cummingtonita pós-deformacional, sendo 11 da ZP1 (círculos laranja semi-preenchidos) e 9 da ZP2 (círculos marrons semi-preenchidos). Exetando duas análises as demais têm razões $Mg/(Mg+Fe^2)$ bastante próximas e o Si varia entre 7,745 (ZP2) e 7,922 (ZP1). A fórmula estrutural destes anfíbios varia entre:

Como pode ser visto nas FIGURAS 35d e e, a cummingtonita das rochas menos intensamente alteradas mostram substituições edenítica e pargasítica em pequena escala, sendo que algumas análises de cummingtonita pós-deformacional (círculos marrons semi-preenchidos) e da S_2 (círculos verdes preenchidos) destacam-se por serem as mais ricas na molécula Na^AAl^{IV} (substituição edenítica) e na molécula $Na^AAl^{VI}Al_2^{IV}$ (substituição pargasítica). As análises 454 e 457 da S_1 (triângulos vermelhos) diferenciam-se por não possuírem Al na posição T.

FIGURA 35 - Análises da cummingtonita das rochas -IA. (a) S₁, (b) S₂, (c) Pós-deformacional, substituições: (d) Edenítica e (f) Pargasítica.

1.4 Rochas Mais Intensamente Alteradas

Foram selecionadas 93 análises de anfibólios da S₁ (15), S₂ (35), sin- a pós-S₂ e pós-S₂ (28), S₃ e sin- a pós-S₃ (15), separadas em análises de núcleos (C), borda (B) e intermediária (I). Como pode ser visto na FIGURA 36a, todas as análises são de cummingtonita relativamente rica em ferro (Leake *et al.*, 1997), com pouca variação na razão $Mg/(Mg+Fe^2)$, indicando relativa homogeneidade dos cristais.

Na FIGURA 36b foram plotadas as análises da S₁, correspondendo os núcleos aos triângulos roxos, as intermediárias aos triângulos vermelhos, as bordas aos triângulos cor-de-rosa e as de cristais muito finos da S₁ a triângulos amarelos. As análises dos diferentes eventos deformacionais

se sobrepõem, sendo a mais rica em Si do centro do cristal e a mais pobre da borda. Mostram pouca variação na razão $Mg/(Mg+Fe_2)$ e uma pequena variação no conteúdo do Si, com fórmula estrutural entre:

Nas análises da S_2 os núcleos dos cristais correspondem aos círculos verdes preenchidos, das posições intermediárias aos círculos verde-claros preenchidos, das bordas aos círculos cinzas preenchidos e sem localização especificada em círculos pretos preenchidos. As análises dos núcleos, intermediárias e bordas encontram-se na FIGURA 36c e as sem localização específica na FIGURA 36d. As análises intermediárias mostram um intervalo maior de variação do Si (7,606 a 7,826) comparativamente à análises dos núcleos e das bordas e estas últimas tendem a ser relativamente mais pobres em Si. O conjunto apresenta pouca variação na razão $Mg/(Mg+Fe_2)$ e uma maior variação maior do TSi em relação às análises da S_1 . A sua fórmula estrutural varia entre:

Na FIGURA 36e foram plotadas as análises selecionadas sin- a pós- S_2 e pelo menos pós- S_2 , que podem ser pós- S_3 também. As análises de cristais sin- a pós- S_2 estão representados por círculos marrons semi-preenchidos, as dos núcleos de cristais pós-deformacionais por círculos de cor laranja semi-preenchidos, as de bordas de grãos pós-deformacionais por círculos verde-maças semi-preenchidos e as de prismas pós-deformacionais sem especificação de localização por círculos vermelhos. Todas apresentam pouca variação na razão $Mg/(Mg+Fe_2)$, sendo uma análise de centro a mais rica em Si (7,810) e uma análise de borda a mais pobre (7,498) e pode-se notar uma tendência das análises sin- a pós- S_2 dos centro serem mais enriquecidas em Si as das bordas (FIGURA 36f). A sua fórmula estrutural varia entre:

Nas análises da S_3 e sin- a pós- S_3 (FIGURA 36g) os núcleos dos cristais estão representados por quadrados amarelos preenchidos, as porções intermediárias por quadrados azuis preenchidos, as bordas por círculos azul-claros preenchidos e os prismas sin- a pós- S_3 , sem especificação da localização por círculos cor-de-rosa preenchidos. O anfibólio com maior teor Si é texturalmente da fase sin- a pós- S_3 (7,752) e o mais pobre é da porção intermediária (7,538). As análises dos núcleos do anfibólio da S_3 apresentam tendências de maior riqueza em Si relativamente às bordas (FIGURA 36g).

FIGURA 36 - Análises de cummingtonita das rochas +IA. (a) S_1 , S_2 , sin- a pós- S_2 , sin- a pós- S_3 , (b) S_1 , (c) S_2 , núcleo, posição intermediária e borda, (d) S_2 , sem localização especificada, (e) Sin- a pós- S_2 , núcleo, posição intermediária e borda, (f) Sin- a pós- S_2 , núcleo e borda, (g) Sin- a pós- S_3 núcleo, posição intermediária, borda e sem localização especificada, substituições: (h) Tschermakítica, (i) Edenítica e (j) Pargasítica.

A cummingtonita das diferentes fases mostram também pouca variação da razão $Mg/(Mg+Fe_2)$ e sua fórmula estrutural varia entre:

Com relação ao conteúdo de F, 41 das 93 análises de anfibólio desta rocha correspondem a cummingtonita fluorífera (Leake *et al.*, 1997), das quais 53,3% são da S_1 , 57,1% da S_2 , 32,1% sin- a pós- S_2 e pós-deformacional, 26,7% da S_3 e sin- a pós- S_3 . As variações dos teores de flúor nos cristais indicam a cummingtonita fluorífera da S_1 , S_2 e pós-deformacionais mostram tendências de maior enriquecimento em F nas bordas dos cristais.

Nas FIGURAS 36h, i e j podem ser vistos os intercâmbios tschermakítico, edenítico e pargasítico das cummingtonitas S_1 (triângulos vermelhos), S_2 (círculos verdes preenchidos), sin- a pós- S_2 (círculos marrons semi-preenchidos), S_3 (quadrados azuis preenchidos) e sin a pós- S_3 (quadrados rosas preenchidos). A cummingtonita sin- a pós- S_2 , S_3 e sin- a pós- S_3 exibem intensa a substituição edenítica e da S_1 mostra uma menor substituição tschermakítica, edenítica e pargasítica. Pela distribuição das análises de anfibólios nas FIGURAS 36h, i e j, é sugestivo que três análises de anfibólio magnesiano da S_1 e pelo menos uma análises da S_2 devem ter se reequilibrado em eventos metamórficos posteriores.

2 PLAGIOCLÁSIO

Foram selecionadas 90 análises de plagioclásio, sendo 14 das rochas incipientemente alteradas, 26 das da ZT, 17 da ZP1, 15 da ZP2 e 18 das rochas mais intensamente alteradas. Os cristais são, geralmente, muito finos, devido à recristalização causada pela S_2 e quase não são notadas variações composicionais entre os núcleos e as bordas dos cristais (FIGURAS 37 a, b, c, d e e).

As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 8 oxigênios e, devido à pequena quantidade de albita e de ortoclásio, as fórmulas estruturais são apresentadas com três casas decimais.

2.1 Rochas Incipientemente Alteradas

O plagioclásios da S_1 tem teor de albita variando entre 0,1 a 0,8, de anortita entre 99,0 a 99,9 e do ortoclásio entre 0,0 a 0,2, sendo, portanto anortita praticamente pura (FIGURA 37a). Considerando-se o termo mais pobre e mais rico em anortita, a sua fórmula estrutural varia entre:

A presença de anortita em rochas metabásicas alteradas hidrotermalmente deve-se à lixiviação inicial dos álcalis e à liberação do Ca do anfibólio cálcico durante o metamorfismo, quando da cristalização do anfibólio magnesiano. Alternativamente, o enriquecimento em Ca poderia ser também devido a eventos de carbonatização.

2.2 Rochas da Zona de Transição

Foram analisados cristais da S_1 e da S_2 (FIGURA 37b), cuja quantidade de albita varia entre 0,3 a 1,5, de anortita entre 98,5 a 99,7 e de ortoclásio entre 0,0 a 0,1, sendo, portanto, também, anortita praticamente pura. Considerando o termo mais pobre e mais rico em anortita, a sua fórmula estrutural varia entre:

2.3 Rochas Menos Intensamente Alteradas da ZP1 e ZP2

Da ZP1 foram analisados cristais da S_1 e da S_2 (FIGURA 37c) e da ZP2 foram analisados cristais da S_1 e da S_2 (FIGURA 37d). A quantidade de albita varia entre 0,2 a 1,4, a de anortita entre 97,3 a 99,8 e a de ortoclásio entre 0,0 a 0,1, correspondendo a anortita praticamente puras, cuja fórmula estrutural varia entre:

2.4 Rochas Mais Intensamente Alteradas

Foram analisados em cristais da S_1 2 centros e 3 bordas e, em cristais da S_2 , 4 centros, 1 intermediário e 4 bordas, tendo sido analisados também em cristais pós-deformacionais 2 centros e 2 bordas (FIGURA 37e). Neste plagioclásio a molécula albita varia de 0,0 a 0,8, a de anortita de 99,2 a 99,9 e a de ortoclásio de 0,0 a 0,1 sendo também anortitas praticamente puras. Considerando o termo mais pobre e mais rico em anortita, a sua fórmula estrutural varia entre:

3 GRANADA

Foram selecionadas 49 análises de granada das rochas menos intensamente alteradas da zona petrográfica 1 (ZP1) e das rochas mais intensamente alteradas. A fórmula estrutural foi calculada com base em 12 oxigênios e 8 cátions na malha unitária (Deer *et al.*, 1982) e os *end-members* segundo Deer *et al.* (1992). A sua fórmula pode ser esquematizada como $X_3Y_2Z_3O_{12}$, onde X corresponde a um sítio dodecaédrico ocupado essencialmente por Fe, Mg, Ca e Mn, Y a um

octaedro ocupado principalmente por Al e Z a um tetraedro ocupado por Si e Al (Deer *et al.*, 1982). Em cada uma destas rochas, as fórmulas estruturais das diferentes gerações de granada foram feitas considerando-se a análise mais pobre e a mais rica em Fe de cada fase.

FIGURA 37 - Análises de plagioclásio das rochas (a) InA, (b) ZT, (c) ZP1, (d) ZP2 e (e) +IA.

3.1 Rochas Menos Intensamente Alteradas da ZP2

Das 28 análises, 14 foram feitas em cristais poiquiloblásticos sin- a pós-S₂ e 13 em grãos pós-deformacionais. Todas análises da ZP1 correspondem a granada almandínica (FIGURAS 38a, b, c e d), onde os círculos verdes preenchidos representam os cristais poiquiloblásticos sin- a pós-S₂ e os círculos marrons semi-preenchidos os pós-deformacionais. Nas FIGURAS 38e e f estão incluídas todas as análises, sin a pós-S₂ e pós-deformacionais.

A granada sin- a pós-S₂ mostra pouca variação nos teores de Fe, Mg, Ca e Mn (FIGURAS

38a e b), o que pode ser explicado pelo tamanho relativamente pequeno dos poiquiloblastos, que possibilita reequilíbrios químicos mais efetivos em todo volume do cristal. A fórmula estrutural desta granada varia entre:

Na granada pós-deformacional a variação nos teores de Fe, Mg, Ca e Mn é um pouco maior que o observado nos cristais sin- a pós-S₂ (FIGURAS 38c e d). A sua fórmula estrutural varia entre:

3.2 Rochas Mais Intensamente Alteradas

Foram feitas análises em granada poiquiloblástica sin- a pós-S₂ e pós-deformacional. Apesar destas rochas se caracterizarem pela presença de poiquiloblastos de granada com até mais de 2 cm, as presentes na secção analisada são finas, mas mesmo assim mais grossas os cristais do mesmo evento deformacional na rocha da ZP2. Como pode ser visto nas FIGURAS 39a, b c e d, todos cristais correspondem a granada almandínica.

A granada poiquiloblástica sin- a pós-S₂ e pós-deformacionais desta rocha também mostram pouca variação no teor de Fe, Mg, Ca e Mn (FIGURAS 39a e b) e a fórmula estrutural da granada sin- a pós-S₂ varia entre:

A fórmula estrutural da granada pós-deformacional (FIGURAS 39c e d) varia entre:

Todas análises de granada desta rocha podem ser vistas nas FIGURAS 39e e f e, relativamente à granada da ZP2 pode-se notar que as das rochas mais intensamente alteradas são relativamente mais pobres em Mn e ligeiramente mais ricas em Ca.

4 CORDIERITA

4.1 Rochas Mais Intensamente Alteradas

Foram analisados núcleos, porções intermediárias e bordas de cristais de cordierita poiquiloblástica sin- a pós-S₂. A sua fórmula estrutural foi normalizada para 18 oxigênios é: $(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}^{\text{VI}}_3(\text{Si}_5\text{Al}^{\text{IV}}\text{O}_{18})n\text{H}_2\text{O}$ (Deer *et al.*, 1981; Deer *et al.*, 1986), que corresponde, em essência, a uma solução binária de Fe-Mg (Spear, 1995).

FIGURA 38 - Composição da granada da ZP2 (a) Sin- a pós-S₂, *end-members* almandina, piropo e grossulária, (b) Sin- a pós-S₂, *end-members* almandina, piropo e espessartita, (c) Pós-deformacional, *end-members* almandina, piropo e grossulária, (d) Pós-deformacional, *end-members* almandina, piropo e espessartita, (e) Sin- a pós-S₂ e pós-deformacional, *end-members* almandina, piropo e grossulária, (f) Sin- a pós-S₂ e pós-deformacional, *end-members* almandina, piropo e espessartita.

FIGURA 39 - Composição da granada das rochas +IA (a) Sin- a pós-S₂, *end-members* almandina, piropo e grossulária, (b) Sin- a pós-S₂, *end-members* almandina, piropo e espessartita, c) Pós-deformacional, *end-members* almandina, piropo e grossulária, d) Pós-deformacional, *end-members* almandina, piropo e espessartita, (e) Sin- a pós-S₂ e pós-deformacional, *end-members* almandina, piropo e grossulária, (f) Sin- a pós-S₂ e pós-deformacional, *end-members* almandina, piropo e espessartita.

A cordierita apresenta pequena variação nos teores de Mg (1,50-1,54) e Fe² (0,51-0,54), e sua fórmula estrutural varia entre:

CAPÍTULO VI

LITOQUÍMICA E BALANÇOS DE MASSA

INTRODUÇÃO

Nestes estudos foram inicialmente caracterizados os protólitos e seu ambiente tectônico de formação e, em seguida, foram feitos os balanços de massa entre os protólitos e as rochas hidrotermalizadas.

Para os balanços de massa foram utilizadas as análises químicas de 81 amostras de rochas metabásicas e metaintermediárias, ígneas e metavulcanoclásticas alteradas hidrotermalmente, tendo sido também utilizadas a média de cinco amostras de metabasitos (BF1173, RPB1429, SPB1589, PB1967 e PB2777a) situados fora da zona de alteração hidrotermal (ZAH), consideradas como representantes do magmatismo básico, inalterados por processos hidrotermais, por fracionamento magmático ou por contaminação crustal (Juliani, 1993), bem como a média de 2 amostra de rochas metaintermediárias (SI2917a e SI2917b) de fora da ZAH (Juliani, 1993), dada a ausência de protólitos intermediários a ácidos bem preservados na área de estudo (ANEXO 1).

A listagem das amostras utilizadas e a identificação dos litotipos pode ser vista na TABELA 14.

Das 81 análises, 22 foram realizadas em amostras de perfis contínuos de alteração hidrotermal, decimétricos a métricos, de rochas ígneas e metavulcanoclásticas, incluindo desde rochas incipientemente alterada até rochas mais intensamente alteradas.

As amostras coletadas em perfis contínuos de alteração foram:

a) Afloramento 507: as amostras 507d1 e 507d2 correspondem a rochas ígneas blastoporfíricas de granulação grossa da zona de transição.

b) Afloramento 110: amostras 110a, 110b, 110e e 110f. A amostra 110a corresponde a uma rocha metavulcanoclástica incipientemente alterada e as restantes constituem diferentes fácies de rochas ígneas mais intensamente alterados.

c) Afloramento 127: amostras 127b e 127v, correspondendo a 127b a uma rocha metabásica ígneas mais intensamente alterada e a 127v a um cloritito.

d) Afloramento 170a: a amostra 170a1, que é uma rocha metavulcanoclástica com aglomerados de hornblenda, incipientemente alterada, grada para uma rocha menos intensamente alterada, 170a2.

e) Afloramento 635: amostras 635 b6, 635 b7, 635 b8, 635 c1, 635 c2, 635 c3, 635 c4, 635 c5 e 635 h. Neste perfil de rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio ocorrem desde rochas incipientemente alteradas até mais intensamente alterada (FOTO 1 e TABELA 13).

f) Afloramento 635i: amostras 635i1, 635i2 e 635i3 de rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de hornblenda, onde onde ocorrem camadas de rochas incipientemente alterada (635i3), menos intensamente alterada (635i2) e menos intensamente alterada potassificada (635i1).

TABELA 14 - Relação das amostras com análises químicas.

Amostra	Litotipo	Amostra	Litotipo
MB	Média dos metabasitos de fora da ZAH	291c	Protólito de metatufo com PD
513a	Mb. ígnea gran. grossa	194b2	Metatufo com PD da ZT
194c	Mb. ígnea gran. grossa	296b	Metatufo com PD da ZT
244a	Mb. ígnea gran. grossa	176c	Metatufo com PD +IA
260a	Mb. ígnea gran. grossa	291b	Metatufo com PD +IA
112a	Mb. ígnea gran. grossa	170a1	Vc. com aglom. de hb. -IA
476a	Mb. ígnea gran. grossa	121a	Vc. com aglom. de hb. da ZT
352a	Metabásica ígnea da ZT	422	Ígnea intermediária/ácida -IA
580a	Metabásica ígnea +IA	183	Ígnea intermediária/ácida +IA
208	Metabásica ígnea +IA	176d	Ígnea intermediária/ácida +IA
127b	Metabásica ígnea +IA	124	Ígnea intermediária/ácida +IA
127v	Cloritito	211a	Ígnea intermediária +IA
217a	Cloritito	375c	Ígnea intermediária +IA
489a	Cummingtonita-granada-clorita xisto	PB300b	Vc. com aglom. de hb. da ZT
194b	Mb. íg. gran. grossa com PLH	35c	Vc. com aglom. de hb. da ZT
484a	Mb. íg. gran. grossa com PLH	170a2	Vc. com aglom. de hb. -IA, ZP1
123a	Mb. íg. gran. grossa com PLH	300a	Vc. com aglom. de hb. -IA, ZP1
2783b	Mb. íg. gran. grossa com PLH da ZT	1100	Vc. com aglom. de hb. -IA, ZP1
169a	Mb. de granulação fina a média	293b3	Vc. com aglom. de hb. -IA, ZP2
241	Granada-hornblenda anfíbolito	311a	Vc. com aglom. de hb. -IA, ZP2
179	Granada-hornblenda anfíbolito	311f	Vc. com aglom. de hb. -IA, ZP2
582d	Protólito de <i>metalapillistone</i>	100	Vc. com aglom. de hb. +IA
176a	<i>Lapilli-tuff</i> InA	307	Vc. com aglom. de hb. +IA
580b	<i>Lapilli-tuff</i> da ZT	101a	Vc. com aglom. de hb. +IA (milonito)
Inter	Média das Intermediária	417b	Vc. com aglom. de hb. carbonatizada
V177	Ígnea gran. grossa da ZT	159f	Vc. com aglom. de hb. carbonatizada
170b	Ígnea gran. grossa da ZT	635i3	Vc. com aglom. de hb. InA
440a	Ígnea gran. grossa da ZT	635i2	Vc. com aglom. de hb. -IA, ZP1
507d1	Ígnea gran. grossa da ZT	635i1	Vc. com aglom. de hb. -IA, ZP1 + K
507d2	Ígnea gran. grossa da ZT	635b8	Vc. com aglom. de hb. InA
507a	Ígnea de gran. grossa da ZT	635b7	Vc. com aglom. de hb. InA
440b	Ígnea gran. grossa da ZT e K	635b6	Vc. com aglom. de hb. da ZT
110f	Ígnea gran. gross. +IA	635c4	Vc. com aglom. de hb. da ZT
110b	Ígnea de gran. grossa com PLH +IA	635c5	Vc. com aglom. de hb. -IA, ZP1
110c	Ígnea de gran. grossa com PLH +IA	635c3	Vc. com aglom. de hb. -IA alterada, ZP1
302a	Ígnea de gran. fina a média -IA	635c1	Vc. com aglom. de hb. -IA alterada, ZP2
2756a	Ígnea de gran. fina a média -IA	635h	MVc. com aglom. de hb. +IA
104a	Ígnea de gran. fina a média -IA	425c	Vc. interm. -IA
32a	Ígnea de gran. fina a média +IA	311i1	Vc. interm. -IA
101a	Ígnea de gran. fina a média +IA	301a	Vc. interm. +IA
109a	Ígnea de gran. fina a média +IA	296a	Vc. interm. +IA

Mb.=metabásica; Ig.=ígnea; PLH=prismas longos de hornblenda; vc.=metavulcanoclástica; PD=porfiroblastos de diopsídio; InA=incipientemente alterada; ZT=zona de transição; -IA=menos intensamente alterada; +IA=mais intensamente alterada; K=potassificada

Os símbolos utilizados para representar os diferentes litotipos nas figuras deste capítulo são:

- Média das cinco amostras de metabasitos de fora da ZAH.
- Média das duas amostras de rochas metaintermediárias de fora da ZAH.
- ◆ Protólitos dos metabasitos ígneos e dos *metalapillistone s* e metatufos.
- ◆ Rochas incipientemente alteradas (InA).
- ◆ Rochas da zona de transição (ZT).
- ◆ Rochas menos intensamente alteradas (-IA).
- ◆ Rochas mais intensamente alteradas (+IA).
- ◆ Metabásica ígnea mais intensamente alterada, 127b.
- ▲ Metabásica ígnea mais intensamente alterada, 127v.
- Cummingtonita-granada-clorita xisto.
- Granada-hornblenda-anfibolito.
- Rochas carbonatizadas.
- Rochas potassificadas.

1 LITOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

Considerando-se os protólitos de rochas metabásicas não alteradas da ZAH e a média dos metabasitos de fora da ZAH, em relação aos teores de álcalis, sílica, ferro e magnésio (Irvine & Baragar, 1971), as suas características geoquímicas indicam tratarem-se de rochas subalcalinas com nítida tendência tholeiítica (FIGURA 40).

Quando são considerados os elementos relativamente imóveis em diagramas como os Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986), Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce & Cann, 1973), V vs. Ti/1000 (Shervais, 1982), Ti vs. Zr (Pearce & Cann, 1973) e Log Zr/Y vs. Log Zr (Pearce & Norry, 1979), pode-se observar que a maioria destas rochas mostram características geoquímicas semelhantes àquelas geradas em segmentos normais de cadeias meso-oceânicas (N-MORB) (FIGURAS 41, 42 e 43). Entretanto, estas características não são mantidas nos diagramas Ti vs. Cr (Pearce, 1975) e Ti/100-Zr-Sr/2 (Pearce & Cann, 1973), o que pode ser atribuído à alteração hidrotermal (FIGURA 44).

A dispersão de amostras em diagramas onde é utilizado o Y denota mobilização deste elemento devido à presença de fluidos carbonáticos (Condie *et al.*, 1977; Humphris & Thompson, 1978; Condie, 1982). Quando são considerados os teores de Sr, os metabasitos das zonas de alteração hidrotermal mostram tendências de basaltos de ilhas oceânicas, o que pode ser atribuído à alta mobilidade do elemento devido à recristalização e substituição do plagioclásio ígneo.

Cabe ressaltar que em seção delgada as mineralogia e as texturas das rochas metabásicas da ZAH são as mesmas das rochas metabásicas inalteradas de fora da ZAH, mas os resultados químicos mostram que a maioria destes litotipos sofreram consideráveis mudanças químicas, relativamente à média dos metabasitos externos à ZAH, fato este que será melhor analisado e discutido nos balanços de massa.

FIGURA 40 - Diagramas $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 e FeO - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - MgO (Irvine & Baragar, 1971).

FIGURA 41 - Diagramas Nb^*2 - $\text{Zr}/4$ - Y (Meschede, 1986) e $\text{Ti}/100$ - Zr - Y^*3 (Pearce & Cann, 1973).

FIGURA 42 - Diagrama V vs. $\text{Ti}/100$ (Shervais, 1982).

FIGURA 43 - Diagramas Ti vs. Zr (Pearce & Cann, 1973) e Log Zr/Y vs. Log Zr (Pearce & Norry, 1979).

Quando os dados são plotados no diagrama de Log (Zr/TiO₂) vs. Log (Nb/Y) (Winchester & Floyd, 1977) observa-se que os protólitos das rochas metabásicas ígneas ocupam o campo dos basaltos, sendo que o protólito dos tufos (291c) e as rochas metavulcanoclásticas incipientemente alteradas com aglomerados de anfibólio ocupam o campo dos andesitos. Quando são consideradas todas as amostras, protólitos e os diferentes litotipos de rochas alteradas, nota-se que estes dois grupos são mantidos nos diagramas discriminantes, caracterizando os conjuntos dos metabasaltos (grupo 1) e dos metandesitos e rochas associadas (grupo 2) (FIGURA 45). Excetuando-se os *metalapillistons* e os *metalapilli-tuffs*, as demais rochas metavulcanoclásticas, assim como a maioria das rochas ígneas mais intensamente alteradas analisadas, situam-se no campo dos andesitos, confirmando a hipótese levantada no estudo petrográfico destas rochas, que permitia supor a contribuição de tufos intermediários a ácidos nos depósitos vulcanoclásticos básicos e derrames andesíticos. Entretanto, em parte, isto pode ser explicado pela silicificação dos litotipos. O fato de que a média das duas rochas intermediárias de fora da ZAH e algumas outras amostras ocupam o campo dos traqui-andesitos relaciona-se com o aumento de álcalis nas rochas básicas, devido às alterações hidrotermais, como discutido por Juliani (1993).

No grupo dos metabasaltos estão incluídas as amostras 112a, 513a, 194c, 244a, 476a, 260a (metabasitos blastoporfiríticos de granulação grossa), 123a, 194b, 484a (metabasitos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda), 169a (metabasito de granulação fina a média), 127v, 127b, 352a, 580a, 208 (rochas semelhantes à 127v), 241, 179 (granada-hornblenda anfibolitos), 582d, 176a, 580b (*metalapillistone* e *metalapilli-tuffs*), 211a e 124, amostras estas que foram classificadas, devido a silicificação como sendo rochas ígneas intermediárias, tendo no entanto, sido geradas a partir de protólitos básicos. Como discutido por Pérez-Aguilar (1996), diferentes tipos de

protólitos quando intensamente alterados tendem a ser petrograficamente semelhantes. No grupo dos andesitos e rochas associadas estão incluídas todas as demais amostras analisadas.

FIGURA 44 - Diagramas Ti vs. Cr (Pearce, 1975) e Ti/100-Zr-Sr/2 (Pearce & Cann, 1973).

FIGURA 45 - Diagramas de Log (Zr/TiO₂) vs. Log (Nb/Y) (Winchester & Floyd, 1977, modificado).

A presença destes dois grupos de rochas, grupo 1 (metabásicas) e grupo 2 (andesitos e rochas correlacionadas), pode ser confirmada quando considerados os diagramas de diferentes elementos relativamente imóveis (FIGURA 46), podendo se observar as tendências evolutivas dos diferentes elementos.

O único diagrama que não define claramente estes dois grupos é o de Y vs. Zr, o que mostra novamente uma mobilidade deste elemento nestas rochas alteradas. Nestes diagramas há diferentes tendências evolutivas do TiO₂ em relação ao Zr nas rochas do grupo 1 (metabásicas), sendo que os granada-hornblenda anfíbolitos e o cummingtonita-granada-clorita xisto foram relativamente enriquecidos em TiO₂ e em Zr, enquanto que em algumas das rochas mais intensamente alteradas deste grupo observa-se tendência de empobrecimento em TiO₂ e em Al₂O₃, especialmente na amostra 124.

Destaca-se, também, o relativo enriquecimento do cummingtonita-granada-clorita xisto e alguns dos metabasitos em Al_2O_3 , sendo que nos granada-hornblenda anfibolitos não são notadas variações substanciais nos teores de Al_2O_3 .

Nos diagramas de Harker (1909) verificam-se tendências evolutivas dos elementos maiores nestes dois grupos de rochas (FIGURA 47), no qual pode-se deduzir que o processo de alteração da amostra 489a (cummingtonita-granada-clorita xisto) foi responsável por enriquecimentos relativamente fortes em Mg (MgO vs. SiO_2 , seta A), Al (Al_2O_3 vs. SiO_2 , seta A) e, em menor quantidade, Fe (FeOT vs. SiO_2 , seta A) e, relativamente grandes empobrecimentos em Si (Al_2O_3 vs. SiO_2 , seta A), Ca, Na (diagrama Na_2O vs. SiO_2 , seta A) e K, o que é compatível com uma alteração clorítica intensa que é causada por grandes adições de Mg e/ou de Fe e concentração residual de Al. Este tipo de alteração é considerado por Meyer & Hemley (1967) como um estágio específica dentro de zonas de alteração propilítica. No restante das rochas metabásicas a adição de Mg não foi tão intensa (diagrama MgO vs. SiO_2 , seta B) e não houve enriquecimentos ou empobrecimentos significativos em sílica, se comparadas com a amostra 489a, observando-se uma tendência de empobrecimentos do Na, K e Ca com o aumento da intensidade da alteração. No entanto, a amostra 124 foi muito enriquecida em Si (Al_2O_3 vs. SiO_2 , seta B).

Nas rochas do perfil contínuo 127, a amostra 127v mostra-se, em relação à 127b, enriquecida em Mg e Fe (FeOT vs. SiO_2 , seta B) e empobrecida em Na (Na_2O vs. SiO_2 , seta B). Nos granada-hornblenda anfibolitos houve relativamente enriquecimentos em Fe (FeOT vs. SiO_2 , seta C). Nos andesitos e rochas associadas também pode ser deduzido que houve um evento de cloritização, mas não muito intenso, resultando em suaves enriquecimentos em Mg e em Fe, e empobrecimento em Ca e Mn, além de ganhos menores em Si (Al_2O_3 vs. SiO_2 , seta C). O enriquecimento em Mg nestas rochas é evidenciado no diagrama MgO vs. SiO_2 , setas C, D e E, onde a seta F indica as rochas metavulcanoclásticas enriquecidas em sílica. A tendência de enriquecimento em Fe com o aumento do grau de alteração nestas rochas pode ser visto no diagrama FeOT vs. SiO_2 , seta D, e as tendências de empobrecimento em Ca e em Mn nos diagramas CaO vs. SiO_2 (seta A) e MnO vs. SiO_2 . As rochas carbonatizadas deste segundo grupo mostram-se claramente enriquecidas em CaO (CaO vs. SiO_2 , seta B), sendo que as rochas potassificadas, assim como as carbonatizadas, foram enriquecidas em K, devido a sobreposição de diferentes eventos de alteração (diagrama K_2O vs. SiO_2).

Os índices geoquímicos de alteração (IA) foram inicialmente propostos por Ishikawa *et al.* (1976) no estudo do grau de alteração de vulcânicas félsicas em depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços. Häussinger *et al.* (1993) propuseram um IA para elementos maiores ($\text{IA}_{\text{maiores}}$) e outro para os traços ($\text{IA}_{\text{traços}}$) que seria, segundo os autores, mais sensível às variações químicas relacionadas aos processos de alteração hidrotermal.

FIGURA 46 - Diagramas (a) Zr vs. TiO_2 ; (b) Zr vs. Al_2O_3 ; (c) TiO_2 vs. Al_2O_3 ; (d) Zr/TiO_2 vs. Nb ; (e) Zr vs. Y ; (f) Zr/TiO_2 vs. La ; (g) Zr/TiO_2 vs. Ce ; (h) Zr/TiO_2 vs. Yb .

FIGURA 47 - Diagramas de Harker. (a) SiO_2 vs. Al_2O_3 ; (b) SiO_2 vs. FeOT ; (c) SiO_2 vs. MnO ; (d) SiO_2 vs. MgO ; (e) SiO_2 vs. CaO ; (f) SiO_2 vs. Na_2O ; (g) SiO_2 vs. K_2O ; (h) SiO_2 vs. TiO_2 ; (i) SiO_2 vs. P_2O_5 ; (j) SiO_2 vs. Cr .

Sánchez *et al.* (2000) propuseram para as rochas félsicas associadas a depósitos vulcanogênicos de sulfetos maços, constituídas por dacitos e riólitos os seguintes IA:

$$IA_{\text{maiores}} = (\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} + \text{MgO} + \text{MnO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

$$IA_{\text{traços}} = (\text{Zn} + \text{Cu} + \text{As} + \text{Sn})/(\text{Zn} + \text{Cu} + \text{As} + \text{Sn} + \text{Sr} + \text{Ba} + \text{Rb})$$

Segundo Sánchez *et al.* (2000) estes índices constituem uma importante ferramenta na exploração mineral deste tipo de depósitos relacionados a vulcanismo félsicos, definindo os campos das rochas sericitizadas e o das cloritizadas. Entretanto são menos úteis quando as encaixantes são rochas relativamente mais básicas, porque os valores obtidos para rochas sericitizadas aproximam-se dos das rochas cloritizadas, quando é usado o IA dos elementos maiores.

Para os metandesitos e rochas associadas pode-se notar que o melhor IA_{maiores} para estas rochas é o obtido com os elementos enriquecidos na rocha ($\text{FeOT} + \text{MgO} + \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$), seja de forma absoluta ou por concentração residual, como no caso do Al, *versus* aqueles elementos que foram lixiviados CaO e MnO (FIGURA 48a). O $IA_{\text{traços}}$ para estas rochas é $(\text{Zn} + \text{As} + \text{Sn} + \text{Nb})$ *versus* $(\text{Ni} + \text{Cu} + \text{Ba} + \text{Sb} + \text{Sr})$, não define tão bem os campos das diferentes rochas alteradas, se comparado com o IA_{maiores} (FIGURA 48b). Assim, o diagrama de IA_{maiores} *versus* $IA_{\text{traços}}$ foi construído usando-se (FIGURA 48c):

$$IA_{\text{maiores}} = (\text{FeOT} + \text{MgO} + \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{FeOT} + \text{MgO} + \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MnO})$$

$$IA_{\text{traços}} = (\text{Zn} + \text{As} + \text{Sn} + \text{Nb})/(\text{Zn} + \text{As} + \text{Sn} + \text{Nb} + \text{Ni} + \text{Cu} + \text{Ba} + \text{Sb} + \text{Sr}),$$

Neste diagrama podem ser distinguidos os campos dos protólitos (P), das rochas incipientemente alteradas (InA), das rochas menos intensamente alteradas (-IA), mais intensamente alteradas (+IA) e das rochas carbonatizadas (C). Quando necessário, especialmente em trabalhos de prospecção mineral, podem ser construídos diagramas usando-se os IA_{maiores} e $IA_{\text{traços}}$ *versus* diferentes elementos traços (Lentz, 1999), mas neste trabalho o comportamento dos elementos traços será discutido quando da análise dos balanços de massa, onde os enriquecimento e empobrecimentos são mais evidentes.

2 COMPORTAMENTO DAS TERRAS RARAS

Nos sistemas hidrotermais o conteúdo das REE na solução é controlado pela concentração destes elementos na rocha com a qual interage a solução. Portanto o perfil das REE em uma solução será consequência da mineralogia das rochas por onde a solução circula, das fases alteradas pela solução e da composição química da mesma (Graf, 1977). Segundo Michard (1989), as soluções hidrotermais tem uma baixa concentração de REE, estando em concentrações mais baixas do que nas rochas encaixantes e, portanto, não se espera que a atividade hidrotermal mude o conteúdo de REE das encaixantes a não ser que a razão água/rocha seja muito alta. Assim, nas diferentes rochas alteradas, os padrões de REE vão depender do protólito, da razão água/rocha, do tempo de

exposição da rocha ao evento metassomático, dos produtos secundários gerados e das características físico-químicas da fase fluida (Humphris, 1984).

FIGURA 48 - Diagramas (a) $\text{IA}_{\text{maiores}} = \text{FeOT}+\text{MgO}+\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. CaO e MnO ; (b) $\text{IA}_{\text{traços}} = (\text{Zn}+\text{As}+\text{Sn}+\text{Nb})$ vs. $(\text{Ni}+\text{Cu}+\text{Ba}+\text{Sb}+\text{Sr})$; (c) $\text{IA}_{\text{maiores}} = (\text{FeOT}+\text{MgO}+\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{FeOT}+\text{MgO}+\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{MnO})$ vs. $\text{IA}_{\text{traços}} = (\text{Zn}+\text{As}+\text{Sn}+\text{Nb})/(\text{Zn}+\text{As}+\text{Sn}+\text{Nb}+\text{Ni}+\text{Cu}+\text{Ba}+\text{Sb}+\text{Sr})$; P = protólito, InA = Incipientemente alterada, ZT = zona de transição, -IA = menos intensamente alterada e +IA = mais intensamente alterada.

Existem evidências para a mobilidade e a imobilidade das REE nos diferentes graus metamórficos (Grauch, 1989), mas os perfis das REE das FIGURAS 49 e 50 mostram, essencialmente, características dos protólitos e/ou dos eventos de alteração hidrotermal que afetaram estas rochas, como será discutido a seguir.

As REE dos protólitos básicos e vulcanoclásticos, assim como dos diferentes litotipos de rochas alteradas hidrotermalmente foram normalizados pelo padrão Boynton (1984), visando a definição do comportamento evolutivo das mesmas durante a progressão das alterações hidrotermais.

Na FIGURA 49 pode-se notar que os perfis das REE dos diferentes conjuntos de rochas. No grupo das rochas semelhantes às do perfil 127, as amostras 352a (zona de transição) e 580a (+IA) tem padrão muito semelhante aos observados em basaltos tholeiíticos de zonas de expansão, denominados de tholeiitos de baixo potássio (Engel *et al.*, 1965), *mid-ocean ridge basalts* ou MORB (Hart *et al.*, 1972) ou basaltos normais ou Tipo N-MORB (Sun *et al.*, 1979). Estes basaltos

mostram, invariavelmente, empobrecimento em LREE em relação as HREE (Frey & Haskin, 1964; Engel *et al.*, 1965; Kay *et al.*, 1970; Frey *et al.*, 1974; Graf, 1977; Kay & Hubbard, 1978), o que pode ser explicado pela alta incompatibilidade do La e do Ce. A redução gradativa da incompatibilidade das demais LREE em direção ao Sm, é devida à gradativa diminuição do raio iônico dos elementos químicos (Graf, 1977; Rollinson, 1993). O empobrecimento em LREE nos basaltos N-MORB associa-se a concentrações muito baixas de outros elementos incompatíveis como o Cs, Rb, K, U, Th, Ba, Ta, Nb, La e Ce (Tatsumoto *et al.*, 1965; Kay *et al.*, 1970; Frey *et al.*, 1974; Kay & Hubbard, 1978; Brougault *et al.*, 1979; Wood *et al.*, 1989). São ainda considerados elementos menos incompatíveis o restante das REE, Y, Ti, Zr, Hf e P, além de Sr e Eu, se o plagioclásio não é uma fase predominante (Saunders, 1984).

O enriquecimento de basaltos hidrotermalizados em LREE foi demonstrado nos trabalhos de Humphris & Thompson (1978), Hart (1970), Thompson (1973), Ludden & Thompson (1978, 1979) e Guy *et al.* (1999), feição esta comum em várias das amostras de metabasitos do Grupo Serra do Itaberava, comparativamente aos metabasaltos tholeiíticos N-MORB das amostras 352a e 580a.

Ludden & Thompson (1978, 1979) observaram significativo enriquecimento em LREE nas bordas palagonitizadas de *pillow lavas*, relativamente aos centros menos alterados, e sugeriram que isto foi devido às altas razões água/rocha do processo hidrotermal submarino e ao equilíbrio das rochas com a água do marinha, que tem REE em concentrações relativamente altas (Høgdahl *et al.*, 1968). Verplanck *et al.* (2001), encontraram enriquecimento relativo moderado das LREE em relação às HREE em uma amostra de águas ácidas associadas a uma seqüência de lavas e rochas piroclásticas terciárias, que possuíam ainda uma suave anomalia negativa do Eu. Nestas rochas o enriquecimento em LREE e a anomalia negativa de Eu foi relacionada à percolação de fluidos enriquecidos nas LREE derivados da intrusão de corpos de rochas intermediárias. No perfil da amostra 208, as rochas possuem maior anomalia de Ce e padrão de REE diferente das demais, que pode ter sido adquirido por alterações hidrotermais de fundo oceânico e/ou pela percolação de fluidos produzidos pelas intrusões andesíticas que associam-se às zonas de alteração hidrotermal.

O coeficiente de distribuição das REE decresce do La ao Lu, devido a maior estabilidade dos complexos formados pelas HREE, o que implica que na interação rocha-fluido há uma preferência extração das LREE da solução (Guy *et al.*, 1999). O enriquecimento diferencial destas rochas nas LREE pode ser explicado pela presença de razões água/rocha, tempo de duração do evento ou condições físico-químicas do fluido diferentes, sendo que quanto maior a razão água/rocha e/ou maior a duração do evento metassomático, as rochas tendem a adquirir o mesmo padrão de REE presentes na solução hidrotermal.

Na maioria das amostras estudadas há uma anomalia negativa de Ce que pode ser bastante intensa, que pode ser explicada pela interação com a água do mar que, caracteristicamente,

apresenta baixos teores de Ce (Haskin *et al.*, 1966; Høgdahl *et al.*, 1968), especialmente quando o fluido hidrotermal origina-se pela desidratação de sedimentos argilosos interderrames, onde o Ce^{4+} é extraído por soluções aquosas oxidantes (Masuda & Nagasawa, 1975).

Na FIGURA 49 foram agrupadas as rochas metabásicas ígneas blastoporfíricas de granulação grossa (c) e (d), as de granulação grossa com prismas longos de hornblenda (e) e (f), e as granulação fina a média (g) e (h), onde pode-se observar que os padrões de REE distinguem claramente as rochas ígneas básicas do grupo 1 (FIGURAS 49c, e e g) das metaintermediárias do grupo 2 (FIGURAS 49d, f e h).

Os metabasaltos (FIGURA 49c, e e g) mostram perfis semelhantes àqueles presentes nos basaltos do tipo MORB, predominando, no entanto, perfis relativamente retilíneos, destacando-se em algumas amostras enriquecimentos em La, anomalias negativas em Ce e tanto pequenas anomalias negativas como positivas de Eu. O enriquecimento relativo em La pode ser explicado porque em águas ácidas, este elemento forma preferencialmente complexos de $REE(Cl,F)_3$, enquanto as demais REE formam complexos de $REE(Cl,F)^+_2$ (Sillén & Martell, 1964; Alderton *et al.*, 1980).

A amostra 489a (FIGURA 48c), representada por um quadrado azul-claro semi-preenchido, é do cummingtonita-granada-clorita xisto, derivado de um basalto intensamente cloritizado. Esta amostra possui um perfil diferente, estando as LREE relativamente empobrecidas e leve anomalia negativa de Ce e Eu. Excetuando-se o Ce, o enriquecimento relativo das REE diminui do La ao Nd, feição esta que é típica de alteração hidrotermal, mostrando, apesar da intensa alteração, um padrão de HREE semelhante ao dos outros metabasitos, devido à maior estabilidade dos complexos destes elementos, nas soluções.

As rochas separadas nos diagramas Log (Zr/TiO₂) vs. Log (Nb/Y) como metandesitos, (FIGURAS 45d, f e h), mostram, de modo geral, padrões semelhantes àqueles de rochas intermediárias e/ou soluções associadas a este tipo de rochas, com enriquecimentos nas LREE, sendo as diferentes concentrações absolutas das diferentes REE, produto dos ganhos ou perdas de massa durante o processo de alteração.

Na FIGURA 50 pode-se notar que os padrões de REE dos diferentes grupos de rochas metavulcanoclásticas (a, b, c, d, e, f) e das rochas metaintermediárias (g, h).

Nos *metalapillistone* e *metalapilli-tuff*, o protólito (582d) e a rocha mais intensamente alterada (580b), apesar de sua origem vulcanoclástica, mostram perfis típicos de rochas de fundo oceânico. Já o *metalapilli-tuff* incipientemente alterado (176a) exibe um relativo enriquecimento nas LREE, devido ao processo de alteração hidrotermal, e uma anomalia negativa do Ce causada, provavelmente, pela alteração hidrotermal em fundo oceânico. As pequenas anomalias negativas de Eu das duas amostras refletem processos de cristalização fracionada na câmara magmática

(FIGURA 50a).

FIGURA 49 - Padrões das REE nos diferentes grupos de rochas. (a) Perfil contínuo 127, (b) Rochas petrográficamente semelhantes às do perfil 127, (c) Metabásicas ígneas blastoporfiríticas de granulação grossa, (d) Metandesitos blastoporfiríticos de granulação grossa, (e) Metabásicas de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, (f) Metandesitos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, (g) metabásicas de granulação fina a média, (h) Metandesitos de granulação fina a média.

Os metatufos, as metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio e as amostras dos perfis contínuos 170a1-170a2, 635i e 635 (FIGURAS 50a, b, c, d, e e f) foram distinguidos em diagramas geoquímicos com diferentes elementos imóveis e pela classificação de Winchester & Floyd (1977) como originados por rochas intermediárias. Na FIGURA 50g são apresentados os padrões das rochas meta-ígneas e metavulcanoclásticas identificadas petrograficamente como metaintermediárias. Em todas estas rochas os perfis de REE são semelhantes aos dos metandesitos alterados e destacam-se em três amostras fortes anomalias negativas de Ce, inclusive na rocha incipientemente alterada 635b8 do perfil contínuo 635.

Estas anomalias negativas de Ce são típicas de andesitos gerados por fusão de crosta oceânica em regimes de subdução ensimática, devido à entrada de água na câmara magmática, que aumenta a fO_2 (Condie, 1982) e favorece a lixiviação do Ce tetravalente (Hanson, 1980), que tem raio iônico menor do que o do Ce^{3+} (Topp, 1965, em Masuda & Nagasawa, 1975; Shannon & Rewitt, 1969). Nesta situação é comum a presença de anomalias negativas de Eu, devido à oxidação do Eu^{2+} para Eu^{3+} , impossibilitando sua incorporação no plagioclásio, que permanece no resíduo da fusão parcial das rochas básicas na crosta oceânica, e os fluidos hidrotermais produzidos pela cristalização dos andesitos intrusivos, responsáveis em grande parte pelas alterações hidrotermais (devido ao intenso metassomatismo de H^+), também teriam baixos teores relativos de Eu, como observado em todos estes litotipos hidrotermalizados.

Nas demais rochas alteradas do perfil 635 (FIGURA 50f) a anomalia negativa de Ce desaparece, tendo estas rochas certamente adquirindo os padrões de REE presentes nas soluções hidrotermais em regimes de razões água/rocha altas e pH baixos, sendo que nas soluções hidrotermais o conteúdo de REE aumenta a medida em que diminui o pH, independentemente do tipo de rocha (Michard, 1989) e há um aumento da temperatura (Klinkhammer *et al.*, 1995), o que explicaria as diferentes concentrações absolutas que mostram os diferentes perfis. Em condições redutoras o Ce é o menos móvel das REE.

Na maioria dos andesitos e rochas metavulcanoclásticas associadas (FIGURAS 49d, f e h; FIGURAS 50b, c, d, e, f e g) pode-se observar que há significativas perdas de REE pesadas, o que pode ser explicado pela intensa substituição dos minerais ferro-magnesianos ígneos, que são os principais sítios destes elementos, podendo, então terem sido incorporados ao fluido hidrotermal.

Com relação às amostras 211 e 124, os seus padrões de REE indicam que o protólito era básico, apesar da petrografia indicar composição intermediária, devido ao enriquecimento em sílica e/ou plagioclásio (FIGURA 50h). Entretanto, a amostra 124 apresenta enriquecimento relativo nas LREE, que pode ter sido adquirido pela alteração hidrotermal ou, alternativamente, por diferenciação magmática.

FIGURA 50 - Padrões de distribuição das REE nos diferentes grupos de rochas intermediárias. (a) *Metapillistone* e *metapilli-tuffs*, (b) Metatufos, (c) Metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio, (d) Perfil contínuo 170a1-170a2, (e) Perfil contínuo 635i, (f) Perfil contínuo 635, (g) Metaintermediárias ígneas e vulcanoclásticas, (h) Amostras 211a e 124.

3 BALANÇOS DE MASSAS

A modelagem das transformações químicas nas zonas de alteração, considerando-se um sistema aberto, com alterações de massa e de volume, foram feitas através dos métodos de Gresens (1967) e Grant (1986), modificados por Potdevin & Marquer (1987).

Entretanto, todos os litotipos foram metamorfisados em grau médio a pressão intermediária ($\sim 600^\circ \text{C}$ e $> 5,5 \text{ kbar}$) e remetamorfisadas em temperatura e pressão mais baixas (Juliani, 1993), o que certamente modificou as densidades dos litotipos, devido à perda porosidade típica destas zonas de lixiviação. Provavelmente nem mesmo foram mantidas as proporções das densidades entre os litotipos alterados em diferentes graus, o que, certamente, pode induzir a erros de avaliação na mobilidade/imobilidade de alguns componentes, bem como na variação de volumes através dos métodos supracitados. Entretanto, a falta de meios para recomposição destes dados originais justificam estes estudos.

Além destes problemas, as rochas encontram-se bastante deformadas e parte das alterações do quimismo podem ser devidas aos processos metamórficos, como descrito por Potdevin & Marquer (1987). No período retrometamórfico há variável reintrodução de potássio nas rochas, sendo que modificações químicas também podem ter sido introduzidas pelas zonas de cisalhamento, como indicado pela elevação dos teores de flúor nas fases minerais mais tardias, apesar de terem sido analisadas amostras que não apresentassem evidências de cataclase, mas, apesar destes cuidados, pode haver alguma influência do evento hidrotermal-metassomático associado ao cisalhamento tardio.

Mesmo com estas restrições foi aplicado o método, buscando não somente a modelagem das transformações químicas, como também o cálculo dos balanços de massa para todos os litotipos relativamente ao protólito usado, incluindo os elementos maiores e os traços disponíveis, resultando em 100 planilhas e mais de 1300 páginas.

Nas análises que se seguem optou-se pela escolha dos elementos com menor F_v , estimados nos diagramas de Grant (1986) e Potdevin & Marquer (1987), uma vez que não poderiam ser *a priori*, estabelecidos quais seriam os elementos imóveis. Tal simplificação pode resultar em variações de volume menores do que as que realmente podem ter ocorrido, mas como observa-se que leitos contínuos de metatufos básicos que estão gradativamente alterados até granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfíbolitos não apresentam variações significativas de volume, esta premissa pode ser a mais correta.

Os balanços de massa foram feitos para os elementos químicos, considerando-se H^+ e O^{2-} como componentes independentes, por ser esta a técnica mais adequada para modelação de sistemas hidrotermais (Potdevin & Marquer, 1987). Na maioria dos balanços de massa, o elemento que se

comportou como imóvel foi o oxigênio, como discutido a seguir, mas também o Al, o Fe e o Mg mostram-se relativamente imóveis em algumas situações.

3.1 Metabasitos e Rochas Associadas

Neste grupo serão avaliados os balanços de massa feitos para os metabasitos ígneos blastoporfíricos de granulação grossa, os metabasitos ígneos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, os metabasitos ígneos de granulação fina a média e os *metalapilli-tuffs*.

Neste conjunto foram também comparadas as das duas amostras de clorititos (217a e 127v).

Inicialmente serão comparados os diferentes tipos de rochas ígneas com a média dos metabasitos de fora da área de alteração hidrotermal e, posteriormente, serão avaliadas as mudanças químicas em cada um destes grupos.

3.1.1 Análise dos protólitos básicos ígneos da ZAH

Visando reavaliar possíveis transformações químicas nos protólitos básicos da ZAH e nas duas amostras de clorititos (217a e 127v), estas amostras foram comparadas com a média de cinco metabasitos regionais, considerados como inalterados por Juliani (1993). Nas FIGURAS 51, 52 e 53 são apresentados, a título de exemplo, os diagramas feitos para estimativa do Fv, para os elemento maiores e traços, segundo os métodos citados anteriormente.

FIGURA 51 - Diagramas de Potdevin & Marquer (1987) e de Gresens (1967), usados para estimativa do Fv, que mostram ganhos relativos de C e Fe³⁺, perda de Mn, Na e K e pouca variação dos demais elementos.

Na FIGURA 54 são comparados os resultados entre a média dos metabasitos de fora da ZAH com as dez amostras de rochas inalteradas da zona de alteração hidrotermal e os dois clorititos. O primeiro grupo corresponde aos clorititos, o segundo às rochas blastoporfíricas de grossa, o terceiro às de granulação grossa com prismas longos de hornblenda e a última amostra a uma rocha de granulação fina a média. As variações de volume e da D/Fv (densidade/fator de

variação de volume de Gresens) foram considerados em relação ao Al na primeira amostra, e em relação ao oxigênio (Ox) nas demais.

FIGURA 52 - Nestes mesmos diagramas da figura anterior estão incluídos o elementos traços, que apresentam fortes mobilidades relativas.

FIGURA 53 - Diagrama isocórico de Grant (1986) indicando transformações aproximadamente isovolumétricas, considerando-se como relativamente imóveis o Al, O, Si, Ti, Nd e Mg, dentre outros.

De imediato pode-se perceber que a a maioria dos metabasitos sofreram razoáveis modificações do seu quimismo, destacando-se dentre as mais preservadas as amostras 476a e 194b e que quase não houve alteração no volume da rochas, exceto no cloritito (127v), com variação negativa 10,13% e no protólito básico (260a), com variação positiva de 3,89%.

FIGURA 54 - Balanços de massa nos metabasitos ígneos da ZAH, comparados com a média dos metabasitos ígneos de fora da ZAH.

Neste conjunto há grande enriquecimento em Mg nas amostras 127v, 217a, 194b e 112a, alcançando até 100%, o que pode ser atribuído à cloritização em fundo marinho, ou a segregação de olivina e de clinopiroxênio (Juliani, 1993). Nas amostras 112a e 194c o enriquecimento em Mg e Ca está associado a perdas em Fe^3 , Na, Ti, Mn e P. Na amostra 123a há grandes ganhos em Mn, Mg, P e Ca estão associados a grandes perdas em Al, Ti e Na. Os grandes enriquecimentos em Mg nos mostram que estes protólitos provavelmente foram afetados por processos de alteração de fundo oceânico e/ou encontram-se dentro de uma zona de alteração propilítica.

O K foi lixiviado na maioria das amostras, tendo, no entanto, aumentado a sua concentração expressivamente na amostra 217a (110%). Quanto ao H e C, algumas amostras estão muito enriquecidas e outras muito empobrecidas (H até 197% e 51%, respectivamente, e C até 139% e 67%, respectivamente). Os maiores valores de H foram obtidos nos clorititos de veios, o que implica em intenso metassomatismo de H^+ nestas rochas.

Observa-se também variação no Al, com ganhos de até 27% e perdas de até 20%, fato este que já tinha sido constatado por Mottl (1983) em basaltos do tipo MORB hidrotermalizados. Entretanto, não pode ser descartada a interferência de fracionamento magmático de plagioclásio nestas rochas. O enxofre foi lixiviado na maioria das amostras, exceto as 169a e 194b, nas quais houve enriquecimentos de 251 e 565%. Nestas rochas também foi lixiviada a maioria dos metais de base, aspecto este típico de rochas associadas a depósitos de sulfetos maciços e metais de base.

De forma geral este conjunto mostra-se empobrecido na grande maioria dos metais traços, destacando-se, no entanto, enriquecimentos relativamente fortes de algumas amostras em Ni (até 147%), Cu (até 124%), As (até 189%), Ba (até 70%), Cr (até 338%), Pb (até 390%) e Rb (até 1051%).

De modo análogo ao observado com os elementos traços, a maioria destas rochas foi relativamente empobrecida nas REE, Y e Zr, refletindo, provavelmente, diluições destes elementos em função das variações positivas de volume. As variações nos teores de Y e Zr podem estar associados à presença de fluidos carbonáticos nos estágios iniciais da alteração hidrotermal, vinculados com os halos propilíticos. A amostra 123a foi relativamente enriquecida nas diferentes REE e foi lixiviada em Zr. O relativo empobrecimento em Ce nas amostras 127v e 127v se deve a atuação de processos de alteração de fundo oceânico, conforme discutido nos perfis das REE.

3.1.2 Metabasitos ígneos blastoporfiríticos de granulação grossa

A amostra 476a foi considerado como sendo o protólito das diferentes rochas alteradas blastoporfiríticas de granulação grossa, estando incluídas neste grupo amostras muito diferentes entre elas, 211a, 124 e 489a, sendo que as duas primeiras foram classificadas como rochas intermediárias nos estudos petrográficos, devido ao grande volume de quartzo ou plagioclásio.

Entretanto, seus padrões geoquímicos de elementos imóveis e de REE são típicos dos metabasitos blastoporfíricos de granulação grossa (FIGURAS 55 e 56).

Observa-se que para variações praticamente nulas de D/Fv houve tanto aumento (até 1,92%) e redução (até 3,67%) do volume das rochas.

Destacam-se nestes balanços de massa grande perda de Si na amostra 489a (46%) e enriquecimento em Si na 124 (31%) e Mg em ambas, chegando a 162% na amostra 489a, que constitui uma rocha intensamente cloritizada. A amostra 498a mostra ainda enriquecimento em Fe (15%). Quanto ao Al e ao Ti, as amostras 211a e 124 encontram-se empobrecidas (até 43% e 57%, respectivamente), sugerindo alta mobilidade destes dois elementos que, normalmente, são relativamente imóveis. O Al sempre é lixiviado dos basaltos em sistemas hidrotermais semelhantes aos aqui descritos, assim como a sílica, mas não em taxas tão elevadas (Mottl, 1983). Isto sugere que, além da lixiviação do Al, outros processos contribuíram para redução do Al na rocha, talvez com fracionamento de plagioclásio e de ilmenita no derrame, ou, o excesso de Si, como na amostra 124, pode ter diluído o Al e o Ti, mascarando o balanço de massa. O enriquecimento da amostra 489a em Al (29%) e em Ti (41%) é devido, certamente, a um aumento das suas concentrações residuais, em função da grande perda em sílica que sofreu esta rocha durante o processo de alteração. De forma geral o Na, K, e Ca foram lixiviados destas rochas, tendo sido quase que totalmente nas amostras 124 e 489a.

Também, de forma geral, as amostras foram enriquecidas em Co (até 34%) e empobrecidas em Ag, Ni, Cu e S, mostrando-se a rocha intensamente cloritizada (489a) relativamente enriquecida em Zn (83%).

Quanto aos demais elementos traços destaca-se o grande enriquecimento da amostra 489a em Mo (10424%) e o enriquecimento das amostras 211a e 124 em W (até 273%), sugerindo a participação, no processo de alteração, de fluidos associados à intrusão das rochas ácidas. Destaca-se, também, o enriquecimento de algumas das amostras em diversos elementos altamente incompatíveis como U (295%), Ta (159%), Th (148%), Ba (101%) e Nb (65%), além de Pb (25545%, amostra 211a) e Te (277%, amostra 489a), implicando no enriquecimento dos elementos nas soluções hidrotermais e contribuição de fluidos vinculados com a colocação de rochas ácidas. O Pb é um elemento que não se associa normalmente às alterações hidrotermais e às mineralizações vulcanogênicas do Grupo Serra do Itaberaba (Beljavskis, 1988), e sim às zonas de cisalhamento e às intrusões graníticas brasileiras, cujos fluidos podem ter também afetado a amostra 489a.

Foram também lixiviadas todas as LREE, menos acentuadamente o Gd, e as HREE foram enriquecidas (FIGURA 49). A amostra 124 mostra-se relativamente empobrecida e a 211a relativamente enriquecida em todas as REE, sendo que a última mostra também ganhos em Y.

FIGURA 55 - Balanço de massa dos elementos maiores dos metabasitos blastoporfíricos de granulação grossa.

FIGURA 56 - Balanços de massa dos elementos traços nos metabasitos blastoporfíricos de granulação grossa.

3.1.3 Metabasitos ígneos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda

O protólito destas rochas, relativamente à média dos metabasitos externos à ZAH, encontra-se relativamente enriquecido em Na (19%), empobrecido em K e em quase todos os metais traços e muito enriquecido em S (565%) (FIGURA 57).

Só uma amostra da ZT, a 2783b, foi comparada com o protólito 194b, apresentando pequena variação de D/Fv, com aumento de volume de 0,24%. Quanto aos elementos maiores destaca-se o enriquecimento em K (253%), C (197%) e H (103%) e empobrecimento em Na (30%) e Ca (35%). Quanto aos metais de base, apresenta ganho de Ni (186%) e Pb (231) e perda de Cu, Ag (64%) e Mo (90%). A maioria dos demais elementos traços mostram enriquecimento, como: As (1146%), Rb (701%), Tl (496%), Te (297%), e Li (139%). O Al e o Ti mostraram comportamento relativamente imóvel.

Considerando que o protólito foi relativamente empobrecido em K, se comparado com a média dos protólitos de fora da ZAH, o enriquecimento desta rocha em K indica a ação de um evento de potassificação superposto ao evento principal de alteração hidrotermal, provavelmente relacionado com o resfriamento do sistema.

Com relação às REE, mostra-se essencialmente enriquecida em La (89%), que sugere a formação de complexos de REE(Cl,F)₃, como discutido por Sillén & Martell (1964) e Alderton *et al.* (1980).

3.1.4 Metabasitos ígneos de granulação fina a média

Nestas rochas foi considerado como protólito a amostra 169a, a qual sofreu relativamente pouca variação dos elementos maiores, se comparada com a média dos metabasitos de fora da ZAH. Entretanto, a maioria dos metais traços foi lixiviada e destaca-se ganho em S de 251%.

Esta rocha foi comparada com duas amostras de granada-hornblenda anfíbolito, a 241, que é relativamente menos intensamente alterada e é muito enriquecida em sulfetos, e a 179 (FIGURA 58).

As pequenas variações de D/Fv indicam ganhos menores de volume na amostra 241 (1,72%) e perdas maiores na amostra 179 (4,65%).

Em relação aos elementos maiores observa-se enriquecimento progressivo, à medida em que aumenta o grau de alteração, em Ti (até 196%), em P (até 112%) e Fe (até 44%), e empobrecimento progressivo em Ca (até 19%), Mg (até 41%), K (até 71%) e em Na (até 87%), o que tinha sido indicado nos diagramas de Harker (FIGURA 47). Nestas rochas o Al teve um comportamento relativamente imóvel.

FIGURA 57 - Balanços de massa dos metabasitos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda.

Destaca-se na amostra 241, o grande enriquecimento em S (859%), Pb (até 2337%), Bi (2341%), Ag (205%), Se (até 438%) e Cu (193%) que têm sulfetos abundantes, o que sugere proximidade com as zonas mineralizadas. Nota-se também ganho em Sn (184%), Th (até 346%), Ta (até 342%), Ba (até 283%), U (até 265%), Hf (até 178%) e em Sr (até 634%), o que sugere a que os fluidos hidrotermais podem associar-se a rochas ácidas. Os enriquecimentos em Ba e em Sr nos fluidos relaciona-se à destruição do plagioclásio nas diferentes rochas percoladas.

O enriquecimento diferenciado nos elementos traços mostra que estas rochas não foram alteradas de forma homogênea, para o qual contribuem fatores como o seu posicionamento dentro do próprio sistema de alteração hidrotermal, o tempo de duração do processo, a razão água/rocha e composição local do fluido.

Quanto as REE, há maior enriquecimento da amostra 179 nas LREE, que é uma rocha relativamente mais alterada, estando ambas relativamente enriquecidas em Zr, provavelmente por concentração residual.

3.1.5 Prováveis *metalapilli-tuffs*

A amostra 582d, que provavelmente corresponde ao protólito do *metalapillistone*, foi comparado com o *metalapilli-tuff* InA (176a) e com o *metalapilli-tuff* da ZT (580b) (FIGURA 59).

Há poucas variações de D/Fv, e a amostra 176a mostra ganho de volume de 4,26% e a 580b uma pequena perda. Houve, comparativamente, perdas na maioria dos elementos maiores, destacando-se o enriquecimento em Na (até 43%), que deve refletir um processo de albitização local ou de espilitização, como descrito por Juliani (1993), e há também enriquecimento em H (até 50%).

Estas rochas foram enriquecidas em Zn (até 31%) e empobrecidas em Ni e Ag (até 31% e 45%, respectivamente). O C, S, Mo, Bi, As, Tl, In, Th, Li e Ba estão enriquecidos em uma das amostras e levemente enriquecido ou fortemente empobrecido na outra amostra, implicando que o fluido hidrotermal teve suas características físico-químicas bastante variadas, com lixiviação em alguns sítios e precipitação em outros. As amostras estão enriquecidas nas LREE e empobrecidas nas HREE e na amostra 580a pode ter predominado processos de alteração de fundo oceânico, o que é sugerido pelo empobrecimento relativo em La.

3.1.6 Clorititos e rochas associadas

Amostras semelhantes às do perfil 127 foram comparadas com as amostras 127b e a 127v, que constituem um perfil contínuo de alteração relacionado com o cloritito (127v). Os balanços de massa podem ser vistos na FIGURA 60.

FIGURA 58 - Balanços de massa dos metabasitos de granulação fina a média.

FIGURA 59 - Balanços de massa nos prováveis *metalapilli-tuffs*.

FIGURA 60 - Balanço de massa dos clorititos e rochas associadas.

Quando esta amostra é comparada com a média dos metabasitos externos à ZAH, fica evidente que a rocha já havia passado por um evento de alteração hidrotermal, com significativas mudanças no seu quimismo. Este litotipo mostra-se muito enriquecido em Mg (86%), em P (38%), em Mn (25%) e muito empobrecida em K (79%), S (77%), Ca (24%) e Na (55%). A maioria dos metais traços foi lixiviada e houve grande enriquecimento nos elementos incompatíveis Ba (70%) e Rb (1051%), além da Ag (43%), As (181%) e Pb (339%).

Nestas rochas observam-se grandes aumentos de volume (até 18,59%) e relativos empobrecimentos na maioria dos elementos maiores, destacando-se, porém, o Na na amostra 127b e os ganhos generalizados em Si, alcançando até 41%.

Com relação ao Mg ocorreram perdas de até 23% mas, considerando que o protólito está enriquecido em 86%, se comparado com a média das rochas metabásicas de fora da ZAH, pode-se deduzir que estas rochas estão relativamente enriquecidas em Mg, se comparadas também com a média das rochas metabásicas de fora da ZAH. Alguns dos metais traços destas rochas encontram-se enriquecidos e outros empobrecidos, indicando lixiviação e reprecipitação seletiva em função do posicionamento no sistema de alteração hidrotermal, razão água/rocha e composição local dos fluidos.

A amostra 352a ganhou muito Mo (3751%) e enriqueceu-se ainda mais em alguns dos elementos calcófilos como Ge, Pb e As, sendo que todas as amostras estão enriquecidas em Co (até 163%) e em Ni (até 231%).

Com relação as REE, exetuoando a amostra 208, as demais foram essencialmente empobrecidas nas diferentes REE, sendo que os ganhos ou perdas relativas nestes elementos, refletem, essencialmente, a atuação diferenciada das diferentes variáveis presentes nos processo de alteração (razão água/rocha, tempo de duração do processo e condições físico-químicas do fluido).

3.1.7 Ganhos e perdas de massa nos metabasitos

Os ganhos e as perdas relativas do conjunto de rochas é apresentado na FIGURA 61, onde pode ser notado que a rocha intensamente cloritizada (489a) apresenta a maior somatória de ganhos e perdas, responsável pelo grande enriquecimento em Mg e empobrecimento em Si. Tanto nos granada-hornblenda anfibolitos como nos *metalapilli-tuffs* observa-se que a somatória de ganhos e perdas aumenta com o aumento da intensidade da alteração hidrotermal.

A maioria destas rochas foi enriquecidas em Mg e Fe e empobrecidas em Na, K e Ca e o Fe, Al, Ti, Mn, Si e P mostram comportamentos diferenciados, tendo sido enriquecidos em algumas das amostra e lixiviados.

A remoção do K das rochas mais intensamente alteradas deve ter sido responsável pelas extensas zonas de potassificação nas rochas básicas dos halos mais externos dos sistemas

hidrotermais. Alguns dos metabasitos mostram-se menos empobrecidos em K, ou até mesmo enriquecidos, devido à potassificação superposta. Localmente a potassificação foi superposta às rochas mais alteradas, devido à redução da energia do sistema hidrotermal.

O Ca lixiviado das partes internas dos sistemas hidrotermais foi depositado nas regiões mais externas, resultando em extensas zonas de carbonatização. De modo análogo ao verificado com o potássio, houve superposição local de carbonatização nas rochas mais intensamente alteradas, assim como de Na, sugerindo albitização, talvez relacionadas às intrusões de andesito a riódacito.

O Fe foi lixiviado da maioria das amostras e pode ser, pelo menos em parte, responsável pela presença de formações ferríferas vulcano-exalativas depositadas nos arredores e na unidade metapelítica superpostas aos sistemas hidrotermais, no topo da Formação Morro da Pedra Preta.

O Ti tem comportamento semelhante ao do Al, estando enriquecidos em algumas amostras e empobrecidos em outras. O Si só foi fortemente enriquecido nas rochas alteradas associadas aos clorititos e na amostra 124, que é um metabasito blastoporfirítico de granulação grossa, e foi fortemente lixiviado na amostra 489a, intensamente cloritizada.

Em relação ao S, este foi lixiviado na maioria das rochas ígneas, tendo sido expressivamente enriquecido na amostra 241 que corresponde a um granada-hornblenda anfibolito e no *metalapilli-tuff* da zona de transição (580b), o que sugere fortemente a possibilidade da existência de depósitos de sulfetos vulcanogênicos associados aos paleo-sistemas hidrotermais.

Quanto aos demais elementos químicos, destaca-se a lixiviação dos metais nos metabasitos pouco alterados da ZAH e seus enriquecimentos nas rochas mais alteradas. Esta lixiviação deve ter sido também responsável pela formação dos sedimentos pelíticos metalíferos e formações ferríferas superpostos.

A maioria das rochas metabásicas alteradas estão enriquecidas em Co e empobrecidas em Ni, sendo que os demais metais traços mostram também um comportamento diferenciado, estando enriquecidos em algumas amostras e empobrecidos em outras. Mo, W, Sn, Ta, U, Th, Ba, Nb, Hf, Sr, As, Rb, Pb e Te estão relativamente enriquecidos só em algumas das amostras de metabasitos alterados.

Quanto às REE, a maioria das rochas foram empobrecidas, assim como em Y e Zr, indicando a circulação de fluidos hidrotermais com complexos carbonatados. O Zr mostra ainda tendência de aumento na sua concentração à medida que aumenta a intensidade da alteração, o que pode ser atribuído à concentração residual ou a reprecipitações pelos fluidos mais tardios.

FIGURA 61 - Ganhos e perdas dos metabasitos ígneos e dos prováveis *metalapilli-tuffs*.

3.2 Rochas Metaintermediárias

Neste grupo serão discutidas as rochas metaintermediárias ígneas e vulcanoclásticas. Neste item estão também incluídas as rochas silicificadas que, petrograficamente foram identificadas como essencialmente básicas, mas cujo quimismo sugere contribuição de rochas intermediárias. Dois conjuntos foram distinguidos, as rochas de granulação grossa e as de granulação fina a média, petrograficamente correlatas à análogas metabásicas.

3.2.1 Metaintermediárias ígneas de granulação grossa

Nos cálculos destas rochas foi usado como protólito a média das duas rochas intermediárias de fora da ZAH. Quatro grupos foram distinguidos: dois grupos de rochas da ZT, uma delas com potassificação tardia, o terceiro deles corresponde a uma rocha -IA (amostra 422) e o quarto grupo são de rochas +IA, (FIGURA 62 e 63).

As pequenas variações de D/Fv indicam perdas de volume (V/V%) de até 10,61%. Com relação aos elementos maiores, estas rochas foram enriquecidas em Mg (até 116%), Fe (até 76%) e em P (até 44%) e foram empobrecidas em K (até 100%), Na (até 96%), Ti (até 66%) e Al (até 46%), destacando-se, no entanto, enriquecimento em Na (57%) na amostra 375c.

Quanto ao Ca e ao Mn predominam fortes ganhos nas rochas da ZT (até 789% e 260%, respectivamente), destacando-se também o enriquecimento da amostra 176d (+IA) em Ca. Observa-se tendência de redução das concentrações destes dois elementos com o aumento da intensidade da alteração, mas os enriquecimentos em Ca evidenciam sobreposição de um evento de carbonatização nas proximidades das rochas metabásicas carbonatizadas. Quanto ao Si houve relativamente pequenos enriquecimentos (até 12%). O Sr mostra um perfil semelhante ao do Ca, sugerindo que os fluidos iniciais instabilizaram o plagioclásio, e reintrodução do Sr pelos fluidos do evento de carbonatização tardios.

A amostra 440b mostra-se relativamente empobrecida em K (85%), sendo que enriquecimento em Ca pode estar mascarando o balanço de massa.

Ganhos em H refletem a atuação do metassomatismo do íon H^+ , sendo que as suas perdas podem corresponder a processo de desidratação devidas aos diferentes eventos metamórficos que afetaram estas rochas.

Estas rochas foram empobrecidas, de forma geral, em todos elementos traços, mas alguns deles mostram-se enriquecidos, tanto nos metabasitos alterados e nos *metalapilli-tuffs*, que são possivelmente as rochas fontes destes elementos.

O Y, o Zr e as REE, exceto o Ce, mostram-se empobrecidos, nesta rocha. O grande enriquecimento em Ce indica que a média das rochas intermediárias externas à ZAH possui grande

anomalia negativa, que pode ser atribuída à sua origem em ambiente oceânico.

Assim, pode-se concluir que o processo de alteração hidrotermal das rochas metaintermediárias está associado a enriquecimentos em Mg e Fe e perdas em Na e K, típico das zonas de cloritização. Quanto às concentrações de Ca e de Mn, observa-se tendência de lixiviação proporcional ao aumento da intensidade da alteração.

3.2.2 Metaintermediárias ígneas de granulação fina a média

Estas amostras também foram comparadas com a média das rochas intermediárias de fora da ZAH. O primeiro grupo corresponde a rochas -IA e as do segundo a rochas +IA (FIGURA 64).

Tal qual no conjunto anterior, há poucas variações de D/Fv, com redução de volume alcançando até 12,65%.

Estas rochas foram enriquecidas em Fe (até 100%), Mg (até 38%) e P (até 52%), e empobrecidas em K (até 100%), Na (até 93%), Ti (até 58%) e Al (até 54%). Quanto ao Ca e ao Mn predominam enriquecimentos nas rochas da -IA (até 292% e 94%, respectivamente) e empobrecimentos nas rochas +IA (até 62% e 53%, respectivamente), observando-se uma tendência de diminuir as concentrações destes dois elementos com o aumento da intensidade da alteração. Quanto ao Si houve relativamente pequenos enriquecimentos (até 11%).

O Sr tem comportamento geoquímico semelhante ao do Ca, sendo que, quanto aos demais elementos traços houve, geralmente, empobrecimentos. Dentre as REE destaca-se o enriquecimento em Ce (até 305%) destas rochas.

Pode-se assim concluir que estas rochas mostram um comportamento muito semelhante em relação aos elementos maiores e traços, se comparadas com as rochas do grupo anterior, diferenciando-se apenas por estarem mais enriquecidas em Fe do que em Mg.

3.2.3 Metatufos com porfiroblastos de diopsídio

Estas rochas foram comparadas com a amostra 291c (FIGURA 65). O primeiro grupo de rochas corresponde a Rochas da ZT e o segundo a rochas +IA. As reduções de volume ocorreram na amostra 194b2 (4,5%) e ganhos de até 2,32% nas demais.

Todas estas rochas foram enriquecidas em Ti (até 69%), Al (até 47%) e P (82%) e empobrecidas em Ca (até 92%) e Mn (até 91%), e foram progressivamente empobrecidas em Na com o aumento da intensidade da alteração (até 70%). O Mg e o Fe mostram comportamentos semelhantes, tendo sido empobrecidos na maioria das amostras, com perdas de até 36%). O K mostra-se empobrecido na maioria das amostras (até 87%), mas foi muito enriquecido na amostra 176e.

FIGURA 62 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metaintermediárias de granulação grossa.

FIGURA 63 - Balanços de massa dos elementos traços das rochas metaintermediárias de granulação grossa.

FIGURA 64 - Balanços de massa das rochas meta intermediárias de granulização fina a média.

O C e o H também foram relativamente empobrecidos (até 95% e 81%, respectivamente). Com relação aos demais metais destaca-se os enriquecimentos da amostra 176e em Rb (11980%), Zn (394%), Ag (126%) e Cu (58%). Geralmente nestas rochas predominam enriquecimentos na maioria dos elementos traços, sendo que o as concentrações do Li (até 1250%), Ba (até 571%), Nb (até 284%), Ta (até 199%), Hf (até 141%), Th (até 120%) e V (até 96%) mostram uma tendência de aumento com o incremento da intensidade da alteração. Exceto a amostra 176e, as REE foram enriquecidas nas demais amostras e destaca-se, também o grande empobrecimento em Y na amostra 176 e o relativo enriquecimento de todas em Zr, devido, provavelmente, a um aumento da sua concentração residual.

A análise dos comportamentos geoquímicos dos elementos sugere que a fonte dos metais que foram adicionados às rochas metaintermediárias vulcanoclásticas pode ter sido os metabasitos encaixantes, mas alguns podem ter sido originados das intrusões de metandesitos.

3.2.4 Metavulcanoclásticas com aglomerados de hornblenda

Estas rochas foram comparadas com a amostra 170a1 (FIGURA 66, 67, 68, 69 e 70). As rochas do primeiro grupo correspondem a rochas InA, as do segundo a rochas -IA, as do terceiro grupo a rochas que mostram uma passagem das -IA para as +IA, as do quarto grupo são rochas +IA e as do sexto grupo correspondem a rochas carbonatizadas. O protólito das rochas do quinto grupo não correspondem às rochas metavulcanoclásticas com aglomerados de hornblenda mas, devido à falta de protólitos aos quais pudessem ser melhor associadas, foram aqui incluídas. Quanto às rochas do quinto grupo, a 425 é uma -IA e as outras são +IA e todas são relativamente ricas em sílica. Neste conjunto as rochas 170a1 e 170a2 são de um perfil contínuo de alteração.

Há pouca variação do D/FV, predominando perdas relativas de volume, que alcança até 13,81%.

A maioria destas rochas foi relativamente enriquecida em Na (até 398%), Al (até 32%), Ti (até 31%), Fe (até 113%) e P (até 93%) e empobrecidas em Ca (até 99%) e Mg (até 51%), havendo relativamente poucos ganhos e perdas de sílica (até 14% e 16%, respectivamente). O Mn foi tanto enriquecido como lixiviado, tendo sido mais lixiviado das rochas do quinto grupo. As rochas carbonatizadas foram relativamente enriquecidas em Mn, Ca (até 62%), em Mg (até 53%) e em K (até 13711%), sendo que em lâmina observa-se que a maioria das rochas carbonatizadas foram posteriormente potassificadas.

Os maiores enriquecimentos em S são observados nestas rochas, alcançando até 2457%. O H foi relativamente empobrecido na maioria das amostras, exceto nas rochas carbonatizadas e na amostra 425c, na qual se observa um aumento considerável deste elemento (252%).

FIGURA 65 - Balanços de massa dos metatufos com porfiroblastos de diopsídio.

Em relação aos metais traços, de forma geral estas rochas foram lixiviadas em Ni, Cu, Ag e Zn, exetando a amostra 425c, que foi enriquecida em Zn (667%). Várias das amostras estão muito enriquecidas em Mo (até 5812%) e Bi (até 481%), sugerindo a atuação de fluidos associados a rochas ácidas. Há também, enriquecimento diferenciado nos elementos incompatíveis, como o Ta (até 299%), Nb (até 129%), Hf (até 113%), Te (até 3124%), Sb (até 2205%), Tl (até 626%), Se (até 467%) e Sc (até 210%). Os grandes enriquecimentos em B (até 883%) são compatíveis com a presença de turmalinitos vulcanogênicos nesta unidade.

Nas rochas carbonatizadas destaca-se o enorme enriquecimento em Rb (até 18173%), em Li (até 3368%), C (até 596%) e em U (até 262%). A maioria das amostras foi relativamente empobrecida em todas as REE, exceto o Ce na amostra 700b8, mas as amostras 110e e 425 mostram-se levemente enriquecidas nas REE. Predominam empobrecimentos em Y e o Zr foi relativamente enriquecido.

Em grande parte, os aumentos das concentrações do Al e do Ti se devem à sua concentração residual, devido às perdas de volume da maioria destas rochas. Os grandes enriquecimentos em Fe indicam que nestas zonas de alteração clorítica predominou a entrada de Fe e não de Mg. Os enriquecimentos em Na refletem provavelmente a sobreposição de um evento de espilitização.

3.2.5 Metavulcanoclásticas do perfil contínuo 635

Estas rochas foram comparadas com a amostra 635b8 que é uma rocha incipientemente alterada (FIGURA 71 e 72). Neste perfil predominam ganhos não muito expressivos de volume, alcançando de até 2,92% na amostra 635c da ZT.

O Ti e o Al mostram tendências de enriquecimento progressivos com o aumento da intensidade da alteração (até 61% e 24%, respectivamente) e o Ca mostra tendência de ser progressivamente lixiviado com o aumento da intensidade da alteração (até 93%), o que petrograficamente pode ser constatado pela diminuição progressiva de plagioclásio nestas rochas. O Mg e o Fe foram essencialmente enriquecidos nas rochas da ZT e nas -IA, mostrando relativamente pequenos enriquecimentos na rocha +IA. Como pode ser visto na FIGURA 67, a amostra 635b8 já mostra enriquecimento em Fe (37%), quando comparado com a 170a1. O Na e o K foram enriquecidos na rocha incipientemente alterada e em uma da ZT, mostrando-se empobrecidos nas demais rochas (até 75% e 60%, respectivamente), o que mostra a grande mobilidade destes elementos em função da fase fluida presente, já que se trata de um perfil contínuo relativamente pequeno (FOTO 1).

Predominam perdas de Mn em até 69% e quanto ao P, ganhos de até 41%. A sílica teve um comportamento relativamente imóvel, com enriquecimento máximo de 5%.

FIGURA 66 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metavulcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1.

FIGURA 67 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metavulcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1.

FIGURA 68 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metavolcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1.

FIGURA 69 - Balanços de massa dos elementos traços das rochas metavulcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1.

FIGURA 70 - Balanços de massa dos elementos traços das rochas metavulcanoclásticas intermediárias comparadas com a amostra 170a1.

FIGURA 71 - Balanços de massa dos elementos maiores das rochas metavulcanoclásticas intermediárias do perfil contínuo 635.

FIGURA 72 - Balanços de massa dos elementos traços das rochas metavulcanoclásticas intermediárias do perfil contínuo 635.

Quanto aos elementos traços, os grandes enriquecimentos de algumas amostras em Bi (até 60956%) e em de todas elas em Sn (até 627%) sugerem que os fluidos foram originados das intrusões de rochas intermediárias a ácidas. Há tendência de aumento das concentrações do Li (até 479%), Sc (até 333%), Co (até 284%) e Ta (até 172%) com o aumento da intensidade da alteração. Destaca-se, também, o enriquecimento da amostra 635b6 (ZT) em Cu (3356%) e em Te (1063%). De forma geral estas rochas foram empobrecidas em B (até 94%) e em Ba (até 82%), tendo sido o Rb empobrecido nas rochas da ZT (até 90%) e enriquecido na rocha +IA (212%). Quanto as REE, os relativos enriquecimentos em Ce mostram o equilíbrio destas rochas com os fluidos redutores associados às intrusões de rochas intermediárias, uma vez que a rocha incipientemente alterada possui uma grande anomalia negativa deste elemento (FIGURA 50f). Em relação às demais REE observa-se progressivo empobrecimento à medida em que aumenta a intensidade da alteração hidrotermal. O inverso ocorre com o Zr.

3.2.6 Ganhos e perdas de massa nas metaintermediárias

Na FIGURA 73 pode-se notar que houve grandes ganhos e perdas de massa neste grupo de rochas. No perfil contínuo de alteração das rochas vulcanoclásticas com aglomerados de hornblenda do ponto 635(pc), observa-se associado ao aumento da intensidade de alteração um progressivo aumento da somatória dos ganhos e perdas de massa, como seria de se esperar, podendo também ser constatada a tendência de que à medida em que aumenta a intensidade da alteração, há uma progressiva perda nos ganhos e um progressivo aumento nas perdas.

Nas rochas metavulcanoclásticas comparadas com a amostra 170a1 (vc-170a1), a somatória dos ganhos e perdas foram maiores nas rochas +IA e nas rochas carbonatizadas, sendo que a maior somatória de ganhos e perdas se deu na amostra 176e que corresponde a um metatufo +IA.

Pode-se então concluir que as rochas intermediárias ígneas foram, de forma geral, enriquecidas em Fe, Mg e P, empobrecidas em Al, Ti, K, Na e, de forma geral, em todos os elementos traços, assim como nas REE. As concentrações de Ca, Mn, Mg e Sr diminuem com o aumento da intensidade da alteração.

Os diferentes tipos de rochas vulcanoclásticas não mostram um comportamento tão homogêneo mas foram, de forma geral, enriquecidos em Fe, Ti, Al e P e empobrecidos em Ca, Mn e nas REE.

O Na foi enriquecido nas rochas vc-170a1, provavelmente devido a processos de espilitização, e foi empobrecido nas demais rochas, sendo que o Mg foi enriquecido nas rochas vulcanoclásticas do perfil contínuo e empobrecido nas demais rochas. Em todas estas rochas as concentrações de Na, Ca e Mn mostram uma tendência de diminuição com o aumento da intensidade da alteração.

FIGURA 73 - Ganhos e perdas das rochas metaintermediárias ígneas e vulcanoclásticas.

Destaca-se o grande enriquecimento em S nas amostras comparadas com a 170a1. Estas rochas foram lixiviadas, de forma geral, em Ni, Cu, Ag e Zn e nos elementos calcófilos, foram enriquecidas em Ta, Nb, Hf, Te, Sb, Tl, Se, Sc, V e B, destacam-se enriquecimentos locais em Mo e Bi. Os metais traços se comportam de forma distinta nas diferentes rochas, mostrando-se a maioria deles enriquecidos nos metatufos, especialmente destacando-se nestas rochas enriquecimentos em Rb, Zn, Ag e Cu e uma tendência de progressivos enriquecimentos em Li, Ba, Nb, Ta, Hf, Th e V com o aumento da intensidade da alteração. Nas rochas metavulcanoclásticas do perfil contínuo destacam-se enriquecimentos de algumas amostras em Bi, Cu, Te, Sn, Sb e Rb, sendo que as concentrações de Li, Sc, Co e Ta mostram uma tendência de aumento proporcional ao incremento da intensidade da alteração hidrotermal e foram, de forma geral, empobrecidas em Ba. Exceto o Ce, as demais REE foram empobrecidas na maioria amostras.

As rochas carbonatizadas foram enriquecidas em Ca, Mg, K Ba, Rb, Li e U.

4 EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS HIDROTERMAIS

Pode-se concluir a partir dos dados geoquímicos, na litoestratigrafia, petrografia, estruturas ígneas e sedimentares que o ambiente deposicional do Grupo Serra do Itaberaba foi marinho, inicialmente, de regime distensivo, que posteriormente evoluiu para um sistema compressional quando da instalação de uma bacia de retro-arco (Juliani, 1993). Com o início da etapa compressional foram geradas os corpos de rochas intermediárias, junto aos quais se desenvolveram paleossistemas hidrotermais (Juliani, 1993; Pérez-Aguilar, 1996).

Através dos estudos petrográficos e litoquímicos aqui realizados há indicações de que os processos de transformação dos protólitos básicos e intermediários geraram rochas muito ricas em clorita nas zonas mais alteradas, que representam zonas de alteração clorítica, sendo consideradas por Meyer & Hemley (1967) como zonas particulares dentro das zonas de alteração propilítica, onde caracteristicamente há grandes adições de Mg e/ou de Fe. Estas zonas definem volumes com formas grosseiras de cone invertido, por vezes múltiplos e superpostos, com zonamentos, onde nas partes centrais são encontrados, essencialmente, metandesitos e metavulcanoclásticas intermediárias mais intensamente alteradas, confirmando o modelo apresentado por Pérez-Aguilar (1996) (FIGURA 74).

Ocorre também carbonatização muito intensa e extensa, especialmente na base das ZAH e houve, localmente, sobreposição de potassificação, carbonatização e espilitização e, de forma geral, os processos de silicificação tardia não foram tão intensos como estimados por Pérez-Aguilar (1996), uma vez que grande parte das rochas anteriormente consideradas como metabásicas ígneas e vulcanoclásticas silicificadas são, na verdade, rochas metaintermediárias. Isto implica que predominaram intrusões de corpos andesíticos de tamanhos relativamente pequenos (Cathles, 1983).

FIGURA 74 - Modelo esquemático, sem as deformações, do paleossistema hidrotermal do GSI, segundo Pérez-Aguilar (1996). (1) Metabásicas mais intensamente alteradas, (2) Metabásicas menos intensamente alteradas e carbonatizadas, (3) Metabasaltos, (4) Metandesitos alterados, (5) Metabasaltos e metavulcanoclasticas espilitizadas, (6) metavulcanoclasticas finas com contribuição de metapelitos, (7) Metassedimentos tufíticos, (8) Formações ferríferas, (9) Mineralizações sulfetadas, (10) Marunditos, (11) Metabrechas e metatufos intermediários a ácidos alterados e silicificados, (12) Rochas calciosilicáticas, (13) Mepelitos e (14) Fluxo das paleocorrentes de convecção.

Neste trabalho foi possível constatar que os produtos finais das alterações não dependem muito do protólito e sim da permeabilidade, temperatura e composição química do fluido, conforme discutido por Henley & Ellis (1983) e Pérez-Aguilar (1996), dentre diversos outros autores, sendo que as alterações muito intensas geram rochas finais com mineralogia semelhante, seja o protólito um basalto ou uma rocha intermediária.

A evolução de um sistema hidrotermal está associado a uma redução progressiva da razão da aK^+/aH^+ , da temperatura e da pressão, mudando os tipos de alteração na seguinte seqüência: metassomatismo alcalino ou alteração potássica → propilização → sericitização → argilização intermediária → argilização avançada.

As rochas aqui estudadas fazem parte de zonas de alteração clorítica presentes dentro de zonas de alteração propilíticas, sendo que as zonas de argilização intermediária e avançada, dentro do contexto destes sistemas hidrotermais, foram responsáveis pela geração dos marunditos, rochas ricas em córindon + margarita ± rutilo ± muscovita ± plagioclásio ± turmalina, (Juliani *et al.*, 1993; Martin & Juliani, 1994), sendo que em ambientes vulcânicos e subvulcânicos comumente ocorre oxidação do H_2S , formando H_2SO_4 , que em temperaturas relativamente baixas provoca forte lixiviação ácida e alterações argílica intermediária e argílica avançada, muito freqüentes em depósitos minerais hidrotermais, conforme discutido por (Juliani, 1997).

CAPÍTULO VII

ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Dados preliminares de análises de isótopos de oxigênio em rocha total foram obtidos em 32 amostras de protólitos e rochas alteradas hidrotermalmente, listadas na TABELA 15. Estas amostras pertencem aos grupos dos metabasitos ígneos blastoporfiríticos de granulação grossa, metabasitos ígneos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, clorititos e rochas associadas, *metalapillistone* e *metalapilli-tuff* e rochas metaintermediárias ígneas e vulcanoclásticas. As amostras 635b8, 635c4, 635c1 e 635h são do perfil contínuo 635 de alteração hidrotermal das metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólios (TABELA 13).

A FIGURA 75 apresenta os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para os diferentes litotipos analisados em perfis da alteração hidrotermal.

FIGURA 75 - Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para: (a) Metabasitos ígneos blastoporfiríticos de granulação grossa, (b) Metabasitos ígneos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, (c) Cloritito e rochas associadas, (d) *Metalapillistone* e *metalapilli-tuffs*, (e) Metandesito, (f) Metatufos intermediários com porfiroblastos de diopsídio, (g) Metavulcanoclásticas intermediárias, (h) Metavulcanoclásticas intermediárias do perfil contínuo 635, (i) Metandesitos da zona de transição potassificado.

Em relação aos metabasitos ígneos blastoporfiríticos de granulação grossa (a) e aos metabasitos ígneos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda (b), os protólitos apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 5,9‰ e 9,0‰. Entre estes, apenas a amostra 194c, que corresponde a um metabasito ígneo blastoporfirítico de granulação grossa, mostra um valor ($\delta^{18}\text{O} = 5,9$ ‰) próximo ao valor mantélico, que corresponde a $5,75 \pm 0,19$ ‰ (Ito *et al.*, 1987). Uma amostra de metabasito da zona de transição apresenta razões isotópicas de 8,6‰, enquanto o metabasito mais intensamente alterado apresenta valor de $\delta^{18}\text{O}$ de 16,9‰.

Nas rochas associadas ao clorito, as razões de $\delta^{18}\text{O}$ variam de 10,8‰, na zona de transição, a 11,8‰, na rocha mais intensamente alterada, enquanto o cloritito apresenta valor de $\delta^{18}\text{O}$ de 9,0‰ (c).

O protólito de *metalapillistone* apresenta razão isotópica de oxigênio de 8,3‰ e o

metalapilli-tuff da zona de transição apresenta valor de $\delta^{18}\text{O}$ de 10,1‰ (d).

As rochas metaintermediárias ígneas (e) da zona de transição apresentam razões dos isótopos de oxigênio entre 14,1 e 15,4‰, enquanto uma amostra de rocha metaintermediária ígnea menos intensamente alterada apresenta um valor de $\delta^{18}\text{O}$ de 16,8‰. As rochas mais intensamente alteradas apresentam valores mais elevados, variando entre 17,2 e 17,6‰.

Em relação às rochas metaintermediárias vulcanoclásticas (f, g e h), observam-se valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 15,5‰ para o protólito, entre 16,4 e 17,0‰ para as rochas menos intensamente alteradas, e entre 16,5‰ e 17,8‰ para as rochas mais intensamente alteradas.

As rochas metaintermediárias ígneas da zona de transição (i), que posteriormente foram potassificadas, apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 15,9 e 16,2‰.

TABELA 15 - Relação das amostras com análises de $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW ‰) em rocha total.

Amostra	Litotipo	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
194c	Metabásica ígnea blastoporfirítica de granulação grossa	5,9
260a	Metabásica ígnea blastoporfirítica granulação grossa	7,8
211a	Metabásica ígnea blast. de gran. grossa mais intensamente alterada (pelas análises químicas)	16,9
484a	Metabásica ígnea de granulação grossa com prismas longos de hornblenda	7,7
123a	Metabásica ígnea de granulação grossa com prismas longos de hornblenda	9,0
2783b	Metabásica ígnea granulação grossa com prismas longos de hornblenda da zona de transição	8,6
352a	Metabasito ígneo do grupo das amostras semelhantes à 127v, da zona de transição	10,8
127b	Metabasito ígneo do grupo das amostras semelhantes à 127v, mais intensamente alterada	11,8
127v	Cloritito	9,0
V582d	Protólito do <i>metalapillistone</i>	8,3
580b	<i>Metalapilli-tuffs</i> da zona de transição	10,1
507d1	Metaintermediária ígnea de granulação grossa da zona de transição	14,6
507d2	Metaintermediária ígnea de granulação grossa da zona de transição	14,1
177	Metaintermediária ígnea de granulação grossa da zona de transição	15,4
2756a	Metaintermediária ígnea de granulação fina a média menos intensamente alterada	16,8
110f	Metaintermediária ígnea granulação grossa da mais intensamente alterada	17,2
183	Metaintermediária ígnea intermediária mais intensamente alterada	17,6
1291c	Protólito de metatufo intermediário com porfiroblastos de diopsídio	15,5
194b2	Metatufo intermediário com porfiroblastos de diopsídio da zona de transição	16,2
296b	Metatufo intermediário com porfiroblastos de diopsídio da zona de transição	15,3
176e	Metatufo intermediário com porfiroblastos de diopsídio mais intensamente alterada	16,5
121a	Metavulcanoclástica intermediária com aglomerados de hb. da zona de transição	16,8
300b	Metavulcanoclástica intermediária com aglomerados de hb. da zona de transição	17,2
1100	Metavulcanoclástica intermediária com aglomerados de hb. menos intensamente alterada, ZP1	16,9
311a	Metavulcanoclástica intermediária com aglomerados de hb. menos intensamente alterada, ZP2	16,4
100	Metavulcanoclástica intermediária com aglomerados de hb. mais intensamente alterada	16,9
101a	Metavulcanoclástica intermediária com aglomerados de hb. mais intens. alterada (milonito)	17,2
301a	Metavulcanoclástica intermediária mais intensamente alterada	11,6
296a	Metavulcanoclástica intermediária mais intensamente alterada	17,5
635b8	Metavulcanoclástica com aglomerados de hb. incipientemente alterada	16,9
635c4	Metavulcanoclástica com aglomerados de hb. da zona de transição	17,4
635c1	Metavulcanoclástica com aglomerados de hb. menos intensamente alterada, ZP2	17,0
635h	Metavulcanoclástica com aglomerados de hb. mais intensamente alterada	17,8
440b	Metaintermediária ígnea de granulação grossa da zona de transição, potassificada	16,2
417a	Metaintermediária ígnea de granulação grossa da zona de transição, potassificada	15,9

O reequilíbrio isotópico nas rochas alteradas hidrotermalmente depende da razão fluido/rocha, da composição do fluido hidrotermal, da permeabilidade, da temperatura, do tempo de duração do processo que pode favorecer um intercâmbio isotópico extensivo, e da abundância relativa das diferentes fases minerais secundárias isotopicamente pesadas. Estes fatores resultam em *shifts*

nos valores $\delta^{18}\text{O}$ das rochas alteradas em relação aos valores originais de $\delta^{18}\text{O}$ do protólito (Hunter *et al.*, 1997; Vásquez *et al.*, 1998; Pierret *et al.*, 2001; Park & Ripley, 2001).

Uma característica observada em vários dos vários conjuntos, como nos metabasitos ígneos blastoporfíricos de granulação grossa, metabasitos ígneos de granulação grossa com prismas longos de hornblenda, *metalapillistone*, *metalapilli-tuffs* e metaintermediárias ígneas, é a presença de *trends* bem definidos de aumento dos valores $\delta^{18}\text{O}$ proporcionais ao aumento da intensidade da alteração hidrotermal.

As rochas associadas aos clorititos, tanto da zona de transição como na rocha mais intensamente alterada, mostram tendências semelhantes de aumento do $\delta^{18}\text{O}$. No entanto, o cloritito, que representa o produto da alteração hidrotermal mais intensa, observa-se um menor valor de $\delta^{18}\text{O}$ (9,0‰).

Pode-se notar ainda que, com exceção da amostra 301a, as demais metavulcanoclásticas intermediárias, têm $\delta^{18}\text{O}$ variando entre 15,3 e 17,8‰ (FIGURA 75 f, g, h), observando-se um intervalo mais estreito de valores de $\delta^{18}\text{O}$ (15,3 a 16,5‰) para os metatufos (FIGURA 75 f). Estes valores de $\delta^{18}\text{O}$ são muito maiores que aqueles presentes em rochas de composição intermediária inalteradas, cujos valores podem variar entre 6,0‰ a 10‰ (Paradis *et al.*, 1993; Rollinson, 1993). A estreita faixa de variação pode indicar que no material vulcanoclástico os valores de $\delta^{18}\text{O}$ tendem a se homogeneizar, independente do grau de alteração que afetaram estas rochas, devido, provavelmente, à grande permeabilidade deste material aos fluidos hidrotermais, que implicam em altas taxas água/rocha.

As rochas intermediárias da zona de transição que posteriormente foram potassificadas mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ semelhantes aos das rochas ígneas metaintermediárias da zona de transição (15,9 a 16,2‰), refletindo, em essência, os equilíbrios isotópicos adquiridos durante o primeiro evento hidrotermal.

Zoneamentos regionais de $\delta^{18}\text{O}$ são descritos em depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços do tipo *Kuroko*, mostrando um empobrecimento progressivo das rochas em $\delta^{18}\text{O}$ em direção à zona mineralizada (Vélasquez *et al.*, 1998; Gemmell *et al.*, 1998; Cartwright, 1999) e um enriquecimento progressivo nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas rochas encaixantes situadas ao redor da zona mineralizada (Cathles, 1993; Barret & MacLean, 1994). Estes zonamentos produzem padrões concêntricos combinados de halos de alteração caracterizados por anomalias negativas de $\delta^{18}\text{O}$ nas zonas mineralizadas e anomalias positivas de $\delta^{18}\text{O}$ ao redor destas zonas.

Segundo Cathles (1993) a diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas rochas diretamente associadas às mineralizações seria produzida pela intensa circulação da água do mar, que apresenta tipicamente valores de $\delta^{18}\text{O}$ próximos a 0‰, nas bordas de corpos intrusivos, que representam fontes de calor

relacionadas à geração do sistema hidrotermal. Nesta situação, a anomalia termal associada à intrusão reduz o fator de fracionamento isotópico entre rocha e água, e a circulação de fluidos frios, como os da água do mar, para regiões quentes, próximo das intrusões, gera anomalias isotópicas, nas quais os fluidos tornam-se isotopicamente mais pesados e as rochas alteradas isotopicamente mais leves (Cathles, 1983).

Aumentos nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ das rochas alteradas podem ser produzidos pela circulação de fluidos quentes nas regiões mais frias do sistema, em porções mais distais em relação às intrusões. Como o fator de fracionamento isotópico entre rocha e água é maior a baixas temperaturas do que em altas temperaturas, a circulação de águas quentes para regiões mais frias torna o fator de fracionamento isotópico muito grande, possibilitando que os fluidos tornem-se isotopicamente mais leves e as rochas alteradas hidrotermalmente mais pesadas (Cathles, 1983). Em vista disso, são descritos para alguns depósitos de sulfetos massivos do *tipo Kuroko*, tais como, Fuzuzawa, Seneca, Corbert, Amulet, halos de alteração hidrotermal caracterizados por rochas com valores elevados de $\delta^{18}\text{O}$ ao redor dos horizontes mineralizados (Green *et al.*, 1983; Cathles, 1993).

Desta forma, aumentos nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas rochas situadas ao redor das zona mineralizadas podem ser relacionados à recarga do sistema ou com uma descarga hidrotermal limitada de fluidos quentes próximo à superfície.

As assinaturas isotópicas observadas nas rochas estudadas, principalmente nos metabasitos, metaintermediárias ígneas, nos *metalapillistone* e no *metalapilli-tuff*, apresentam uma variação isotópica que pode ser relacionada à intensidade da alteração hidrotermal, isto pode indicar que os diferentes eventos metamórficos superimpostos não resultaram em significativa homogeneização das razões isotópicas.

Assim, a variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ observados neste estudo podem refletir a longa duração de um sistema hidrotermal que possibilitou a produção de grandes anomalias isotópicas positivas causadas pela descarga de fluidos quentes, provenientes de partes mais profundas do sistema hidrotermal, nas partes mais distais, similar às descargas responsáveis pela formação dos *white smokers*.

Como exceção à tendência geral de enriquecimento em ^{18}O , no entanto, o clorito apresenta evidências de reequilíbrios a temperaturas mais altas, resultando em um valor menor de $\delta^{18}\text{O}$ em relação às rochas associadas a este. Isto pode refletir a sobreposição dos padrões de alteração hidrotermal, possivelmente relacionados à novos pulsos magmáticos ao longo de pequenos condutos instalados em rochas já hidrotermalizadas, confirmando as observações petrográficas.

O conjunto dos dados isotópicos, desta forma, aponta que a gênese do sistema hidrotermal metamorfizado do Grupo Serra do Itaberaba formou-se em ambiente de fundo oceânico e relaciona-se à intrusão de, predominantemente, andesitos.

CONCLUSÕES

Considerações sobre a origem dos anfibolitos com cummingtonita e antofilita do Grupo Serra do Itaberaba tem sido feitas por alguns autores, ora os considerando como derivados do metamorfismo de margas magnesianas quartzosas (Coutinho *et al.*, 1982; Juliani & Beljavskis, 1983), de tufos komatiíticos contaminados por areia e/ou metassomatizados (Frasca *et al.*, 1986, 1987) ou rochas intensamente hidrotermalizadas (Juliani, 1993; Pérez-Aguilar, 1996; Pérez-Aguilar *et al.*, 2000).

Os levantamentos geológicos e petrográficos detalhados feitos por Pérez-Aguilar (1996) indubitavelmente demonstram transformações químicas e texturais intensas de rochas básicas e intermediárias ígneas e vulcanoclásticas previamente ao metamorfismo associado ao primeiro evento tectônico que afetou o Grupo Serra do Itaberaba. Entretanto, ainda faltavam dados para caracterização do tipo do sistema hidrotermal e das transformações químicas entre as rochas das diversas fácies de rochas hidrotermalizadas.

Os detalhamentos petrográficos, litoquímicos e de isótopos estáveis de oxigênio feitos nesta pesquisa evidenciam complexidades maiores que as anteriormente previstas na composição dos protólitos e dos processos da alteração hidrotermal, mas os resultados permitem a caracterização do sistema como gerado em ambiente oceânico, onde suas assinaturas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ hidrotermal foram parcialmente mantidas, apesar da sobreposição de dois eventos metamórficos regionais de grau médio, um do Mesoproterozóico, relacionado à evolução do Grupo Serra do Itaberaba, e outro do Neoproterozóico, vinculado com a evolução do Grupo São Roque (Juliani, 1993; Juliani *et al.*, 2000), além de possíveis influências menos importantes de metamorfismo e metassomatismo associado à colocação dos granitóides brasileiros e dos fluidos associados às abundantes zonas de cisalhamento da região.

A petrografia e a litoquímica permitem concluir que as intrusões de rochas intermediárias de composição andesítica a riodacítica, embora de pequenas dimensões, foram mais abundantes do que anteriormente admitido por Pérez-Aguilar (1996) e, notadamente, a participação de rochas intermediárias na composição das rochas metavulcanoclásticas foram muito significativas. Há, também, estreito relacionamento das zonas de intrusão de rochas intermediárias com a abundância de vulcanoclásticas intermediárias e, com o centro dos paleossistemas hidrotermais.

Outros litotipos foram também caracterizados, destacando-se, dentre os metabasitos de origem ígnea os protólitos e os hidrotermalitos blastoporfíricos de granulação grossa, de granulação grossa com prismas longos de anfibólio, de granulação fina a média e rochas de granulação muito fina. Os dois primeiros grupos foram, provavelmente, derivados de intrusões de

rochas básicas porfíricas, com menor volume de matriz no primeiro caso e, maior volume no segundo tipo, muito embora não se descarte a possibilidade de que parte dos metabasitos blastoporfíricos de granulação grossa possam ser derivados do metamorfismo de rochas vulcanoclásticas (Juliani, 1993). As demais fazem parte da seqüência efusiva da Formação Morro da Pedra Preta.

Dentre as metavulcanoclásticas básicas presentes nos paleossistemas hidrotermais foram distinguidos os conjuntos de metatufos bandados, prováveis *metalapillistones* e *metalapilli-tuffs*, metatufos com porfiroblastos de diopsídio e metavulcanoclásticas com aglomerados de anfibólio, que devem corresponder a diferentes fácies deposicionais das rochas vulcanoclásticas, com contribuições locais de sedimentos argilosos e de *chert*, além da participação em volumes importantes de materiais vulcanoclásticos de composição intermediária a ácida.

Esta associação litotípica é também característica de ambientes vulcânicos submarinos e a presença das possíveis intrusões gabróicas podem ter tido importante papel na formação dos sistemas hidrotermais.

As zonas de alteração hidrotermal, abstraindo-se as deformações, afloram em secções que permitem interpretar formas grosseiras de cones invertidos, alguns coalescentes (FIGURA 4), sempre com zonamentos parcialmente preservados, onde nas partes centrais são encontradas, em essência, corpos metandesitos e abundantes corpos de metavulcanoclásticas intermediárias mais intensamente alteradas.

Os halos mais externos das zonas de alteração hidrotermal são predominantemente propilíticos, e afetaram rochas vulcânicas espilitizadas ou keratófirizadas. As porções mais basais e externas da ZAH mostram extensa e intensa carbonatização muito e extensa e os paleossistemas foram recobertos com metassedimento metalíferos, com abundantes leitos de *metachert* ferruginoso ou não, formações ferríferas e sulfetadas. Ao redor das ZAH ocorrem lentes de rochas calciossilicáticas, produto do metamorfismo de sedimentos formados, provavelmente, pela precipitação dos solutos dos fluidos hidrotermais que lixivaram fortemente o Ca das encaixantes vulcânicas e vulcanoclásticas.

De modo geral os processos de transformação dos protólitos básicos e intermediários geraram rochas muito ricas em clorita nas zonas intensamente alteradas, que representam zonas de alteração clorítica, sendo consideradas por Meyer & Hemley (1967) como zonas particulares dentro das zonas de alteração propilítica, onde caracteristicamente há grandes adições de Mg e/ou de Fe. Os veios metamorfisados de clorititos superpostos às rochas hidrotermalizadas evidenciam bem estes processos.

Entretanto, zonas de concentração de alumina, caracterizadas pela formação de marunditos (rochas com margarita + coríndon $\pm$ rutilo $\pm$ muscovita $\pm$ plagioclásio $\pm$ turmalina) (Juliani, 1993),

mostram que localmente a alteração pode ter sido argílica a argílica avançada, semelhantemente ao observado em depósitos dos *tipos Kuroko* (Ohamoto & Rye, 1974; Pirajno, 1992) ou *Hitachi* (Watanabe, 1970).

Especialmente nas rochas metavulcanoclásticas de composição intermediária ocorreu silicificação intensa e, localmente, houve a sobreposição de potassificação, carbonatização e espilitização.

A análise petrográfica e litoquímica indica também, que os produtos finais das alterações hidrotermais não dependem muito do protólito e sim da permeabilidade, temperatura e composição química do fluido, sendo que as alterações muito intensas geram rochas finais com mineralogias semelhantes, seja o protólito um basalto ou uma rocha intermediária (Hemley & Ellis; 1983; Elliot-Meadows & Appleyard, 1991; Pérez-Aguilar, 1996).

O aumento da intensidade da alteração os diferentes protólitos pode ser bem identificados pelo conjunto das rochas incipientemente alteradas, da zona de transição, menos intensamente alteradas e mais intensamente alteradas, que refletem transformações químicas maiores em cada um dos subsistemas químicos que geraram, ao metamorfismo, diferentes litotipos.

Os balanços de massa mostram algumas complexidades evolutivas, mas os metabasitos ígneos não alterados da ZAH já mostram mudanças significativas no seu quimismo, se comparadas com as média metabasitos de fora da ZAH, destacando-se uma lixiviação da maioria dos metais traços e seus enriquecimentos nas demais rochas alteradas. Os metais enriquecidos nas soluções hidrotermais ejetadas no fundo oceânico propiciarem também a deposição de metais nos metapelitos superpostos e a gênese das formações ferríferas. A abundância de manganês nestes metapelitos indica que os sistemas hidrotermais não foram de temperatura muito elevada.

As maioria das demais rochas metabásicas ígneas alteradas foram enriquecidas em Mg e Fe e foram empobrecidas em Na, K e Ca. Os demais elementos químicos maiores mostram comportamentos diferenciados, tendo sido enriquecidos em algumas das amostra e lixiviados em outras, mas o Si não varia tanto.

O S foi lixiviado na maioria dos metabasitos ígneos alterados, estando quase todas elas enriquecidas em Co e empobrecidas em Ni, sendo que os demais metais traços mostram também comportamento diferenciado, estando enriquecidos em alguns amostras e empobrecidos em outras.

A remoção do K das rochas mais alteradas é responsável pelas extensas zonas de rochas básicas potassificadas que formam os halos mais externos da zona principal de alteração e o Ca lixiviado destas rochas é responsável pela presença de grandes zonas carbonatizadas. Enriquecimentos locais destas rochas em Ca se devem à sobreposição de um evento de carbonatização, assim como os enriquecimentos locais em Na.

O Fe lixiviado da maioria das amostras pode ter sido responsável pelos

enriquecimentos observados nas metaintermediárias e pela gênese das formações ferríferas vulcano-exalativas depositadas no topo da Formação Morro da Pedra Preta.

As metaintermediárias ígneas geralmente enriquecidas em Fe, Mg e P e empobrecidas em Al, Ti, K, Na, todos os elementos traços e REE. As concentrações de Ca, Mn, Mg e Sr diminuem com o aumento da intensidade da alteração.

As metavulcanoclásticas intermediárias não mostram comportamento químico homogêneo, mas, de forma geral, foram enriquecidas em Fe, Ti, Al e P e empobrecidas em Ca, Mn e REE. Em todas estas rochas as concentrações de Na, Ca e Mn mostram uma tendência de diminuição com o aumento da intensidade da alteração. Nestas rochas os metais traços mostram comportamento diferenciado nos diferentes tipos de rochas, sendo que a maioria dos metatufos mostram-se enriquecidos nestes elementos, destacando-se Rb, Zn, Ag e Cu, e tendências ganhos progressivos em Li, Ba, Nb, Ta, Hf, Th e V com o aumento da intensidade da alteração. As metavulcanoclásticas que foram comparadas com a amostra 170a1 foram lixiviadas, de forma geral, em Ni, Cu, Ag e Zn e nos elementos calcófilos, foram enriquecidas em Ta, Nb, Hf, Te, Sb, Tl, Se, Sc, V, B e, localmente, Mo e Bi. Nas rochas metavulcanoclásticas do perfil contínuo destacam-se enriquecimentos de algumas amostras em Bi, Cu, Te, Sn, Sb e Rb, sendo que as concentrações de Li, Sc, Co e Ta mostram tendência de aumento com a intensidade da alteração e foram, de forma geral, empobrecidas em Ba. Destacam-se ainda grandes enriquecimentos em S e perdas das REE na maioria das amostras, apesar da manutenção do padrão da normalização com valores absolutos.

Nas rochas metavulcanoclásticas carbonatizadas observa-se principalmente enriquecimento em Ca, Mg, K Ba, Rb, Li e U.

Os minerais das diferentes zonas de alteração mostram composições relativamente homogêneas, predominando magnésio-hornblendas fluorífera nas rochas incipientemente alteradas e da zona de transição. Na zona de transição, nas rochas menos incipientemente alteradas (ZP1 e ZP2) e nas mais intensamente alteradas o anfibólio magnésiano é representado, essencialmente, pela cummingtonita.

O plagioclásio das rochas incipientemente alteradas, da zona de transição, menos intensamente alteradas (ZP1 e ZP2) e mais intensamente alteradas são sempre anortita muito pura (> 99% de An) e a granada das rochas menos intensamente alteradas (ZP2) e mais intensamente alteradas é almandínica.

A litoquímica dos metabasitos distinguidos como protólitos, tanto em relação aos elementos maiores, traços e REE mostram comportamentos de geração em N-MORB e as metaintermediárias possuem tendências evolutivas não muito diferenciadas e anomalias negativas de Ce, compatíveis pela formação de fusão da crosta oceânica sob influência de fluidos marinhos provavelmente derivados da desidratação de sedimentos, o que confirma a interpretação do ambiente marinho de

formação da seqüência meta-vulcanossedimentar e dos paleossistemas hidrotermais do Grupo Serra do Itaberaba feita por Juliani (1993). A geração dos sistemas hidrotermais foram devidas às intrusões de rochas andesíticas a riodacíticas, talvez com participação de possíveis intrusões de gabros geradas no início do fechamento da bacia Serra do Itaberaba, em ambiente de retro-arco, que possibilitou a deposição da Formação Nhanguçu, com seus sedimentos metalíferos basais geneticamente vinculados com os paleossistemas hidrotermais.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ observados nas rochas hidrotermais e nos protólitos indicam que houve preservação, pelo menos parcial, da assinatura isotópica original do sistema hidrotermal e podem refletir longa duração do sistema hidrotermal oceânico, dadas as grandes anomalias positivas observadas. Estas anomalias seriam, neste contexto, causadas pela descarga de fluidos quentes, provenientes de partes mais profundas do sistema hidrotermal, em ambiente semelhante ao observado nos campos hidrotermais atuais *white smokers* de bacias de retro-arco.

Neste contexto, os sedimentos metalíferos, especialmente os sulfetados, que ocorrem na interface entre as formações Morro da Pedra Preta e Nhanguçu, podem corresponder às zonas de *black smokers*, onde, potencialmente, podem ser encontrados depósitos de metais de base e de ouro (Fouquet *et al.*, 1991).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDERTON, D.H.M.; PEARCE, J.A.; POTTS, P.J. (1980) Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. *Earth and Planetary Science Letters*, **49**, 149-165.
- ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1973) The precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon River. In: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G., eds.. *The Ocean Basin and Margins*, New York, Plenum, **1**, 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICHI, C.A. (1981) *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000 - Nota Explicativa*. São Paulo, v. 1 (IPT, Monografias 6).
- BAERTSCHI, P. 1976. Absolute ^{18}O content of Standard Mean Ocean Water. *Earth and Planetary Science Letters*, **31**, 341-344.
- BARNES, H. L. (1979) Solubilities of ore minerals. In: BARNES, H. L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed. New York, John Wiley & Sons, 404-460.
- BARRETT, T.J. & MacLEAN, W.H. (1994) Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VHMS deposits in Noranda area. *Exploration and Mining Geology*, **3**, 131-160.
- BELJAVSKIS, P. (1988) *Prospecção geoquímica experimental na ocorrência de ouro Tapera Grande – Guarulhos – SP*. São Paulo, Dissertação de Mestrado, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 161p.
- BERGMANN, M. (1988) *Caracterização estratigráfica e estrutural da sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus, Estado de São Paulo*. São Paulo, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 155 p.
- BISCHOFF, J.L. & ROSENBAUER, R.J. (1989) Salinity variations in submarine hydrothermal systems by layered double-diffusive convection. *Journal of Geology*, **97**, 613-623.
- BLOSS, F.D. (1971) *Crystallography and crystal chemistry - an introduction*. New York, Holt. Rinehart & Winston. 545 p.
- BONATTI, E. (1975) Metallogenesis at oceanic spreading centers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **3**, 401-431.
- BORTHWICK, J. & HARMON, R.S. (1982) A regarding ClF_3 as an alternative to BrF_3 for oxygen isotope analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 1665-1668.
- BOYNTON, W.V. (1984) Cosmochemistry of rare elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry, Developments In Geochemistry*, **2**. New York, Elsevier, 63-114.
- BRIMHALL, G.H. & CRERAR, D.A. (1987) Ore fluids: magmatic to supergene. In: CARMICHAEL, I.S.E. & EUGSTER, H.P. eds. *Thermodynamic modelling of geological materials: minerals, fluids and melts*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **17**, 235-321.
- BROUGAULT, H.; CAMBON, P.; CORRE, O.; TREUIL, M.; JORON, J.-L. (1979) Evidence for variability of magmatic processes and upper mantle heterogeneity in the axial region of the Mid-Atlantic Ridge near 22° and 36°N. *Tectonophysics*, **55**, 11-34.
- BURNHAM, C.W. (1962) Facies and types of hydrothermal alteration. *Economic Geology*, **57**: 768-784.
- BURT, D.M. (1976) Hydrolysis equilibria in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{Cl}_2\text{O}$ - 1: Comments on topology. *Economic Geology*, **71**, 665-671.
- CARLISLE, D. (1963) Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. *Journal of Geology*, **71**(1), 48-71.
- CARTWRIGHT, I. (1999) Regional isotope zonation at Broken Hill, New South Wales, Australia: large scale fluid flow and implications for Pb-Zn-Ag mineralizations. *Economic Geology*, **94**, 357-374.
- CAS R.A.F. & WRIGHT J.V. (1987) *Volcanic successions modern and ancient (A geological approach to processes, products and successions)*. London, Allen & Unwin, 528 p.
- CATHLES, L.M. (1993) Oxygen isotope alteration in the Noranda Mining District, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. *Economic Geology*, **88**, 1483-1511.
- CATHLES, L.M. (1993) An analysis of the hydrothermal system responsible for massive sulfide deposition in the Hokuroku basin of Japan. *Economic Geology Monograph*, **5**, 439-487.
- CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K. (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **27**, 43-52.

- CONDIE, K.C.; VILJOEN, M.J.; KABLE, E.K.D. (1977) Effects of alteration on element distributions in Archaean tholeiites from Barberton Grenstone Belt, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **64**(1), 75-89.
- CONDIE, K.C. (1982) Archaean andesites. In: THORPE, R.S. (ed) *Andesites. Orogenic andesites and related rocks*. Chichester, John Wiley & Sons, 575-590.
- COUTINHO, J.M.V. (1955) Sobre o meta-conglomerado dos arredores de São Paulo. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, **21**(121), 15-16.
- COUTINHO, J.M.V. & TAKEDA, F.K. (1955) Meta-conglomerado e rochas associadas no município de São Paulo. São Paulo, USP, *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*, **186**, 5-56. (Mineralogia, 13).
- COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E. de P.; SUEMITSU, A.; JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; PEROSA, P. de T.Y. (1982) Geologia e petrologia da seqüência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na Serra do Itaberaba – SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...*, Salvador, SBG, **2**, 624-640.
- COUTINHO, J.M.V., JULIANI, C., FRASCÁ, M.B.H. de O., BELJAVSKIS, P. (1984) Geologia e petrologia de anfibólitos vulcanoclásticos no Grupo São Roque em Tomé Gonçalves - Região da Serra de Itaberaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, SGB, **9**, 4291-4298.
- CREASEY, S.C. (1959) Some phase relations in hydrothermally altered rock of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, **5**, 351-373.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1965) *Rock forming minerals. Volume 2*. 4th. ed.. London, Longman, Green and Company Ltda. 379 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1981) *Minerais constituintes das rochas - Uma introdução*. Lisboa, Fundação Caluoste Gulbenkian, Sociedade Gráfica Telles da Silva Ltda. 558 p. (Tradução de Conde, L.E.N.).
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1982) *Rock forming minerals. Volume 1A. Orthosilicates*. London, Longman Group Limited. 919 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1986) *Rock forming minerals. Volume 1B. Disilicates and ring silicates*. London, Longman Scientific & Technical. 629p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1992) *An introduction to the rock-forming minerals*. London, Longman Scientific & Technical, 2nd ed., 696 p.
- DOBBE, R.T.M. (1994) Geochemistry of cordierite-anthophyllite rocks, Tunaberg, Bergslagen, Sweden. *Economic Geology*, **89**, 919-930.
- EBERT, H. (1967) A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba 1967. *Programa, Resumos e Roteiros das Excursões. Boletim Paranaense de Geociências*, **26**, 42-45.
- EDMOND, J.M. & VON DAMM, K. (1983) Hot springs on the ocean floor. *Scientific American*, **248**(4), 70-85.
- ELLIOTT-MEADOWS, S.R. & APPLEYARD, E.C. (1991) The alteration geochemistry and petrology of the Lar Cu-Zn deposit, Lynn Lake area, Manitoba, Canada. *Economic Geology*, **86**, 486-505.
- ENGEL, A.E.J.; ENGEL, C.G.; HAVENS, R.G. (1965) Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Bulletin of the Geological Society of America*, **76**, 719-734.
- FISHER, R.V. (1961) Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, **72**, 1409-1414.
- FISHER, R.V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classifications. *Earth Science Reviews*, **1**, 287-298.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U. (1984) *Pyroclastic rocks*. Berlin, Springer-Verlag. 472 p.
- FOUQUET, Y.; VON SACKELBERG, U.; CHARLOU, J.L.; DONVAL, J.P.; ERZINGER, J.; FOUCHER, J.P.; HERZIG, P.; MÜHE, R.; SOAKAI, S.; WENDICKE, M.; WHITECHURCH, H. (1991) Hydrothermal activity and metalogenesis in the Lau back-arc basin. *Nature*, **349**, 778-781.
- FRASCÁ, M.H.B de O; RODRIGUES, E. de P.; REIS, A.F.C. (1986) Estudo petrográfico da seqüência vulcano-sedimentar de Itaberaba. São Paulo, IPT/PRÓ-MINÉRIO, 2v., 68 p. (IPT, Relatório 24.510).
- FRASCÁ, M.H.B de O; COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E. de P.; REIS, A.F.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. de; ZAINÉ, J.E.; BRAGA, T. de O. (1987) Estudo petrográfico-litoquímico da seqüência

- vulcano-sedimentar de Itaberaba - SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. *Anais...*, Rio Claro, SBG/NSP, 1, 63-81.
- FREY, F.A. & HASKIN, L. (1964) Rare earths in oceanic basalts. *Journal of Geophysical Research*, **69**, 775-779.
- FREY, F.A.; BRYAN, W.B.; THOMPSON, G. (1974) Atlantic Ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of Deep Sea Drilling project. *Journal of Geophysical Research*, **79**, 5507-5527.
- FULLER, R.E. (1931) The aqueous chilling of basaltic lava on the Columbia River Plateau. *American Journal of Science*, **21**, 281-300.
- FUJIMORI, S. & FERREIRA, Y.A. (1987) *Introdução ao uso do microscópio petrográfico*. Salvador, Centro Editorial e Didático da UFBA, 202 p.
- GEMMELL, J.B.; LARGE, R.R.; ZAW, K. (1998) Palaeozoic volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(4), 129-137.
- GRAF, J.L.Jr. (1977) Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. *Economic Geology*, **72**, 527-548.
- GRANT, J.A. (1986) The isocon diagram - A simple solution to Gresens' equation for metassomatic alteration. *Economic Geology*, **81**(8), 1976-1982.
- GRAUCH, R.I. (1989) Rare earth elements in metamorphic rocks. In: LIPIN, B.R. & McKAY (ed.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **21**, 147-167.
- GREEN, G.E.; OHOMOTO, H.; DATE, J.; TAKAHASHI, T. (1983) Whole-rock oxygen isotope distribution in the Fukazawa-Kosaka area, Hokuroku district, Japan and its potential application to mineral exploration. *Economic Geology Monograph*, **5**, 395-511.
- GRESENS, R.L. (1967) Composition volume relations of metassomatism. *Chemical Geology*, **2**(1), 47-65.
- GUILBERT, J.M. & PARK, C.F. (1986) *The geology of ore deposits*. New York, Freeman, 985p.
- GUY, C.; DAUX, V.; SCHOTT, J. (1999) Behaviour of rare earth elements during seawater/basalt interactions in the Muruoa Massif. *Chemical Geology*, **158**, 21-35.
- HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F. de (1992a) Geologia da Folha Pirapora, SP em 1:25.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, São Paulo, SBG, **2**, 124-125.
- HACKSPACHER, P.C.; OLIVEIRA, M.A.F. de; GODOY, A.M. (1992b) Geologia dos grupos Serra do Itaberaba/São Roque na Folha Cabreúva - SP, 1:50.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, São Paulo, SBG, **2**, 127-128.
- HARKER, A. (1909) *The natural story of igneous rocks*. New York, Hafnes, 384p. (Reimpressão de 1965).
- HART, R.A. (1970) Chemical exchange between seawater and deep ocean basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, **9**, 269-279.
- HART, S.R.; GLASSLEY, W.E.; KARIG, D.E. (1972) Basalts and sea-floor spreading behind the Mariana island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, **15**, 12-18.
- HASKIN, L.A., FREY, F.A., SCHMITT, R.A., SMITH, R.H. (1966) Meteoric, solar and terrestrial rare earth distributions. *Physics and Chemistry of the Earth*, **7**, 167-321.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, (4), 257-226.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; BRITO NEVES, B.B. de (1978) As estruturas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG, **6**, 2423-2437.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. (1981) O embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: Almeida, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICHI, C.A. (1981) *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1: 500.000*, 12-45.
- HÄUSSINGER, H.; OKRUSCH, M.; SCHEEPERS, D. (1993) Geochemistry of premetamorphic hydrothermal alteration of metasedimentary rocks associated with the Gorob massive sulphide prospect, Damara Orogen, Namibia. *Economic Geology*, **88**, 72-90.

- HAWTHORNE, F.C. (1981) Crystal chemistry of the amphiboles. In: VEBLEN, D.R. (Ed.). *Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **9A**, 1-102.
- HAY, R.L. & IJIMA, A. (1968) Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu group on Oahu, Hawaii. In: COATS, R.R.; HAY, R.L.; ANDERSON, C.A. (Eds.) *Studies in volcanology (Howell Williams volume)*. Geological Society of America, *Memoir*, **116**, 331-376.
- HEMLEY, J. & JONES, W.R. (1964) Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, **59**, 538-569.
- HENLEY, R.W. & ELLIS, A.J. (1983) Geothermal systems ancient and modern: A geological review. *Earth-Science Reviews*, **19**, 1-50.
- HENLEY, R.W.; TRUESDELL, A.H.; BARTON, P.B.; WHITNEY, J.A. (1984) Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, **1**, 267 p.
- HØGDAHL, O.T., MELSON, S., BOWEN, V.T. (1968) Neutron activation analysis of lanthanide elements. In: BAKER, R.A. (Ed.) *Trace inorganics in water*. Washington D.C., American Chemical Society Books, *Advances in Chemistry Series*, **73**, 308-325.
- HONNOREZ, J. (1969) La formation actuelle d'un gisement sous-marin de sulfures fuméroléens à Vulcano (mer tyrrhénienne). *Mineralium Deposita*, **4**, 114-131.
- HONNOREZ, J. & KIRST, P. (1975) Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. *Bulletin of Volcanology*, **39**, 1-25.
- HUMPRIS, S.E. (1984) The mobility of the rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. (ed.). *Rare earth element geochemistry, developments in geochemistry*, 2. New York, Elsevier, 317-342.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978) Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(1), 127-136.
- HUNTER, A.G.; KEMPTON, P.D.; GREENWOOD, P. (1997) Low-temperature fluid-rock interaction - an isotopic and mineralogical perspective of upper crustal evolution, Eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (JdFR), ODP Leg 168. *Chemical Geology*, **155**, 3-28.
- ILTON, E.S. & EUGSTER, H.P. (1990) Partitioning of base metals between silicates, oxides, and chloride-rich hydrothermal fluid. Part I. Evaluation of data derived from experimental and natural assemblages. In: SPENCER, R.J. & CHOU, I-MING (Eds). *Fluid-mineral interactions: A tribute to H. P. Eugster. The Geochemical Society Special Publication*, (2), 157-169.
- ILTON, E.S. (1990) Partitioning of base metals between silicates, oxides, and chloride-rich hydrothermal fluid. Part II. Some aspects of base metal fractionation during isothermal metasomatism. In: SPENCER, R.J. & CHOU, I-MING eds. *Fluid-mineral interactions: a tribute to H. P. Eugster. The Geochemical Society Special Publication*, (2), 171-177.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *The Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**, 525-548.
- ISHIKAWA, Y.; SAWAGUCHI, T.; IWAYA, S.; HORIUCHI, M. (1976) Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacites and alteration haloes. *Mineralogical Geology*, **26**, 105-117.
- ITO, E.; WHITE, W.M.; GÖPEL, C. (1987) The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chemical Geology*, **62**, 157-176.
- IVANOV, I.P. (1967) Studies of mineral equilibria in the H_2O - K_2O - SiO_2 - Al_2O_3 system by the multisystems method [in English]: Acad. Sci. URRS Doklady, Earth Science Sec., **176**, 219-222.
- IVANOV, I.P. & GUSYNIN, V.F. (1970) Stability of paragonite in the system SiO_2 - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2O_3 - H_2O : *Geochemistry International*, **7**, 578-587.
- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. (1983) Geologia e evolução geológico-estrutural preliminar do Grupo São Roque na região da Serra de Itaberaba (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. *Atas*. São Paulo, SBG-NSP, 113-126.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. (1986) Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do São Roque - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais*. Goiânia, SBG, **2**, 730-743.
- JULIANI, C.; SCHORSCHER, H.D.; PÉREZ-AGUILAR, A.; BELJAVSKIS, P. (1992) Cordierita-granada-cummingtonita anfíbolitos no Grupo Serra do Itaberaba (SP): evidência de alterações hidrotermais metassomáticas pré-metamórficas. In: JORNADAS CIENTÍFICAS DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA USP, 2, São Paulo, 1992. *Boletim IGUSP, Publicação Especial*, **12**, 59-61.

- JULIANI, C. (1993) *Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos do grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo, SP.* São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2v., 803p., 5 mapas.
- JULIANI, C.; SCHORSCHER, H.D.; PÉREZ-AGUILAR, A. (1993) Corundum-margarite schists ("marundites") in the Precambrian Serra do Itaberaba Group, São Paulo, Brazil: Geological relationships and petrogenesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66(4), 498.
- JULIANI, C.; SCHORSCHER, H.D.; BELJAVSKIS, P.; GARDA, G.M. (1994) Lito-estratigrafia e petrografia do Grupo Serra do Itaberaba, NE da cidade de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camburiú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário de Camburiú, SBG, 2, 101-103.
- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. (1995) Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Revista do Instituto de Geociências, USP*, 16(1/2), 33-58.
- JULIANI, C. (1997) *Estudo petrogenético das ocorrências de marunditos (margarita-coríndon xistos) do Grupo Serra do Itaberaba, nas regiões de Mairiporã e Santa Isabel (SP).* São Paulo, FAPESP, 62 p. e 3 anexos. (Relatório final do processo 95/2337-2).
- JULIANI, C.; PÉREZ-AGUILAR, A.; MARTIN, M.A.B.; BELJAVSKIS, P. (1995) Ocorrência e petrografia dos meta-riólitos da Formação Nhanguçu - Grupo Serra do Itaberaba (SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, Águas de São Pedro, 1995. *Boletim de Resumos*. Águas de São Pedro, SBG, 137.
- JULIANI, C.; MARTIN, M.A.B.; CLARIMUNDO, S. de J. (1997) Os metarcóseos do Morro do Polvilho: implicações para a geocronologia e para evolução crustal dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque (SP). *Anais da Academia Brasileiras de Ciências*, 69(3), 441.
- JULIANI, C.; MARTIN, M.A.B.; McREATH, I.; PÉREZ AGUILAR, A.; CLARIMUNDO, S. de J.; CHIARINI, A.P.; FERNANDES, F. (1998) A evolução dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque a nordeste e noroeste da cidade de São Paulo (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...*, Belo Horizonte, SBG, 12.
- JULIANI, C.; HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L. (2000a) Serra do Itaberaba Group: a mesoproterozoic volcano-sedimentary unit at São Paulo State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro, Brazil.
- JULIANI, C.; PÉREZ-AGUILAR, A.; MARTIN, M.A. (2000b) Mesoproterozoic paleo-hydrothermal oceanic with garnet-cordierite-cumingtonite/anthophyllite amphibolites from the Serra do Itaberaba group, São Paulo (Brazil); In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro, Brazil.
- KAY, R.W.; HUBBARD, N.J. GAST, P.W. (1970) Chemical characteristics of oceanic ridge volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 75, 1585-1613.
- KAY, R.W. & HUBBARD, N.J. (1978) Trace elements in ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 95-116.
- KERR, P.F. (1977) *Optical mineralogy*. London, MacGraw-Hill Book Company, 4th. Edition, 492p.
- KLINKHAMMER, G.P.; CHIN, C.S.; WILSON, C.; GERMAN, C.R. (1995) Venting from the Mid-Atlantic Ridge at 37°17'N: The Lucky Strike hydrothermal site. In: PARSON, L.M.; WALKER, C.L.; DIXON, D.R. (eds) *Hydrothermal vents and processes*. Geological Society Special Publication, 87, 411p.
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. (1981) Pressure-temperature and time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, 282, 127-175.
- LAJOIE, J. (1979) Facies models, 17. Volcanic rocks. In: WALTER, R.J., ed.. *Facies models*. Geoscience Canada, Reprint Series 1, 3rd printing, 1980, 191-200.
- LEAKE, B.E. (1968) A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles togetherwith their nomenclature and associated minerals. *Special Paper of the Geological Society of America*, 98, 94p.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD,

- J.; MANDARNINO, J.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. (1997) Nomenclature of amphiboles report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, **9**, 623-651.
- LEFEVRE, V.; BARBOSA, A.F.; WOHLERS, A.; ALMEIDA, F.F.M. de; MELCHER, G.C.; FELICÍSSIMO JR., J.; GUIMARÃES, J.E.P.; SETZER, J.; PAOLIELLO, P.C.; FREITAS, R.O. de; MEZZALIRA, S.; PETRI, S.; KNECHT, T. (1963) *Mapa Geológico do Estado de São Paulo (Brasil)*, Escala 1:1.000.000. Instituto Geográfico e Geológico.
- LENTZ, D.R. (1999) Petrology, geochemistry, and Oxygen Isotope Interpretation of felsic volcanic and related rocks hosting the Brunswick 6 and 12 massive sulfide deposits (Brunswick Belt), Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canada. *Economic Geology*, **94**, 57-86.
- LISTER, C.R.B. (1983) The basic physics of water penetration into hot rock. In: RONA, P.A.; BOSTROM, K.; LAUBIER, L.; SMITH, K. L. (Eds.) *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*. New York, Plenum, 141-168.
- LOWELL, J.D. & GUILBERT, J.M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, **65**(4), 373-408.
- LUDDEN, J.N. & THOMPSON, G. (1978) Behavior of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalts. *Nature*, **274**, 147-149.
- LUDDEN, J.N. & THOMPSON, G. (1979) An evaluation of the behavior of the rare earth elements during weathering of sea floor basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, **43**, 85-92.
- MACDONALD, G.A. (1972) *Volcanoes*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall.
- MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1980) *Atlas of rock-forming minerals in thin section*, 6th ed.. London, Longman Scientific & Technical. 98 p.
- MARTIN, M.A.B. & JULIANI, C. (1994) Geologia, petrografia e gênese dos marunditos (margarita-corindon xistos). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SBG, **3**, 77-78.
- MASUDA, A. & NAGASAWA, S. (1975) Rocks with negative cerium anomalies, dredged from Shatsky Rise. *Geochemical Journal*, **9**, 227-233.
- MESCHEDE, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagrams. *Chemical Geology*, **56**(3/4), 207-218.
- MEYER, C. & HEMLEY, J.J. (1967) Wall rock alteration. In: BARNES, H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 1st ed. New York, Holt Rinehart & Winston, 166-235.
- MICHARD, A. (1989) REE element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 745-750.
- MONTOYA, J.W. & HEMLEY, J.J. (1975) Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. *Economic Geology*, **70**, 577-594.
- MOORE, J.G. (1966) Rate of palagonitisation of submarine basalts adjacent to Hawaii. *US Geological Survey Professional Paper*, **550**, 163-171.
- MOTTL, M.J. (1983) Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 161-180.
- NICKEL, E.H. & MANDARINO, J.A. (1988) Procedures involving the IMA Commission on New Minerals and Mineral Names, and guidelines on mineral nomenclature. *Mineralogical Magazine*, **52**, 275-292.
- OHMOTO, H. & RYE, R.O. (1974) Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan. *Economic Geology*, **69**, 947-953.
- OLIVEIRA, E.P. de (1925) Analyses de calcários. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, (10), 1-45.
- OLIVEIRA, M.A.F. de; GODOY, A.M.; ZANARDO, A.; ARTUR, A.C.; HACKSPACHER, P.C. (1992) Geologia da Folha São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, São Paulo, SBG, **2**, 126-127.
- PAOLIELLO, P.C. (1964) Pré-Cambriano Superior (Grupo São Roque). In: GEOLOGIA do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico* (41), 37-44.

- PARADIS, S.; TAYLOR, B.E.; WATKINSON, D.H.; JONASSON, I.R. (1993) Oxygen isotope zonation and alteration in the Northern Noranda District, Quebec: Evidence for hydrothermal fluid flow. *Economic Geology*, **88**, 1512-1525.
- PARK, Y.-R. & RIPLEY, E.M. (2001) Mechanisms and patterns of O and H isotopic exchange during hydrothermal alteration of the North Shore Volcanic Group and related hypoabyssal sills, Midcontinent Rift System, Minnesota. *Chemical Geology*, **172**, 331-345.
- PEACOCK, M.A. & R.R. FULLER (1928) Chlorophaeite, sideromelane and palagonite from the Columbia River Plateau. *American Mineralogist*, **13**, 360-383.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**(2), 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**, 33-47.
- PEARCE, J.A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41-67.
- PÉREZ-AGUILAR, A. JULIANI, C. (1994) Petrografia de granada-cordierita-cummingtonita anfíbolitos da Serra do Itaberaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SBG, **3**, 98-99.
- PÉREZ-AGUILAR, A. (1996) *Geologia, petrografia e gênese dos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfíbolitos e rochas associadas do Grupo Serra do Itaberaba, SP*. São Paulo, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 148 p.
- PIERRET, M.C.; CLAUDE, N.; BOSCH, D.; BLANC, G.; FRANCE-LANDRD, C. (2001) Chemical and isotopic ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD) constraints to the formation processes of Red-Sea brines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**(8), 1259-1275.
- PIRAJNO (1992) Hydrothermal mineral deposits. *Principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- PISUTHA-ARNOND, V. & OHMOTO, H. (1983) Thermal history, and chemical and isotopic compositions of ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroku district of Japan. *Economic Geology Monograph* **5**, 523-558.
- POTDEVIN, J.L. & MARQUER, D. (1987) Méthodes de quantification des transferts de matière par fluides dans les roches métamorphiques déformées. *Geodinamica Acta*, **1**(3), 193-206.
- RAGATKY, D. (1998) *Contribuição à geoquímica e geocronologia do Domínio São Roque e da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé na região de Igaratá e Piracema, SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 130 p.
- ROBINSON, P. (1982) The amphibole formula. In: VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H. (Eds.). *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **9B**, 3-5.
- ROBINSON, P.; SCHUMACHER, J.C.; SPEAR, F.S. (1982) Formulation of electron probe analyses. In: VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H. (Eds.). *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **9B**, 6-9.
- ROLLINSON, H. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York, Longman Scientific & Technical, co-published in the United States with John Wiley & Sons, Inc., 352p.
- RONA, P.A. (1984) Hydrothermal mineralisation at seafloor spreading centers. *Earth-Science Reviews*, **20**, 1-104.
- RONA, P.A.; BOSTROM, K.; LAUBIER, L.; SMITH, K.L. (Eds.) (1983) Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. *Nato Conference Series IV, Marine Sciences*, **12**. New York, Plenum Press, 796 p.
- ROSE, A.W. (1970) Zonal relations of wall rock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposit. *Economic Geology*, **65**, 920-936.
- ROSE, A.W. & BURT, D.M. (1979) Hydrothermal alteration. In: BARNES, H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed. New York, John Wiley & Sons, 173-235.
- ROSS, G.S. & SMITH, R.L. (1961) Ash flow tuffs, their origin, geological relations and identification. *US Geological Survey Professional Paper*, **366**.

- SÁNCHEZ, J.; VELASCO, F.; YUSTA, I. (2000) Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulfide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Applied Geochemistry*, **15**, 1265-1290.
- SAUNDERS, A.D. (1984) The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. In: HENDERSON, P. (ed.). *Rare earth element geochemistry, developments in geochemistry*, **2**. New York, Elsevier, 205-236.
- SCHMID, R. (1981) Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, **9**: 41-43.
- SHADE, J.W. (1974) Hydrolysis reactions in the SiO_2 excess portion of the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ in chloride fluids at magmatic conditions. *Economic Geology*, **69**, 218-228.
- SHERVAIS, J.W. (1982) Ti-V plots and petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, 101-118.
- SILBERMAN, M.L. & BERGER, B.R. (1985) Relationship of trace-element patterns to alteration and morphology in epithermal precious-metal deposits. *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, **2**, 203-232.
- SILLÉN, L.G. & MARTELL, A.E. (1964) *Stability constants of metal-ion complexes. Special Publication of the Chemical Society of London*, **17**, 754 p.
- SKINNER, B.J. (1979) The many origins of hydrothermal mineral deposits. In: BARNES, H. L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* 2nd ed. New York, John Wiley & Sons, 3-21.
- SLEEP, N. H. (1983) Hydrothermal convection at ridge axes. In: RONA, P.A.; BOSTROM, K; LAUBIER, L.; SMITH, K. L. (Eds). *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. Nato Conference Series IV, Marine Sciences*, **12**. New York, Plenum Press, 71-82.
- SMITH, P.A. & CRONAN, D.S. (1983) The geochemistry of metalliferous sediments and waters associated with shallow submarine hydrothermal activity (Santorini, Aegean Sea). *Chemical Geology*, **39**, 241-262.
- SPEAR, F.S (1982) Miscibility gaps and substitution mechanisms. In: VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H. (Eds.). *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **9B**, 49-50.
- SPEAR, F.S (1995) Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Monograph Series, Chelsea, BookCrafters, 799 p.
- SPENCER, R.J. & I-MING CHOU (Eds.) (1990) Fluid-mineral interactions: a tribute to H.P. Eugster. *The Geochemical Society Special Publication*, **2**, 432 p.
- SUN, S.-S.; NESBITT, R.W.; SHARASKIN, A.Ya. (1979) Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, **44**, 119-138.
- TATSUMOTO, M. HEDGE, C.E.; ENGEL, A.E.J. (1965) Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium and the ratio of strontium-87 to strontium-86 in oceanic tholeiitic basalts. *Science*, **150**, 886-888.
- TAYLOR Jr., H.P. (1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, **69**, 843 - 883.
- TAYLOR Jr., H.P. (1983) Oxygen and hydrogen isotope studies of hydrothermal interactions at submarine and subaerial spreading centers. In: RONA, P.A.; BOSTROM, K; LAUBIER, L.; SMITH, K. L., eds. *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. Nato Conference Series IV, Marine Sciences*, **12**. New York, Plenum Press, 83-140.
- THOMPSON, J.B. (1959) Local equilibrium in metasomatic processes. In: ABLESON, P.H. (Ed.). New York, Wiley & Sons, 427-457.
- THOMPSON, G. (1973) A geochemical study of the low temperature interaction of sea-water and oceanic igneous rock. *EOS Transactions. American Geophysical Union*, **54**, 1015-1019.
- TRÖGER, W.E. (1979) *Optical determination of rock forming minerals. Part 1 - Determinative tables*. Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 194 p. (Translated by Bambauer, H.U.; Taborszky, F. & Trochim, H.D.).
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1960) *Igneous and metamorphic petrology*. New York, McGraw-Hill, 694 p.
- TURNER, F.J. (1981) *Metamorphic petrology*. 2nd. ed.. New York, MacGraw-Hill Book Company Inc. 524 p.

- USDOWSKI, H.E. and BARNES, H.L. (1972) Untersuchungen über das Gleichgewicht zwischen K-Feldspat, Quarz und Muskovit und die Anwendung auf Fragen der Gesteinsbildung bei tieferen Temperaturen. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **36**, 207-219.
- VÁSQUEZ, R.; VENNEMANN, T.W.; KESLER, S.E.; RUSSELL, N. (1998) Carbon and oxygen isotope halos in the host limestone El Mochito Zn-Pb-(Ag) skarn massive sulfide-oxide deposit, Honduras. *Economic Geology*, **93**, 15-31.
- VERPLANCK, P.L.; ANTWEILER, R.C.; NORDSTROM, D.K.; TAYLOR, H.E. (2001) Standard reference water samples for rare earth element determinations. *Applied Geochemistry*, **16**, 231-244.
- WAHLSTROM, E.E. (1969) *Cristalografia óptica*. Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico S.A. Editora da Universidade de São Paulo, 367 p. (Tradução de Franco, R.R.).
- WATANABE, T. (1970) Volcanism and ore genesis. In: TATSUMI, T. (Ed.). *Volcanism and ore genesis*. Tokyo, University of Tokyo Press, 423-432.
- WHITE, D.E. (1974) Diverse origin of hydrothermal ore fluids. *Economic Geology*, **69**, 954-973.
- WINCHERSTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325-343.
- WINKLER, H.G.F. (1977) *Petrogênese das rochas metamórficas*. Porto Alegre, Edgar Blücher Ltda., 254 p. (Tradução de Bugar Jr., C., revisada por Freitas, R.O. de).
- WINKLER, H.G.F. (1979) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5th ed. Berlin, Springer-Verlag, 348 p.
- WINTSCH, R.P. (1975a) Solid-fluid equilibria in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-Al}_2\text{SiO}_5\text{-SiO}_2\text{-HCl}$. *Journal of Petrology*, **16**, 57-79.
- WINTSCH, R.P. (1975b) Muscovite, sillimanite, sanidine, quartz, and H_2O equilibria function of chloride concentration. *American Geophysical Union Transactions*, **56**, 465-466.
- WOOD, D.A.; TARNEY, J.; VARET, J.; SAUNDERS, A.D.; BOUGAULT, H.; JORON, J.-L.; TREUIL, M.; CANN, J.R. (1979) Geochemistry of basalts drilling in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, **42**, 77-97.
- YARDLEY, B.W.D.; MACKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. (1990) *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. London, Longman Scientific & Technical, 120 p.
- ZHARIKOV, V.A., IVANOV, I.P. (1972) Mineral equilibria in a system with completely mobile components. *Geochemistry International*, **9**, 28-41.
- ZHARIKOV, V.A. (1974) New data on experimental studies of the $\text{K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ [in Russian]. Moscow, "Nauka" Press, 160 p.

ANEXO I: Resultados Analíticos das Rochas

Elementos maiores (%).

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
127v	40.95	15.50	15.75	0.30	13.24	8.54	1.08	0.03	1.44	0.15	3.04	100.00
513a	48.92	16.93	11.46	0.17	6.77	12.14	2.08	< 0.01	0.93	0.07	0.55	100.03
194c	46.97	17.91	10.83	0.15	7.73	12.80	1.70	0.11	0.66	0.05	0.66	99.58
260a	48.85	17.79	10.89	0.16	5.51	10.58	3.02	0.08	1.05	0.10	0.81	98.82
194b	50.36	13.51	14.55	0.22	6.60	10.49	2.62	0.07	1.36	0.10	0.53	100.42
484a	48.42	12.69	17.12	0.25	6.55	9.15	2.42	0.08	1.54	0.11	0.45	98.78
123a	47.44	11.09	12.78	0.39	10.52	13.72	0.46	< 0.01	0.79	0.16	1.17	98.53
352a	50.05	13.46	13.71	0.29	10.78	6.81	1.07	0.06	1.32	0.08	0.90	98.55
177	60.20	8.54	10.37	0.45	11.38	6.38	0.19	< 0.01	0.39	0.12	0.91	98.92
507d2	59.55	7.45	7.68	0.67	12.59	8.68	0.15	< 0.01	0.32	0.11	2.06	99.19
440a	58.91	9.54	9.07	0.38	10.53	7.99	0.12	0.11	0.39	0.12	1.53	98.68
302a	64.84	8.79	13.64	0.29	7.86	2.58	< 0.01	< 0.01	0.34	0.15	0.15	98.79
179	48.08	12.95	21.99	0.27	4.11	7.96	0.36	0.02	3.67	0.21	< 0.06	98.92
582d	43.34	14.24	15.97	0.29	9.20	12.18	1.17	0.09	1.36	0.19	0.63	98.65
291c	52.03	6.64	14.79	1.02	10.27	12.21	0.12	0.07	0.25	0.10	1.18	98.68
580b	49.66	15.12	15.25	0.21	9.80	4.99	3.00	0.02	1.31	0.08	0.78	100.22
194b2	57.14	8.49	16.37	0.46	9.52	6.30	0.13	< 0.01	0.31	0.15	0.25	99.12
296b	48.67	9.64	19.92	0.76	10.98	7.83	0.11	< 0.01	0.36	0.18	0.43	98.66
121a	66.20	6.62	12.69	0.39	6.93	5.40	0.05	0.02	0.24	0.12	0.08	98.74
300b	67.93	8.18	10.55	0.22	6.77	4.41	0.04	< 0.01	0.31	0.11	0.33	98.85
35c	63.77	7.68	15.20	0.31	7.34	4.45	0.16	0.05	0.29	0.11	< 0.06	99.29
293b3	64.15	7.53	15.73	0.32	7.28	3.35	0.09	< 0.01	0.31	0.14	0.51	99.33
300a	66.00	8.42	12.35	0.29	7.87	3.29	0.10	0.04	0.34	0.13	0.02	98.84
311a	64.62	7.73	15.88	0.17	7.10	1.80	0.04	0.11	0.30	0.11	0.94	98.80
311f	64.14	8.81	14.45	0.20	8.22	2.60	0.14	< 0.01	0.35	0.14	0.33	99.32
291b	63.48	8.71	13.92	0.30	8.19	3.55	0.05	< 0.01	0.36	0.13	0.09	98.75
176e	71.38	8.39	10.40	0.10	7.39	1.07	0.04	0.14	0.47	0.15	0.61	100.14
109a	68.96	8.73	12.93	0.12	7.76	0.73	0.06	0.02	0.37	0.15	0.19	100.03
100	70.11	8.00	14.31	0.09	5.88	0.54	0.28	< 0.01	0.31	0.13	< 0.06	99.60
580a	50.85	14.81	15.15	0.18	13.14	0.90	0.47	< 0.01	1.21	0.03	1.83	98.52
208	46.50	14.45	16.95	0.19	13.47	1.76	0.44	0.02	1.48	0.02	3.47	98.74
127b	56.43	13.29	11.18	0.13	10.11	3.66	2.98	0.03	1.34	0.12	0.79	100.06
301a	72.27	6.75	11.44	0.15	6.39	1.44	0.10	< 0.01	0.32	0.16	0.89	99.88
311f1	68.40	8.16	11.98	0.05	7.19	0.82	0.20	0.11	0.37	0.18	2.63	100.09
296a	74.26	7.29	10.18	0.07	4.25	0.20	0.24	0.02	0.20	0.08	2.01	98.80
183	73.26	7.90	8.75	0.14	8.21	1.08	0.10	< 0.01	0.29	0.14	0.61	100.47
211a	50.97	12.39	14.87	0.32	12.40	6.80	0.27	< 0.01	0.93	0.07	0.63	99.60
124	72.25	8.19	8.96	0.11	8.51	0.35	0.18	< 0.01	0.66	0.02	0.78	100.03
375c	66.94	9.42	9.45	0.14	8.07	1.35	1.33	0.08	0.39	0.12	1.31	98.60
425c	68.49	8.19	10.46	0.10	7.82	0.13	0.08	0.01	0.40	0.14	4.10	99.92
476a	50.41	13.23	15.78	0.21	6.57	9.87	2.01	0.10	1.40	0.11	1.04	100.75
241	46.11	12.47	20.42	0.26	5.39	10.42	0.69	0.06	2.32	0.13	1.41	99.68
244a	51.67	12.93	13.82	0.26	6.62	9.31	2.16	0.07	1.18	0.10	1.02	99.13
112a	49.44	15.06	9.49	0.16	9.43	13.81	1.56	0.04	0.59	0.05	1.25	100.87
2783b	51.32	14.40	14.35	0.24	7.41	6.92	1.86	0.25	1.29	0.09	1.09	99.23
169a	49.33	14.00	15.40	0.22	7.02	9.94	2.78	0.07	1.25	0.10	0.60	100.70
217a	45.00	14.08	14.55	0.23	12.69	5.73	1.21	0.27	1.31	0.12	2.60	97.80
170b	70.43	8.78	9.01	0.17	8.63	1.35	0.02	< 0.01	0.27	0.12	1.74	100.71
440b	60.84	10.93	9.64	0.23	10.56	4.47	0.03	0.46	0.42	0.10	1.56	99.23
507d1	60.20	8.73	8.00	0.55	12.89	6.58	0.02	0.03	0.29	0.09	1.99	99.37
2756a	68.16	7.41	12.25	0.29	6.84	3.79	0.02	< 0.01	0.33	0.13	0.80	100.00
104a	61.47	9.55	15.84	0.37	8.25	3.93	0.10	0.05	0.37	0.16	0.55	100.65
176d	66.91	7.84	9.42	0.29	9.30	4.51	0.02	< 0.01	0.44	0.12	1.05	99.89
422	65.32	9.44	11.50	0.18	8.79	0.89	0.04	0.01	0.35	0.11	2.55	99.18
110a	55.02	7.42	16.47	0.88	9.51	8.91	0.07	< 0.01	0.27	0.14	1.04	99.70
700i3	64.08	7.33	9.45	0.30	7.13	9.55	0.06	0.06	0.28	0.12	0.96	99.33
700b8	63.08	6.97	10.80	0.40	7.31	9.49	0.04	0.05	0.21	0.10	1.06	99.51
700b7	63.81	6.98	10.20	0.33	7.08	8.60	0.07	0.10	0.23	0.12	1.13	98.64
170a1	65.03	7.11	8.13	0.28	8.38	9.73	0.05	< 0.01	0.29	0.09	1.10	100.20
507a	63.67	7.15	9.03	0.46	9.48	7.80	0.06	0.02	0.25	0.11	1.35	99.39
176a	48.31	14.19	14.54	0.26	8.93	9.95	2.17	0.12	1.15	0.10	0.94	100.65
700b6	66.89	6.90	11.16	0.27	7.61	6.28	0.06	0.06	0.20	0.05	1.33	100.82
700c4	63.13	7.20	11.61	0.45	8.39	5.59	0.04	0.03	0.21	0.14	0.58	100.38
700i2	68.32	8.15	10.75	0.26	7.63	4.57	0.02	0.09	0.29	0.11	0.42	100.62
170a2	72.83	6.75	7.99	0.21	8.29	3.30	< 0.01	< 0.01	0.32	0.09	1.15	100.91
1100	65.97	9.45	14.16	0.16	8.04	1.62	0.10	< 0.01	0.32	0.14	0.45	100.39
700c2	63.85	8.47	13.05	0.36	8.78	4.39	< 0.01	0.02	0.3	0.12	0.37	99.70
700c5	66.87	7.89	11.73	0.37	7.98	4.66	0.03	0.03	0.23	0.11	0.40	100.29
700c3	63.65	8.13	12.64	0.47	9.01	4.57	< 0.01	0.02	0.24	0.13	0.36	99.23
110b	70.84	8.25	12.04	0.06	6.72	0.43	0.06	0.02	0.35	0.11	0.62	99.50
32a	68.76	8.63	14.25	0.09	6.04	0.38	0.18	< 0.01	0.31	0.12	0.38	99.12
101a	66.36	9.36	15.38	0.09	6.49	0.41	0.24	0.03	0.29	0.12	0.24	99.00
110f	63.96	10.97	14.15	0.09	8.22	0.55	0.03	0.03	0.41	0.14	0.84	99.40
700h	68.01	8.94	12.29	0.20	7.72	0.72	0.02	0.04	0.35	0.14	0.84	99.28
110e	68.04	10.15	10.96	0.10	8.77	0.32	0.04	0.22	0.40	0.14	1.10	100.24
700c1	67.14	8.61	11.70	0.13	8.44	2.64	0.03	0.03	0.32	0.12	0.90	100.04
307	66.44	8.59	15.32	0.19	6.73	0.84	0.10	0.02	0.33	0.11	0.35	99.02
700i1	69.63	7.65	9.33	0.14	7.32	2.45	0.03	1.43	0.30	0.09	1.39	99.75
417b	52.34	7.74	7.86	0.76	11.57	15.20	0.05	0.49	0.28	0.09	2.84	99.22
489a	28.95	18.13	19.28	0.27	18.26	0.59	0.03	< 0.01	2.09	0.08	11.30	98.97
159f	56.40	8.94	3.16	0.28	12.55	14.58	0.12	1.35	0.34	0.14	1.94	99.78
Medbas	49.50	14.25	14.72	0.22	6.56	10.38	2.21	0.13	1.25	0.10	0.94	98.99
Medinter	64.36	14.84	8.26	0.20	6.28	1.05	0.86	3.10	0.72	0.10	1.70	101.49

Elementos traços (ppm).

Amostra	V	Cr	Co	Ni	Ga	Ge	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
127v	407.78	97.82	25.02	22.12	9.07	<1.00	26.37	77.04	1.18	7.19	5.70	2.31	11.11	2.90	1.03	4.01	0.65
513a	235.07	81.32	63.96	89.11	16.35	1.41	13.75	41.93	<0.80	2.65	5.73	0.96	4.87	1.52	0.61	1.96	0.35
194c	208.05	89.69	71.23	169.01	19.73	1.70	13.45	46.44	<0.80	2.43	5.60	0.88	4.36	1.34	0.62	1.82	0.33
260a	228.47	57.92	53.48	37.71	18.31	1.45	25.76	96.61	2.22	6.69	13.73	2.25	10.44	3.00	1.03	3.91	0.67
194b	363.46	70.01	38.62	27.73	14.14	<1.00	21.64	60.79	1.98	4.70	10.47	1.71	8.48	2.50	1.01	3.27	0.56
484a	402.11	23.37	88.14	46.80	16.99	1.38	30.84	85.23	2.82	4.35	10.94	1.84	9.59	2.95	0.98	4.06	0.74
123e	279.21	70.51	58.99	85.37	16.08	2.43	40.16	52.36	1.33	6.30	9.17	2.46	12.53	3.97	1.55	5.43	0.98
352a	421.39	118.32	43.94	28.16	14.09	1.57	27.09	73.33	2.58	1.73	5.76	1.22	7.12	2.59	1.05	3.57	0.66
177	41.36	41.96	29.16	29.12	11.95	3.58	17.38	135.38	9.23	18.53	42.03	4.28	16.19	3.30	0.73	3.72	0.53
507d2	35.35	37.77	31.25	24.56	12.69	3.11	15.25	105.91	5.66	23.57	50.87	5.29	20.09	3.65	0.89	3.93	0.51
440a	29.62	39.88	27.67	26.91	12.96	3.29	14.37	109.90	6.56	26.74	56.90	6.13	22.93	4.03	0.83	3.77	0.49
302a	43.82	67.72	33.14	44.66	8.74	2.14	12.08	104.98	4.97	16.40	34.78	3.49	12.75	2.42	0.62	2.62	0.39
179	152.39	<20.00	93.20	<20.00	23.69	2.35	37.40	144.84	7.27	7.88	18.23	2.91	14.40	4.19	1.55	5.56	0.99
582d	367.62	119.82	70.56	76.28	20.28	2.10	29.19	87.26	2.52	4.18	9.67	1.62	8.27	2.79	0.95	3.95	0.71
291c	20.35	29.97	17.54	60.37	9.34	3.34	20.18	69.39	3.97	14.26	30.70	3.30	12.79	2.40	0.52	2.56	0.40
580b	356.13	112.91	67.92	59.79	15.77	1.08	22.79	74.86	2.38	3.14	8.18	1.36	7.04	2.25	0.74	3.09	0.57
194b2	29.18	24.66	31.42	<20.00	12.64	4.79	23.27	102.69	5.30	23.76	52.17	5.51	21.40	4.12	0.90	4.41	0.66
296b	20.63	31.88	26.00	27.86	13.33	5.11	24.13	111.96	8.19	27.79	64.05	6.39	24.23	4.51	0.92	4.71	0.67
121a	25.95	<20.00	30.89	<20.00	8.99	2.14	15.04	76.33	4.79	13.05	29.47	3.10	12.06	2.46	0.51	2.77	0.42
300b	86.26	47.06	40.66	<20.00	12.01	2.72	17.21	87.48	8.26	24.27	53.60	5.61	21.00	3.99	0.83	3.85	0.54
35c	25.05	30.27	46.55	41.15	12.77	4.17	18.35	133.21	7.88	25.25	57.65	5.88	21.76	4.00	0.78	3.91	0.55
293b3	22.43	32.70	37.94	<20.00	12.58	4.90	24.74	116.24	6.05	21.55	50.80	5.10	19.48	4.06	0.83	4.36	0.72
300a	31.28	33.53	46.93	<20.00	12.80	3.84	17.40	125.96	7.32	23.25	53.80	5.43	19.98	3.69	0.80	3.74	0.56
311a	34.82	32.32	37.45	<20.00	10.73	2.63	18.89	107.56	7.20	21.15	49.59	5.08	18.97	3.75	0.89	4.10	0.65
311f	41.23	36.10	55.23	<20.00	14.62	4.70	16.90	117.16	8.00	21.78	50.30	5.14	19.07	3.75	0.80	3.75	0.58
291b	38.30	83.86	58.60	142.14	16.60	5.31	23.77	117.07	10.68	23.81	48.92	5.77	22.42	4.81	1.11	5.59	0.89
176e	44.32	57.06	76.23	<20.00	14.08	3.74	12.62	122.91	16.88	12.55	27.33	3.06	11.61	2.19	0.46	2.42	0.38
109a	36.16	39.22	61.59	<20.00	15.20	5.42	18.92	129.21	7.54	10.54	23.10	2.45	9.72	2.08	0.49	2.36	0.44
100	30.67	38.75	113.67	20.98	15.26	5.95	20.53	118.16	12.31	19.78	42.54	4.86	18.21	3.63	0.82	3.66	0.60
580a	344.55	115.17	62.54	41.40	19.13	1.48	16.74	63.87	2.09	1.75	5.34	1.07	5.69	1.94	0.66	2.52	0.48
208	398.84	134.89	62.33	75.00	19.38	1.98	40.83	82.54	3.03	10.22	7.16	4.26	20.28	5.90	1.96	6.85	1.19
127b	313.26	109.96	68.21	26.40	15.36	1.71	22.67	76.73	2.63	3.81	7.04	1.56	7.99	2.47	0.69	3.26	0.63
301a	30.49	37.21	128.04	<20.00	11.63	4.08	13.78	118.79	15.82	19.91	46.24	4.78	17.52	3.23	0.70	3.17	0.50
311i	39.41	34.47	33.03	<20.00	14.90	2.68	19.08	120.07	7.74	17.95	41.87	4.48	17.04	3.32	0.69	3.27	0.54
296a	49.37	21.23	59.42	<20.00	11.13	3.25	19.76	77.94	4.08	22.54	48.90	5.43	20.81	3.64	0.72	3.67	0.54
183	38.99	28.74	51.34	<20.00	11.47	3.69	13.52	94.71	6.16	14.99	34.61	3.55	13.23	2.49	0.56	2.49	0.39
211a	302.21	83.66	61.85	34.22	16.78	1.92	41.63	58.24	1.37	6.77	4.13	2.41	12.38	3.55	1.33	5.20	0.97
124	217.95	72.12	83.39	<20.00	12.27	1.89	12.11	49.17	1.14	2.80	4.69	0.87	4.00	1.05	0.28	1.32	0.25
375c	43.14	61.41	44.93	<20.00	15.02	1.56	19.87	110.86	7.78	13.92	31.23	3.81	14.50	3.07	0.92	3.21	0.55
425c	43.36	70.00	33.05	<20.00	13.24	3.52	41.81	115.28	10.20	45.40	20.34	10.39	39.78	7.22	1.48	7.64	1.04
476a	342.24	31.64	57.07	104.13	14.29	1.26	22.98	64.88	2.56	4.48	11.36	1.75	8.32	2.55	1.08	3.61	0.65
241	553.08	<20.00	66.86	98.92	15.76	1.62	29.84	88.05	3.74	5.64	14.11	2.17	10.63	3.26	1.29	4.72	0.85
244a	311.79	28.08	61.56	95.51	12.99	1.68	21.12	56.49	1.75	4.25	10.26	1.60	7.59	2.32	0.91	3.25	0.59
112a	197.36	504.29	45.81	180.83	10.42	1.24	9.73	24.38	<0.80	1.60	4.05	0.64	3.09	1.03	0.47	1.54	0.28
2783b	355.11	111.36	54.81	80.13	14.80	1.68	23.54	60.87	2.28	9.00	11.44	1.66	7.98	2.41	0.88	3.44	0.62
169a	344.99	92.37	58.09	105.66	16.51	1.60	21.80	56.69	2.25	3.53	8.87	1.43	6.99	2.24	0.97	3.05	0.56
217a	340.87	117.77	59.53	79.14	15.09	1.95	20.05	68.74	2.56	6.07	9.67	1.84	7.84	2.04	0.72	2.94	0.51
170b	38.09	29.83	37.12	20.62	10.42	2.40	11.88	66.70	4.74	22.04	50.48	5.20	18.33	3.35	0.75	3.41	0.45
440b	36.07	48.07	37.62	<20.00	13.69	3.26	9.61	117.85	7.85	28.29	63.46	6.50	22.94	3.93	0.92	3.51	0.41
507d1	28.38	32.47	25.77	<20.00	11.62	2.16	9.86	84.31	4.08	23.76	53.58	5.34	18.69	3.24	0.84	3.20	0.42
2758a	29.51	27.09	27.26	<20.00	10.58	3.19	12.49	100.64	6.01	10.77	26.17	2.59	9.36	1.90	0.45	2.25	0.37
104a	36.96	36.63	34.94	<20.00	12.61	4.17	21.18	104.76	8.09	25.71	54.75	6.28	22.26	4.05	0.90	4.54	0.67
176d	37.63	53.41	55.03	<20.00	11.51	2.67	15.71	114.08	9.87	22.36	52.95	5.27	19.15	3.72	0.89	3.97	0.57
422	45.61	49.28	39.84	<20.00	12.68	3.03	17.24	95.78	7.35	20.87	50.58	5.04	18.01	3.59	0.93	4.37	0.66
110a	28.79	28.51	18.86	24.34	10.39	3.44	29.32	84.15	5.71	25.45	45.07	6.35	23.57	4.69	1.17	5.65	0.83
700i3	25.77	24.96	45.55	22.95	9.98	3.00	49.75	92.54	7.07	26.75	46.79	5.52	21.49	4.09	0.94	5.76	0.78
700b8	24.06	23.43	20.74	<20.00	9.07	1.94	78.46	71.03	5.31	88.44	48.83	23.26	91.58	17.77	3.95	20.12	2.71
700b7	33.34	23.65	33.81	22.13	11.11	3.92	68.36	77.58	3.88	116.69	47.21	31.16	121.42	21.16	4.39	21.87	2.65
170a1	41.74	43.79	29.11	26.46	11.27	3.39	28.31	75.13	6.71	33.45	77.02	7.88	28.30	5.25	1.12	5.44	0.76
507a	36.72	38.54	25.63	23.89	10.62	2.26	21.43	70.95	4.67	28.79	67.16	6.78	24.67	4.56	1.08	4.67	0.64
176a	301.30	103.34	62.09	52.67	15.27	2.20	23.10	60.77	2.34	6.87	10.26	2.34	10.26	2.85	1.08	3.76	0.65
700b6	33.39	22.97	76.56	<20.00	9.41	2.86	30.92	76.59	2.64	29.79	53.55	7.28	27.21	5.38	1.19	6.00	0.90
700c4	40.05	20.90	31.37	<20.00	9.97	3.30	26.88	76.33	2.94	25.51	47.50	5.80	21.36	3.91	1.05	4.60	0.62
700i2	18.68	27.56	35.78	<20.00	8.08	2.99	25.08	87.14	3.90	55.28	129.17	12.22	43.72	7.62	1.39	7.26	0.90
170a2	32.83	38.00	30.05	<20.00	7.72	2.27	8.32	77.14	3.96	10.14	23.63	2.33	8.40	1.69	0.38	2.07	0.29
1100	33.18	30.73	32.55	<20.00	10.80	3.30	18.24	119.51	4.92	23.76	55.12	5.42	19.36	3.47	0.73	3.89	0.56
700c2	28.86	26.01	38.74	<20.00	8.64	2.80	19.78	86.82	6.46	24.20	55.71	5.31	18.96	3.50	0.74	3.81	0.55
700c5	16.97	21.55	32.90	<20.00	7.46	2.49	21.49	68.45	3.44	26.21	60.09	5.76	20.74	3.66	0.74	4.04	0.53
700c3	25.04	24.70	31.81														

Elementos traços (ppm).

Amostra	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	C	S	Li	Be	B	Cu	Zn
127v	4.51	1.00	3.22	0.52	3.57	0.56	2.09	0.42	0.25	0.11	0.03	0.01	25.90	0.10	7.00	125.00	43.60
513a	2.29	0.49	1.51	0.23	1.41	0.21	1.26	0.71	0.31	< 0.1	< 0.01	< 0.01	7.10	0.20	10.00	213.00	18.70
194c	2.19	0.45	1.43	0.21	1.37	0.21	1.33	0.60	0.38	< 0.1	< 0.01	< 0.01	5.80	0.20	6.00	117.00	5.90
260a	4.39	0.93	2.85	0.42	2.71	0.40	2.97	0.83	0.96	0.23	< 0.01	< 0.01	28.70	0.20	6.00	73.90	31.50
194b	3.61	0.76	2.31	0.35	2.23	0.33	1.90	0.68	0.83	0.20	0.01	< 0.01	5.30	0.10	5.00	178.00	28.90
484a	4.90	1.06	3.26	0.51	3.24	0.49	2.50	0.72	0.35	0.18	< 0.01	0.26	5.90	0.10	48.00	337.00	27.30
123a	6.58	1.39	4.28	0.65	4.09	0.62	1.66	0.58	0.24	< 0.1	0.07	< 0.01	7.90	0.50	48.00	22.00	12.00
352a	4.54	0.99	3.06	0.49	3.15	0.50	2.54	0.74	0.34	0.12	0.03	< 0.01	3.20	0.30	7.00	160.00	3.60
177	3.19	0.61	1.84	0.26	1.70	0.26	4.13	1.44	8.18	1.00	0.01	0.03	4.00	1.20	5.00	27.10	13.30
507d2	2.94	0.53	1.49	0.22	1.40	0.20	3.72	1.21	7.12	1.57	0.16	< 0.01	21.90	0.60	10.00	13.50	12.70
440a	2.52	0.50	1.52	0.23	1.60	0.23	3.68	1.16	8.22	0.95	0.10	< 0.01	24.80	0.70	4.00	2.40	12.70
302a	2.19	0.42	1.20	0.16	0.98	0.14	2.64	1.27	5.57	0.91	0.01	< 0.01	11.50	0.90	2.00	1.20	1.30
179	6.56	1.36	4.13	0.59	3.99	0.61	4.38	1.75	1.23	0.29	< 0.01	0.13	4.50	0.40	2.00	121.00	27.20
582d	4.83	1.04	3.23	0.47	3.14	0.47	2.67	0.69	0.36	0.11	0.03	< 0.01	11.50	0.20	47.00	169.00	21.50
291c	2.38	0.51	1.59	0.23	1.50	0.22	2.02	0.83	4.28	0.59	0.20	< 0.01	1.80	0.80	4.00	2.00	4.30
580b	3.91	0.84	2.62	0.38	2.61	0.40	2.29	0.82	0.31	0.10	< 0.01	0.09	23.90	0.20	4.00	130.00	29.60
194b2	3.68	0.77	2.27	0.33	2.10	0.30	2.92	1.10	5.42	0.56	0.01	< 0.01	4.30	2.70	3.00	0.90	4.20
296b	3.85	0.78	2.23	0.31	1.92	0.25	3.54	1.14	7.22	0.77	< 0.01	0.01	4.70	1.20	3.00	1.30	7.10
121a	2.36	0.46	1.25	0.16	0.97	0.13	2.17	1.32	4.69	0.59	0.02	< 0.01	3.60	0.90	4.00	0.70	3.00
300b	2.96	0.57	1.66	0.24	1.62	0.23	3.12	1.77	7.05	0.84	0.02	< 0.01	8.30	0.70	46.00	1.70	12.00
35c	3.08	0.61	1.79	0.27	1.75	0.26	3.71	1.47	7.59	1.05	0.03	0.25	1.50	0.90	48.00	58.00	3.20
293b3	4.19	0.82	2.39	0.33	1.98	0.26	3.24	1.26	6.70	0.77	0.02	< 0.01	5.40	1.60	4.00	1.60	6.00
300a	3.07	0.60	1.74	0.25	1.54	0.22	3.71	1.64	7.67	1.05	0.02	< 0.01	6.10	0.90	3.00	0.20	0.90
311a	3.54	0.67	1.79	0.25	1.52	0.21	4.07	1.50	7.03	0.99	0.02	< 0.01	26.10	2.20	4.00	12.40	12.40
311f	3.29	0.62	1.71	0.24	1.48	0.21	4.25	1.80	8.17	1.00	0.03	< 0.01	16.30	0.90	3.00	< 0.1	5.20
291b	5.11	1.01	2.98	0.41	2.36	0.34	5.12	1.95	9.89	1.25	0.03	< 0.01	8.00	0.90	3.00	0.90	3.60
176e	2.44	0.53	1.60	0.24	1.51	0.23	4.44	2.75	8.54	1.25	0.04	< 0.01	26.90	0.40	3.00	3.50	23.50
109a	2.78	0.62	2.01	0.31	2.10	0.33	4.67	1.83	9.74	1.04	0.02	< 0.01	15.50	< 0.1	47.00	55.70	5.60
100	3.56	0.74	2.30	0.36	2.39	0.33	3.85	3.20	7.54	1.03	0.02	< 0.01	17.00	1.00	5.00	9.50	13.10
580a	3.16	0.66	2.08	0.33	2.36	0.36	2.40	0.76	0.39	0.10	0.04	< 0.01	83.00	0.40	3.00	55.60	24.70
208	7.32	1.49	4.29	0.60	3.77	0.53	2.87	0.57	0.43	0.23	0.03	< 0.01	14.10	0.20	4.00	224.00	6.90
127b	4.24	0.94	2.98	0.45	3.04	0.45	2.51	0.96	0.44	0.20	< 0.01	< 0.01	9.70	< 0.1	3.00	74.00	8.00
301a	2.97	0.62	1.91	0.28	1.87	0.28	3.63	4.10	7.27	1.40	0.03	< 0.01	17.20	0.30	2.00	1.70	8.60
311i	3.23	0.69	2.06	0.31	2.02	0.31	4.02	1.48	7.15	0.71	< 0.01	0.22	18.50	0.60	3.00	11.60	34.00
296a	3.15	0.65	1.83	0.25	1.50	0.20	2.28	1.99	4.10	0.67	0.02	< 0.01	17.10	0.40	46.00	7.70	26.60
183	2.19	0.44	1.31	0.19	1.20	0.18	2.72	1.60	6.11	0.65	0.04	< 0.01	11.00	0.30	50.00	3.20	10.10
211a	5.97	1.30	3.69	0.48	2.73	0.37	1.85	0.66	0.25	0.12	0.03	< 0.01	5.60	0.20	8.00	29.00	6.40
124	1.49	0.33	0.98	0.14	0.95	0.16	1.47	1.50	0.27	< 0.1	0.03	< 0.01	17.10	< 0.1	7.00	70.80	5.80
375c	3.42	0.72	2.20	0.34	2.32	0.35	4.14	1.68	8.55	2.37	0.02	< 0.01	27.70	0.20	5.00	1.40	13.50
425c	5.75	1.14	3.11	0.41	2.34	0.32	3.43	1.40	7.06	0.79	0.03	< 0.01	28.50	0.60	3.00	170.00	103.00
476a	4.40	0.89	2.66	0.38	2.46	0.39	1.85	0.53	0.33	0.10	0.05	0.04	9.80	0.20	5.00	193.00	65.40
241	5.70	1.15	3.41	0.50	3.18	0.49	2.53	0.77	0.51	0.15	0.08	1.32	13.00	0.10	4.00	467.00	31.20
244a	3.89	0.78	2.30	0.33	2.05	0.31	1.60	0.66	0.36	< 0.1	0.07	< 0.01	9.00	0.10	46.00	204.00	21.90
112a	1.88	0.38	1.15	0.17	1.03	0.16	0.69	0.26	0.15	0.08	0.06	< 0.01	4.50	0.10	5.00	88.20	6.20
2783b	4.35	0.88	2.59	0.38	2.44	0.37	1.76	0.45	0.30	0.10	0.03	< 0.01	12.80	0.40	5.00	64.70	31.50
169a	3.94	0.80	2.39	0.34	2.24	0.36	1.59	0.40	0.28	< 0.1	0.02	0.14	2.90	< 0.1	5.00	162.00	27.90
217a	3.54	0.77	2.37	0.35	2.31	0.39	2.03	0.49	0.34	0.17	0.03	< 0.01	34.00	0.10	4.00	112.00	40.20
170b	2.42	0.46	1.23	0.17	1.02	0.15	1.82	1.07	6.10	0.76	0.03	< 0.01	18.50	0.60	4.00	1.20	33.30
440b	1.95	0.34	0.96	0.14	0.89	0.13	3.39	1.33	10.56	1.12	0.10	< 0.01	58.90	0.50	46.00	2.30	14.10
507d1	2.02	0.38	0.94	0.13	0.75	0.11	2.25	0.65	6.89	0.86	0.10	< 0.01	17.40	0.60	48.00	30.90	15.00
2756a	2.13	0.45	1.27	0.19	1.27	0.19	2.79	0.96	6.52	0.88	0.10	< 0.01	7.30	0.70	6.00	4.20	7.40
104a	3.74	0.73	1.95	0.27	1.61	0.21	3.03	1.24	7.73	0.94	0.02	< 0.01	3.30	1.10	6.00	< 0.1	6.50
176d	3.07	0.60	1.53	0.23	1.46	0.20	3.21	1.62	7.92	1.22	0.04	0.07	4.30	0.80	4.00	60.70	16.30
422	3.43	0.63	1.41	0.17	0.99	0.12	2.72	1.29	7.39	0.86	0.02	0.08	28.10	0.50	7.00	68.60	48.50
110a	4.86	1.04	3.01	0.45	2.96	0.41	2.45	0.85	5.95	0.63	0.04	< 0.01	3.10	0.50	3.00	1.40	8.30
700i3	4.66	1.06	3.13	0.43	2.53	0.38	2.62	1.36	6.10	0.83	0.05	< 0.01	1.70	1.10	3.00	4.80	4.10
700b8	15.38	3.24	9.02	1.36	9.60	1.43	2.24	0.86	5.02	0.68	0.04	< 0.01	4.00	0.80	47.00	2.10	9.40
700b7	14.82	3.04	8.63	1.39	10.61	1.66	2.26	0.89	5.03	0.64	0.05	< 0.01	7.80	0.70	5.00	24.80	9.70
170a1	4.40	0.93	2.57	0.37	2.47	0.33	2.02	1.00	5.18	0.87	0.07	< 0.01	1.20	0.70	5.00	159.00	12.70
507a	3.45	0.70	1.93	0.28	1.80	0.25	1.95	1.04	4.91	0.65	0.07	0.06	3.80	0.80	2.00	170.00	15.80
176a	4.05	0.87	2.41	0.36	2.33	0.36	1.76	0.83	0.67	0.15	0.04	0.01	12.10	0.20	3.00	176.00	22.90
700b6	5.01	1.04	2.84	0.42	2.79	0.41	2.02	1.47	4.60	0.54	0.05	< 0.01	9.50	0.90	4.00	74.90	18.00
700c4	3.46	0.79	2.28	0.34	2.21	0.34	1.81	0.82	3.86	0.64	0.03	< 0.01	2.80	0.60	46.00	0.50	1.50
700i2	4.52	0.90	2.39	0.34	2.03	0.27	2.25	1.06	8.04	0.99	0.03	< 0.01	4.50	0.50	48.00	177.00	4.40
170a2	1.53	0.30	0.76	0.11	0.73	0.11	1.78	1.03	6.51	0.82	0.05	< 0.01	8.00	0.70	5.00	27.10	17.30
1100	3.03	0.64	1.73	0.24	1.53	0.21	2.95	1.19	6.02	0.68	0.02	< 0.01	12.00	0.40	4.00	0.70	7.30
700c2	3.29	0.73	2.03	0.28	1.74	0.24	2.29	1.31	6.68	0.83	0.02	< 0.01	4.00	0.50	4.00	0.90	3.60
700c5	2.90	0.60	1.54	0.21	1.24	0.17	1.77	0.96	4.80	0.58	0.04	< 0.01	3.20	0.80	4.00	0.90	3.60
700c3	2.53	0.55	1.51	0.20	1.27	0.18	1.94	0.88	4.96	0.68	< 0.01	< 0.01	2.80	0.60	5.00	0.50	2.60
110b	2.31	0.49	1.36	0.20	1.30	0.18	2.19	1.58	6.19	1.16	0.03	0.01	19.30	< 0.1	4.00	10.70	11.60
32a	2.90	0.60	1.71	0.26	1.56	0.22	2.38	1.78	6.11	0.97	0.02						

Elementos traços (ppm) (*ppb).

Amostra	As	Se	Rb	Sr	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	W	Re	Au*	Ti	Pb	Bi	Sc
127v	0.80	0.40	0.80	12.80	0.18	0.62	< 0.1	< 0.02	0.38	0.08	0.03	0.60	26.30	63.00	0.001	< 0.2	< 0.02	5.31	5.72	5.05
513a	0.50	0.40	< 0.1	167.00	0.15	0.38	0.20	< 0.02	0.13	0.10	< 0.02	< 0.1	23.90	153.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	1.56	0.54	8.29
194c	1.20	< 0.1	0.70	176.00	< 0.01	0.16	< 0.1	< 0.02	0.10	0.05	< 0.02	< 0.1	32.50	124.00	0.002	< 0.2	< 0.02	1.03	0.12	2.29
260a	0.70	0.30	1.70	69.80	0.02	0.10	< 0.1	0.03	0.35	0.14	< 0.02	< 0.1	30.00	139.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	1.27	0.18	14.27
194b	0.50	0.40	1.00	13.50	0.10	0.11	< 0.1	0.03	0.18	0.09	< 0.02	< 0.1	17.10	107.00	0.002	< 0.2	< 0.02	0.72	< 0.02	12.54
484a	< 0.1	1.10	0.40	3.40	0.12	0.06	0.20	< 0.02	0.06	0.03	0.05	< 0.1	8.10	169.00	0.004	< 0.2	0.04	0.20	< 0.02	8.87
123a	1.50	0.30	8.90	80.70	0.63	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.10	0.02	0.04	5.30	25.00	122.00	0.002	< 0.2	0.03	20.20	< 0.02	3.73
352a	4.20	0.20	2.10	25.20	6.02	0.05	< 0.1	< 0.02	< 0.05	0.03	0.04	0.30	15.90	153.00	0.006	< 0.2	< 0.02	20.20	0.26	1.18
177	6.50	0.40	0.70	62.80	0.14	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.28	0.11	< 0.02	< 0.1	3.80	215.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	6.35	0.04	0.65
507d2	2.20	0.40	< 0.1	74.10	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.36	0.09	< 0.02	0.30	7.30	157.00	0.002	< 0.2	< 0.02	4.74	6.08	0.66
440a	3.30	0.30	8.20	75.20	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.31	0.03	< 0.02	0.40	29.60	177.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	7.00	0.62	1.12
302a	0.90	0.40	0.40	33.00	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.12	< 0.02	0.07	0.40	53.00	312.00	0.004	< 0.2	< 0.02	2.89	0.19	1.11
179	< 0.1	0.50	< 0.1	104.00	0.12	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.11	< 0.02	< 0.02	< 0.1	14.50	297.00	0.004	< 0.2	< 0.02	6.76	< 0.02	7.51
582d	1.40	0.30	0.50	145.00	< 0.01	0.07	< 0.1	< 0.02	0.10	0.03	< 0.02	< 0.1	11.90	114.00	0.002	< 0.2	< 0.02	1.57	< 0.02	10.06
291c	1.70	0.40	< 0.1	71.60	0.23	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.26	0.12	< 0.02	< 0.1	8.80	163.00	0.002	< 0.2	< 0.02	1.13	< 0.02	0.83
580b	< 0.1	0.70	0.20	13.90	0.02	< 0.05	< 0.1	0.03	0.18	0.03	< 0.02	0.20	19.90	143.00	0.004	< 0.2	0.04	0.38	< 0.02	21.82
194b2	0.50	0.40	< 0.1	48.20	0.07	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.15	< 0.02	< 0.02	0.10	10.80	158.00	0.002	< 0.2	< 0.02	7.15	< 0.02	2.08
296b	1.30	0.40	< 0.1	80.20	0.08	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.13	< 0.02	0.06	< 0.1	6.80	117.00	0.001	< 0.2	< 0.02	4.49	< 0.02	1.34
121a	< 0.1	0.40	< 0.1	59.60	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	< 0.05	< 0.02	< 0.02	< 0.1	10.00	257.00	0.001	< 0.2	< 0.02	2.11	< 0.02	1.07
300b	3.90	0.30	0.10	47.20	0.59	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.30	0.23	< 0.02	< 0.1	5.20	346.00	0.001	< 0.2	< 0.02	2.98	1.38	0.72
35c	1.70	0.90	< 0.1	80.90	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.06	0.07	0.63	< 0.1	5.20	217.00	0.002	< 0.2	< 0.02	7.06	0.12	0.72
293b3	0.40	0.40	< 0.1	37.50	0.23	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.17	0.05	0.61	< 0.1	5.80	220.00	0.001	< 0.2	< 0.02	5.36	0.17	1.21
300a	< 0.1	0.20	< 0.1	45.00	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	< 0.05	0.03	0.10	< 0.1	18.50	265.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	2.82	< 0.02	0.89
311a	< 0.1	0.30	2.10	34.60	0.06	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.11	0.02	0.08	0.70	18.20	299.00	0.001	< 0.2	< 0.02	4.79	< 0.02	1.53
311f	< 0.1	0.30	0.40	40.00	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.06	0.03	< 0.02	0.10	10.40	226.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	4.49	< 0.02	1.51
291b	< 0.1	0.20	< 0.1	53.70	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.16	0.09	< 0.02	0.20	35.80	214.00	0.001	< 0.2	< 0.02	4.65	< 0.02	0.94
176e	< 0.1	0.30	10.70	12.90	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.26	0.03	< 0.02	0.60	65.40	341.00	< 0.001	< 0.2	0.05	3.30	< 0.02	1.52
109a	< 0.1	0.30	0.80	1.60	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	< 0.05	< 0.02	0.06	0.30	13.90	354.00	0.003	< 0.2	< 0.02	0.70	< 0.02	2.83
100	< 0.1	0.20	< 0.1	2.60	0.02	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.19	0.04	0.06	< 0.1	43.00	541.00	0.002	< 0.2	< 0.02	4.58	1.83	3.07
580a	< 0.1	0.20	< 0.1	4.40	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.08	0.02	< 0.02	0.80	15.50	99.50	< 0.001	< 0.2	< 0.02	0.74	0.72	10.38
208	0.90	0.40	< 0.1	18.20	< 0.01	< 0.05	0.20	< 0.02	0.07	0.04	0.05	0.20	27.30	48.00	0.002	< 0.2	< 0.02	9.62	1.97	3.46
127b	0.50	0.20	0.50	8.30	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.16	0.08	< 0.02	0.20	10.50	188.00	0.001	< 0.2	< 0.02	6.25	0.61	4.22
301a	< 0.1	< 0.1	1.50	42.70	0.02	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.16	0.03	< 0.02	0.60	5.70	994.00	0.002	< 0.2	< 0.02	3.03	0.33	1.52
311f1	1.50	0.60	1.30	11.10	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.09	< 0.02	0.21	0.80	6.60	244.00	0.002	< 0.2	0.05	5.78	0.29	2.52
296a	< 0.1	0.20	0.20	1.20	0.02	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.10	< 0.02	< 0.02	< 0.1	22.40	508.00	0.002	< 0.2	< 0.02	0.52	0.14	2.44
183	1.00	0.40	< 0.1	12.60	0.18	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.07	< 0.02	< 0.02	< 0.1	4.30	279.00	0.002	< 0.2	< 0.02	2.88	< 0.02	0.71
211a	2.10	0.50	< 0.1	88.30	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	< 0.05	< 0.02	< 0.02	< 0.1	6.90	106.00	0.001	< 0.2	< 0.02	53.90	< 0.02	3.75
124	0.30	0.20	0.20	4.10	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.10	0.07	< 0.02	0.70	9.90	331.00	0.002	< 0.2	< 0.02	5.44	< 0.02	3.23
375c	< 0.1	0.30	3.40	2.90	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.32	0.06	< 0.02	1.10	52.40	198.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	1.71	5.05	1.38
425c	1.50	0.60	0.10	1.70	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.27	0.02	< 0.02	< 0.1	35.20	139.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	0.50	1.35	3.35
476a	1.10	0.20	0.90	41.10	0.05	< 0.05	0.10	0.04	0.18	0.05	< 0.02	< 0.1	7.50	81.40	0.003	< 0.2	0.03	0.21	0.37	24.05
241	0.10	3.70	< 0.1	73.80	0.02	0.12	0.20	< 0.02	0.14	0.07	0.03	< 0.1	14.30	155.00	0.003	< 0.2	< 0.02	5.67	0.24	13.72
244a	2.40	0.10	0.40	14.50	< 0.01	0.06	< 0.1	< 0.02	0.06	0.06	< 0.02	0.10	18.90	161.00	0.001	< 0.2	< 0.02	0.73	0.19	8.79
112a	5.40	0.40	0.20	96.00	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.16	0.14	< 0.02	0.80	22.20	62.40	< 0.001	< 0.2	< 0.02	1.58	0.04	6.34
2783b	6.30	0.20	8.10	17.30	< 0.01	< 0.05	0.20	0.03	0.17	0.06	0.04	0.50	17.70	87.80	0.001	< 0.2	0.06	2.41	0.04	16.01
169a	4.00	0.70	0.30	14.30	0.11	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.05	0.03	< 0.02	< 0.1	3.80	75.10	0.001	< 0.2	< 0.02	0.28	< 0.02	9.46
217a	5.10	0.40	24.10	81.90	< 0.01	< 0.05	0.10	< 0.02	0.22	0.05	< 0.02	16.40	59.10	71.40	0.001	< 0.2	0.20	32.10	< 0.02	9.99
170b	< 0.1	0.30	0.40	13.10	0.16	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.36	0.05	< 0.02	< 0.1	24.30	214.00	0.002	< 0.2	< 0.02	4.93	5.47	1.57
440b	2.10	0.10	16.00	62.20	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.42	0.10	< 0.02	0.80	71.90	145.00	0.002	< 0.2	0.08	7.95	0.91	1.71
507d1	4.60	0.30	0.10	70.00	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.12	0.04	< 0.02	0.30	9.90	92.90	0.001	< 0.2	< 0.02	8.11	0.44	0.97
2756a	4.30	0.20	0.40	50.30	< 0.01	0.27	< 0.1	< 0.02	0.07	0.03	< 0.02	0.70	5.80	158.00	0.002	< 0.2	< 0.02	6.51	0.12	0.95
104a	2.50	0.50	0.30	46.70	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	< 0.05	< 0.02	< 0.02	0.20	12.20	189.00	0.001	< 0.2	< 0.02	7.11	< 0.02	1.43
176d	1.00	0.50	< 0.1	38.80	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.07	< 0.02	< 0.02	< 0.1	4.60	218.00	0.001	< 0.2	< 0.02	5.37	< 0.02	1.08
422	3.00	0.60	< 0.1	12.10	< 0.01	< 0.05	0.20	< 0.02	0.10	< 0.02	0.05	< 0.1	5.30	232.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	3.28	0.04	1.80
110a	5.80	0.50	0.20	43.40	0.31	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.13	0.06	< 0.02	0.10	110.00	139.00	< 0.001	< 0.2	< 0.02	2.47	0.04	0.85
700i3	3.90	0.50	0.50	52.70	< 0.01	< 0.05	< 0.1	< 0.02	0.10											

ANEXO II: Análises Químicas Seleccionadas de Minerais

Anfibólios incipientemente alterados

Amostra	Anal	MINERAL	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	TOTAL
700 C3	P144	HB S1	47.329	0.206	9.833	15.779	0.406	12.698	11.071	0.117	0.121	0.157	0.000	97.717
700 C3	P151	HB S1	47.408	0.294	8.585	15.043	0.285	12.927	11.664	0.108	0.143	0.281	0.026	96.774
700 B2	P470	HB S2 C	46.734	0.277	10.659	15.236	0.321	12.401	11.304	0.136	0.137	0.421	0.001	97.627
700 B2	P481	HB S2 C	46.690	0.320	9.231	15.507	0.306	12.949	11.498	0.210	0.121	0.438	0.006	97.275
700 B2	P472	HB S2 I	47.033	0.366	9.930	15.615	0.261	12.707	11.449	0.143	0.108	0.367	0.001	97.979
700 B2	P494	HB S2 I	46.809	0.238	9.340	16.398	0.254	11.966	11.701	0.161	0.152	0.466	0.005	97.490
700 C3	P133	HB S2 I	47.001	0.324	8.663	15.823	0.337	12.975	11.090	0.121	0.162	0.388	0.001	96.884
700 B2	P83	HB S2 B	47.671	0.257	8.932	15.403	0.358	12.576	11.348	0.110	0.117	0.348	0.000	97.120
700 B2	P471	HB S2 B	47.000	0.357	9.995	15.532	0.387	12.561	11.444	0.151	0.117	0.145	0.017	97.705
700 B2	P493	HB S2 B	47.203	0.301	9.204	15.861	0.326	12.463	11.654	0.146	0.123	0.445	0.005	97.730
700 B2	P504	HB S2	46.160	0.310	10.680	15.915	0.261	11.746	11.635	0.174	0.222	0.255	0.014	97.371
700 B2	P505	HB S2	46.618	0.353	7.726	15.468	0.394	13.804	11.057	0.158	0.123	0.444	0.005	98.149
700 B2	P479	HB S2	47.395	0.271	8.334	15.070	0.278	13.487	11.545	0.165	0.091	0.479	0.007	97.122
700 B2	P508	HB S2	47.226	0.367	8.230	15.667	0.267	13.043	11.782	0.154	0.125	0.368	0.012	97.239
700 B2	P512	HB S2	46.787	0.278	9.273	15.727	0.323	12.446	11.800	0.162	0.187	0.229	0.000	97.212
700 B2	P513	HB S2	48.112	0.228	7.814	15.152	0.290	13.436	11.510	0.145	0.129	0.367	0.011	97.193
700 C3	P169	HB S2	47.299	0.287	9.117	15.839	0.304	12.486	11.555	0.134	0.148	0.374	0.006	97.550
700 B2	P72	HB POS C	46.991	0.276	8.955	15.550	0.367	12.472	11.413	0.112	0.117	0.502	0.000	96.755
700 B2	P466	HB POS C	46.942	0.274	9.563	14.876	0.335	12.728	11.407	0.145	0.115	0.394	0.007	96.787
700 B2	P476	HB POS C	47.294	0.319	9.098	15.550	0.389	13.011	11.574	0.166	0.132	0.182	0.004	97.717
700 C3	P152	HB POS C	46.567	0.201	10.487	15.591	0.404	12.192	11.457	0.129	0.151	0.222	0.002	97.403
700 B2	P79	HB POS B	47.784	0.214	8.453	15.396	0.335	12.882	11.470	0.125	0.111	0.353	0.007	97.130
700 C3	P153	HB POS B	46.376	0.187	10.845	15.931	0.496	11.996	11.560	0.167	0.174	0.328	0.009	98.059
700 B2	P465	HB POS	47.038	0.256	9.031	16.278	0.370	12.890	11.318	0.166	0.121	0.283	0.000	97.748
700 C3	P121	ANFI S1 B	50.535	0.185	5.595	18.564	0.582	15.244	6.667	0.077	0.087	0.464	0.000	98.001
700 C3	P129	ANFI S1	49.299	0.262	7.356	16.604	0.364	14.030	9.842	0.089	0.123	0.448	0.000	98.419
700 C3	P139	ANFI S1	52.315	0.148	3.053	20.307	0.833	16.732	4.501	0.060	0.042	0.419	0.000	98.410
700 C3	P140	ANFI S1	49.305	0.157	6.918	18.435	0.504	14.205	8.418	0.093	0.086	0.358	0.005	98.485
700 C3	P141	ANFI S1	49.567	0.212	5.689	16.431	0.434	14.922	9.237	0.072	0.089	0.450	0.004	97.086
700 C3	P142	ANFI S1	52.912	0.000	2.496	20.443	0.759	16.984	4.500	0.028	0.029	0.568	0.006	98.725
700 C3	P143	ANFI S1	51.972	0.164	3.653	19.282	0.668	16.353	5.447	0.056	0.048	0.235	0.000	97.878
700 C3	P149	ANFI S1	51.025	0.118	3.628	18.982	0.653	16.054	6.481	0.037	0.064	0.273	0.000	97.314
700 C3	P150	ANFI S1	49.391	0.249	6.466	16.311	0.428	14.237	10.106	0.084	0.105	0.530	0.000	97.909
700 C3	P147	ANFI S1	49.012	0.176	8.500	15.305	0.373	14.419	10.379	0.075	0.115	0.468	0.000	96.821
700 C3	P148	ANFI S1	47.800	0.172	7.863	15.850	0.343	13.874	10.843	0.086	0.117	0.352	0.003	96.902
700 C3	P176	ANFI S2 C	52.938	0.082	1.781	21.445	0.842	17.063	3.204	0.017	0.046	0.417	0.007	97.822
700 C3	P175	ANFI S2 C	51.987	0.157	3.551	19.674	0.699	16.353	5.623	0.039	0.079	0.372	0.000	98.533
700 C3	P135	ANFI S2 C	45.344	0.229	11.943	16.219	0.341	11.111	11.882	0.167	0.210	0.345	0.000	97.790
700 C3	P134	ANFI S2 B	43.819	0.223	13.426	16.611	0.317	10.216	11.704	0.186	0.279	0.446	0.000	97.226
700 C3	P163	ANFI S2 B	50.985	0.141	4.375	19.510	0.584	15.254	6.889	0.068	0.083	0.549	0.004	98.438
700 C3	P172	ANFI S2 B	50.375	0.194	5.255	16.768	0.473	15.183	8.746	0.063	0.096	0.338	0.000	97.490
700 C3	P173	ANFI S2 B	47.241	0.183	9.766	16.752	0.414	12.308	10.699	0.135	0.122	0.475	0.005	98.099
700 C3	P166	ANFI S2	52.144	0.079	2.043	21.076	0.804	17.130	3.366	0.040	0.033	0.188	0.009	96.913
700 B2	P495	ANFI S2	48.393	0.253	7.747	16.569	0.472	13.481	10.251	0.108	0.128	0.470	0.000	97.872
700 B2	P511	ANFI S2	44.367	0.305	12.268	17.041	0.340	10.748	11.844	0.236	0.225	0.314	0.010	97.697
700 B2	P506	ANFI S2	43.674	0.467	12.447	16.780	0.213	10.409	11.688	0.211	0.274	0.309	0.000	96.473
700 B2	P492	ANFI S2	51.981	0.059	2.575	21.176	0.767	16.641	4.128	0.049	0.033	0.233	0.000	97.642
700 B2	P497	ANFI S2	49.442	0.151	6.217	16.478	0.615	14.524	9.553	0.090	0.087	0.265	0.000	97.323
700 B2	P498	ANFI S2	50.005	0.098	5.187	20.069	0.719	14.949	6.122	0.102	0.077	0.364	0.001	97.693
700 B2	P507	ANFI S2	48.587	0.250	8.666	19.223	0.651	14.307	7.082	0.130	0.130	0.398	0.007	97.432
700 B2	P509	ANFI S2	48.138	0.193	6.974	17.730	0.587	13.897	8.682	0.129	0.138	0.178	0.009	96.652
700 B2	P503	CUM S1 C	53.037	0.037	0.701	23.417	1.124	17.636	0.914	0.057	0.004	0.188	0.000	97.115
700 C3	P119	CUM S1 C	53.568	0.083	0.919	22.551	0.898	18.182	0.884	0.017	0.000	0.455	0.000	97.558
700 C3	P118	CUM S1 B	53.886	0.000	0.919	22.681	0.960	18.128	0.895	0.005	0.000	0.330	0.000	97.802
700 C3	P120	CUM S1 B	53.848	0.028	0.734	22.746	0.938	18.251	1.158	0.019	0.009	0.366	0.008	98.105
700 C3	P123	CUM S1 B	53.282	0.048	0.750	22.931	0.960	18.077	0.831	0.008	0.016	0.373	0.000	97.278
700 B2	P115	CUM S1	52.995	0.075	1.252	23.153	0.810	17.273	1.505	0.000	0.005	0.307	0.000	97.376
700 B2	P116	CUM S1	53.410	0.008	0.989	22.822	0.910	17.330	1.517	0.006	0.000	0.322	0.000	97.314
700 B2	P117	CUM S1	53.155	0.045	0.752	23.786	0.925	17.399	0.904	0.004	0.004	0.395	0.006	97.374
700 B2	P501	CUM S1	53.746	0.062	0.627	23.297	1.074	17.910	0.870	0.058	0.000	0.292	0.000	97.937
700 B2	P502	CUM S1	53.294	0.020	0.912	23.706	1.037	17.540	0.985	0.064	0.001	0.330	0.000	97.889
700 C3	P130	CUM S1	53.894	0.000	0.955	22.674	0.951	18.083	0.965	0.002	0.000	0.348	0.005	97.878
700 C3	P131	CUM S1	53.407	0.000	0.909	22.688	0.950	18.079	0.986	0.024	0.013	0.527	0.000	97.583
700 B2	P478	CUM S2 C	53.048	0.022	1.006	23.699	0.946	17.855	0.975	0.080	0.005	0.530	0.000	98.168
700 B2	P483	CUM S2 C	53.624	0.036	0.763	24.006	1.022	18.057	0.831	0.060	0.000	0.309	0.003	98.712
700 B2	P485	CUM S2 C	53.408	0.047	0.858	22.840	0.948	18.077	0.898	0.055	0.002	0.183	0.000	97.315
700 C3	P138	CUM S2 C	53.852	0.000	0.860	22.534	0.935	18.023	0.866	0.014	0.016	0.348	0.000	97.447
700 C3	P158	CUM S2 C	53.277	0.003	0.930	23.041	0.937	17.651	0.922	0.006	0.012	0.214	0.005	97.000
700 C3	P159	CUM S2 B	53.563	0.000	0.960	23.135	1.015	17.871	0.902	0.014	0.000	0.192	0.003	97.655
700 B2	P486	CUM S2	53.264	0.015	0.856	23.674	0.936	17.903	0.928	0.048	0.000	0.417	0.009	98.251
700 B2	P487	CUM S2	53.058	0.041	0.700	23.472	0.940	18.174	0.782	0.056	0.012	0.346	0.000	97.583
700 B2	P488	CUM S2	52.721	0.000	0.916	23.482	1.037	17.801	0.913	0.021	0.000	0.264	0.000	97.156
700 B2	P489	CUM S2	53.091	0.000	0.544	23.260	0.950	18.013	0.769	0.082	0.014	0.309	0.000	97.032
700 B2	P496	CUM S2	53.287	0.043	0.846	23.740	1.159	17.586	0.876	0.067	0.005	0.482	0.013	97.903
700 B2	P499	CUM S2	52.688	0.025	1.317	23.160	1.017	17.012	1.477	0.073	0.005	0.262	0.000	97.037
700 B2	P500	CUM S2	53.729	0.000	0.614	24.114	1.070	17.389	0.940	0.044	0.000	0.267	0.000	98.167
700 C3	P166	CUM S2	52.959	0.041	0.576	23.616	1.061	17.816	0.855	0.040	0.009	0.346	0.000	97.319
700 B2	P464	CUM POS C	52.714	0.000	1.060	23.491								

Amostra	Anal	MINERAL	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	TOTAL
700 C2	P176	CUM S1 C	53.677	0.035	0.425	23.186	0.645	17.952	0.735	0.007	0.000	0.433	0.017	97.111
700 C2	P177	CUM S1 B	53.595	0.030	0.731	22.795	0.620	17.777	1.335	0.019	0.008	0.420	0.006	97.336
700 C2	P182	CUM S1	53.423	0.039	0.787	22.574	0.717	17.790	1.277	0.019	0.000	0.478	0.000	97.045
700 C2	P183	CUM S1	54.187	0.084	0.360	21.767	0.615	18.650	0.727	0.026	0.013	0.440	0.012	96.883
700 C2	P186	CUM S2 C	53.249	0.000	0.598	23.505	0.686	17.912	0.776	0.016	0.000	0.474	0.007	97.223
700 C2	P187	CUM S2 C	53.000	0.055	0.570	22.704	0.675	18.040	0.780	0.001	0.002	0.445	0.004	96.672
700 C2	P207	CUM S2 C	53.117	0.034	1.175	23.228	0.737	17.753	0.809	0.002	0.000	0.496	0.000	97.351
700 C2	P209	CUM S2 C	53.007	0.000	0.901	23.083	0.682	17.926	0.930	0.017	0.000	0.375	0.024	96.945
700 C2	P210	CUM S2 I	53.545	0.065	1.102	23.402	0.658	17.923	0.620	0.006	0.000	0.325	0.010	97.656
700 C2	P185	CUM S2 B	53.898	0.000	0.503	23.046	0.638	17.920	0.715	0.002	0.000	0.297	0.012	97.030
700 C2	P187	CUM S2 B	53.627	0.016	0.608	22.854	0.702	18.117	0.946	0.009	0.000	0.307	0.000	97.287
700 C2	P208	CUM S2 B	52.843	0.035	1.361	23.054	0.730	17.567	0.869	0.000	0.022	0.491	0.000	96.972
700 C2	P188	CUM POS C	52.937	0.041	0.943	23.417	0.695	17.850	0.832	0.003	0.010	0.437	0.000	97.164
700 C2	P191	CUM POS C	53.533	0.018	0.805	23.430	0.719	18.158	0.821	0.016	0.007	0.375	0.002	97.682
700 C2	P196	CUM POS C	53.136	0.042	0.870	23.384	0.682	18.025	0.878	0.000	0.003	0.353	0.008	97.360
700 C2	P197	CUM POS C	53.686	0.030	0.559	23.085	0.714	18.235	0.798	0.019	0.010	0.461	0.000	97.596
700 C2	P189	CUM POS I	53.376	0.016	1.007	23.049	0.739	17.829	0.826	0.014	0.000	0.390	0.000	97.346
700 C2	P200	CUM POS I	53.093	0.024	1.082	22.661	0.634	17.745	1.151	0.019	0.000	0.443	0.000	96.852
700 C2	P204	CUM POS S2 I	54.069	0.056	0.613	22.700	0.691	18.213	0.774	0.002	0.000	0.213	0.000	97.329
700 C2	P190	CUM POS B	53.331	0.022	0.882	23.363	0.676	18.102	0.834	0.022	0.000	0.365	0.000	97.597
700 C2	P182	CUM POS B	60.626	0.015	0.656	19.741	0.606	15.159	0.694	0.006	0.000	0.071	0.000	97.573
700 C2	P193	CUM POS B	53.543	0.000	0.864	23.408	0.697	17.973	0.839	0.004	0.000	0.305	0.005	97.640
700 C2	P198	CUM POS B	53.712	0.047	0.781	22.469	0.674	18.087	0.856	0.007	0.000	0.381	0.009	97.022
700 C2	P199	CUM POS B	53.524	0.010	0.799	22.887	0.729	17.918	0.861	0.023	0.000	0.364	0.009	97.125
700 C2	P205	CUM POS S2 B	53.448	0.043	0.744	22.984	0.722	18.163	0.827	0.020	0.000	0.192	0.000	97.143
700 C2	P256	CUM SIN A POS S2 I	52.886	0.060	1.190	23.064	0.722	17.863	0.744	0.002	0.006	0.320	0.008	96.685

Anfíbolos menos intensamente alterados (ZP2).

Amostra	Anal	MINERAL	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	TOTAL
700 C5	P212	CUM S1	53.404	0.050	0.668	23.993	0.488	18.259	0.359	0.018	0.000	0.237	0.002	97.478
700 C5	P214	CUM S1	53.520	0.112	1.068	22.893	0.483	18.508	0.373	0.025	0.001	0.495	0.004	97.492
700 C5	P215	CUM S1	59.300	0.000	0.606	20.484	0.446	15.804	0.330	0.000	0.004	0.356	0.000	97.330
700 C5	P216	CUM S1	53.741	0.008	0.535	23.301	0.504	18.674	0.345	0.016	0.011	0.343	0.000	97.478
700 C5	P217	CUM S1	52.845	0.032	0.555	23.480	0.487	18.530	0.355	0.001	0.005	0.393	0.000	96.683
700 C5	P220	CUM S1	54.241	0.048	0.595	23.035	0.536	18.797	0.404	0.003	0.000	0.428	0.000	98.087
700 C5	P453	CUM S1	54.000	0.000	1.000	24.000	1.000	19.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	98.000
700 C5	P454	CUM S1	54.000	0.000	0.000	24.000	0.000	19.280	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	99.000
700 C5	P455	CUM S1	53.000	0.000	1.000	23.000	1.000	19.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	97.240
700 C5	P456	CUM S1	54.000	0.000	1.000	24.000	1.000	19.100	0.000	0.050	0.000	0.000	0.000	98.000
700 C5	P457	CUM S1	53.000	0.000	0.000	23.300	0.500	19.000	0.430	0.000	0.000	0.000	0.000	97.000
700 C5	P458	CUM S1	54.000	0.000	1.000	23.000	1.000	19.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	98.000
700 C5	P229	CUM S1 C	53.611	0.000	0.828	22.915	0.519	18.920	0.521	0.006	0.000	0.330	0.000	97.650
700 C5	P231	CUM S2 C	53.845	0.002	0.847	23.706	0.563	18.629	0.366	0.030	0.000	0.510	0.012	98.510
700 C5	P237	CUM S2 C	53.689	0.000	0.767	23.477	0.505	18.663	0.340	0.002	0.000	0.582	0.012	98.037
700 C5	P242	CUM S2 I	53.658	0.016	0.647	23.712	0.484	18.920	0.355	0.000	0.000	0.581	0.000	98.353
700 C5	P252	CUM S2 I	52.882	0.060	2.134	23.325	0.514	17.893	0.471	0.026	0.013	0.403	0.000	97.821
700 C5	P254	CUM S2 I	52.555	0.000	1.593	23.014	0.525	18.057	0.430	0.007	0.004	0.438	0.000	96.623
700 C5	P255	CUM S2 I	53.805	0.012	1.265	22.946	0.482	18.516	0.406	0.011	0.000	0.479	0.000	97.922
700 C5	P230	CUM S2 B	53.778	0.000	0.530	22.675	0.463	18.965	0.409	0.014	0.008	0.330	0.000	97.172
700 C5	P232	CUM S2 B	52.638	0.000	0.836	23.343	0.527	18.505	0.385	0.017	0.000	0.439	0.002	96.692
700 C5	P234	CUM S2 B	53.940	0.000	0.624	22.970	0.491	18.874	0.371	0.000	0.008	0.385	0.000	97.663
700 C5	P235	CUM S2 B	53.925	0.000	0.624	23.284	0.429	18.833	0.342	0.022	0.000	0.313	0.000	97.772
700 C5	P238	CUM S2 B	53.739	0.013	0.532	22.516	0.457	18.857	0.337	0.000	0.000	0.276	0.000	96.727
700 C5	P240	CUM S2 B	53.855	0.019	0.542	22.704	0.482	18.903	0.364	0.010	0.000	0.378	0.000	97.257
700 C5	P445	CUM S2	53.000	0.000	1.000	23.000	1.000	18.000	1.000	0.000	0.000	1.000	0.000	98.000
700 C5	P446	CUM S2	54.000	0.000	1.000	24.000	1.000	19.000	0.390	0.000	0.000	0.000	0.000	100.000
700 C5	P447	CUM S2	53.580	0.000	1.000	23.370	1.000	19.000	0.410	0.000	0.000	0.000	0.000	98.000
700 C5	P448	CUM S2	53.000	0.000	2.000	24.000	0.550	18.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	99.000
700 C5	P449	CUM S2	54.000	0.000	1.000	24.000	1.000	19.000	0.370	0.980	0.000	0.000	0.000	99.000
700 C5	P450	CUM S2	53.000	0.000	0.730	23.000	1.000	19.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	97.730
700 C5	P451	CUM S2	54.000	0.000	1.000	24.000	0.520	19.000	0.000	0.060	0.000	0.000	0.000	98.000
700 C5	P452	CUM S2	53.000	0.000	1.000	23.250	0.530	19.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	98.000
700 C5	P239	CUM SIN A POS S2	53.767	0.057	0.720	22.367	0.479	18.998	0.422	0.000	0.000	0.289	0.000	97.099
700 C5	P243	CUM SIN A POS S2	53.651	0.009	0.632	23.315	0.463	18.752	0.367	0.003	0.000	0.377	0.000	97.569
700 C5	P244	CUM SIN A POS S2	54.034	0.078	0.962	23.034	0.421	18.807	0.423	0.006	0.026	0.505	0.002	98.298
700 C5	P245	CUM SIN A POS S2	53.648	0.027	0.646	23.058	0.475	18.540	0.403	0.000	0.008	0.317	0.000	97.120
700 C5	P222	CUM POS C	53.874	0.047	1.267	23.766	0.452	18.550	0.422	0.000	0.006	0.287	0.008	98.679
700 C5	P227	CUM POS C	52.901	0.049	1.267	23.672	0.510	18.301	0.480	0.008	0.000	0.389	0.002	97.559
700 C5	P223	CUM POS B	52.980	0.000	1.264	23.426	0.465	18.239	0.479	0.012	0.000	0.348	0.000	97.213
700 C5	P225	CUM POS B	52.602	0.003	1.208	23.476	0.479	18.218	0.460	0.000	0.001	0.486	0.000	96.933
700 C5	P226	CUM POS B	53.715	0.044	1.168	23.532	0.454	18.374	0.465	0.018	0.018	0.125	0.006	97.820
700 C5	P228	CUM POS B	53.088	0.054	1.257	23.574	0.517	18.275	0.439	0.010	0.007	0.537	0.001	97.759

Anfíbolos mais intensamente alterados.

ANÁLISES EM ELEMENTOS MAIORES E MENORES														
Amostra	Anal.	MINERAL	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	TOTAL
700H	P406	CUM S1 C	53.711	0.007	1.024	22.980	MnO	19.231	0.381	0.024	0.011	0.308	0.006	97.899
700H	P408	CUM S1 C	53.799	0.001	0.954	23.230	MnO	19.228	0.349	0.041	0.005	0.579	0.000	98.375
700H	P409	CUM S1 C	53.842	0.078	0.839	23.724	MnO	19.312	0.345	0.057	0.000	0.457	0.022	98.912
700H	P410	CUM S1 C	53.072	0.028	1.548	23.150	MnO	18.869	0.456	0.032	0.010	0.483	0.014	97.835
700H	P415	CUM S1 C	53.048	0.000	1.800	23.225	MnO	18.865	0.463	0.033	0.000	0.664	0.000	98.274
700H	P416	CUM S1 C	53.406	0.000	0.871	23.755	MnO	19.579	0.326	0.048	0.011	0.614	0.000	98.864
700H	P404	CUM S1 I	53.231	0.000	0.800	23.834	MnO	19.226	0.333	0.041	0.003	0.580	0.000	97.998
700H	P411	CUM S1 I	53.806	0.009	0.700	23.679	MnO	19.294	0.354	0.051	0.002	0.522	0.002	98.654
700H	P414	CUM S1 I	53.815	0.048	0.875	23.616	MnO	19.153	0.365	0.044	0.009	0.681	0.000	98.795
700H	P405	CUM S1 B	52.957	0.016	1.689	23.740	MnO	18.921	0.476	0.033	0.005	0.586	0.008	98.624
700H	P407	CUM S1 B	53.215	0.000	1.109	23.021	MnO	19.124	0.345	0.051	0.000	0.662	0.003	97.759
700H	P412	CUM S1 B	53.384	0.034	0.819	23.700	MnO	19.290	0.354	0.053	0.015	0.545	0.004	98.372
700H	P413	CUM S1 B	53.643	0.034	0.834	23.694	MnO	19.313	0.319	0.042	0.001	0.504	0.004	98.587
700H	P417	CUM S1	53.448	0.003	0.967	23.528	MnO	19.050	0.352	0.026	0.000	0.460	0.000	98.018
700H	P418	CUM S1	53.703	0.014	0.800	23.678	MnO	19.063	0.331	0.028	0.008	0.517	0.004	98.349
700H	P342	CUM S2 C	54.371	0.000	0.685	22.928	MnO	19.623	0.336	0.078	0.008	0.526	0.015	98.829
700H	P355	CUM S2 C	54.062	0.015	0.946	23.009	MnO	18.691	0.383	0.075	0.000	0.461	0.008	98.857
700H	P360	CUM S2 C	53.428	0.000	0.852	22.581	MnO	19.276	0.386	0.096	0.004	0.552	0.000	97.372
700H	P380	CUM S2 C	53.365	0.012	1.268	22.860	MnO	19.168	0.406	0.070	0.001	0.621	0.000	97.949

Anfíbolos mais intensamente alterados.

Amostra	Anál.	MINERAL	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	TOTAL
700H	P381	CUM S2 C	53.745	0.038	0.685	22.861	0.264	19.426	0.326	0.077	0.000	0.559	0.006	97.988
700H	P389	CUM S2 C	53.559	0.000	1.324	23.009	0.177	19.383	0.446	0.040	0.000	0.571	0.018	98.525
700H	P399	CUM S2 C	53.268	0.002	2.152	22.896	0.195	19.271	0.274	0.078	0.000	0.527	0.003	98.664
700H	P391	CUM S2 C	53.398	0.025	1.826	22.747	0.231	19.259	0.448	0.170	0.000	0.582	0.000	98.886
700H	P394	CUM S2 C	53.405	0.013	1.580	23.153	0.146	19.252	0.478	0.049	0.000	0.556	0.000	98.633
700H	P383	CUM S2 C	53.656	0.077	0.890	22.901	0.189	19.668	0.387	0.068	0.007	0.708	0.002	98.551
700H	P376	CUM S2 +C	53.329	0.000	0.725	22.912	0.135	19.445	0.354	0.052	0.000	0.512	0.000	97.464
700H	P377	CUM S2 +C	53.744	0.054	0.764	22.977	0.139	19.475	0.348	0.035	0.000	0.522	0.000	98.059
700H	P343	CUM S2 I	53.938	0.013	1.151	23.207	0.165	19.463	0.429	0.051	0.006	0.345	0.011	98.780
700H	P346	CUM S2 I	53.385	0.000	0.829	22.701	0.188	19.583	0.381	0.057	0.002	0.547	0.021	97.654
700H	P361	CUM S2 I	53.613	0.014	0.974	23.747	0.146	19.385	0.369	0.039	0.000	0.598	0.000	98.786
700H	P362	CUM S2 I	53.323	0.084	1.437	23.064	0.169	19.251	0.468	0.056	0.007	0.551	0.000	98.408
700H	P382	CUM S2 I	53.707	0.000	0.977	23.432	0.245	19.340	0.361	0.066	0.011	0.533	0.000	98.671
700H	P385	CUM S2 I	54.212	0.000	0.595	22.937	0.175	19.682	0.300	0.072	0.000	0.342	0.000	98.341
700H	P390	CUM S2 I	53.662	0.000	0.856	23.503	0.169	19.493	0.388	0.051	0.000	0.459	0.011	98.593
700H	P393	CUM S2 I	52.967	0.000	1.545	23.342	0.178	19.409	0.450	0.057	0.000	0.724	0.007	98.678
700H	P397	CUM S2 I	52.987	0.115	1.634	23.336	0.181	19.298	0.507	0.073	0.000	0.563	0.019	98.693
700H	P398	CUM S2 I	53.328	0.000	1.674	23.628	0.251	19.054	0.455	0.038	0.018	0.434	0.000	98.878
700H	P400	CUM S2 I	52.927	0.040	2.214	23.492	0.232	19.225	0.286	0.070	0.000	0.465	0.000	98.970
700H	P363	CUM S2 B	53.637	0.063	0.747	23.039	0.161	19.704	0.338	0.019	0.000	0.626	0.000	98.335
700H	P388	CUM S2 B	53.648	0.025	0.993	23.427	0.237	19.442	0.416	0.073	0.005	0.666	0.011	98.944
700H	P392	CUM S2 B	52.856	0.000	1.795	22.519	0.165	19.313	0.520	0.063	0.000	0.803	0.000	98.034
700H	P395	CUM S2 B	52.350	0.070	3.480	22.766	0.169	18.872	0.348	0.130	0.000	0.592	0.000	98.757
700H	P396	CUM S2 B	53.533	0.026	1.111	23.852	0.172	19.182	0.437	0.031	0.012	0.483	0.000	98.839
700H	P401	CUM S2 B	53.088	0.000	1.442	23.397	0.303	18.858	0.438	0.045	0.007	0.563	0.014	98.155
700H	P359	CUM S2	53.368	0.046	0.726	22.810	0.225	18.328	0.338	0.090	0.000	0.456	0.008	97.394
700H	P422	CUM S2	53.253	0.058	0.833	22.834	0.179	19.454	0.358	0.053	0.000	0.531	0.006	97.558
700H	P423	CUM S2	53.544	0.031	0.694	23.368	0.204	19.351	0.309	0.039	0.002	0.632	0.009	98.182
700H	P424	CUM S2	53.270	0.000	1.249	23.355	0.208	18.982	0.383	0.020	0.011	0.587	0.000	98.065
700H	P425	CUM S2	53.979	0.050	0.670	23.206	0.182	19.573	0.317	0.050	0.000	0.276	0.003	98.306
700H	P426	CUM S2	53.594	0.015	0.698	23.330	0.255	19.294	0.324	0.041	0.016	0.573	0.000	98.142
700H	P339	CUM SIN A POS S2 C	53.917	0.000	1.721	22.221	0.200	19.583	0.466	0.053	0.000	0.431	0.012	98.602
700H	P336	CUM SIN A POS S2 B	53.708	0.040	2.394	22.880	0.223	18.851	0.283	0.112	0.006	0.255	0.000	98.751
700H	P334	CUM POS S2 C	53.342	0.000	2.142	22.865	0.188	19.013	0.463	0.057	0.003	0.560	0.001	98.636
700H	P349	CUM POS S2 C	53.477	0.024	1.792	22.977	0.141	19.142	0.455	0.060	0.000	0.497	0.008	98.573
700H	P369	CUM POS S2 C	53.601	0.051	0.991	22.853	0.156	19.751	0.299	0.028	0.003	0.575	0.009	98.317
700H	P372	CUM POS S2 C	52.924	0.000	1.606	22.626	0.216	19.597	0.468	0.040	0.005	0.532	0.001	98.014
700H	P374	CUM POS S2 C	52.625	0.064	2.111	22.651	0.148	18.887	0.527	0.087	0.000	0.492	0.000	97.592
700H	P379	CUM POS S2 C	52.637	0.000	2.510	22.639	0.187	18.488	0.582	0.223	0.006	0.478	0.017	97.766
700H	P387	CUM POS S2 C	54.134	0.000	0.760	23.281	0.219	19.392	0.349	0.067	0.004	0.490	0.000	98.697
700H	P402	CUM POS S2 C	53.358	0.000	1.647	23.126	0.159	19.041	0.480	0.038	0.008	0.458	0.007	98.321
700H	P403	CUM POS S2 C	52.727	0.095	2.234	23.501	0.208	18.840	0.478	0.071	0.001	0.480	0.000	98.635
700H	P430	CUM POS S2 C	52.384	0.000	2.122	23.492	0.225	19.019	0.374	0.086	0.019	0.514	0.000	98.205
700H	P433	CUM POS S2 C	52.353	0.026	2.596	23.099	0.287	18.294	0.617	0.056	0.011	0.852	0.007	98.198
700H	P368	CUM POS S2 B	53.200	0.025	1.718	23.233	0.234	19.370	0.329	0.103	0.000	0.411	0.014	98.636
700H	P370	CUM POS S2 B	52.432	0.024	3.041	23.364	0.212	19.017	0.322	0.081	0.000	0.571	0.003	99.066
700H	P371	CUM POS S2 B	51.774	0.025	3.695	22.843	0.243	18.598	0.368	0.095	0.000	0.580	0.000	98.201
700H	P373	CUM POS S2 B	52.541	0.088	2.879	22.785	0.124	19.360	0.314	0.061	0.000	0.553	0.005	98.709
700H	P375	CUM POS S2 B	52.547	0.038	2.728	22.528	0.247	19.204	0.313	0.092	0.006	0.515	0.014	98.232
700H	P335	CUM POS S2 B	53.625	0.009	2.366	22.686	0.173	18.661	0.494	0.077	0.000	0.458	0.015	98.563
700H	P429	CUM POS S2 B	51.773	0.101	2.978	23.024	0.229	19.062	0.294	0.089	0.005	0.505	0.013	98.072
700H	P431	CUM POS S2 B	52.447	0.013	1.697	23.020	0.224	18.889	0.464	0.047	0.008	0.659	0.012	97.476
700H	P432	CUM POS S2 B	52.523	0.094	2.547	23.189	0.188	18.636	0.558	0.064	0.000	0.531	0.000	98.329
700H	P427	CUM POS S2	52.182	0.029	3.527	23.152	0.201	18.521	0.388	0.095	0.000	0.670	0.000	98.784
700H	P428	CUM POS S2	53.121	0.045	1.441	23.365	0.231	18.976	0.458	0.048	0.000	0.447	0.000	98.133
700H	P435	CUM S3 C	53.086	0.037	1.948	23.668	0.229	18.843	0.472	0.062	0.003	0.343	0.009	98.700
700H	P438	CUM S3 C	52.514	0.080	2.593	23.761	0.155	18.277	0.487	0.057	0.000	0.529	0.000	98.452
700H	P441	CUM S3 C	53.218	0.010	1.367	23.553	0.226	19.228	0.270	0.036	0.005	0.407	0.018	98.338
700H	P444	CUM S3 C	52.855	0.000	2.541	23.048	0.183	19.032	0.520	0.092	0.008	0.436	0.011	98.727
700H	P439	CUM S3 I	52.471	0.053	2.604	23.820	0.247	18.516	0.314	0.093	0.008	0.482	0.006	98.614
700H	P443	CUM S3 I	52.366	0.056	3.278	22.147	0.161	19.398	0.330	0.187	0.002	0.550	0.000	98.456
700H	P434	CUM S3 B	52.417	0.083	3.186	22.895	0.231	18.686	0.342	0.081	0.013	0.222	0.002	98.138
700H	P437	CUM S3 B	53.002	0.016	1.949	23.722	0.226	18.717	0.456	0.052	0.005	0.544	0.016	98.706
700H	P440	CUM S3 B	53.205	0.002	1.808	23.783	0.254	19.021	0.254	0.043	0.000	0.503	0.004	98.875
700H	P442	CUM S3 B	52.630	0.010	3.138	22.191	0.204	19.194	0.293	0.065	0.003	0.415	0.002	98.145
700H	P419	CUM SIN A POS S2	52.571	0.069	1.641	22.834	0.294	19.037	0.506	0.008	0.000	0.668	0.020	97.649
700H	P420	CUM SIN A POS S2	53.413	0.031	0.950	23.276	0.227	19.092	0.363	0.053	0.005	0.538	0.000	97.948
700H	P421	CUM SIN A POS S2	53.456	0.039	1.149	22.888	0.259	19.349	0.389	0.033	0.015	0.462	0.007	98.044
700H	P364	CUM SIN A POS S3 C	53.210	0.000	1.415	23.233	0.264	18.810	0.367	0.080	0.002	0.578	0.000	97.959
700H	P367	CUM SIN A POS S3 C	53.311	0.025	1.742	23.025	0.202	19.131	0.418	0.055	0.002	0.699	0.000	98.611
700H	P366	CUM SIN A POS S3 I	52.767	0.000	2.514	22.921	0.251	18.720	0.506	0.088	0.000	0.772	0.000	98.519
700H	P378	CUM SIN A POS S2 B	52.176	0.087	3.473	22.679	0.202	18.879	0.357	0.089	0.004	0.513	0.000	98.459
700H	P365	CUM SIN A POS S3 B	52.217	0.029	3.134	23.054	0.180	18.535	0.313	0.092	0.003	0.455	0.006	98.017
700H	P354	CUM SIN A POS S3	52.310	0.020	3.711	21.906	0.220	18.994	0.315	0.169	0.014	0.307	0.002	97.967

Plagioclásios incipientemente alterados.

Amostra	Anal	MINERAL	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	TOTAL
700B3	P638	PL S1 C	43.288	37.223	0.000	0.242	0.041	0.010	20.048	0.041	0.000	0.000	100.894
700B3	P639	PL S1 B	43.196	37.043	0.000	0.288	0.052	0.003	19.845	0.067	0.000	0.058	100.551
700B3	P640	PL S1 C	42.895	36.955	0.074	0.163	0.000	0.006	20.241	0.026	0.007	0.000	100.366
700B3	P641	PL S1 B	43.292	36.993	0.066	0.284	0.035	0.020	19.982	0.055	0.000	0.000	100.727
700B3	P642	PL S2 C	42.942	37.097	0.019	0.182	0.000	0.000	20.147	0.065	0.006	0.000	100.459
700B3	P643	PL S2 B	43.200	37.043	0.000	0.236	0.009	0.000	20.040	0.049	0.000	0.047	100.624
700B3	P644	PL S1 B	43.274	37.037	0.000	0.130	0.000	0.003	19.873	0.015	0.006	0.069	100.406
700B3	P645	PL S1 C	42.896	37.034	0.003	0.167	0.017	0.000	20.147	0.060	0.002	0.017	100.344
700B3	P646	PL S2 C	43.380	37.183	0.003	0.148	0.026	0.000	20.076	0.033	0.000	0.000	100.830
700B3	P647	PL S2 B	43.285	37.191	0.000	0.179	0.000	0.011	20.161	0.031	0.000	0.049	100.907
700B3	P648	PL S1 C	43.054	37.151	0.000	0.243	0.005	0.001	20.005	0.065	0.015	0.000	100.538
700B3	P650	PL S1 B	42.761	36.817	0.000	0.705	0.036	0.471	19.220	0.087	0.036	0.000	100.133
700B3	P651	PL S2 C	43.261	37.236	0.000	0.149	0.000	0.009	19.929	0.077	0.006	0.000	100.668
700B3	P652	PL S2 B	42.967	36.974	0.025	0.151	0.009	0.001	19.936	0.056	0.000	0.019	100.136

Plagioclásios da zona de transição.

Amostra	Anal	MINERAL	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	TOTAL
700C3	P616	PL S1 C	42.819	36.753	0.000	0.144	0.003	0.001	19.753	0.034	0.013	0.000	99.521
700C3	P617	PL S1 B	42.557	36.696	0.010	0.188	0.022	0.000	19.719	0.030	0.004	0.045	99.250
700C3	P618	PL S2 B	42.451	36.584	0.047	0.162	0.000	0.008	19.539	0.052	0.005	0.025	98.873
700C3	P619	PL S2 C	42.397	36.617	0.022	0.075	0.000	0.000	19.587	0.071	0.000	0.000	98.770
700C3	P620	PL S2 C	42.380	36.793	0.024	0.165	0.000	0.004	19.792	0.032	0.000	0.083	99.253
700C3	P621	PL S2 B	42.631	36.764	0.019	0.102	0.033	0.005	19.466	0.072	0.006	0.081	99.180
700C3	P623	PL S2 C	42.677	36.607	0.000	0.062	0.000	0.012	19.641	0.040	0.012	0.000	99.051
700C3	P626	PL S1 I	42.483	36.856	0.000	0.118	0.002	0.000	19.598	0.048	0.000	0.110	99.215
700C3	P630	PL S1 C	43.088	36.644	0.042	0.351	0.026	0.000	19.625	0.032	0.000	0.000	99.809
700C3	P632	PL S1 B	42.891	36.529	0.000	0.271	0.040	0.000	19.538	0.054	0.004	0.008	99.165
700C3	P634	PL S2 B	42.672	36.686	0.050	0.137	0.000	0.000	19.621	0.072	0.000	0.036	99.223
700 C3	P302	PL S2 I	44.026	36.416	0.000	0.187	0.014	0.013	20.058	0.174	0.004	0.000	100.892
700 B2	P523	PL S2	43.637	36.235	0.006	0.296	0.042	0.003	20.162	0.081	0.004	0.060	100.526
700 B2	P524	PL S2	43.210	35.862	0.000	0.142	0.025	0.010	20.285	0.077	0.000	0.000	99.611
700 B2	P526	PL S1	43.860	36.567	0.002	0.245	0.000	0.020	20.186	0.088	0.000	0.000	100.978
700 B2	P527	PL S1	43.824	36.321	0.003	0.115	0.004	0.010	20.274	0.059	0.015	0.059	100.685
700 B2	P529	PL S1	43.437	35.801	0.000	0.453	0.035	0.033	20.034	0.083	0.000	0.056	99.932
700 B2	P530	PL S1	43.453	36.184	0.001	0.438	0.056	0.003	20.376	0.105	0.021	0.140	100.777
700 B2	P531	PL S2	43.104	36.022	0.017	0.185	0.000	0.006	20.153	0.091	0.011	0.000	99.589
700B2	P523	PL S2	43.637	36.235	0.006	0.296	0.042	0.003	20.162	0.081	0.004	0.060	100.526
700B2	P524	PL S2	43.210	35.862	0.000	0.142	0.025	0.010	20.285	0.077	0.000	0.000	99.611
700B2	P526	PL S1	43.860	36.567	0.002	0.245	0.000	0.020	20.186	0.088	0.000	0.000	100.978
700B2	P527	PL S1	43.824	36.321	0.003	0.115	0.004	0.010	20.274	0.059	0.015	0.059	100.685
700B2	P529	PL S1	43.437	35.801	0.000	0.453	0.035	0.033	20.034	0.083	0.000	0.056	99.932
700B2	P530	PL S1	43.453	36.184	0.001	0.438	0.056	0.003	20.376	0.105	0.021	0.140	100.777
700B2	P531	PL S2	43.104	36.022	0.017	0.185	0.000	0.006	20.153	0.091	0.011	0.000	99.589

Plagioclásios menos intensamente alterados (ZP1).

Amostra	Anal	MINERAL	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	TOTAL
700 C2	P268	PL S1 B	43.170	36.160	0.010	0.319	0.000	0.000	20.029	0.123	0.000	0.066	99.877
700 C2	P269	PL S1 B	45.819	34.830	0.012	0.159	0.000	0.007	19.240	0.074	0.000	0.027	100.169
700 C2	P270	PL S1 C	43.836	35.533	0.000	0.040	0.027	0.315	19.464	0.095	0.010	0.010	100.330
700 C2	P271	PL S1 B	44.616	32.875	0.002	3.072	0.046	1.588	17.892	0.142	0.012	0.031	100.277
700 C2	P273	PL S2 B	43.340	36.167	0.011	0.109	0.000	0.000	20.363	0.086	0.006	0.000	100.081
700 C2	P274	PL S2	43.366	35.800	0.000	0.466	0.021	0.000	20.229	0.040	0.000	0.000	99.922
700 C2	P276	PL S2 B	43.580	36.537	0.000	0.206	0.000	0.001	20.079	0.091	0.007	0.073	100.573
700 C2	P277	PL S1 C	42.977	36.266	0.025	0.139	0.010	0.000	20.123	0.080	0.001	0.000	99.621
700 C2	P278	PL S2	43.385	36.381	0.000	0.338	0.000	0.000	20.248	0.089	0.007	0.176	100.623
700 C2	P279	PL S1	43.459	36.432	0.052	0.201	0.017	0.000	20.353	0.091	0.000	0.000	100.605
700 C2	P280	PL S1 C	43.459	36.432	0.052	0.201	0.017	0.000	20.353	0.091	0.000	0.000	100.605
700 C2	P281	PL S2 B	43.414	36.487	0.029	0.172	0.037	0.009	20.436	0.114	0.008	0.017	100.721
700 C2	P283	PL S2 I	43.015	36.089	0.022	0.217	0.029	0.010	20.370	0.088	0.001	0.000	99.840
700 C2	P286	PL S2 /B	43.043	36.017	0.000	0.195	0.000	0.000	19.946	0.128	0.010	0.000	99.338
700 C2	P287	PL C	43.733	35.781	0.000	0.223	0.000	0.000	20.401	0.055	0.000	0.000	99.195
700 C2	P289	PL S2 I	42.885	35.888	0.010	0.176	0.000	0.000	20.079	0.128	0.016	0.000	99.161
700 C2	P291	PL S2 C	52.923	28.262	0.057	0.078	0.006	0.000	16.545	0.233	0.023	0.000	99.143

Plagioclásios menos intensamente alterados (ZP2).

Amostra	Anal	MINERAL	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	TOTAL
700C5	P606	PL S1 C	42.780	36.579	0.000	0.080	0.028	0.000	19.872	0.078	0.000	0.000	99.396
700C5	P607	PL S1 B	42.422	36.835	0.000	0.214	0.000	0.005	19.975	0.059	0.004	0.016	99.530
700C5	P608	PL S2 C	42.432	36.834	0.000	0.223	0.000	0.000	20.100	0.042	0.004	0.000	99.635
700C5	P609	PL S2 B	42.542	37.060	0.009	0.344	0.000	0.010	19.934	0.030	0.011	0.127	100.067
700C5	P610	PL S2 B	43.017	36.686	0.000	0.075	0.000	0.005	19.928	0.094	0.008	0.033	99.845
700C5	P611	PL S2 I	43.037	37.210	0.000	0.063	0.002	0.000	20.202	0.056	0.001	0.006	100.577
700C5	P612	PL S1 I	42.301	37.072	0.000	0.210	0.045	0.000	20.000	0.051	0.012	0.000	99.690
700C5	P613	PL S2 C	43.309	37.019	0.011	0.070	0.014	0.008	20.059	0.034	0.020	0.026	100.569
700C5	P614	PL S2 B	42.958	36.762	0.045	0.066	0.017	0.009	20.112	0.017	0.000	0.014	100.000
700C5	P615	PL S1 I	43.665	37.291	0.054	0.117	0.000	0.000	20.172	0.047	0.000	0.058	100.405
700 C5	P309	PL S2 C	43.607	36.151	0.014	0.021	0.000	0.017	20.455	0.085	0.005	0.000	100.355
700 C5	P310	PL S2 I	43.629	36.190	0.000	0.024	0.000	0.000	20.311	0.118	0.000	0.073	100.344
700 C5	P313	PL S1 I	43.827	36.423	0.000	0.194	0.014	0.004	20.230	0.106	0.003	0.000	100.800
700 C5	P314	PL S1 B	43.514	36.531	0.000	0.333	0.048	0.000	20.322	0.124	0.003	0.000	100.876
700 C5	P315	PL + - B	43.476	36.115	0.000	0.331	0.002	0.007	20.406	0.151	0.000	0.000	100.488

Plagioclásios mais intensamente alterados.

Amostra	Anal.	MINERAL	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	TOTAL
700 H	P590	PL S2 B	42.605	36.527	0.000	0.769	0.005	0.435	19.514	0.055	0.015	0.081	100.006
700 H	P591	PL S2 C	43.075	36.661	0.033	0.196	0.009	0.000	19.917	0.055	0.001	0.043	99.990
700 H	P592	PL S2 C	43.027	36.858	0.052	0.215	0.010	0.005	19.873	0.014	0.000	0.058	100.113
700 H	P593	PL S2 B	42.978	36.913	0.014	0.398	0.000	0.026	19.963	0.048	0.012	0.000	100.351
700 H	P594	PL S1 B	42.517	36.438	0.028	0.314	0.005	0.002	20.083	0.046	0.000	0.000	99.432
700 H	P595	PL S17 C	42.554	36.541	0.000	0.232	0.000	0.013	19.992	0.044	0.005	0.042	99.422
700 H	P596	PL S2 C	42.432	36.425	0.051	0.188	0.000	0.007	19.871	0.025	0.011	0.052	99.062
700 H	P597	PL S2 B	42.573	36.223	0.000	0.329	0.005	0.005	20.002	0.058	0.010	0.073	99.279
700 H	P597	PL S17 C	42.377	36.447	0.000	0.347	0.012	0.182	19.583	0.045	0.007	0.000	99.010
700 H	P598	PL S17 B	42.765	36.808	0.002	0.336	0.002	0.062	19.824	0.037	0.000	0.000	99.827
700 H	P598	PL S2 I	42.629	36.636	0.002	0.189	0.000	0.020	19.887	0.034	0.013	0.012	99.424
700 H	P599	PL S2 B	43.078	36.936	0.057	0.113	0.029	0.011	20.038	0.026	0.012	0.000	100.300
700 H	P600	PL POS B	42.669	37.094	0.035	0.261	0.000	0.003	20.019	0.045	0.001	0.029	100.156
700 H	P601	PL POS C	43.160	36.819	0.000	0.283	0.000	0.000	20.114	0.037	0.000	0.091	100.505
700 H	P602	PL POS C	43.235	37.135	0.005	0.213	0.000	0.014	20.130	0.088	0.002	0.000	100.822
700 H	P603	PL POS B	43.107	36.959	0.061	0.232	0.036	0.002	20.203	0.063	0.001	0.000	100.665
700 H	P519	PL S2 + - C	43.462	36.454	0.000	0.184	0.017	0.000	20.328	0.078	0.000	0.016	100.539
700 H	P522	PL S17 B	43.647	36.088	0.003	0.328	0.056	0.016	20.358	0.052	0.004	0.050	100.601

Granadas menos intensamente alteradas.

Amostra	Anal.	MINERAL	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Y ₂ O ₃	TOTAL
700 C5	P532	GRAN POS B	38.016	21.039	0.093	31.557	2.581	4.430	2.778	0.009	0.045	100.548
700 C5	P533	GRAN POS B	37.883	20.988	0.079	31.385	2.964	4.507	2.701	0.015	0.008	100.309
700 C5	P334	GRAN POS C	38.155	21.054	0.030	31.152	2.878	4.926	2.907	0.009	0.020	100.929
700 C5	P335	GRAN POS I	37.812	21.017	0.088	30.865	2.708	4.998	2.901	0.017	0.032	100.432
700 C5	P336	GRAN POS C	37.904	20.931	0.057	30.152	3.226	4.453	3.286	0.000	0.018	100.029
700 C5	P537	GRAN POS I	37.608	20.953	0.024	30.234	3.614	4.455	3.219	0.028	0.012	100.147
700 C5	P538	GRAN POS B	37.649	20.944	0.030	31.328	3.329	3.913	3.288	0.001	0.025	100.507
700 C5	P539	GRAN SIN A POS S27 C	37.744	20.878	0.084	30.318	3.074	4.605	3.280	0.018	0.000	100.003
700 C5	P540	GRAN SIN A POS S27 B	37.921	20.960	0.033	31.192	2.737	4.539	3.082	0.000	0.012	100.476
700 C5	P541	GRAN S17 C	37.760	20.728	0.043	30.594	3.107	4.511	3.038	0.012	0.039	99.832
700 C5	P542	GRAN POS C	37.697	20.751	0.085	30.802	2.937	4.808	2.887	0.000	0.030	99.996
700 C5	P543	GRAN POS I	37.856	20.948	0.069	30.828	2.548	4.990	2.861	0.000	0.024	100.123
700 C5	P544	GRAN POS B	37.546	20.898	0.035	32.159	2.668	4.313	2.815	0.005	0.000	100.238
700 C5	P545	GRAN POS B	37.581	20.669	0.055	31.561	2.522	4.424	2.701	0.019	0.040	99.570
700 C5	P546	GRAN POS I	37.769	20.991	0.027	30.863	2.814	4.773	2.966	0.000	0.026	100.230
700 C5	P547	GRAN POS I	37.716	20.735	0.132	30.614	2.967	4.623	3.115	0.004	0.037	99.942
700 C5	P548	GRAN S2	37.833	20.771	0.000	30.591	2.563	4.841	3.139	0.021	0.085	99.845
700 C5	P549	GRAN S2	37.727	20.929	0.106	30.596	2.554	4.760	2.991	0.019	0.058	99.741
700 C5	P550	GRAN S2	37.718	20.854	0.071	30.412	2.633	4.734	3.053	0.011	0.065	99.450
700 C5	P551	GRAN S2	37.547	20.703	0.000	30.958	2.567	4.523	2.951	0.018	0.065	99.332
700 C5	P552	GRAN S2	37.677	20.900	0.000	30.469	2.465	4.818	2.912	0.022	0.068	99.331
700 C5	P553	GRAN S2	37.827	20.835	0.047	30.215	2.603	4.810	2.979	0.021	0.049	99.387
700 C5	P554	GRAN S27 I	37.585	21.075	0.081	31.563	2.327	4.618	2.768	0.000	0.000	100.017
700 C5	P555	GRAN S27 B	37.845	20.956	0.000	30.848	2.190	4.990	2.703	0.031	0.010	99.572
700 C5	P556	GRAN S27 C	37.732	20.973	0.097	30.476	2.304	4.872	2.864	0.000	0.002	99.320
700 C5	P557	GRAN S2	37.615	20.791	0.076	30.685	2.520	4.620	2.952	0.000	0.001	99.259
700 C5	P558	GRAN S27 B	37.605	20.863	0.042	31.128	2.306	4.812	2.583	0.000	0.000	99.339
700 C5	P559	GRAN S27 C	37.691	20.737	0.068	30.864	2.228	4.809	2.846	0.000	0.059	99.301

Granadas mais intensamente alteradas.

Amostra	Anal.	MINERAL	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Y ₂ O ₃	TOTAL
700 H	P560	GRAN S2	37.850	20.872	0.002	31.279	1.214	4.513	3.804	0.004	0.001	99.538
700 H	P565	GRAN POS B	37.360	20.705	0.097	32.591	0.854	4.626	3.057	0.005	0.004	99.297
700 H	P566	GRAN POS I	37.463	20.554	0.062	32.715	0.803	4.335	3.192	0.000	0.000	99.124
700 H	P568	GRAN S2 I	37.455	20.565	0.033	32.748	0.929	4.043	3.532	0.003	0.015	99.322
700 H	P570	GRAN S27 B	37.898	20.581	0.020	32.401	0.924	4.005	3.814	0.000	0.025	99.468
700 H	P571	GRAN S2 B	37.989	20.582	0.091	32.184	0.864	4.132	3.775	0.007	0.024	99.648
700 H	P572	GRAN S2 B	37.384	20.688	0.000	32.949	1.097	4.333	3.009	0.000	0.008	99.448
700 H	P575	GRAN S2 C	37.629	20.472	0.011	32.697	1.064	3.798	3.751	0.012	0.010	99.444
700 H	P576	GRAN S2 + C OU I	37.762	20.504	0.096	32.146	1.081	4.213	3.651	0.011	0.005	99.470
700 H	P577	GRAN S2 B	37.819	20.702	0.030	32.966	1.028	4.110	3.185	0.000	0.040	99.879
700 H	P578	GRAN S2 B	37.792	20.767	0.082	32.908	0.844	4.791	3.471	0.024	0.000	99.780
700 H	P579	GRAN S2 I	38.193	20.771	0.056	31.985	0.997	4.711	3.434	0.004	0.000	100.151
700 H	P580	GRAN S2 I	38.214	20.792	0.071	32.022	1.035	4.229	3.688	0.014	0.024	100.088
700 H	P581	GRAN S2 B	38.220	20.765	0.015	32.335	1.059	4.606	2.816	0.000	0.000	99.816
700 H	P582	GRAN S2 I	38.163	20.856	0.061	31.742	1.160	4.416	3.424	0.002	0.000	99.825
700 H	P583	GRAN POS C	38.237	20.903	0.000	32.344	1.367	4.425	3.415	0.000	0.012	100.703
700 H	P584	GRAN POS I	38.407	20.709	0.056	31.969	1.161	4.621	3.686	0.024	0.000	100.633
700 H	P585	GRAN POS B	38.537	20.924	0.093	32.098	1.059	4.747	3.144	0.011	0.000	100.612
700 H	P586	GRAN POS B	38.383	20.725	0.000	32.192	1.254	4.209	3.686	0.000	0.000	100.449
700 H	P587	GRAN POS I	38.203	20.826	0.000	31.414	1.525	4.691	3.334	0.000	0.000	100.094
700 H	P588	GRAN POS C	38.076	20.780	0.034	31.647	1.287	4.610	3.353	0.000	0.015	99.804

Cordieritas mais intensamente alteradas.

Amostra	Anal.	MINERAL	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL
700H	P321	CORD POQUI S2 B	49.095	32.959	0.018	6.757	0.092	9.843	0.043	0.030	0.076	0.001	98.914
700H	P322	CORD POQUI S2 B	49.055	33.046	0.000	6.828	0.027	9.640	0.030	0.020	0.062	0.000	98.708
700H	P323	CORD POQUI S2 B	49.586	33.369	0.000	6.673	0.124	9.607	0.043	0.084	0.062	0.000	99.549
700H	P324	CORD POQUI S2 C	49.272	33.321	0.023	6.334	0.080	10.239	0.035	0.040	0.081	0.013	99.438
700H	P325	CORD POQUI S2 C	49.299	33.454	0.000	6.083	0.052	10.138	0.051	0.018	0.089	0.004	99.188
700H	P326	CORD POQUI S2 I	50.253	33.462	0.000	6.636	0.048	9.990	0.041	0.134	0.076	0.000	100.640
700H	P327	CORD POQUI S2 I	49.647	33.312	0.095	6.233	0.109	10.090	0.032	0.000	0.066	0.004	99.589
700H	P328	CORD POQUI S2 B	50.088	33.645	0.000	6.866	0.058	9.839	0.046	0.005	0.050	0.004	100.601
700H	P329	CORD POQUI S2 + - I	49.701	33.786	0.000	6.975	0.130	9.713	0.041	0.000	0.087	0.000	100.433
700H	P330	CORD POQUI S2 C	50.753	33.500	0.000	6.297	0.102	10.108	0.028	0.000	0.065	0.002	100.854
700H	P331	CORD POQUI S2 B	50.234	33.509	0.049	6.224	0.080	10.348	0.034	0.007	0.034	0.006	100.525
700H	P332	CORD POQUI S2 I	50.477	33.710	0.011	6.100	0.080	10.197	0.049	0.000	0.077	0.000	100.701
700H	P333	CORD POQUI S2 C	50.041	33.680	0.000	6.192	0.082	10.071	0.042	0.000	0.071	0.000	100.179