UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GÊNESE DOS GRANADA-CORDIERITA-CUMMINGTONITA/ANTOFILITA ANFIBOLITOS E ROCHAS ASSOCIADAS DO GRUPO SERRA DO ITABERABA, SP.

Annabel Pérez Aguilar

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Caetano Juliani	
Examinadores:	Asit Choudhuri	Asit Choudh
	Maria Angela Fornoni Candia	

São Paulo
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GÊNESE DOS GRANADA-CORDIERITA-CUMMINGTONITA/ANTOFILITA ANFIBOLITOS E ROCHAS ASSOCIADAS DO GRUPO SERRA DO ITABERABA, SP.

Annabel Pérez Aguilar

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005525

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS BIBLIOTECA USP
T1569

São Paulo
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GÊNESE DOS GRANADA-CORDIERITA-CUMMINGTONITA/ANTOFILITA ANFIBOLITOS E ROCHAS ASSOCIADAS DO GRUPO SERRA DO ITABERABA, SP.

Annabel Pérez Aguilar

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005525

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

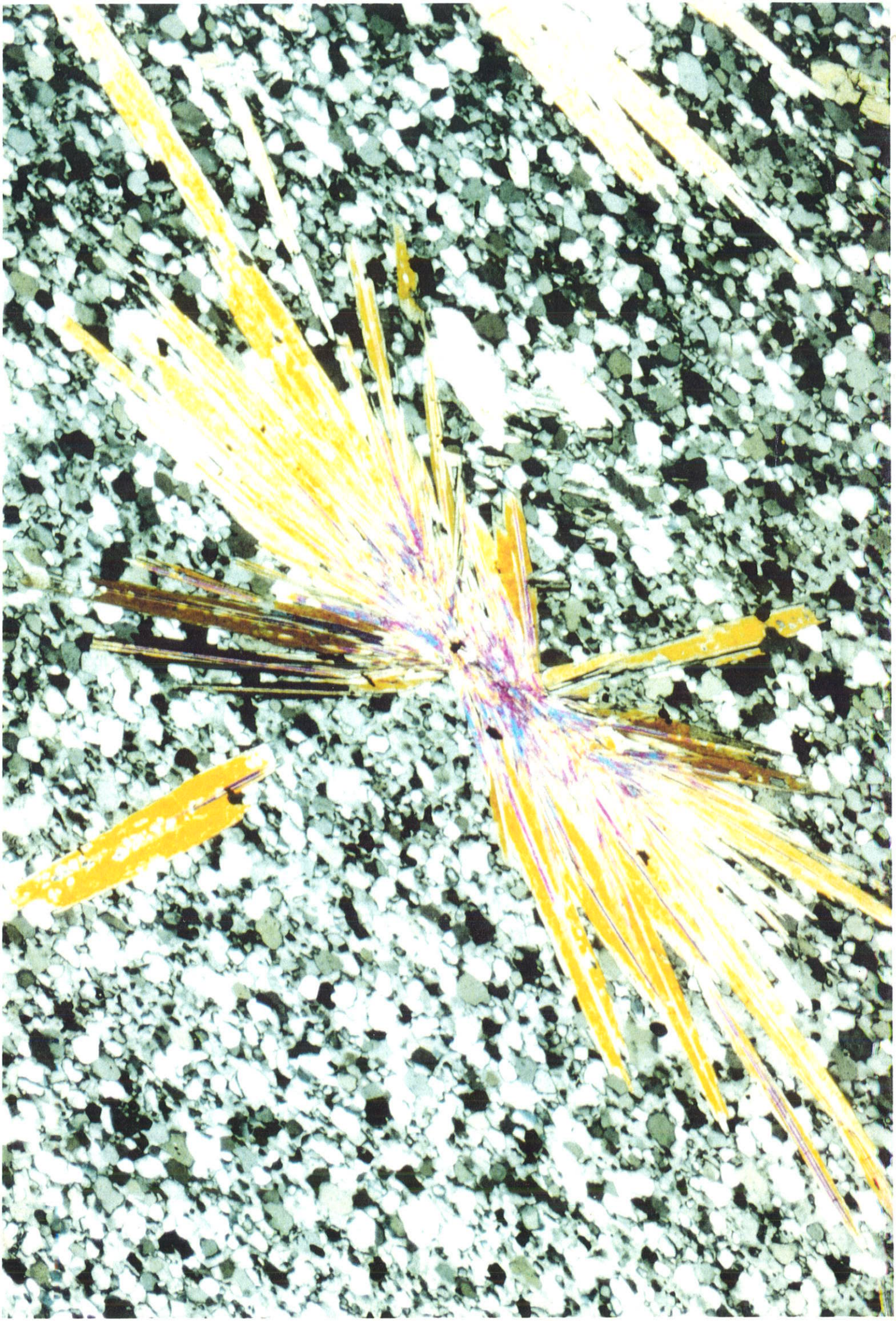
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
BIBLIOTECA
T1569
USP

São Paulo
1996

AO AMOR
QUE RECEBÍ DOS MEUS PAIS,
PRIMEIRA NOÇÃO
DE
INFINITO;

AOS MEUS AMIGOS,
VÉU DE CONSTELAÇÕES
QUE ME ACOMPANHA
E
NUTRE;

AO CAMINHO,
INTERAÇÃO DE MOVIMENTO E DE VAZIO,
ARCO-IRIS
QUE NOS LEVA
À UNIDADE
E
À
LUZ



AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Caetano Juliani pela sempre boa disposição na orientação desta dissertação de mestrado, pelo apoio incondicional e inestimavel e valiosa colaboração recebida durante todas as etapas da realização deste trabalho, incluindo os trabalhos de campo, discusões e elaboração do volume final, que em muito contribuiram no meu processo de formação como geóloga; pela sua integridade e amizade.

Ao Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher, cuja co-orientação em muito possibilitou a realização desta dissertação, e pela obtenção de parte das análises de microssonda eletrônica.

Ao colega Marco Aurélio Bomfá Martim (o *Agrô*), pela sua inestimavel colaboração e grande entusiasmo na realização dos trabalhos de campo. As suas "marretadas" permitiram a coleta de inúmeras e valiosas amostras, essenciais à realização desta dissertação.

À Luis Fernando Uribe Lozano pela sua amizade e pelo apoio e ajuda sempre oferecidos, não só na realização deste trabalho, como no dia-a-dia.

Ao Prof. Dr. José Carlos Gaspar e ao pessoal do Laboratório de Microssonda Eletrônica da Universidade de Brasília, por facilitar o uso deste laboratório para obtenção de análises de minerais.

Ao Prof. Gergely A. J. Szabó, pela colaboração sempre oferecida na utilização e manipulação dos aparelhos do Laboratório de Microscopia do IG-USP e pela ajuda na classificação e análise preliminar dos anfibólios.

À Lena Virginia Soares Monteiro pela ajuda na confecção do mapa de pontos e pelo apoio na fase de confecção do volume da dissertação.

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

Aos anos de convivência e de aprendizado que compartí com Paulo Alves de Souza e Cláudia Regina Passarelli, durante a realização do curso de graduação no IG-USP.

À Dra. Gianna Maria Garda, Mirian Chieko Shinzato e Sandra Akemi Iwata, pelo companherismo dentro do DMP.

À todos aqueles que, vinculados ao IG-USP, permitiram a realização deste trabalho; ao pessoal da laminação, Cláudio Hopp, Luis Cláudio Nogueira e Paulo Roberto Molinaro, pela boa disposição na preparação das inúmeras secções delgadas solicitadas; ao pessoal da gráfica, especialmente ao Sr. Dalton M. da Silva, pela encadernação dos volumes finais e pela ajuda sempre oferecida; ao pessoal da secretadia do DMP, Marta J. da Silva e Dionísio Tadeu de Azevedo, pelo apoio oferecido no dia-a-dia do Instituto; ao pessoal da biblioteca, especialmente à Maristela P. Severino e a Jaime S. Marcos, pela sua colaboração na realização de documentaos fotográficos.

À FAPESP (processo 93/4350-0) que viabilizou a realização dos trabalhos de campo e das análises de microssonda eletrônica realizadas na Universidade de Brasília.

RESUMO

Os trabalhos desenvolvidos nesta dissertação de mestrado tiveram como principal objetivo o estudo da geologia, da petrografia e da gênese dos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos e rochas associadas da Formação Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba, que afloram a nordeste da cidade de São Paulo, entre as cidades de Guarulhos e Santa Isabel.

Para tanto foi efetuado um mapeamento geológico-estrutural detalhado (1:5000) das principais ocorrências destes anfibolitos, seguido por estudos petrográficos em luz transmitida e pela caracterização da composição química dos minerais por microssonda eletrônica.

A integração dos dados possibilitou a definição da gênese destas rochas como tendo sido resultado do metamorfismo em fácies anfibolito de protólitos básicos e intermediários a ácidos alterados hidrotermal-metassomaticamente.

No mapa puderam ser separadas sete unidades litotípicas maiores produzidas pelas alterações hidrotermais-metassomáticas, identificadas como das *rochas intensamente alteradas, menos intensamente alteradas, rochas de composição intermediária a ácida alteradas, hornblenda-granada anfibolitos, tufos alterados, metabásicas de granulação grossa e metabasitos cálcio-silicáticos*.

Nestas unidades puderam ser distinguidos 15 litotipos principais, incluindo rochas produzidas pelas alterações que concentraram magnésio e ferro, pela carbonatização e/ou potassificação e pela silicificação de rochas vulcanoclásticas ou ígneas de composição básica ou intermediárias a ácidas.

Dentre as rochas básicas foram observadas gradações completas entre rochas não alteradas e as fortemente alteradas, representadas pelos conjuntos das *rochas incipientemente alteradas* (**hornblenda anfibolitos com cordierita e cummingtonita**), *rochas da zona de transição* (onde coexistem dois ou três anfibólios), *rochas menos intensamente alteradas* (**cummingtonita anfibolitos, cordierita-cummingtonita anfibolitos e granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos**) e as *rochas mais intensamente alteradas* (**granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos**).

Nas rochas de composição intermediária a ácida foram distinguidos os conjuntos das *rochas silicificadas, rochas menos intensamente alteradas* (constituídas por cummingtonita/antofilita, clorita, quartzo e plagioclásio) e as *mais intensamente alteradas* (constituídas por cummingtonita/antofilita, cordierita e quartzo).

O conjunto das rochas potassificadas é representado por *hornblenda-biotita anfibolitos, biotita-hornblenda anfibolitos e biotita-cummingtonita anfibolitos*.

Dentre as rochas básicas afetadas pela carbonatização pré-metamórfica foram separadas as *fracamente carbonatizadas* (representadas por actinolita anfibolitos) e as *intensamente carbonatizadas* denominadas como metabasitos cálcio-silicáticos, formados essencialmente por diopsídio, actinolita, clinozoisita/epídoto, quartzo, plagioclásio e carbonatos.

Foram identificados outros litotipos produzidos pelas alterações, mas que pela falta de

afloramentos elucidativos, não puderam ser associados aos conjuntos anteriores, tendo sido, desta forma, separados nos conjuntos dos *hornblenda-granada anfibolitos*, *cummingtonita-granada-clorita xistos* e das *metabásicas de granulação grossa*, estas muito típicas e distintas dos metagabros pela presença de plagioclásio esbranquiçado inalterado.

As estruturas e texturas indicam claramente a dissolução dos protólitos, de modo gradativo, até a gênese das rochas mais intensamente alteradas, que constituíram, ao microscópio, granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos e rochas constituídas por cummmingtonita/antofilita, cordierita e quartzo. Estas estruturas foram afetadas pelas foliações metamórficas S_1, S_2 e S_3 indicando que as alterações hidrotermais-metassomáticas foram produzidas antes dos eventos metamórficos.

As principais paragêneses minerais cristalizaram-se concomitantemente ao primeiro evento deformacional, corroborando as informações estruturais de que as alterações químicas foram introduzidas nos protólitos previamente ao metamorfismo, embora possam ter ocorrido reequilíbrios menores causados pelos fluidos metamórficos.

As condições metamórficas atuantes durante o desenvolvimento da S_1 e da S_2 foram da fácies anfibolito e, durante o desenvolvimento da S_3, da fácies anfibolito à dos xistos verdes, esta tipicamente associada aos processos retrometamórficos, com reequilíbrio das assembléias de mais alto grau. Os metapelitos encaixantes tem cianita invertida para sillimanita associada à S_1, e apenas sillimanita na S_2, indicando a existência de dois eventos metamórficos, um anterior, de pressão intermediária, seguido por um de pressão mais baixa, ambos com clímax metamórfico na fácies anfibolito.

Geologicamente observa-se uma associação íntima destas rochas alteradas com corpos de rochas andesíticas, dacíticas e riolíticas, definindo formas que podem ser interpretadas como antigos cones de alteração ou zonas alteradas semi-concordantes aos derrames básicos. Os zonamentos observados, juntamente com o contexto geológico/geotectônico regional e os dados bibliográficos, permitem interpretar que estas rochas foram geradas em dois ambientes geotectônicos. O primeiro, menos importante, corresponde a zonas de expansão de cadeias meso-oceânicas, e o segundo corresponde à evolução de uma bacia de retro-arco, em regimes compressionais, sendo este o principal período de formação dos protólitos destas rochas.

Granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos e rochas intermediárias intensamente alteradas ocorrem mundialmente associadas a depósitos de sulfetos maciços de Cu-Zn, onde constituem as zonas mais internas dos cones de alteração hidrotermal-metassomática produzidas pela percolação dos fluídos mineralizantes, tipicamente localizados sob as mineralizações, sugerindo potencial metalogenético para este tipo de mineralização na Formação Morro da Pedra Preta.

Neste contexto as rochas menos intensamente alteradas, os hornblenda-granada anfibolitos, as metabásicas de granulação grossa e as rochas potassificadas se distribuem em fácies mais distais nestes cones de alteração. As rochas carbonatizadas estão relacionadas a zonas de alteração mais profundas, sub-concordantes com à estratigrafia vulcano-sedimentar.

ABSTRACT

The principal objective of this Dissertation was the study of the geology, petrology and geneses of the garnet-cordierite-cummingtonite/anthophyllite amphibolites and associated rocks of the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group.

For this purpose a detailed 1:5,000 geological-structural map of the principal occurrences of these amphibolites was made, followed by petrographic studies transmitted light, and the characterization of the chemical composition of minerals by electron microprobe analysis.

The integration of data made possible to interpretate the genesis of this rocks as being the result of metamorphism in amphibolite facies of hidrothermal-metasomatically altered basic and felsic protoliths .

Seven major lithological units produced by alteration could be separated in the map, identified as ***strongly altered rocks, moderately altered rocks, altered felsic rocks, hornblende-garnet amphibolites, altered tuffites, coarse grained metabasites and calc-silicate metabasites.***

In these units, feveteen diferent lithotypes, produced by alterations that concentrated magnesium and iron, by carbonatization and/ or potassification and by silification of basic or felsic volcanoclastic or igneous rocks could be se separated.

In basic rocks a complete gradation between unaltered to strongly altered rocks was observed, represented by the groups of ***weakly altered (hornblende amphibolites with cordierite and cummingtonite), transitional*** *(where two or tree amphiboles coexist),* ***moderately altered (cummigtonite amphibolites, cordierite-cummingtonite amphibolites and garnet-cordierite-cummingtonite amphibolites)*** *and* ***strongly altered rocks (garnet-cordierite-cummingtonite/anthophyllite amphibolites).***

In altered felsic rocks ***silicified, moderately*** *(cummingtonite/anthophyllite-chlorite-quartz-plagioclase rocks) and* ***strongly altered rocks*** *(cummingtonite/anthophyllite-cordierite-quartz rocks) were distinguished.*

The potassified rocks are represented by ***hornblende-biotite amphibolites, biotite-hornblende amphibolites*** *and* ***biotite-cummingtonite amphibolites.***

The carbonatized metabasites were separated into ***weakly*** *(represented by actinolite amphibolites) and* ***strongly carbonatized*** *recognized as calc-silicate metabasites, composed essencially by diopside, actinolite, clinozoisite/epidote, quartz, plagioclase and carbonates.*

Other lithotypes produced by alteration process were identified but because of the lack of elucidative outcrops, could not be related to the above mentioned groups and were therefore separated as ***hornblende-garnet amphibolites, cummingtonite-garnet-chlorite schists*** *and* ***coarse grained metabasites****, which can be distinguished from metagabbros by the presence of unaltered whitened plagioclase.*

The structures and textures clearly indicate the gradual and progressive dissolution of

protoliths until the protoliths of the strongly altered rocks, garnet-cordierite-cummingtonite/anthophyllite amphibolites and cummingtonite-anthopyllite-cordierite-quartz rocks, are produced. These structures were affected by the metamorphic foliations S_1, S_2 and S_3, showing that the hydrotermal-metasomatic alterations occurred before the regional metamorphic events.

The main mineral parageneses crystallized during the first deformation event, corroborating the structural evidence, that chemical modifications occurred in the protoliths before metamorphism, although minor reequilibra caused by metamorphic fluid movements may have occurred.

The metamorphic conditions present during the development of S_1 and S_2 were in the amphibolite facies and during the development of the S_3, in the amphibolite facies grading to the green schists facies, this one typically associated with retrometamorphism of assemblages of higher grade. In metapelites from the host rocks kyanite inverted to sillimanite, asociated to the S_1, is found, and only sillimanite is found associated to S_2, indicating the existence of two different metamorphic events, the former of intermediate pressure, and the latter of low pressure, both of them having their metamorphic climax in the amphibolite facies.

A close association of the altered rocks with felsic rocks is observed, and their forms can be interpreted as old alteration pipes or semi-conformable altered zones within basic flows. The zonations observed, associated with the geological/geotectonic environment and the bibliographic references lead to the interpretation that these rocks were generated in two different geotectonic environments. The first one, less important, was in meso-oceanic expansion zones, and the other in compressive regime, during the evolution of a back-arc basin.

Garnet-cordierite-cummingtonite/anthophyllite amphibolites and felsic rocks strongly altered are associated world-wide with massive sulfide deposits of Cu-Zn, where they form the inner parts of alteration pipes produced by the percolation of the mineralized fluids, and are typically localized under the mineralizations, suggesting a metallogenetical potencial for this type of mineralization in the Morro da Pedra Preta Formation.

In this context, the intermediately altered rocks, the hornblende-garnet amphibolites, the coarse grained metabasites and the potassified rocks correspond to distal facies of these alteration pipes. The carbonatized rocks are related to lower-level semi-conformable alteration zones.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO 01
1 OBJETIVOS 01
2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS 02
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL 02
4 MATERIAIS E MÉTODOS 05
4.1 Materiais Utilizados 05
4.2 Métodos de Trabalho 05

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE OS ANFIBOLITOS COM CUMMINGTONITA/ANTOFILITA.. 09

CAPÍTULO III

GEOLOGIA LOCAL 47
1 GRUPO SERRA DO ITABERABA 48
1.1 Formação Morro da Pedra Preta 48
1.1.1 Unidade dos metabasitos (Mb) 48
1.1.2 Rochas básicas vulcanoclásticas e ígneas alteradas hidrotermal-metassomaticamente 50
1.1.2.1 Unidade dos anfibolitos de granulação grossa (Bg) 50
1.1.2.2 Unidade dos granada-hornblenda anfibolitos (Ga) 51
1.1.2.3 Unidade dos tufos básicos alterados (Ta) 52
1.1.2.4 Unidade dos metabasitos e metavulcanoclásticas cálcio-silicáticas (Bc) 53
1.1.2.5 Unidade das rochas básicas menos intensamente alteradas (Hc) 55
a) Rochas incipientemente alteradas 55
b) Rochas da zona de transição 58
c) Rochas menos intensamente alteradas 58
1.1.2.6 Unidade das rochas básicas mais intensamente alteradas (Ha) 60
1.1.3 Unidade das rochas meta-intermediárias (Mi) 63
1.1.4 Unidade das rochas intermediárias alteradas (Ma) 63
1.1.5 Unidade dos metatufos e metabrechas vulcânicas (Mv) 64
1.1.6 Unidade dos metassedimentos tufíticos (Mt) 66
1.1.7 Unidade das formações ferríferas (Ff) 67
1.1.8 Unidade das rochas cálcio-silicáticas (Cs) 68
1.1.9 Unidade dos metapelitos (Mp) 69
1.1.10 Unidade dos metapelitos grafitosos (Mg) 71
1.1.11 Unidade dos metarritmitos (Mr) 71
1.2 Formação Nhanguçu 72
1.2.1 Unidade dos metapelitos manganesíferos (Mn) 72
1.2.2 Unidade dos metapelitos ricos em andalusita (Ad) 74
2 GRUPO SÃO ROQUE 76
2.1 Formação Piragibu 76
2.1.1 Unidade dos metarritmitos (Rr) 76
3 ROCHAS GRANÍTICAS 77
3.1 Suite Porfirítica 77
3.1.1 Unidade dos granitóides Serra da Pedra Branca (γp) 77
4 ROCHAS CATACLÁSTICAS E MILONÍTICAS 79
5 DEPÓSITOS ALUVIONARES 79

CAPÍTULO IV

PETROGRAFIA DE ROCHAS ALTERADAS HIDROTERMAL-METASSOMATICAMENTE 80
1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS LITOTIPOS ALTERADOS 82

1.1 Rochas Básicas Incipientemente Alteradas 82
1.2 Zona de Transição 84
1.3 Rochas Básicas Menos Intensamente Alteradas 86
1.3.1 Zona petrográfica 1 86
1.3.2 Zona petrográfica 2 92
1.4 Rochas Básicas Mais Intensamente Alteradas 94
1.9 Rochas Intermediárias a Ácidas Alteradas 102
1.6 Outros Litotipos 106
1.6.1 Granada-hornblenda anfibolitos 108
1.6.2 Biotita-hornblenda anfibolitos e rochas Associadas 109
1.6.3 Metabasitos e meta-vulcanoclásticas cálcio-silicáticas 113
1.6.4 Cummingtonita-granada-clorita xistos 114
2 DISCUSSÃO SOBRE A GÊNESE DOS GRANADA-CORDIERITA CUMMINGTONITA/ANTOFILITA ANFIBOLITOS E ROCHAS ASSOCIADAS 116

CAPÍTULO V

METAMORFISMO 123

CAPÍTULO VI

QUÍMICA MINERAL 131
1 ANFIBÓLIOS 131
2 GRANADAS 133
3 CORDIERITAS 135
4 FLOGOPITAS 135
5 PLAGIOCLÁSIOS 136
6 ESTAUROLITAS 137
7 ILMENITAS 137

CONCLUSÕES 138

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 141

ÍNDICE DAS FIGURAS

FIGURA 01 - Localização da área e acessos 03

FIGURA 02: Esboço geológico regional. (1) Coberturas sedimentares paleozóicas a cenozóicas. (2) Rochas granitóides diversas. (3) Grupos Amparo, Paraíba do Sul e Itapira. (4) Grupo São Roque, incluindo terrenos gnáissico-migmatíticos de posicionamento indefinido. (5) Grupo Serra do Itaberaba. (6) Complexo Embu/Paraíba do Sul. (7) Complexo Costeiro 04

FIGURA 03 - Articulação das folhas topográficas na escala 1:10.000 06

FIGURA 04 - Esboço geológico da região das serras do Itaberaba e da Pedra Preta, segundo Juliani (1993). 47

FIGURA 05 - Relações de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas das rochas da zona de transição e nos cummingtonita anfibolitos, cordierita-cummingtonita anfibolitos, e granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos 94

FIGURA 06 - Constituintes mineralógicos principais dos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos 98

FIGURA 07 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos 102

FIGURA 08 - Constituintes principais de rochas intermediárias a ácidas alteradas hidrotermal-metassomaticamente 105

FIGURA 09 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nas rochas meta-intermediárias a ácidas alteradas hidrotermalmente 106

FIGURA 10 - Relação da cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nos granada-

hornblenda anfibolitos 110

FIGURA 11 - Modelo esquemático de cones de alteração hidrotermal associadas à formação dos depósitos singenéticos de sulfetos maciços de Mattagami Lake (Quebec), segundo Roberts & Reardon, 1978, em Frankin *et al.*, 1981) 119

FIGURA 12 - Reconstituição das zonas de alteração na área de Garon Lake (Quebec), onde são destacados os elementos químicos lixiviados dos basaltos e enriquecidos na zona de alteração e vice-versa. GLR = Garon Lake Rhyolite; BCR = Bell Channel Rhyolite; B1 a B4 = Basaltos, gabros e gabro-granófiros da unidade Bell River Complex. (segundo MacGeehan & MacLean, 1980 120

FIGURA 13 - Ambientes geotectônicos de formação de alterações hidrotermais (áreas hachuradas) do Grupo Serra do Itaberaba 121

FIGURA 14 - Esquema das zonas de alterações hidrotermais-metassomáticas associadas às intrusões de rochas intermediárias a ácidas em bacia de retro-arco, onde: (1) rochas mais intensamente aleteradas; (2) rochas menos intensamente alteradas, incluindo granada anfibolitos, rochas carbonatizadas, etc; (3) derrames de basaltos; (4) rochas intermediárias a ácidas; (5) basaltos e rochas vulcanoclásticas grossoas espilitizadas; (6) vulcanoclásticas finas basicas e intermediárias, com gradações para pelitos; (7) metassedimentos tufíticos; (8) formações ferríferas; (9) mineralizações em sulfetos; (10) rochas ricas em margarita, turmalina e coríndon; (11) brechas e tufos intermediários a ácidos alterados e silicificados; (12) rochas cálcio-silicáticas; (13) sedimentos pelíticos. 122

FIGURA 15 - Classificação dos anfibólios cálcicos, onde círculos representam minerais cristalizados sin-S_1, triângulos invertido sin-S_2 e xis os minerais que não puderam ser associados seguramente às foliações 132

FIGURA 16 - Classificação dos clinoanfibólios ferro-magnesianos, onde círculos correspondem aos cristalizados sin-S_1, os triângulos invertidos são sin-S_2, os quadrados são sin-S_3 e as cruzes indicam anfibólios que não foram associados às foliações. Os minerais das rochas mais alteradas estão representados pelos mesmos símbolos preenchidos 132

FIGURA 17 - Classificação dos ortoanfibólios das rochas mais intensamente alteradas, onde os losango representam os minerais da S_2 e os quadrados os da S_3 133

FIGURA 18 - Distribuição dos anfibólios representando as possíveis substituições relativamente ao Al^{IV} ... 134

FIGURA 19 - Distribuição dos teores das moléculas de espessartita, grossulária e almandina em granadas de rochas mais intensamente alteradas (triângulos invertidos - vazios = núcleos, preenchidos = bordas) e menos alteradas (quadrados - vazios = núcleo, preenchidos = bordas). Cruz é de granada não correlacionada com as foliações 134

FIGURA 20 - Classificação das flogopitas de rocha intensamente alterada, onde quadrados representam cristais sin-S_3 e o triângulo invertido sin-S_2 136

ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA 1 - Folhas topográficas utilizadas na escala 1:10.000 06

TABELA 2 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas básicas. 83

TABELA 3 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas intermediárias a ácidas 103

TABELA 4 - Outros litotipos alterados hidrotermalmente 107

TABELA 5 - Análises químicas dos anfibólios 166

TABELA 6 - Análises químicas das granadas 167

TABELA 7 - Análises químicas das cordieritas 167

TABELA 8 - Análises químicas das flogopitas 168

TABELA 9 - Análises químicas dos plagioclásios 168

TABELA 10 - Análises químicas das estaurolitas 168

TABELA 11 - Análises químicas das ilmenitas 168

ÍNDICE DAS FOTOGRAFÍAS

FOTO 01 - Detalhe das rochas com porções básicas vulcanoclásticas com plagioclásio e hornblenda (verde escuras) dispersas em matriz cálcio-silicática, com tremolita/actinolita, dipsídio/salita e epídoto (verde-claro) gerada pela carbonatização pré-metamórfica. 53

FOTO 02 - Resto de rocha metabásica, com hornblenda verde-escura (à direita da foto), em rocha metabásica carbonatizada, constituída essencialmente por diopsídio/salita, actinolita, carbonatos, biotita, plagioclásio e quartzo..... 54

FOTO 03 - Estrutura de um afloramento de rochas metavulcanoclásticas alteradas. As porções verde-escuras, compostas por *rochas básicas incipientemente alteradas*, estão intercaladas em cordierita-cummingtonita anfibolitos (mais claros), produzidos por alterações mais intensas. Ainda pode ser notado o bandamento original e restos da rocha básica quase que totalmente digeridos, dispersos nas partes mais alteradas..... 56

FOTO 04 - Detalhe da passagem dos leitos de rochas incipientemente alteradas para cordierita-cummingtonita anfibolitos, que restam como formas globulares inseridas nas rochas mais alteradas. 57

FOTO 05 - Venulações pré-metamórficas de quartzo intensamente deformadas (formas irregulares claras de mais alto relevo) nos cordierita-cummingtonita anfibolitos, responsáveis pelos altos teores de sílica dos litotipos alterados. 61

FOTO 06 - Detalhe da passagem das rocha incipientemente alteradas (faixas verde-escuras - 1) até as rochas mais alteradas (granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos - 3), à esquerda da foto pode ser observada a textura maculada dada pelos porfiroblastos róseos de granada e cinzas de cordierita. Entre ambas rochas e entre as duas bandas de rochas incipientemente alteradas ocorrem cordierita-cummingtonita anfibolitos (2), mais visíveis na contraparte não molhada da amostra..... 62

FOTO 07 - Detalhe da passagem de um hornblenda anfibolito para um cummingtonita anfibolito rico em quartzo. A textura granoblástica da hornblenda da rocha básica (parte superior da foto) passa para cummingtonita rica em ferro em arranjos fibro-radiados, com grãos menores de hornblenda, através de uma zona de transição onde preserva-se a textura da rocha básica, mas com o anfibólio sendo representado pela actinolita/cummingtonita rica em ferro. Lado maior da foto ~ 8 mm. 81

FOTO 08 - Idem anterior, com analisador. Lado maior da foto ~ 8 mm. 82

FOTO 09 - Rochas metavulcanoclásticas básicas alteradas, onde as porções verde-escuras são compostas por rochas incipientemente alteradas intercaladas em cordierita-cummingtonita anfibolito (mais claros), produzidos por alterações relativamente mais intensas. Em direção ao topo ao anfibolito anterior grada para granada-cordierita-cummingtonita anfibolito, os quais gradam para granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito. Ainda pode ser notado o bandamento original e restos da rocha básica quase que totalmente digeridos, dispersos nas partes mais alteradas..... 84

FOTO 10 - Metabasito praticamente não alterado, com hornblenda, plagioclásio, quartzo e opacos. Note-se o zonamento das hornblendas, além de pequenas "manchas" paralelas ao eixo *c* de anfibólio pouco pleocróico, representado pela cummingtonita..... 85

FOTO 11 - Textura característica de um cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito da zona de transição, com os típicos cristais de hornblenda formando pequenos aglomerados, cristais isolados, ou intercrescidos com cummingtonita. Lado maior da foto ~ 8 mm. 87

FOTO 12 - Hornblenda-cummingtonita xisto da zona de transição, gerado a partir de rocha básica ígnea, onde as texturas primárias foram totalmente modificadas.Lado maior da foto ~ 8 mm..... 88

FOTO 13 - Cordierita-cummingtonita anfibolito com aglomerados circulares a elípticos e arranjos radiados de cummingtonita dispersos em abundante matriz constituída essencialmente por quartzo, cordierita, plagioclásio, cummingtonita e opacos. Lado maior da foto ~ 30 mm. 89

FOTO 14 - Cordierita-cummingtonita anfibolito com aglomerado elíptico de cummingtonita com porção central tendendo a poiquiloblástica e bordas constituídas por anfibólio prismático ou em arranjos semi-radiados, textura esta freqüentemente observada nas rochas de origem vulcanoclástica. Lado maior da

foto ~ 10 mm. 90

FOTO 15 - Pequeno cristal instável de estaurolita, com típica corona de cordierita (± rutilo). Lado maior da foto ~ 8 mm. 91

FOTO 16 - Granada-cordierita-cummingtonita anfibolito com granada pós-deformacional, aglomerados de cummingtonita e poiquiloblastos de cordierita incipientemente desenvolvidos dispersos em matriz abundante. Lado maior da foto ~ 8 mm. 93

FOTO 17 - Granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito com antofilita e cummingtonita formando típicos arranjos radiados e porfiroblastos poiquiloblásticos de granada e de cordierita. Lado maior da foto ~ 30 mm. 95

FOTO 18 - Granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito com antofilita e cummingtonita em arranjos cujas partes centrais são semelhantes a uma esfera constituída por finíssimos prismas rotacionados. Na porção central da foto observam-se poiquiloblastos de granada e de cordierita em contato. Lado maior da foto ~ 8 mm. 96

FOTO 19 - Idem anterior, com analisador. Lado maior da foto ~ 8 mm. 97

FOTO 20 - Secção basal de um prisma de anfibólio com intercrescimento de antofilita e cummingtonita com antofilita ocupando a porção mais interna, em granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito. Lado maior da foto ~ 8 mm. 99

FOTO 21 - Idem anterior, com analisador, onde a antofilita apresenta-se extinta. Lado maior da foto ~ 8 mm. 99

FOTO 22 - Intercrescimento de cummingtonita e de antofilita em secções prismáticas maiores, com antofilita disposta nas bordas,, em granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos. Lado maior da foto ~ 8 mm. 100

FOTO 23 - Idem anterior, apresentando os prismas de antofilita extinção reta. Lado maior da foto ~ 8 mm. 100

FOTO 24 - Cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito gerado a partir de rochas intermediárias intensamente alteradas, com agregado radiado de cummingtonita e antofilita pós-S_3, poiquiloblasto de cordierita (porção sudeste) e restos de agregados de clorita e quartzo na matriz (porção noroeste). Com analisador, lado maior da foto ~ 8 mm. 105

FOTO 25 - Granada-hornblenda anfibolito onde podem ser observados aglomerados constituídos essencialmente por quartzo, caracterizando zonas de silicificação pré-metamórficas. Lado maior da foto ~ 8 mm. 108

FOTO 26 - Detalhe dos litotipos produzidos pela alteração hidrotermal-metassomática sobre rochas vulcanoclásticas básicas. Da direita para esquerda ocorrem, rochas incipientemente alteradas (verde-escuro - 1) com dois veios subparalelos ao acamamento, compostos essencialmente por epídoto, diopsídio e actinolita, seguido por um leito de cordierita-cummingtonita anfibolito (verde-acinzentado - 2), por sua vez substituído por biotita-cummingtonita anfibolito (3). 112

FOTO 27 - Detalhe de uma amostra de cummingtonita-granada-clorita xisto, com porfiblastos grossos de granada e de cummingtonita dispersos e uma fina matriz clorítica. 115

ANEXOS

ANEXO I - Mapa de Pontos 149

ANEXO II - Mapa Geológico-estrutural da área de ocorrência dos corpos de granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos, escala 1:5.000 150

ANEXO III - Perfis de alteração en rochas ígneas e vulcanoclásticas 151

ANEXO IV - Análises químicas dos minerais 165

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

Rochas semelhantes aos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos aqui estudados já tinham chamado a atenção de geólogos e pesquisadores desde finais do século passado, pelas suas peculiaridades petrológicas, mineralógicas, quimismo e pela freqüente associação com depósitos de sulfetos maciços.

Na região a nordeste da cidade de são Paulo, entre as cidades de Guarulhos e Santa Isabel foram encontradas algumas ocorrência destas rochas, na unidade geológica que foi posteriormente denominada de Grupo Serra do Itaberaba (GSI).

Estes anfibolitos apresentam assembléia mineralógica relativamente rara, com antofilita/cummingtonita, granada, cordierita, hornblenda, plagioclásio, quartzo, biotita, estaurolita, magnetita, ilmenita, rutilo, clorita, etc, gerados em eventos metamórficos progressivos da fácies anfibolito e retrógrados, da fácies dos xistos verdes.

Ocorrências semelhantes, descritas em seqüências metavulcano-sedimentares de diversas regiões do mundo, têm sido interpretadas como produzidas por alterações hidrotermais-metassomáticas pré-metamórficas de rochas básicas e, comumente, têm associadas mineralizações de metais básicos e preciosos.

As várias ocorrências situadas nos arredores da Fazenda City (Juliani, 1993), foram mapeadas na escala 1:5.000, o que possibilitou a separação de diversos litotipos formados por rochas mais ou menos intensamente alterados hidrotermalmente.

1 OBJETIVOS

O objetivo desta pesquisa foi o estudo da gênese dos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos e rochas associadas do Grupo Serra do Itaberaba, através de estudos geológicos e petrográficos detalhados.

Para alcançar este objetivo foi efetuado:

a) uma revisão bibliográfica sobre a ocorrência destas rochas, buscando informações sobre o ambiente geológico de formação, litoestratigrafia, grau e tipo de metamorfismo, petrogênese, mineralizações associadas e quimismo.

b) o mapeamento geológico detalhado das ocorrências de granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos dos arredores da Fazenda City cartografadas por Juliani (1993), visando a separação dos diversos litotipos de rochas alteradas hidrotermalmente, o entendimento dos seus posicionamentos litoestratigráficos e o estabelecimento das relações de contato com as rochas encaixantes.

c) o petrografia detalhada dos diversos litotipos presentes de rochas alteradas hidrotermalmente, com o fim de estabelecer perfis de alteração a partir de protolitos não alterados.

d) a integração das informações obtidas no campo, escritório e laboratório, buscando elucidar a gênese destas rochas.

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 possui a forma de um quadrado de aproximadamente 16 km^2, inserido entre os paralelos 23°16'41" S e 23°18'51" S e os 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, de onde pode-se alcançar as áreas de interesse através de estradas municipais e acessos vicinais.

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 faixas de Dobramentos São Roque e Açungui para Hasui *et al.*, 1975, 1978).

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).

A faixa está delimitada a norte com pelos complexos Amparo e Paraíba do Sul (ou

Igaratá), através das zonas de cisalhamento de Jundiuvira; a sul pelo Complexo Embu, através das falhas de Taxaquara, Rio Jaguari e Monteiro Lobato, e a oeste pelos sedimentos carboníferos do Grupo Tubarão.

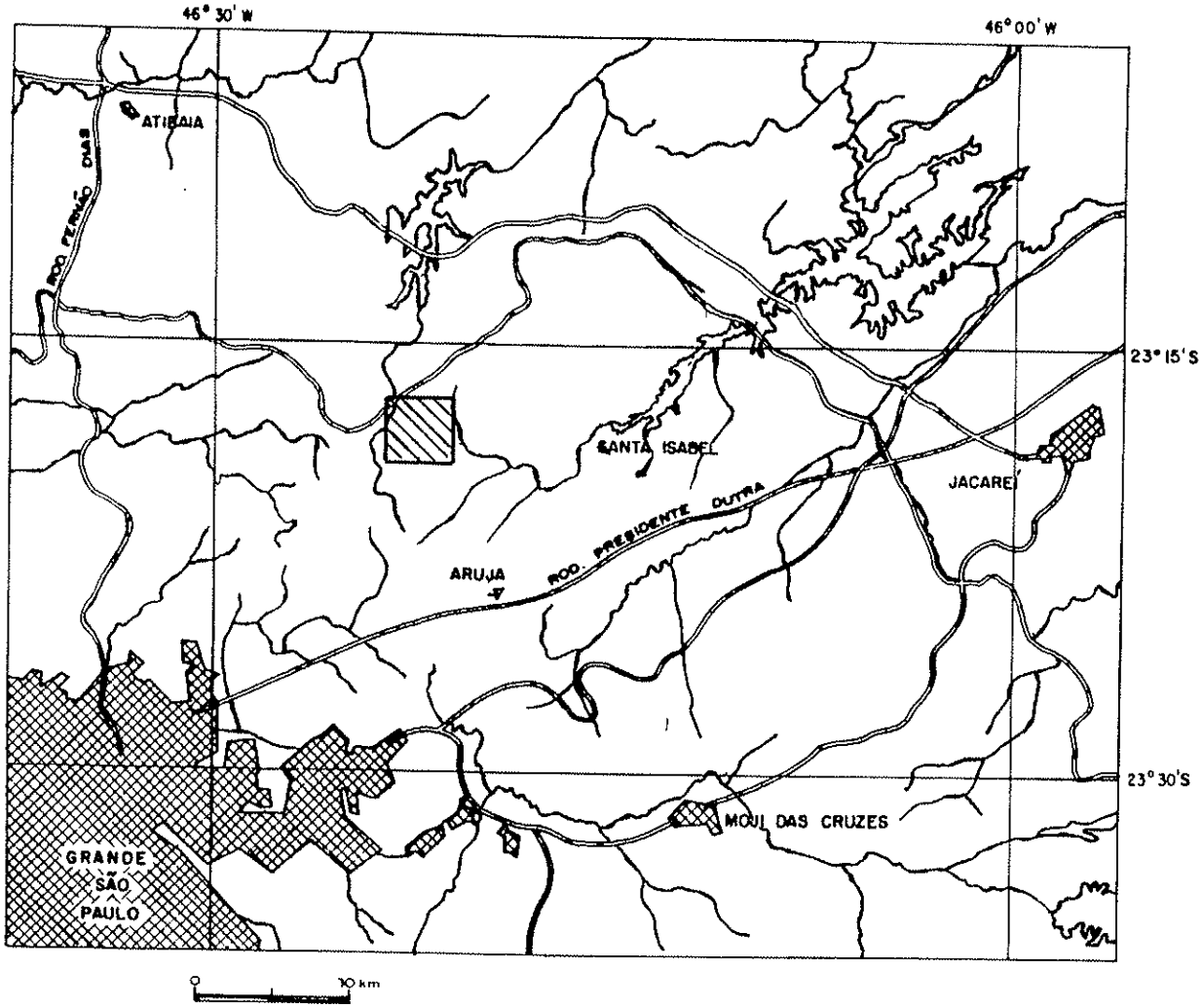


FIGURA 1 - Localização da área e acessos

A introdução do termo São Roque na literatura é devida a Oliveira (1925) ao apresentar dados analíticos de calcários, alguns dos quais provenientes do que denominou Série de São Roque.

A redefinição da Série para Grupo São Roque (GSR) foi efetuada por Lefevre *et al.* (1963) com a publicação do Mapa Geológico do Estado de São Paulo na escala de 1:1.000.000. A geologia e os litotipos do Grupo foram descritos por 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 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.

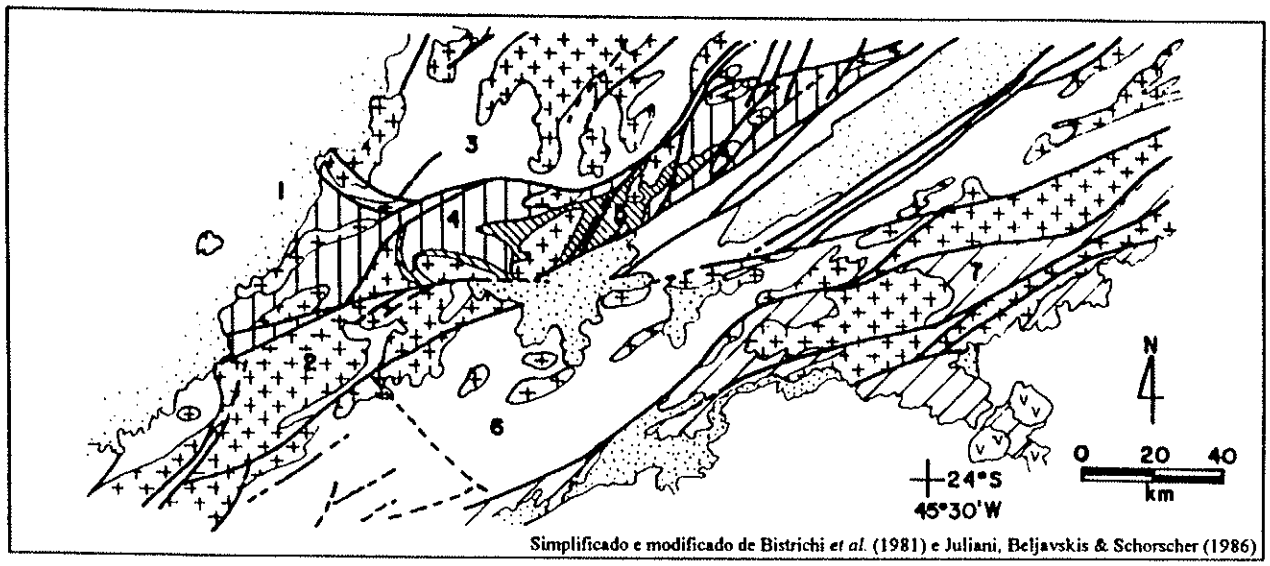


FIGURA 2: Esboço geológico regional. (1) Coberturas sedimentares paleozóicas a cenozóicas. (2) Rochas granitóides diversas. (3) Grupos Amparo, Paraíba do Sul e Itapira. (4) Grupo São Roque, incluindo terrenos gnáissico-migmatíticos de posicionamento indefinido. (5) Grupo Serra do Itaberaba. (6) Complexo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

Na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca, onde ocorrem estas rochas de mais alto grau metamórfico, Juliani & Beljavskis (1983) subdividiram o GSR 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 considerada como o embasamento do Grupo São Roque, denominação esta restringida para a unidade superior.

Juliani (1993) e Juliani *et al.* (1994) subdividiram o Grupo Serra do Itaberaba nas formações Morro da pedra Preta, vulcano-sedimentar e basal; Nhanguçu, superior e composta essencialmente por metapelitos com andalusita, metapelitos ricos em ferro e manganês, com lentes de cálcio-pelitos e rochas carbonáticas subordinadas; Pirucaia, representando predominantemente antigos corpos psamíticos de partes marginais da bacia deposicional. O Grupo São Roque está representado, na região, por filitos, ritmitos, metarcóseos e metaconglomerados da Formação Piragibu redefinida.

Estruturação semelhante foi verificada por Hackspacher *et al.* (1992a, b) na Folha Pirapora e Folha Cabreúva, e por Oliveira *et al.* (1992), na Folha São Roque, mas com o GSR disposto discordante ou concordantemente sobre o GSI. Nas regiões das folhas de Cabreúva, São Roque e Pirapora o GSR estaria representado por metassiltitos e metarritmitos da Formação Estrada dos Romeiros, pelos quartzitos da Formação Boturuna e metabásicas da Formação Pirapora.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Materiais Utilizados

Foram utilizadas as folhas topográficas na escala 1:10.000 Serra do Itaberaba, Pedra Branca, Vasconcelândia e Itaberaba (TABELA 1), cuja articulação está /esquematizada na FIGURA 3.

Uma montagem de fotocópias ampliadas das folhas topográficas, na escala aproximada de 1:7.000, foi utilizada para lançamento dos dados durante o mapeamento, para acompanhamento das unidades litoestratigráficas e para elaboração do rascunho do mapa geológico de campo.

O mapa geológico-estrutural, na escala 1:5.000, foi traçado em reprodução em papel vegetal, obtido a partir da montagem realizada com ampliações das folhas topográficas, sendo o mapa de pontos realizado em copias sépias confeccionadas a partir desta ampliação.

4.2 Métodos de Trabalho

Para alcançar-se a realização dos objetivos efetuou-se o seguinte:

a) **Levantamento bibliográfico**: foi realizado um levantamento bibliográfico sistemático da ocorrência de rochas semelhantes, buscando relacionar estas a seu ambiente geológico de formação, litoestratigrafia presente, quimismo, tipo de metamorfismo, petrogênese e mineralizações associadas. Pela especificidade do tema, muitos dos artigos tiveram que ser pedidos através do serviço de COMUT, prestado pela biblioteca do IG-USP e, quando possível, pedidos para serem trazidos do exterior. Apesar disto não foi possível obter diversos artigos relacionados ao tema, alguns dos quais de relativa importância quanto a ocorrência de rochas semelhantes ou pela sua importância dentro do marco evolutivo dos conceitos quanto a gênese

destas rochas exóticas.

TABELA 1 - Folhas topográficas utilizadas na escala 1:10.000

NÚMERO	CÓDIGO	NOMENCLATURA	FOLHA	SIGLA
1	085/109[1]	SF-23-Y-D-I-3-NO-B	Serra do Itaberaba	SI
2	085/110[1]	SF-23-Y-D-I-3-NE-A	Pedra Branca	PB
3	086/109[1]	SF-23-Y-D-I-3-NO-D	Vasconcelândia	V
4	4423[2]	SF-23-Y-D-I-3-NE-C	Itaberaba	I

[1]Projeto Macro-Metrópole (TERRAFOTO/IGC)
[2]Projeto Grande São Paulo e Baixada Santista (TERRAFOTO/EMPLASA)

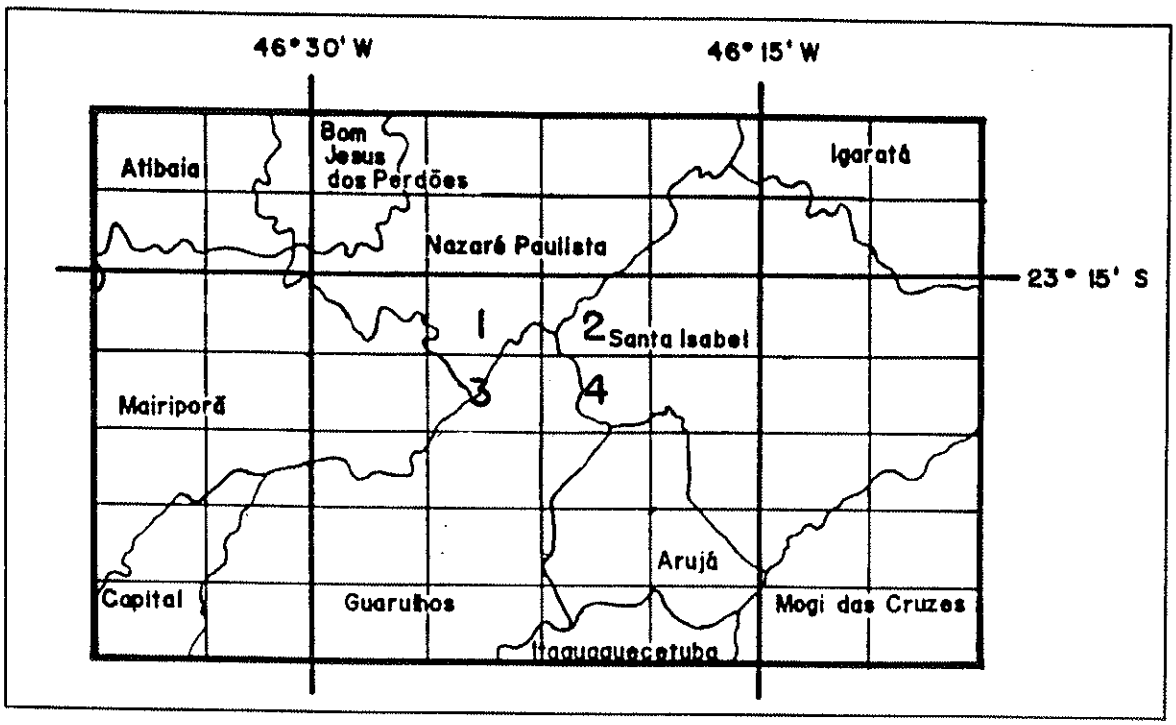


FIGURA 3 - Articulação das folhas topográficas na escala 1:10.000.

b) **Mapeamento sistemático, amostragem e elaboração do mapa geológico**: o mapeamento sistemático foi realizado através do levantamento de todos os acessos, trilhas e de praticamente todas as drenagens. A maioria das drenagens não levantadas deveu-se à topografia extremamente íngreme, muitas vezes constituindo paredões praticamente verticais.

Os dados de campo foram lançados em planta topográfica na escala aproximada de 1:7.000, obtida através da ampliação de folhas topográficas na escala 1:10.000, na qual foi gradativamente elaborado o recunho do mapa geológico.

Houve uma maior densidade de afloramentos descritos onde afloram os principais corpos de rochas alteradas hidrotermalmente e nas áreas adjacentes, buscando a definição mais precisa possível da geometria dos corpos de anfibolitos, das gradações ou presença de litotipos diferentes dentro do conjunto destas rochas, assim como o estabelecimento dos contatos entre as diferentes unidade litoestratigráficas.

Para a confecção do mapa geológico-estrutural na escala 1:5.000 foram utilizados 751 afloramentos, dos quais 696 afloramentos foram descritos durante os trabalhos de campo, sendo também utilizados 11 afloramentos descritos por Juliani (1993) e identificados no mapa de pontos (ANEXO I) com os números utilizados pelo autor. Finalmente foram compilados 105 afloramentos a partir de descrições feitas em poços para prospecção de bauxita, o que pode ser observado no ANEXO I, além de serem utilizados abundantes pontos de controle anotados na planta topográfica utilizada durante os trabalhos de campo. Tanto o mapa de pontos como o geológico-estrutural estão na escala na escala 1:5.000 (ANEXOS I e II).

Os afloramentos foram descritos procurando observar primeiro as estruturas maiores (acamamento, dobras, estilo de dobras), principais litotipos presentes, constituídos tanto por rochas frescas e/ou alterados intempericamente, estabelecendo eventuais relações de contato.

Posteriormente foram descritos os principais minerais constituintes dos litotipos e as texturas, reconhecendo, quando presentes, foliações metamórficas, lineações, sobreposição de fases deformacionais e estruturas ígneas e sedimentares.

Sempre que possível foram medidos o acamamento sedimentar, as orientações geométricas das foliações, eixos de dobras e lineações.

Foram coletadas cerca de 320 amostras de rochas frescas ou semi-alteradas para análises petrográficas e de microssonda eletrônica, sendo numeradas e catalogadas com a sigla da folha topográfica na escala 1:10.000 (TABELA 1) onde se localizava o ponto descrito, seguida pelo número do afloramento.

c) **Dados laboratoriais**: em laboratório foram estudadas secções delgadas e foram realizadas análises das fases minerais por microssonda eletrônica.

Foram descritas 140 secções delgadas de amostras selecionadas a partir do material coletado durante os trabalhos de campo, tendo sido utilizado o microscópio ZEISS (*Axioplan Pol*) e a lupa binocular CARL ZEISS, para estudo das texturas e estruturas.

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) e para as rochas metavulcanoclásticas as de Fisher (1961, 1966), Lajoie (1979) e Fisher & Schmincke (1984).

Através da microssonda eletrônica foram obtidas 251 análises qualitativas (EDS), tendo sido realizadas 54 no Laboratório de Microssonda Eletrônica da Universidade de Berna, na Suiça, utilizando-se uma CAMECA CAMEBAX, e 197 no Laboratório de Microssonda Eletrônica da Universidade de Brasília, utilizando-se uma CAMECA 50. As análises selecionadas são apresentadas no ANEXO IV.

O cálculo das fórmulas estruturais e a classificação dos minerais foi feita através do programa MINPET FOR WINDOWS, versão 2.02.

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE OS ANFIBOLITOS COM CUMMINGTONITA/ANTOFILITA

Uma síntese dos artigos pesquisados, buscando-se informações sobre o ambiente geológico de formação, litoestratigrafia, grau e tipo do metamorfismo, petrogênese, mineralizações associadas e quimismo, pode ser vista a seguir.

A gênese das rochas com cummingtonita/antofilita, gedrita, cordierita, granada, hornblenda, etc, semelhantes às aqui estudadas tem sido, desde os primeiros estudos, associada à formação de depósitos de sulfetos ou de ferro, motivo pelo qual foram também verificadas referências sobre este tópico, especialmente quando concernente à polêmica do singeneticismo *versus* epigeneticismo, como pode ser visto adiante. A cronologia de formação dos depósitos minerais associados é também importante para a definição da formação destes litotipos, pois se eles são efetivamente cronocorrelatos, como indicado pela grande maioria dos trabalhos antigos e atuais, reforça-se a hipótese de modificações químicas em rochas básicas a ácidas introduzidas por alterações hidrotermal-metassomáticas prévias ao metamorfismo, como interpretado por Juliani *et al.* (1992), Juliani (1993) e Pérez Aguilar & Juliani (1994) para as rochas do Grupo Serra do Itaberaba.

As primeiras descrições de anfibolitos semelhantes aos aqui estudados referem-se a rochas da Península Escandinava, na parte central da Suécia e na Finlândia, do Canadá e da Inglaterra. Posteriormente também foram encontradas rochas do mesmo tipo na Austrália, Estados Unidos, Noruega e na antiga União Soviética.

Nos artigos sobre estes anfibolitos são comuns referências ao clássico trabalho de Eskola (1914) na região de Orijärvi (Finlândia) como sendo o pioneiro quanto à citação e descrição destas rochas. Entretanto, como reconhecido pelo próprio Eskola, diversos outros pesquisadores já haviam descrito rochas semelhantes em outros locais, sempre chamando atenção dos seus diversos aspectos peculiares.

Dentre estes podem ser destacados alguns, quais sejam:

Na região da Suécia Central ocorrem mineralizações de ferro e de sulfetos maciços (Törnebohm, 1885, 1893; Johansson, 1910; Högbom, 1909; Geijer, 1917), das quais os depósitos de sulfetos maciços mineralizados em cobre da região de Falun são um dos mais importantes da

região. Estas mineralizações estão essencialmente associadas a calcários calcíticos e dolomíticos e a *leptitos* que, próximos aos depósitos, estão alterados para "quartzitos" com cordierita, antofilita-gedrita, cummingtonita, andalusita, almandina e biotita (Högbom, 1909; Geijer, 1917 e Frietsch, 1975).

A região é constituída por uma seqüência de *leptitos*, aos quais se encontram associadas intercalações de camadas de rochas carbonáticas, quartzitos, micaxistos e de rochas ígneas metamorfisadas, incluindo diversos corpos de anfibolitos (Högbom, 1909; Geijer, 1917) compondo uma típica seqüência vulcano-sedimentar (Frietsch, 1975). Segundo Högbom (1909), o termo *leptito* foi introduzido por Hummel na segunda metade do século XLX para representar as rochas densas ou gnáissicas finamente granuladas que constituem um membro proeminente do Arqueano da Suécia Central. Posteriormente os geólogos suecos substituíram o termo *leptito* pelo de *eurito*, sendo este por sua vez substituído pelos termos *hälleflintgneiss* e *granulito*. Posteriormente foi retomada a denominação de *leptito* para estas rochas gnássicas hololeucocráticas de composição granítica ou quartzo granítica, que, segundo Högbom (1909), podem ser originados por protolitos ígneos ou sedimentares. Os anfibolitos e os sienitos que alternam com os *leptitos* são referidos como *anfibolito leptito* e *sienito leptito*.

Nesta região da Suécia Törnebohm (1885) descreveu perto da mina de cobre de Björkelids, localizada ao norte de Bersbo, uma rocha xistosa de cor cinza amarelada, a qual denominou de actinolita xisto. Ao serem observados ao microscópio apresentam uma quantidade razoável de cordierita, variando a sua concentração de camada para camada, podendo estar presente actinolita em proporções semelhantes ou predominante. Alternado com os actinolita xistos encontram-se mica xistos com granada, actinolita e cordierita. Os actinolita xistos que se encontram em contato com estes mica xistos podem apresentar, localmente, granada. Segundo Eskola (1914) estes actinolita xistos seriam rochas constituídas por antofilita e cordierita, com cummingtonita subordinada, semelhantes às rochas presentes em Orijärvi.

Em Orijärvi, Tigerstedt (1889, 1890, em Eskola, 1914) estudou as minas da região e seus arredores, tendo verificado que os *actinolita-cordierita granulitos* (o anfibólio seria antofilita segundo Eskola, 1914) são as rochas que encaixam preferencialmente os depósitos de sulfetos. Tigerstedt descreveu os depósitos como situados no contato sul de um sill de diorito (anfibolito, segundo Eskola, 1914), localizado ao norte do lago Orijärvi e afirmou que as mineralizações seriam mais novas que as encaixantes e geradas por soluções que provieram de grandes profundidades, juntamente com o diorito.

Nas minas de Falun Törnebohm (1893) constatou a existência de dois tipos de anfibolitos, denominando de *green trapp* os não alterados e de *grey trapp* os alterados por soluções mineralizantes. Os primeiros são constituídos por anfibólio verde e foram considerados como primários. Os demais constituem rochas verde acinzentadas a cinza amareladas, consideradas alteradas e de origem secundária, as quais teriam sido formadas por algum tipo de metamorfismo. Estes anfibolitos diferenciam-se do *green trapp* por terem um anfibólio claro, marrom amarelado, monoclínico, posteriormente identificado como sendo cummingtonita por Eskola (1914). Os corpos destas rochas encontram-se localizados, preferencialmente, no horizonte estratigráfico do minério duro, nas porções mais centrais da mina, sendo que os anfibolitos verdes estão geralmente localizados nas porções mais periféricas da mina, não existindo um limite bem definido entre os dois litotipos. A passagem de um anfibolito para outro se dá através do surgimento de numerosos prismas idiomórficos de um anfibólio que apresenta o núcleo verde e as bordas claras, observando-se, posteriormente, só anfibólios claros, tanto idiomórficos como granulares, os quais apresentam menor quantidade de inclusões de quartzo e de feldspato, se comparados com os anfibólios verdes. Quanto às texturas das rochas ocorrem mudanças devidas apenas ao hábito dos anfibólios, permanecendo inalterada a da matriz quartzo-feldspática.

Beck (1901) foi o primeiro a descrever a presença de um anfibólio monoclínico ferro-magnesiano em rochas associadas ao depósito de sulfetos de zinco, na mina de Långfalls, na província de Dalarne na Suécia. Este autor denominou o anfibólio de *anfibólio-antofilita*.

O sueco Johansson (1907, em Eskola, 1914, e Geijer 1964; 1910) foi o primeiro pesquisador a chamar a atenção quanto a particularidade química das rochas formadas por cordierita e antofilita, reconhecendo serem um tipo diferente de anfibolito, relativamente enriquecido em SiO_2, Al_2O_3, FeO e MgO. Também observou haver uma forte associação das ocorrências destes anfibolitos com depósitos de sulfetos.

No seu trabalho de 1910 Johansson descreveu a existência de uns poucos corpos de anfibolitos verde acinzentados, mais ou menos bandados, associados às formações ferríferas que ficam perto de Grängesberg, na Suécia. Nestes anfibolitos a hornblenda verde azulada se encontra pouco ou abundantemente substituída por um anfibólio monoclínico ferro-magnesiano de cor clara e pouco pleocróico, ao qual chamou de *clinoantofilita anfibolito* e que, segundo Eskola (1914) também seria cummingtonita. Estas rochas também possuem oligoclásio ($An_{21}Ab_{79}$), magnetita, apatita e um pouco de biotita e de allanita (orthita), além de apresentarem bandas ricas em quartzo.

No Canadá Adams & Barlow (1901, em Eskola, 1914) descreveram na borda norte do lago Fishtail anfibolitos constituídos essencialmente por antofilita e granada, possuindo também cordierita. Os autores consideraram estas rochas como sendo o produto da alteração extrema de carbonatos pela ação de fluidos emanados de um magma granítico.

No seu clássico trabalho sobre a região de Orijärvi, onde aflora uma seqüência pré-cambriana de *leptitos*, xistos e anfibolitos cortada por um batólito granítico central, Eskola (1914) descreveu minuciosamente rochas constituídas essencialmente por cordierita e antofilita, com presença, às vezes, de almandina ou de sillimanita e, mais raramente, de andalusita instável. Quando presentes, estes dois últimos minerais se encontram envoltos por cordierita. Há também a presença de um anfibólio monoclínico intercrescido com a antofilita, o qual, às vezes, foi claramente identificado como sendo cummingtonita. Nestas rochas podem também estar presentes magnetita ou ilmenita, quartzo, biotita, apatita, pirita e zircão. Ocasionalmente observam-se clorita, arsenopitita e calcopirita. Na borda sul de um *sill* de anfibolito (o "diorito" de Tigerstedt, 1889, 1890, em Eskola, 1914), localizado ao norte do lago Orijärvi, foi descrita uma passagem gradual para um verdadeiro cummingtonita anfibolito, onde quase toda a hornblenda foi substituída pelo anfibólio ferro-magnesiano. Neste trabalho Eskola considerou que as rochas constituídas por cordierita e antofilita seriam ígneas devido à geometria dos corpos (lacólitos ou *sills*), mas sugeriu, alternativamente, que poderiam ser o resultado da alteração metassomática dos *leptitos* e de outras rochas silicáticas pela ação de agentes pneumatolíticos produzidos por um magma granítico, os quais teriam causado grandes modificações no quimismo das rochas, aportando Fe e Mg e lixiviando Ca, Na e K. Já o cummingtonita anfibolito teria sido derivado do próprio anfibolito. Segundo Eskola, na região de Orijärvi alguns dos depósitos de sulfetos presentes encontram-se associados a rochas constituídas por cordierita-antofilita.

Posteriormente Eskola (1932, 1933) reinterpretou a gênese das rochas formadas por cordierita e antofilita da região de Orijärvi, segundo o princípio da diferenciação metamórfica, que já teria sido utilizado anteriormente por F. L. Stillwell. O autor considerou que estas rochas poderiam ter sido derivadas dos *leptitos*, sendo explicada a transferência de Mg para estas rochas pelo enriquecimento relativo dos constituintes menos solúveis, que ocorreria conjuntamente com um processo metassomático que teria causado adição de sílica, sulfetos e voláteis. As grandes quantidades de soluções que percolaram os *leptitos* carregariam alguma quantidade de Mg que, devido à baixa solubilidade dos "metassilicatos de Mg", poderia sustituir os álcalis e o cálcio dos feldspatos e cristalizar antofilita e cordierita. O conteúdo de ferro presente nas soluções se

depositaria principalmente sob a forma de sulfetos.

Estes trabalhos serviram de modelo para muitos autores que posteriormente tentaram explicar a presença de rochas semelhantes em outros lugares.

Walker (1930) descreveu, associadas à mina Amulet, no distrito de Noranda, Quebec (Canadá), *spotted greenstone*, conhecida como *dalmatianite*, apresentando uma grande variação química e mineralógica, com termos mais ou menos ácidos até quase básicos que, segundo Tilley (1935), seriam dacitos alterados. Nos termos mais básicos o diâmetro das manchas (*spots*) que atingem até 1 cm, são constituídas por actinolita em arranjos radiados, magnetita e, aparentemente cordierita. A matriz é composta por biotita marron, agregados isotrópicos de clorita e,provavelmente, espinélio. Segundo Walker (1930) a importância destas rochas reside por indicarem, por vezes, corpos de sulfetos próximos. Estes anfibólios, por estarem intimamente relacionados às rochas mineralizadas, foram considerados como produto de alterações químicas e mineralógiacas de rochas vulcânicas originais

Segundo Wilson (1935) a mina Amulet está situada dentro de uma sequência vulcano-sedimentar arqueana cortada por rochas intrusivas de diversas idades. As rochas chamadas *dalmatianite* encontram-se estruturalmente abaixo dos depósitos de sulfetos e contém principalmente dois ou mais dos seguintes minerais: cordierita, mica, gedrita, quartzo, clorita, magnetita, possuindo um ou mais sulfetos (pirita, pirrotita, esfalerita e calcopirita). Foram considerados como sendo o produto da alteração de riólitos, brecha riolíticas, lavas andesíticas diques andesíticos e de um corpo de diorito de 35 pés de largura por 350 pés de comprimento, através de adição considerável de Al, Fe, Mg e água, e lixiviação de Ca e álcalis. Por estarem intimamente associadas aos depósitos de sulfetos, estas rochas se formariam pelas mesmas soluções hidrotermais que geraram os depósitos, ascendendo verticalmente por fraturas até encontrarem barreiras impermeáveis, emanadas provavelmente, de um granodiorito, diorito, quartzo diorito ou quartzo-diabásio.

Wegmann (1931) e Krank (1931) consideraram que o Mg seria um elemento especialmente removível de áreas submetidas à migmatização, provocando um metassomatismo magnesiano em rochas adjacentes. Desta forma, Wegmann suspeitou que em Orijärvi o enriquecimento de certas rochas em Mg poderia estar, portanto, relacionado a um processo regional de migmatização. Segundo von Eckerman (1938), soluções residuais produzidas pela diferenciação de um magma básico poderiam concentrar Mg, a níveis suficiêntes para gerar as soluções reponsáveis pelo metassomatismo magnesiano presente em rochas arqueanas.

Em Cornwall, na península de Penwith, no sudoeste da Inglaterra, também ocorrem rochas semelhantes às aquí estudadas. Ao redor do granito Land End encontra-se uma sequência de metassedimentos argilosos devonianos, aos quais estão associados *sills* de rochas básicas, referidos na literatura como *greenstones*. Localmente são também encontradas *pillow-lavas* e corpos básicos discordantes (Phillips, 1876; Floyd, 1965; Tilley, 1935; Chinner & Fox 1974).

Esta região vem sendo estudada por diversos autores desde o século XVII, dada a peculiaridade das rochas presentes. Allport (1876) descreveu em Cornwall doleritos alterados com cores variando de verde azulado escuro a verde marron escuro, conhecidos localmente como *blue ou grey elvans*. O autor subdividiu estas rochas metabásicas em dois grupos, os de granulação grossa e os de granulação fina, tendo sido estes últimos, provavelmente, originados a partir de basaltos. O autor afirmou que a alteração nos doleritos mostra poucas evidências da ação direta devida à intrusão de uma massa granítica, parecendo mais ser o resultado de uma ação interna do que externa que provocou uma reorganização dos minerais *in situ*.

No artigo de Phillips (1876) são citados diversos trabalhos pioneiros, como o de Hawkins (1822), que afirmou não ter dúvidas da natureza metalífera dos *killas* (ardósias); o de Boaze (1834), que descreveu uma rocha compacta constituída essencialmente por actinolita, denominada *blue-stone* ou *blue-elvan*; o de Forbes (1867) e o de Seymonds (1872). Forbes tentou comprovar no distrito de Penzance (região de Cornwall), se a associação entre os *greenstones* e os veios metálicos era a mesma que ele tinha encontrado na América do Sul, América do Norte, Espanha, Noruega e Suécia. Com relação aos *greenstones* de Penzance concluiu tratarem-se de ardósias de origem sedimentar que sofreram metamorfismo *in situ* e que as rochas não possuiam características petrológicas, mineralógicas ou químicas semelhantes às dos *greenstones*, assemelhando-se a elas apenas pela cor esverdeada que apresentavam. Seymonds observou que os *greenstones* do distrito de Penzance, pela sua mineralogia incomum, seriam rochas cuja gênese seria, à época, de difícil determinação.

Segundo Phillips (1876), os *greenstones* da região a oeste de Cornwall poderiam ser subdivididos em três classes diferentes: gabros ou doleritos, *killas* ou ardósias e, "hornblenditos", que ao microscópio possuem um aspecto de ardósias metamorfisadas. Os gabros tem a augita, por vezes inteiramente pseudomorfisada para materiais muito finos, constituindo uma base incolor com *viridita* (nome dado aos produtos de alteração verdes, indeterminados, que corresponderiam a silicatos hidratados de ferro e magnésio segundo Dana, 1894) e hornblenda, assim como o feldspato, transformado para material opaco e floculento, com magnetita associada. Ao examinar

diversas lâminas ao microscópio, afirmou que os *greenstones* da região teriam sofrido algum processo de alteração, em intensidades variáveis. As rochas menos alteradas são formadas por feldspato, augita ou *diallagio*, magnetita, ilmenita, pequenos cristais de pirita e um pouco de apatita. Às vezes são observada micas marrons e, como produtos de alteração, hornblenda e *viridita*. As rochas mais alteradas apresentam uma base incolor a semitransparente, (cordierita?), na qual se encontram disseminações abundantes de viridita e de hornblenda. Observam-se ainda pseudomorfos verdes substituindo antigos cristais de augita e de feldspato. Este último mineral, ao se alterar, também produz um material opaco e floculento, associado a cristais de magnetita. Em algumas destas rochas observa-se uma substituição de todos os minerais originais por outros que, na maioria das vezes, conservam a forma dos primeiros. Localmente o autor descreveu *greenstones* com granada, quartzo, anfibólio (possívelmente tremolita), *belonita* e indicolita (turmalina azul, Embrey & Fuller, 1980).

Segundo Phillips (1876) estas mudanças mineralógicas e texturais se deviam, em grande parte a reorganização provocada pelos "últimos" constituintes das rochas, e não a um fenômeno de remoção ou de substituição.

Posteriormente Tilley & Flett (1929 em Tilley, 1935 e Tuominen & Mikkola, 1950) descreveram na região de Kenidjack, Cornwall, rochas formadas essencialmente por cummingtonita e antofilita. Os dois autores consideraram que os líquidos residuais de um magma granítico seriam muito pobres em MgO para formarem este tipo de rochas a partir de rochas silicáticas. Explicaram sua gênese como sendo o produto de alteração intempérica extremada de rochas doleríticas que, posteriormente, foram submetidas a um processo de cisalhamento.

Após realizar uma visita a Orijärvi como convidado de Eskola, Tilley (1935) estudou e reinterpretou a gênese das rochas da região de Kenidjack. As formadas por cummingtonita-plagioclásio ± biotita, cummingtonita-antofilita-plagioclásio-cordierita ± biotita e por antofilita-cordierita-biotita ± plagioclásio, todas com diásporo e espinélio, seriam o resultado de transformações metassomáticas de rochas essencialmente básicas (os *greenstones*). As rochas básicas teriam sido percoladas por soluções quentes, eventualmente produzidas pela cristalização de um magma granítico, as quais lixiviariam Ca e adicionariam silíca, óxidos de ferro e álcalis, de forma não homogênea. Quanto ao Mg, este teria sofrido um "metassomatismo interno", em contraste à grande adição deste elemento que teria acontecido em rochas semelhantes, presentes na região de Orijärvi.

Na costa sul da Noruega, Brögger (1934, em Tilley, 1935 e Tuominen & Mikkola, 1950)

descreveu na Formação Bamle, da região de Karagero, "cordierita-gedritos" associados a anfibolitos e a xistos anfibolíticos. O autor os interpretou como tendo sido formados a partir dos anfibolitos e dos xistos anfibolíticos, por remoção metamórfica do cálcio e dos álcalis. Discordou, entretanto, da hipótese genética de Eskola, arguindo que os líquidos residuais de magmas graníticos seriam muito pobres em Mg para impregnar o *leptito* com tanta quantidade deste elemento.

Gavelin (1939), no seu trabalho sobre os depósitos de sulfetos maciços de metais básicos e sobre a geologia do distrito de Malånäs, na Suécia, descreveu uma seqüência vulcano-sedimentar arqueana onde há abundância de *clorita-albita greenstones*. Nas mineralizações de Bjurträsk observou a presença de um *greenstone* com hornblenda substituída por cummingtonita, granada distribuída homogeneamente, quartzo, sulfetos, biotita substituída por hornblenda e, localmente, clorita em abundância na matriz. Nos depósitos de sulfetos a leste de Bjurfors o autor descreveu rochas formadas quase que exclusivamente por clorita, onde a presença de quartzo é muito subordinada, localizadas, geralmente, perto dos depósitos ou na sua continuidade. Segundo Gavelin, os depósitos de sulfetos maciços teriam se formado a partir de soluções sulfetadas provindas da mesma fonte magmática que gerou um dos granitos da região (Revsund). Estes se formariam tanto por substituição como por deslocamento, sendo depositados após um evento de metamorfismo regional. O autor estabeleceu uma relação entre as estruturas lineares presentes na região e as mineralizações de sulfetos existentes. As rochas alteradas se formariam essencialmente por diferenciação metamórfica, concentrando as substâncias menos solúveis e, em menor proporção, devido à migração interna de elementos, lixiviação e redeposição da substância mais solúvel, conforme o modelo proposto por Eskola (1932). Uma adição real de substâncias, em conecção com a geração dos depósitos de sulfetos seria, comparativamente, de pequena importância.

Em 1937 Tilley (em Savolahti, 1966) publicou o seu trabalho sobre os antofilita-cordierita granulitos presentes na região de Lizard, os quais também apresentam andalusita e estaurolita. Segundo o autor, o processo metamórfico atuante nesta região foi de alta temperatura e acompanhado por *stress*, sugerindo que a presença de andalusita e de estaurolita dever-se-ia a flutuações neste regime.

Ignatiev (1934, em Hietanen, 1959) descreveu, no distrito de Shueretsky (na antiga União Soviética), uma associação pré-cambriana formada por xistos, gnaisses, anfibolitos, "gabro-noritos", granitos, pegmatitos e "granada-gedritos com biotita", os quais formam finas camadas

no meio de corpos de anfibolitos. O autor considerou os "granada-gedritos" como tendo sido gerados a partir da transformação química de rochas anfibolíticas.

Na zona mineralizada de Montauban, Quebec, no Canadá, Osborne (1939) descreveu a associação cordierita-antofilita em paragnaisses, possuindo plagioclásio An_{70-76}, cordierita, antofilita, tremolita, alguma sillimanita e estaurolita, sendo raros coríndon e espinélio. Algumas das paragêneses são ricas em aluminio e outras em sílica, mas todas são pobres em Ca e, possuem conteúdo não muito elevado de Mg. Relacionou uma zona constituída quase que exclusivamente por anortita An_{97}, o que indicaria zonas com transferência de Ca e adição de Al. O autor afirmou que os paragnaisses são muito semelhantes aos *leptitos* de Orijärvi (Eskola, 1914). Uma zona de cisalhamento foi considerada como sendo o conduto pelo qual penetraram as soluções que produziram os depósitos e as zonas metassomáticas.

Simpson (1938, em Prider, 1940) e Prider (1940) descreveram rochas semelhantes no oeste da Austrália. Simpson estudou na região de Clackline rochas formadas por cordierita e antofilita. Segundo o autor estas rochas se derivariam de hiperstenitos que, durante a sua colocação, teriam assimilado ardósias ou outros materiais quimicamente semelhantes. O mesmo ponto de vista foi defendido por Prider ao estudar detalhadamente um xenólito de rocha básica presente em um gnaisse granítico na região de Toodyay, pertencente a uma associação arqueana de rochas sedimentares e ígneas metamorfisadas. Parte do xenólito é formado por olivina-espinélio-antofilita-hiperstênio e parte por cordierita e antofilita. O autor concluiu que as rochas formadas por cordierita e antofilita teriam sido derivadas da porção com hiperstênio por adição de sílica, tendo sofrido metamorfismo de contato devido à intrusão granítica.

Com relação a Cornwall, na Inglatera, Reynolds (1947) apresentou uma nova interpretação genética para os hornfels metassomáticos, especialmente aqueles ricos em ferro e magnésio, que foram considerados como derivados de sedimentos calcários que sofreram metassomatismo de Fe e Mg, os quais teriam migrado de uma "frente básica" durante um evento de metamorfismo de contato. Os hornfels metassomáticos não seriam, desta forma, um membro final da evolução dos "*parental-greenstones*" de Tilley (1935).

Em 1950 Tuominen & Mikkola relacionaram o enriquecimento de Fe e Mg, em rochas da região de Orijärvi, a um evento de dobramento, durante o qual se daria a migração de outros cátions, causando um enriquecimento em ferro e magnésio nas camadas mais argilosas, as quais, também tenderiam a migrar para as zonas de charneira de dobras. Estas camadas argilosas estariam situadas entre camadas mais competentes e dariam origem às rochas formadas por

cordierita e antofilita, em condições hidrotermais, dentro de um processo de metamorfismo regional. Haveria, subsequentemente, um aumento gradativo da temperatura acompanhada de uma perda concomitante de água, até o ponto de cristalização das rochas acima citadas. Eskola (1950), em seu artigo "Orijärvi re-interpreted", discordou de diversos pontos da proposta apresentada por Touminem & Mikkola (1950), não podendo Tuominen (1951, 1957) refutar todas as objeções levantadas que contestavam seu modelo de depósitos gerados apenas por processos associados a dobramento e metamorfismo.

Com relação aos processos de formação dos depósitos de sulfetos e de ferro, Voght (1894) comparou os depósitos do tipo Röros, Vigsnäs e Sulitelma, na Noruega (de idade cambriana a siluriana, cujas encaixantes estão constituidas por xistos metamorfizados em menor ou maior grau), com os depósitos devonianos de Rammelsberg na Alemanha, também encaixados em xistos. Adicionalmente os comparou com os depósitos de Huelva, Espanha, encaixados em rochas eruptivas e xistos. Segundo o autor, os depósitos do tipo Röros e Rammelsberg e, provavelmente, os da Espanha, poderiam estar geneticamente associados a corpos eruptivos básicos, atribuinndo-lhes, consequentemente, uma origem pneumatolítica.

Emmons (1910) descreveu depósitos de sulfetos presentes na região de Maine, New Hampshire (Estados Unidos), cujas encaixantes são constituídas por quartzitos e xistos cloríticos e silicosos pré-cambrianos. Os depósitos teriam sido formados em profundidades moderadas, sendo que as suas encaixantes teriam sido substituídas por pirita e outros minerais. Posteriormente foram profundamente soterrado e intensamente deformado. A concordância dos depósitos com a xistosidade foi considerada, provavelmente, conseqüência da sua rotação em função da estruturação dos xistos. A ocorrência dos corpos mineralizados poderiam também ter controlado, até certo ponto, o dessenvovimento da xistosidade.

Quanto à origem dos depósitos de sulfetos de modo geral, Hegemann (1948a, 1948b) admitiu uma origem "extrusiva-sedimentar" produzida por exalações ou termas submarinas associadas às atividades vulcânicas iniciais da bacia deposicional. Os diversos depósitos de sulfetos de Zn, Cu, Pb, As e Sn seriam conseqüência da temperatura da exalação e das suas localizações relativas ao centro da atividade vulcânica.

Com relação aos depósitos de ferro vermelho do tipo Lahn-Dill da Alemanha, Schneiderhöhn (1949) atribuiu a eles origem exalativa-sedimentar submarina. Estas exalações acompanhariam lavas básicas no início do evento orogenético. Schneiderhöhn considerou que o enxofre que provinha das exalações vulcânicas poderia se depositar formando camadas de sulfeto.

No depósito sedimentar estratiforme de sulfetos maciços de Rammelsberg (Lydon, 1984), as fontes dos metais teriam sido exalações vulcânicas que ocorreram em fundo marinho raso e que acompanharam a erupção de material tufítico. Após a precipitação dos metais teria havido mudanças na temperatura da crosta, formando-se camadas estratificadas (Ramdohr, 1953).

Os depósitos bandados de ferro na região de Kangari Hills, Sierra Leone (África), foram descritos por Marmo (1956) como constituídos por pequenas camadas e lentes, geradas em um ambiente essencialmente sedimentar aluminoso, onde havia abundante atividade vulcânica ácida. A introdução do ferro seria devida a exalações vulcânicas e a concentração dos leitos em camadas estreitas seria devido ao metamorfismo.

No estudo de Kinkel *et al.* (1956) sobre a geologia de depósitos de metais básicos de West Shasta Copper-Zinc District, na California, Estados Unidos, os autores afirmaram que as evidências indicam que os locais onde os depósitos de sulfetos se formaram corresponderiam, provavelmente, a áreas de alteração hidrotermal pervasivas. Poderiam ser reconhecidos tres tipos de contrôles principais que teriam condicionado a formação dos depósitos de Cu-Zn no distrito estudado:

1) contrôle estratigráfico do riólito Balaklala;

2) contrôle estrutural dado por dobras e pela foliação;

3) fissuras de alimentação pré-mineralização, através das quais ascenderam as soluções.

Adicionalmente alguns corpos mineralizados se formaram onde não foi possível o reconhecimento das fissuras de alimentação, sugerindo que as soluções mineralizantes foram transportadas lateralmente por distâncias consideráveis a partir dos canais alimentadores subverticais, provavelmente através de canais pré-existentes que teriam se formado na intersecção das clivagens de fraturas e o acamamento, especialmente nas charneiras das dobras. Uma zona intensamente silicificação esta geralmente relacionada, espacialmente, às mineralização de sulfetos, mas por serem muito extensas não constituem uma guia para estas. Na faixa mineralizada estão comumente associadas rochas sericitizadas ou silicificadas, mas estão só silicificadas ou só sericitizadas.

Os riólitos sericitizados estão, na sua maioria, concentrados na área de ocorrência dos depósitos, existindo gradações entre os riólitos fracamente alterados e uma rocha com fenocristais reliquiares de quartzo em matriz secundária constituída por quartzo, sericita, hidromica, hematita e pirita ou limonita (pseudomorfos de pirita), contendo todas as rochas sericíticas pequenas quantidades de pirita disseminada.

A alteração clorítica se deve, em grande parte, ao metamorfismo regional, mas alguma clorita parece ter origem hidrotermal. Até certo ponto todo o riólito de Balaklala foi substituído por clorita durante o metamorfismo regional, sendo que em Iron Mountain uma alteração clorítica mais intensa parece estar geneticamente relacionada aos depósitos de calcopirita disseminada.

Os depósitos maciços e as mineralizações de pirita disseminada se formaram por substituição de certas zonas favoráveis do riólito Balaklala. Parece provável que as soluções que ascenderam através de alguns dos canais principais se difundiram nas rochas através de zonas de fraturas e de clivagens presentes no riólito.

Segundo os autores, a relação das mineralizações à corpos ígneos não implica, necessariamente na existência de uma relação genética entre eles, que pode ser devida às estruturas que favoreceriam tanto a introdução dos corpos como das soluções mineralizantes.

Posteriormente outros autores constataram a presença de metassomatismo forte em sílica, característico da parte superior dos cones de alteração, especialmente nos depósitos *Kuroko* do Japão (Urabe & Scott, 1983 por exemplo) e nos depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços de Chipre (Lydon, 1984).

A partir dos anos cinqüenta os conceitos começaram a evoluir com relação aos processos de formação dos depósitos de sulfetos maciços e suas relações com as encaixantes alteradas. Knight (1957) com a sua teoria do "source bed concept", postulou que a maioria dos corpos mineralizados em sulfetos seriam derivados depósitos singenéticos formados em horizontes sedimentares particulares, o que implicaria na existência de um controle estratigráfico para a mineralização, ou seja, os depósitos formar-se-iam contemporânemante às suas encaixantes, mas poderiam migrar posteriormente de modo diferencial. Em diversos casos a forma atual do depósito foi, consequentemente, controlada por estruturas pós-sedimentares. O ambiente deposicional foi considerado semelhante aos atuais onde formam-se evaporitos.

Oftedahl (1958) classificou os depósitos caledonianos de pirita e magnetita da Noruega e da Suécia, os depósitos do tipo Rio Tinto da província de Huelva (Espanha), os depósitos de magnetita do tipo Fosen da Noruega, e os depósitos de ferro da Suécia Central como sendo exalativo-sedimentares. Pela associação destes depósitos com tufos consolidados e com rochas ácidas piroclásticas, foram interpretados como formados a partir de gases que conteriam diversos metais, como o Fe, Cu, Zn, Pb, Sb, Bi, etc, expelidos de plútons graníticos para o fundo oceânico. Esta emissão gasosa se dissolveria na água do mar e só se formariam precipitados na presença de um ambiente químico favorável. O autor sugeriu, adicionalmente, que alguns depósitos

estratificados de Zn e de Pb e depósitos similares de Cu também poderiam ter origem sedimentar e chamou a atenção quae as lavas ácidas que freqüentemente acompanham os depósitos de sulfetos, são, na realidade, rochas piroclásticas.

Marmo (1958) contestou o trabalho de Oftedahl (1958), não concordando com a generalização feita pelo autor quanto à gênese exalativa-sedimentar, tanto para os depósitos de ferro como para os de sulfetos e, quanto à origem das exalações gasosas. O autor preferiu conceber que o conteúdo de metais pesados, presentes nas soluções quentes e voláteis, foi obtido a partir das rochas através das quais se propagaram.

Friedman (1959) interpretou o depósito de pirrotita e pirita de Samreid Lake em Ontário (Canadá), como sendo o resultado da ação de gases vulcânicos ricos em H_2S que teriam permeado sedimentos ricos em ferro recém depositados, em ambiente marinho com atividades vulcânicas. O H_2S converteria os hidróxidos de Fe presentes na forma de gel, e talvez alguma magnetita, para pirita. No estágio orogênico a pirrotita formar-se-ia às expensas da pirita. Às encaixantes do depósito, constituídas por anfibolitos, metassiltitos e quartzitos, ocorrem associados, metatufos anfibolíticos e derrames de rochas básicas.

Stanton (1959) estudou dois corpos mineralizados por bandas de pirita concordantes, presentes na região de New Brunswick (Canadá), tendo concluído que seriam depósitos submarinos de águas rasas, onde o enxofre e os metais teriam sido introduzidos por fontes termais ou por fumarolas vulcânicas, com rápida redução do sulfato no local pela ação de bactérias, formando os sulfetos. Estes depósitos teriam sido posteriormente dobrados e metamorfisados. As encaixantes destes depósitos são constituídas por rochas com quartzo-carbonato-clorita-sericita com quantidades variáveis de magnetita, sulfetos e grafita. Segundo o autor, este artigo complementaria o exposto por Lea & Rancourt (1958, em Stanton, 1959).

Stanton (1960 a; b) aplicou a idéia anterior para depósitos semelhantes, postulando que as diferenças que podem ser observadas entre os depósitos bandados de pirita + esfalerita + galena + calcopirita e os depósitos não bandados de pirrotita + calcopirita + magnetita poderiam refletir diferentes potenciais de oxi-redução presentes nos ambientes de sedimentação. Quanto às diferenças texturais entre os diversos minérios, considerou que elas poderiam ser conseqüência de um comportamento mecânico diferencial dos dois tipos de materiais durante processo de dobramento e de metamorfismo.

Hietanen (1959) descreveu "cianita-granada gedritos" e "granada gedritos" localizados perto de Orofino, em Idaho (Estados Unidos). Estas rochas estão encaixados numa série de

metassedimentos provavelmente pré-cambrianos, constituída por biotita gnaisses granatíferos, hornblenda-biotita gnaisses, granada anfibolitos, quartzitos e rochas cálcio-silicáticas. Associadas a estas rochas encontram-se quartzo dioritos e rochas tonalíticas de origem ígnea ou metassomática. Os "cianita-granada gedritos" constituem uma rocha verde escura de granulação média, mosqueada por granadas vermelhas, com a seguinte mineralogia: gedrita (38%), quartzo (26%), oligoclásio An_{20} (16%) e granada (14%), possuindo esta última inclusões de rutilo, ilmenita e magnetita. A rocha também apresenta cianita (1 a 2%), biotita verde muito pleocróica inclusa na gedrita, além de estaurolita como inclusões na gedrita e na granada. Sillimanita foi encontrada apenas em uma amostra. Como acessórios encontram-se rutilo, magnetita, ilmenita e apatita. A autora constatou que a cianita e a gedrita coexistem em equilíbrio, concluindo que uma ação metassomática poderia ter causado a cristalização da gedrita. A formação da rocha sob pressão alta, não hidrostática, teria favorecido a cristalização de gedrita e cianita em detrimento de cordierita. Já os granada anfibolitos foram considerados como sendo rochas metassedimentares.

Ao se comparar os "cianita-granada gedritos" com rochas metassedimentares vizinhas, estas se encontram enriquecidas em Al, Fe e Mg e se mostram empobrecidas em K (0,2% de K_2O, contido essencialmente na biotita). Comparadas com os granada anfibolitos, que possuem 10% de CaO, estas rochas apresentam menos de 2% de CaO, contido apenas na granada e no plagioclásio. Na norma, o total de minerais ferro-magnesianos é de aproximadamente 37%, sendo este um valor considerado muito alto para um metassedimento, sendo a sua composição química semelhante a das rochas formadas por cordierita-antofilita de Eskola (1914).

Estas rochas teriam sido formadas na fácies anfibolito com temperaturas moderadas e pressões altas, localizadas estas perto do ponto tríplice da cianita, andalusita e sillimanita. A presença de estaurolita sugeriu para a autora a existência de um evento metamórfico anterior de grau mais baixo.

Miller (1960) e Gilmour (1962) propuseram uma classificação dos depósitos de sulfetos em função das suas localizações nos geossinclinais e das naturezas de suas encaixantes. Quanto às encaixantes Miller dividiu os depósitos de pirita em três tipos: vulcânicos, sedimentares e ultramáficos. Os depósitos de pirita maciça localizariam-se nos eugeossinclinais e estariam associados a rochas vulcânicas e sedimentares, dentro de uma seqüência espilítica, ao passo que os depósitos de de sulfetos maciços de Pb, Zn e Cu associariam-se às bacias miogeossinclinais.

Quanto ao processo de formação dos depósitos de sulfetos maciços do tipo Falun, na

Suécia, é importante se destacar o trabalho de Koark (1962) que sugeriu que os depósitos se formaram por um processo exalativo-termal sin-sedimentar. A deposição dos sulfetos teria sido acompanhada e continuada por emissões ricas em SiO_2 e possivelmente Mg. As mineralizações de sulfetos teriam se formado durante a construção da parte predominantemente vulcânica dos *leptitos*, antes de acontecerem os dobramentos e as intrusões de massas graníticas, sendo que, posteriormente, as rochas sofreram um retrabalhamento polimetamórfico, resultando em recristalizações e movimentações de materiais. O autor afirmou ainda que os depósitos de sulfetos da Suécia Central não poderiam ter sido formados a partir de emanações magmáticas, já que na sua maioria estão situados longe dos contatos dos corpos intrusivos. Considerou também que a composição química das encaixantes, que tradicionalmente eram descritas como "auréolas de alteração", foram geradas por infiltrações metassomáticas associadas à formação dos depósitos de sulfetos. Os quartzitos mineralizados, os mica-xistos ricos em cordierita e outras rochas associadas aos depósitos, seriam sedimentos nos quais teriam acontecido mudanças químicas em um processo sub-superficial, pós-vulcânico. Seu argumento foi baseado na freqüente presença de sulfetos nos depósitos de ferro da região, os quais são considerados como formados por processos semelhantes.

Geijer (1964) contestou energicamente as hipóteses de Koark, afirmando que todas as ocorrências de sulfetos nas mineralizações de ferro sedimentar da região foram introduzidas posteriormente à sedimentação. Arguiu também que Koark não discutiu as relações existentes entre os sulfetos e as mineralizações de ferro. Geijer afirmou ainda que as rochas ricas em SiO_2, Al_2O_3, MgO e FeO se formariam por substituições químicas que se deram nos *leptitos*. O processo mineralizante teria acontecido durante um evento de dobramento com introdução de soluções provindas de corpos ígneos, as quais teriam provocado dissoluções e redeposições metassomáticas dos constituintes da rocha original. Geijer afirmou também que nem sempre as emanações ativas em um processo pirometassomático precisam se originar a partir dos corpos ígneos existentes nos arredores, podendo a fonte se encontrar mais afastada.

Um avanço qualitativo quanto à interpretação da gênese dos depósitos de sulfetos maciços foi permitida devido a diversos fatores. Um deles foi o reconhecimento, por diversos geólogos, após a segunda guerra mundial, que as chamadas lavas ácidas freqüentemente associadas aos depósitos eram na realidade rochas piroclásticas (Oftedahl, 1958). Posteriormente começaram a ser estabelecidas comparações importantes entre depósitos de sulfetos pré-cambrianos, geralmente poli-deformados e metamorfisados, e os depósitos mais recentes, não deformados ou

menos deformados e metamorfisados, como aqueles presentes na ilha de Chipre (Hutchinson, 1965), no Japão (depósitos tipo *Kuroko*, Horikoshi, 1969; Tatsumi, 1970; Matsukuma & Horikoshi, 1970; Kanehira & Tatsumi, 1970; Watanabe, 1970; Sangster, 1972; Lambert & Sato, 1974) e na província de Huelva na Espanha (Oftedahl, 1958).

Kinkel (1962, 1966) relacionou os depósitos do Rio Tinto a atividades vulcânicas, tendo se formado mais ou menos contemporaneamente em relação as suas encaixantes.

Pelo estudo dos depósitos cretáceos de pirita cuprífera, localizados na ilha de Chipre, Hutchinson (1965) conseguiu estabelecer uma correlação entre eles e os depósitos pré-cambrianos de sulfetos maciços de Cu e Zn do Canadá, situados no complexo vulcânico Keewatin. A ilha de Chipre é constituída por uma seqüência vulcânica não deformada, onde, segundo a visão do autor na época, não existiam rochas ígneas intrusivas e, portanto não puderiam ser a elas atribuídas a origem de fluidos hidrotermais mineralizantes epigenéticos, o que reforçou a teoria do modelo exalativo vulcanogênico para a formação das mineralizações de sulfetos. Os depósitos de pirita teriam se formado perto ou na superfície da seqüência vulcânica, por processos vulcano-exalativos. Nesta ilha o autor também observou uma extensa alteração hidrotermal-metassomática afetando tanto as encaixantes laterais como basais aos depósitos. Nas lavas localizadas embaixo da maioria dos corpos de sulfetos existem grandes áreas irregulares onde se desenvolveram cloritas, argilo-minerais, sílica e pirita por processo denominado de sulfurização por Naldrett (1965, em Hutchinson, 1965), relacionados à introdução do fluido mineralizante rico em enxofre. Comparativamente, os depósitos do Canadá ter-se-iam formado perto da superfície, por processos vulcano-exalativos singenéticos, sendo posteriormente deformados e remobilizados em condições de P e T elevadas.

Sharpe (1965) sugeriu que os depósitos de sulfetos maciços de Cu e de Zn, mas não necessariamente todos os sulfetos de ferro, foram colocados em armadilhas litológicas, estratigráficas e químicas localizadas perto da superfície, em altas temperaturas, durante um evento vulcânico. Na região de Matagami no Quebec, Canadá, as armadilhas estão localizadas em rochas riolíticas e piroclásticas fraturadas que posteriormente foram recobertas por lavas e camadas de *chert* impermeáveis, as quais continham ferro e enxofre singenético. Em Matagami, zonas de sulfetos dispersos tendem a culminar em massas discretas de sulfetos com topos na forma de *stratabound*, o que sugere que o Cu e o Zn foram transportados ascendentemente através das unidades vulcânicas. Os padrões espaciais das metalizações demostraram que as descontinuidades litológicas foram as principais determinantes do grau e do local da metalização.

Em 1965 Gorostnikov & Yur'yev descreveram na bacia ferrífera de Krivog Rog, na antiga União Suviética, rochas formadas por cordierita e diversos anfibólios, presentes dentro de um contexto geológico que corresponde a uma fomação rochosa indiferenciada orto- e para-derivada, de idade pré-cambriana. Estas rochas encontram-se intercaladas em uma camada quartzítica de aproximadamente 3 km de espessura e são constituídas por grãos isométricos de hornblenda, cummingtonita parcialmente transformada em hornblenda, antofilita rosada e cordierita xenomórfica preenchendo os espaços entre os anfibólios. Também apresentam quartzo xenomórfico, geralmente presente como inclusões em outros minerais, e biotita substituída por hornblenda e cummingtonita. Estas rochas foram interpretadas como sendo o produto da alteração metassomática de anfibolitos, dos quais teria sido lixiviado Mg, apesar destes corpos anfibolíticos ainda não terem sido encontrados no campo.

A região de Cornwall (Inglaterra), foi novamente estudada por Floyd (1965) que, anteriormente, ao estudar as rochas da localidade de Tater-du, descreveu rochas formadas por biotita-antofilita-cordierita com plagioclásio e cummingtonita subordinados, podendo este último mineral apresentar-se intercrescido com antofilita. Nestas rochas a cordierita forma grãos xenoblásticos de 4 a 8 cm de diâmetro e tem abundantes inclusões de agulhas de antofilita, biotita minúscula e grânulos de ilmenita. Quanto à interpretação da gênese destas rochas o autor acreditava serem hornfels derivados de anfibolitos (*greenstone-hornfels*) gerados por metassomatismo interno de Ca, Fe e Mg, com redistribuição local dos constituintes originais. Discutiu também o trabalho de Reynolds (1947) afirmando que ocorrências calcárias não foram encontradas, apesar de terem sido realizados diversos trabalhos na região.

Floyd (1968, em Chinner & Fox, 1974) reconheceu a existência, a nível mundial, da associação existente entre rochas básicas magmáticas e metamórficas e mineralizações de Cu, o que implicaria em algum tipo de relação genética.

Na Península Escandinava, Savolahti (1966) descreveu, na região do lago de Juurikka, na Comuna de Kiuruvesi, na Finlândia, rochas formadas por granada, hipestênio, cordierita e/ou gedrita. Estas rochas encontram-se localmente associadas a anfibolitos com quartzo, gedrita quartzitos com plagioclásio, xistos quartzo-fedspáticos, micaxistos, metabrechas, peridotitos, biotita anfibolitos com diopsídio e diversos tipos de gnaisses (granítico porfirítico, não homogêneos com cordierita, com hipestênio-gedrita, com hiperstênio e dioríticos). O autor interpretou estas rochas como originadas a partir de anfibolitos, através de processos tectônicos que teriam facilitado mudanças metassomáticas e teriam atuado junto a processos de

diferenciação metamórfica, conforme postulado por Eskola (1932).

Segundo Horikoshi (1969), as mineralizaçòes miocênicas de Cu-Zn-Pb, do tipo *Kuroko*, da Formação Kosaka, no nordeste do Japão, estariam relacionadas a um só evento eruptivo constituído por vários eventos vulcânicos. A atividade do ciclo eruptivo pôde ser subdividida em tres estágios.

O primeiro foi caracterizado por explosões violentas causadas pela ascenção de um magma dacítico até o assoalho oceânico, formando uma pilha vulcânica essencialmente constituída por blocos líticos. No segundo estágio o domo de lava crescente afastou e provocou o retarabalhamento da pilha de blocos propiciando a deposição de brechas tufíticas. No terceiro estágio uma expolsão de vapor foi seguida de atividades hidrotermais, responsáveis pela formação das mineralizações.

Em 1967 Vallance descreveu em Yalwal, New South Wales, na Austrália, lavas e brechas máficas do Devoniano, desenvolvdas em ambiente subaquático, que encontram-se cortadas por uma intrusão granítica carbonífera. Um estudo comparativo entre as brechas e lavas máficas localizadas fora da auréola de contato e aquelas presentes dentro dela, mostraram que na auréola as rochas são constituídas por cordierita, antofilita, andesina, quartzo e biotita em diversas proporções, estando a cummingtonita raramente associada. Como opacos encontram-se preferencialmente hematita e, subordinadamente, magnetita. Localmente, em bandas ricas em quartzo e em "certas porções", encontram-se pequenos porfiroblastos de granada e grãos altamente pleocróicos de hiperstênio, parcialmente alterados para antofilita. Através de diversos diagramas o autor evidenciou a semelhança composicional existente entre as rochas máficas alteradas e as constituídas por cordierita e antofilita, concluindo que, no contexto estudado, estas rochas se derivaram de rochas máficas que teriam sofrido anteriormente, uma reconstituição química, em condições hidrotermais de baixa temperatura, em ambientes diagenêticos sob condições tardi-magmáticas. Estas alterações teriam acontecido antes da intrusão e metamorfismo causado pelo granito carbonífero, o qual foi responsável, simplesmente, pela sobreposição de um evento metamórfico isoquímico.

O trabalho de Rosen-Spence (1969) tratou de elucidar a gênese das rochas que possuem cordierita e antofilita associadas às mineralizações de Cu e Zn, na região de Rouyn-Noranda, Quebec, no Canadá. A estrutura geológica é constituída por derrames submarinos andesíticos e riolíticos arqueanos cortados por rocahas básicas, dioritos e granitos. As mineralizações compõem lentes estratificadas inter- derrames, encontrando-se, na suas bases, cones de alteração

que cortam verticalmente as rochas vulcânicas. Estes cones de alteração são formados por rochas cloritizadas e secundariamente sericitizadas, podendo-se encontrar também carbonatos, ou são formados por rochas com quantidades variáveis de cordierita, antofilita, biotita, clorita, quartzo, magnetita, gahnita e sulfetos. Riddell (1952, em Rosen-Spence, 1969) demostrou que as rochas cloritizadas e as constituídas por cordierita-antofilita são quimicamente semelhantes e foram formadas pela lixiviação de SiO_2, Na_2O e CaO e aporte de Fe_2O_3, FeO, MgO e H_2O. Rosen-Spence (1969) interpretou a cloritização dos cones de alteração como tendo sido produzida por emanações vulcânicas mineralizantes. Posteriormente as rochas com composição química apropriada, como conseqüência de um evento de metamorfismo de contato, geraram assembléias com cordierita e antofilita.

Grant (1968) sugeriu que as rochas formadas por cordierita e antofilita poderiam representar o resíduo sólido da fusão parcial de protólitos constituídos por feldspato-plagioclásio-biotita-sillimanita-quartzo, após um evento metamórfico regional de alto grau.

Gable & Sims (1969) estudaram a região de Front Range, Colorado, nos Estados Unidos, onde afloram biotita gnaisses da Formação Idaho Spring, de idade pré-cambriana, os quais apresentam, subordinadamente, unidades estratigráficas descontinuas constituídas por gnaisses com cordierita, microclínio, hornblenda gnaisses e anfibolitos. Dentre os gnaisses com cordierita os autores descreveram "cordierita-gedrita-biotita gnaisse", os quais afloram em duas áreas diferentes: Central City e Morrison.

Na área de Central City estas rochas apresentam uma grande variedade mineralógica e são constituídas essencialmente por cordierita, gedrita e biotita. Formam corpos alongados cujos comprimentos e espessuras alcançam no máximo cerca de 90 e 60 metros. A maioria destes corpos encontram-se em contato com microclínio gnaisses ou com pegmatitos, sendo que alguns poucos estão em contato com anfibolitos ou com hornblenda cálcica-plagioclásio-quartzo gnaisses. As unidades compostas essencialmente por cordierita, gedrita e biotita estão intercaladas em rochas constituídas por hornblenda-cummingtonita, cordierita-biotita, cordierita-granada-biotita e, localmente, hornblenda-plagioclásio.

Na área de Morrison os "cordierita-gedrita-biotita gnaisses" encontram-se intercalados, em diferentes escalas, em cordierita-granada-sillimanita-biotita gnaisses, cordierita-biotita gnaisses, granada-sillimanita-biotita gnaisses e anfibolitos. A espessura deste corpos varia desde mais ou menos 2,5 cm até algumas dezenas de metros, com comprimentos várias vezes superiores às suas espessuras. As rochas são constituídas essencialmente por cordierita, gedrita, quartzo,

granada, biotita e plagioclásio, variando as proporções relativas de camada para camada. A cordierita ocorre geralmente como grãos poiquiloblásticos de 0,3 mm de diâmetro e possui inclusões de quartzo, magnetita, zircão e espinélio. A gedrita forma cristais subeuhedrais a euhedrais, alguns com hábito fibroso, que estão geralmente bem orientados e tendem a ser um pouco maiores do que os cristais de cordierita. A maior parte das granadas também são poiquiloblásticas e possuem inclusões de quartzo, magnetita-ilmenita e, menos freqüentemente, de sillimanita, cordierita, plagioclásio e biotita, apresentando algumas hábito esquelético. A biotita apresenta-se como pequenas folhas com cores variando de amarelo-acinzentado a marrom-alaranjado e o plagioclásio (oligoclásio cálcico) forma grãos subeuhedrais. O espinélio além de ocorrer como inclusões dentro das cordieritas está, na maioria das vezes, associado com magnetita-ilmenita. Coríndon foi identificado em uma secção. A sillimanita, quando presente, ocorre como inclusões em plagioclásio e em granada, observando-se comumente estaurolita como inclusões corroídas no quartzo e no plagioclásio. As camadas que possuem gedrita em abundância geralmente apresentam uma granulação grossa, formando agregados fibrorradiados ou colunares de até 5 cm de comprimento. Nestas camadas os cristais de granada e de cordierita poiquiloblásticos possuem geralmente diâmetro em torno de 3 cm.

Segundo os autores a composição destas rochas não seria semelhante à de rochas sedimentares ou ígneas comuns, pois mostram-se enriquecidas em Al, Fe e Mg mas possuem baixos teores de Ca, Na e K. Apesar de não fornecerem uma explicação adequada para a gênese destas rochas, argumentaram que um processo metassomático não parece constituir uma resposta adequada. Sugeriram então que equilíbrios em mosaico provocariam difusão limitada de Fe e Mg através de curtas distâncias. Questionaram a possibilidade da existência de processos pré-cambrianos capazes de diferenciar os elementos presentes nas rochas originais e consideram que estas rochas teriam sido derivadas pelo metamorfismo de algum tipo especial de sedimento pelítico.

Os autores reconhecem ainda a existência de três eventos metamórficos cujas assembléias características são:

-estaurolita-granada-biotita

-biotita-cordierita-granada-magnetita-plagioclásio-fedspato potássico-quartzo-sillimanita

-andalusita-biotita-magnetita-plagioclásio-quartzo.

Segundo Matsukuma & Horikoshi (1970), os depósitos tipo *Kuroko* associam-se a rochas cálcio-alcalinas e possuem uma relação genética com atividades vulcânicas submarinas. A maioria

dos sedimentos piroclásticos associados correspondem a derrames piroclásticos redepositados por correntes turbidíticas que acompanham as erupções, começando geralmente com brechas tufíticas maciças ricas em fragmentos líticos, mudando posteriormente para tufos estratificados intercalados com lamitos. Durante o período da sedimentação vulcanoclástica ocorrem diversos eventos de colocação de domos de lava e de derrames. A maioria das mineralizações do *tipo Kuroko* estão geneticamente relacionadas a domos ígneos relativamente pequenos.

Segundo Watanabe (1970), as rochas formadas por cordierita e antofilita, freqüentemente associadas aos depósitos do *tipo Hitachi,* foram produzidas pelo metamorfismo de rochas alteradas hidrotermalmente, enriquecidas em clorita magnesiana, previamente ao metamorfismo. Rochas semelhantes são também encontradas freqüentemente nas zonas de alteração dos depósitos do *tipo Kuroko.*

Gilmour (1971) opinou que os depósitos concordantes de sulfetos maciços constituem uma série que mostra variações no tempo e no espaço, mas estão encerradas em um macro-ambiente vulcano-sedimentar. Relacionou a formação dos depósitos a processos tectônicos, às atividades ígneas e à sedimentação. Atribuiu à distância do centro vulcânico e às variações no pH a presença de determinados constituintes nos depósitos de sulfetos maciços, sendo que variações no Eh determinariam a profundidade da lâmina d'água do ambiente deposicional. Opinou que os depósitos de Mount Isa, Queensland, na Austrália, associados a corpos irregulares de dolomitos silicosos, se originaram a partir de termas submarinas.

Morton (1972) re-interpretou o depósito de sulfetos de Rødhammeren, Sør-Trøndelag, Noruega, do Palezóico Médio, como sendo do tipo "meta-*Kuroko*" ou "meta-vulcanogênico", depositado juntamente com a suíte vulcânica basáltica-riolítica, sendo posteriormente metamorfizado. Um dos corpos mineralizados está associado a rochas maciças constituídas por gedrita-antofilita (± quartzo, cordierita, cianita, estaurolita, granada, clorita). Estas rochas foram interpretadas como geradas durante um evento metamórfico isoquimicamente a partir de rochas básicas pré-alteradas, em acordo com Vallance (1967) e, provavelmente, se derivaram de basaltos piroclásticos fortemente alterados, em analogia aos *Green Tuffs* do Japão. Os depósitos de calcopirita disseminada e maciça associados às rochas constituídas por antofilita-gedrita são análogos ao clássico *Oko* (*yellow ore*), qu ocorrem intimamente associados a basaltos piroclásticos fortemente alterados. O autor chamou a atenção quanto à utilidade destas rochas, por constituirem horizontes guias para depósitos de sulfetos.

Uma nova interpretação sobre a gênese dos depósitos de sulfetos maciços de Jerome,

Estados Unidos, constituídos essencialmente por pirita, calcopirita e esfalerita foi dada por Anderson & Nash (1972). Os depósitos estão associados a uma seqüência vulcano-clástica pré-cambriana que ocorre na parte superior do Grupo Ash Creek. Esta seqüência é constituída por basaltos, tufos riolíticos e andesíticos, brechas, derrames dacíticos e andesíticos. Constituiriam depósitos singenéticos formados a partir de salmouras hidrotermais descarregadas em uma bacia submarina. Posteriormente as encaixantes e as camadas de sulfetos foram dobradas e metamorfisadas. Em rochas e veios que se encontram localizados perto de um dos depósitos, as inclusões fluidas são ricas em CO_2, refletindo temperaturas ~ 235 °C e pressões ~ 7 kb. Quanto à origem dos xistos pretos associados às mineralizações e constituídos essencialmente por clorita, consideraram ter havido forte metassomatismo de Fe e Mg, provavelmente devido a soluções hidrotermais relacionadas também às salmouras densas e quentes. A fonte do Mg e do Fe poderia ter sido os corpos de *pillow lavas* basálticas. Os autores não conseguiram definir o posicionamento estratigráfico e época de formação destes xistos.

Sangster (1972) fez uma detalhada revisão dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos pré-cambrianos presentes no Canadá. Estes depósitos ocorrem em uma ampla variedade de tipos e de associações de rochas, sendo que as suas encaixantes são constituídas principalmente por vulcânicas ácidas, usualmente clásticas, e por rochas intermediárias entre "puramente vulcânicas" e "puramente sedimentares". Seriam depósitos vulcano-exalativos formados em ambientes submarinos, contemporâneos ao complexo vulcânico no qual ocorrem. Nestes ambientes, à extrusão de rochas vulcânicas cálcio-alcalinas segue-se, quase imediatamente, uma orogênese que causa o metamorfismo da maioria dos depósitos. Segundo o autor, movimentos ao longo do plano da xistosidade podem rotacionar e/ou transpor o cone de alteração que tende a ficar paralelo à xistosidade e ao corpo principal de sulfetos.

A alteração que ocorre na base dos depósitos pode se extender verticalmente mais de 900 metros abaixo. Em depósitos não deformados esta zona de alteração apresenta forma de *pipe*, ou de cone, a qual contêm, em direção ao centro, depósitos do tipo *stringer*. O diâmetro do cone de alteração aumenta de baixo para cima até coincidir com o diâmetro do depósito de sulfetos maciços, raramente extendendo-se lateralmente e sua forma representa os condutos através dos quais os fluidos mineralizantes ascenderam. Os tipos de alterações mais freqüentemente observados nesta zona são a cloritização e sericitização, que acarretam em dessilicificação das rochas encaixantes, particularmente quando se dá em riólitos. Nesta zona existem sulfetos disseminados em abundância e, segundo as teses de PhD de Riddell (1953), Roberts (1966) e

Sakrison (1966), mencionadas no trabalho de Sangster (1972), as suas rochas mostram aumento de Fe, Mg e S e uma diminuição de Si, K e Na, sendo que um metassomatismo magnesiano, em particular, não parece ser o processo dominante. Os contatos dos depósitos com as encaixantes inferiores normalmente são difusos, enquanto que com as encaixantes laterais normalmente são abruptos (Sangster, 1972).

Efeitos metamórficos podem provocar uma grande mudança mineralógica nas rochas do cone de alteração, sendo que a alteração clorítica inicial comumente passa a formar uma assembléia de minerais constituída por hornblenda, biotita, cordierita e antofilita em diversas proporções (Froese, 1969, em Sangster, 1972). Se há calcita suficiente pode formar-se tremolita-actinolita, granada e piroxênios cálcicos. Portanto, assembléias com cordierita-antofilita geralmente seriam o resultado de um evento metamórfico regional mas, em condições apropriadas, um evento metamórfico termal também poderia produzi-las, de modo isoquímico (Sangster, 1972).

Sangster (1972) também fez uma comparação entre os depósitos de sulfetos maciços pré-cambrianos e os do tipo *Kuroko* e, apontando semelhanças e diferenças, propôs que, provavelmente, as diferenças químicas entre eles são manifestações da evolução geoquímica da litosfera, hidrosfera e até da atmosfera da terra.

A região de Cornwall foi novamente estudada por Chinner & Fox (1974). Os autores citaram as seguintes assembléias representativas presentes em *greenstone hornfels* das localidades de Kenidjack, Zawn e Bal: antofilita-cordierita-cummingtonita-plagioclásio-quartzo; gedrita-cordierita-espinélio-diásporo-clorita e gedrita-(cordierita)-clorita-espinélio-diásporo, possuindo todas estas assembléias ilmenita em abundância.

Os autores as hipóteses destas rochas terem sido produzidas em sistema termodinâmico fechado ou aberto. A primeira situação estaria relacionada a uma origem pré-metamórfica das rochas e envolveria a produção de clorita-quartzo em condições totalmente diferentes daquelas que posteriormente gerariam assembléias constituídas por cordierita e antofilita. Este sistema favoreceria também a coexistência de um maior número de fases minerais. A segunda situação favoreceria um modelo metassomático onde deveriam prevalecer assembléias di-minerálicas.

Após o estudo de 70 lâminas microscópicas os autores constataram o predomínio de assembléias de baixa variância, sendo que a coexistência de 6 fases observada em 24 amostras, apresentou-se maior freqüente, seguida da coexistência de 5 fases, em 21 amostras. Numa amostra foram observadas 9 fases distribuídas regularmente. As lâminas também mostraram a

incompatível associação de diásporo envolvido por espinélio e gedrita. As evidências analíticas mostraram-se ambíguas para os autores. Por um lado sugeriam ter-se alcançado um equilíbrio final na presença de uma fase gasosa e, por outro lado, insinuavam um meio anterior não homogêneo, constatado pela presença de domínios pobres e ricos em alumínio, e pelo progressivo enriquecimento dos anfibólios na molécula gedrita, em uma tentativa de suprimir extensivamente esta diferença.

Os autores concluíram, devido à predominância de assembléias de baixa variância, pela presença freqüente da associação mineral antofilita-cordierita-cummingtonita-plagioclásio comumente associada a quartzo (que representa uma assembléia tamponada para aCa^{2+}/aMg^{2+}) e pela constante presença de aglomerados de diásporo, incompatíveis com a presença de gedrita, que as rochas formadas por cordierita e antofilita da auréola de Land End não seriam produtos metassomáticos, e sim o resultado de um evento de metamorfismo termal em rochas de composições químicas apropriadas pré-existente. Para explicar a gênese destas rochas, concordaram com Vallance (1969, em Chinner & Fox, 1974), ou seja uma alteração gradativa nos basaltos teria dado origem às composições químicas incomuns encontradas. Finalmente os autores chamaram a atenção para a importância econômica de regiões onde estas curiosas assembléias de silicatos ocorrem, pois normalmente têm associados depósitos de sulfetos maciços.

Dentre os depósitos vulcanogênicos Sillitoe (1973) distinguiu os que se formaram em centros de expansão do assoalho oceânico, que normalmente possuem razões elevadas de Cu/Zn, daqueles formados em arcos de ilhas ou margens continentais, associados a suítes cálcio alcalinas, que geralmente apresentam valores elevados de Pb, Zn, Ag e Ba.

Hutchinson (1973) propôs dividir os depósitos vulcanogênicos em função dos metais predominantes, das idades e das rochas associadas em:

a) *tipo Zn-Cu*, localizados em suites vulcânicas muito diferenciadas de afinidades tholeiítica e cálcio-alcalina, predominantemente arqueanas;

b) *tipo Pb-Zn-Cu*, localizados em rochas cálcio-alcalinas mais félsicas, predominantemente do Fanerozóico;

c) *tipo Cu*, associadas a rochas vulcânicas máficas-ultramáficas e a ofiolitos, provavelmente gerado em *rifts*, durante os estágios iniciais de separação de blocos crustais no Fanerozóico.

No volume 70 da revista *Economic Geology* de 1975, dedicado aos depósitos minerais do Canadá, vários autores fizeram uma revisão da gênese de diversos depósitos de sulfetos maciços

do Canadá, como pode ser visto a seguir:

Segundo Spence & Rosen-Spence (1975), os depósitos de sulfetos maciços de Cu-Zn de Noranda, Quebec ocorrem em espessa pilha de andesitos e riólitos da parte superior do Grupo Blake River e situam-se acima de cones de alteração cloríticos existentes no topo ou perto do topo das formações riolíticas. Freqüentemente estão associados a domos de lavas e brechas vulcânicas. Os depósitos estão restritos a uma pequena porção desta pilha, provavelmente aquela que se encontra sobre a câmara magmática. Estes teriam se formado após a erupção do riólito, por processos exalativos vulcanogênicos submarinos profundos, que teriam precipitado os sulfetos em fontes hidrotermais quentes.

Com relação aos depósitos constituídos por sulfetos maciços de Cu e Zn de Vauze, também localizados na parte superior do Grupo Blake River, na faixa vulcano-sedimentar arqueana de Abitibi, Spence (1975) opinou que soluções hidrotermais teriam ascendido através de um cone de alteração brechado formado as mineralizações epigenéticas disseminadas. Ao atingirem o fundo oceânico constituído por um domos riolíticos, com os quais o cone esta claramente associado, teriam formado depósitos de sulfetos singenéticos.

Segundo Walker *et al.* (1975) os depósitos estratiformes de sulfetos maciços de metais básicos de Kidd Creek, Ontário, que associam-se a rochas vulcânicas félsicas, da seqüência vulcano-sedimentar de Abitibi, formaram-se diretamente acima de uma fumarola que teria trazido soluções mineralizantes para o assoalho oceânico, propiciando a deposição dos metais em camadas, em períodos de quietude episódica, durante o vulcanismo riolítico subaquático explosivo.

Koo & Mossman (1975) questionaram a afirmação de Sangster (1972) de que nos depósitos estratiformes de sulfetos maciços de Cu e de Zn de Flin Flon, que ocorrem em riólitos e dacitos do Grupo Amisk, por sua vez constituído por estratos vulcânicos intercalados com grauvacas de idade pré-cambriana, a zona de cisalhamento presente representaria o cone original de alimentação dos fluidos hidrotermais.

Segundo Thurlow *et al.* (1975) a gênese dos depósitos estratiformes de sulfetos polimetálicos de Buchans, localizados na seqüência vulcano-sedimentar presente na ilha de Newfoundland, de idade ordoviciana-siluriana, foi atribuída a uma fase volátil que teria acompanhado o vulcanismo que gerou as unidades litológicas relacionadas à mineralização. Os depósitos estão intimamente associados a rochas piroclásticas e brechas dos derrames dacíticos.

As mineralizações teriam sido depositadas em paleo-depressões topográficas pela

precipitação de metais básicos que se encontravam em solução na água marinha, enriquecida nestes componentes por atividade fumarólica submarina durante fases de quietude vulcânica. Subjacentes à maioria dos depósitos encontram-se mineralizações menos importantes do tipo *stringer* e *stockwork*, as quais podem ser diferenciadas no tempo e no espaço com relação aos depósitos de sulfetos maciços.

Segundo Roberts (1975) o depósito estratiforme de sulfetos maciços de Fe, Zn e Cu de Mattagami Lake, de idade arqueana, localizado em tufos vitroclásticos riodacíticos que se encontram recobertos por um andesito efusivo, teria sido formado por processos vulcano-exalativos em uma bacia em subsidência, durante o estágio final da atividade riolítica vulcânica do Grupo Watsor Lake. Os sulfetos teriam sido precipitados perto da ou na interface água-sedimentos.

Segundo Hodgson & Lydon (1977), o ambiente geológico onde podem ser encontrados depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços associados a sistemas hidrotermais ativos correspondem àqueles com certas condições favoráveis como: presença de um aqüífero permeável, de uma rocha capeadora impermeável, de canais de descarga e de recarga e de uma fonte de calor. Associados aos depósitos também podem ser encontrados sulfetos do tipo *stringer* e "produtos de erupção", sendo que a formação destas feições estaria favorecida pela ebulição dos fluidos descarregados.

James *et al.* (1978), descreveram rochas com cummingtonita-antofilita da localidade de Manitouwadge, Ontário (Canadá), situados na parte superior de uma seqüência vulcano-sedimentar dobrada que apresenta camadas inter-estratificadas de hornblenda gnaisses, cordierita-antofilita gnaisses, metapelitos gnaissificados e rochas graníticas. Os hornblenda gnaisses correspondem a gnaisses máficos cuja assembléia mineralógica característica é constituída por quartzo, plagioclásio (An_{95-50}), hornblenda, antofilita, cummingtonita, granada e biotita. Como acessórios comuns encontram-se ilmenita, magnetita e apatita. Em uma lente estreita ocorre uma variedade destes gnaisses, denominada de granada anfibolito, que se caracteriza por possuir porfiroblastos rotacionados de granada almandínica com até 1 cm de diâmetro e hornblenda como prismas de até 5 mm de comprimento e intercrescida com prismas menores de cummingtonita incolor. A assembléia mineral predominante nos cordierita-antofilita gnaisses é constituída por cordierita (em agregados elípticos de 3 a 4 mm de comprimento), antofilita (de até 10 mm de comprimento), quartzo, ilmenita, magnetita, granada, biotita e plagioclásio (An_{35-50}). Há também estaurolita com formas irregulares, de 2 a 3 mm de comprimento e gahnita, presentes

geralmente, como inclusões na cordierita. Nenhuma destas duas últimas fases foram observadas em contato com quartzo ou com antofilita, não parecendo se encontrar em equilíbrio com a assembléia saturada em sílica. Em uma das amostras dos cordierita-antofilita gnaisses foram encontrados encraves de até 5 mm de comprimento, cujo núcleo, formado por plagioclásio (An_{90}), é envolvido por cordierita, mostrando não estar em equilíbrio com o restante da rocha. Uma variedade dos cordierita-antofilita gnaisses contém porfiroblastos de almandina de 1 cm ou mais de diâmetro, possuindo, caracteristicamente, biotita, pouco ou nenhum plagioclásio de composição intermediária e sem gahnita. Intercalada a esta assembléia saturada em sílica encontram-se lentes de alguns centímetros de espessura constituídas por assembléias sem quartzo, formadas por cordierita + estaurolita + biotita + granada + ilmenita. A estaurolita nunca foi observada em contato com a antofilita.

Segundo os autores, os gnaisses máficos foram originariamente derrames basálticos por apresentarem estruturas do tipo *pillow lavas* nos níveis estratigráficos inferiores. A alteração química provavelmente deveu-se à interação dos derrames com a água do mar, como evidenciado pela presença de cummingtonita e antofilita, conforme proposto por Vallance (1967). Os cordierita-antofilita gnaisses representariam o material piroclástico ou sedimentar vulcanogênico, provavelmente quimicamente similares aos gnaisses máficos. A deposição destas rochas em um meio aquoso rico em Fe e Mg poderia ser esperada devido à proximidade dos depósitos de sulfetos maciços, e acarretaria em intensa alteração hidrotermal de baixa temperatura, formando composições totalmente deficientes em álcalis e Ca. O mecanismo corresponderia também àquele exposto por Vallance (1967).

Schermerhorn (1978) comparou as regiões de Falun (Suécia) e de Orijärvi (Finlândia) com o cinturão da Ibéria, situado no sudoeste da Espanha e no sul de Portugal. Segundo o autor, as rochas constituídas por antofilita e cordierita ou por gedrita e cordierita, intimamente associadas aos depósitos de sulfetos seriam equivalentes a cloritítos e jaspilitos que acompanham os depósitos de sulfetos no cinturão da Ibéria, distinguindo-se apenas por possuirem as primeiras um grau metamórfico mais elevado. Portanto os depósitos da Península Escandinava corresponderiam à associação vulcanogênica singenética por ele denominada de sulfeto-clorita-sílica. Considerou também a existência de dois tipos de cloritítos e de jaspilitos, os primários e os secundários. Os primários teriam se acumulado na superfície de um ambiente vulcânico, por deposição direta no fundo do mar, formando corpos concordantes relativamente pequenos e estreitos, cujos contatos com os depósitos de sulfetos seriam bruscos ou transicionais. Os secundários teriam se formado

em sub-superfície por cloritização e silicificação das encaixantes inferiores e corresponderiam às zonas de alimentação. Os corpos mineralizados destas alterações são discordantes, apresentam limites gradacionais com as rochas não alteradas e tem volumes maiores, se comparados com os depósitos de sulfetos maciços, estendendo-se por várias centenas de metros abaixo deles.

Segundo Schermerhorn (1978), o tipo de vulcanismo que gerou os sulfetos polimetálicos freqüentemente também produziu muita clorita magnesiana e sílica.

Klau & Large (1980) classificaram os depósitos exalativos de Cu-Pb-Zn em função das suas encaixantes em quatro grupos associados a:

1) rochas vulcânicas félsicas em *greenstone belts* arqueanos;

2) rochas vulcânicas félsicas depositadas em seqüências cálcio-alcalinas e tholeiíticas pós-arqueanas (arcos de ilhas maduros e *rifts* vulcânicos em crosta siálica);

3) vulcânicas máficas (ofiolitos e arcos de ilhas imaturos);

4) rochas sedimentares (*rifts* cratônicos).

MacGeehan (1978) e MacGeehan & MacLean (1980), nos seus estudos sobre a geoquímica das rochas alteradas presentes em Matagami, Quebec (Canadá), propuseram um novo modelo para a gênese dos depósitos de sulfetos maciços. Em Matagami os depósitos estão associados a uma suíte bimodal constituída por basaltos tholeiíticos e riólitos e constituem depósitos do *tipo Noranda*, descritos como associados a rochas cálcio-alcalinas (Sangster, 1972; Spitz & Darling, 1975). Na forma e na origem são semelhantes a depósitos vulcanogênicos mais jovens, diferenciando-se pelo seu conteúdo metalífero e pelas rochas vulcânicas associadas (Horikoshi, 1969; Lambert & Sato, 1974). Estas rochas exibem atualmente um falso *trend* cálcio-alcalino devido às alterações hidrotermais que provocaram lixiviações nas encaixantes inferiores com remoção de Fe, Mg, Ti, Zn, Cu, ± Al, ± F (espilitização), ao mesmo tempo em que o riólito encaixante sofreu lixiviação de SiO_2, Na_2O, K_2O e aumento de FeO, MgO, TiO_2, Al_2O_3 e P_2O_5 (processo de cloritização). Os dois processos de alteração compartilharam o fluido aquoso que se desenvolveu em rochas vulcânicas submarinas em resfriamento, pouco após a extrusão do riólito e encerrado antes da extrusão da unidade seguinte. Portanto, haveria lixiviação química dos basaltos e a precipitação dos solutos no riólito por um fluido de composicionalmente semelhante, resultando os litotipos muito alterados de ambos protólitos, em rochas com teores dos elementos maiores semelhantes.

O modelo geológico implica na existência de falsos *trends* cálcio-alcalinos como resultado da espilitização, onde um enriquecimento em álcalis está acompanhado de uma dissolução de Fe e

Mg. As encaixantes inferiores dos depósitos de sulfetos maciços devem exibir *trends* composicionais basalto-andesito-dacito-riólito relacionados a um aumento na intensidade da silicificação em relação à altura, independente da origem geoquímica original das rochas.

Segundo MacGeehan & MacLean (1980), os depósitos de sulfetos mais jovens são subdivididos em dois grandes grupos:

(a) os associados a basaltos formando minérios ricos em Cu-Zn, de afinidade tholeiítica, vinculados a ambientes transionais, do *tipo Chipre* (em centros de expansão) e *Bisshi* (retro-arco);

(b) os associados a riólitos e dacitos de afinidade cálcio-alcalina, ricos em Fe-Zn-Cu-Pb, distribuídos em margens de consumo de placas tectônicas, do *tipo Kuroko.*

Na extensa revisão realizada por Franklin *et al.* (1981), os autores dividiram os depósitos de sulfetos maciços associados a rochas vulcânicas, quanto ao conteúdo metalífero, em dois grandes grupos: Cu-Zn e Zn-Pb-Cu.

Muitos dos depósitos do primeiro grupo estão presentes em seqüências vulcânicas bimodais, onde as rochas máficas constituem pelo menos 90% do volume das rochas, mas na região dos depósitos predominam geralmente rochas félsicas como as jazidas do Escudo Canadense e, de forma mais restrita as caledonianas da Escandinávia. Os depósitos de Cu-Zn associados a ofiolitos (Chipre, Turquia, Newfoundland, Arábia Saudita), encontram-se geralmente no contato entre duas seqüências máficas com *pillow lavas.* Os depósitos de Besshi, Kieslager e alguns do Escudo Fenoescandinavo são constituídos por igual quantidade rochas máficas e sedimentares clásticas.

Nos depósitos de Zn-Pb-Cu podem predominar rochas vulcânicas félsicas como nos do *Green Tuff belt* e da Tasmânia, ou podem estar presentes rochas vulcânicas félsicas e estratos sedimentares em quantidades semelhantes,.

Os cones de alteração presentes sob os depósitos de Zn-Pb-Cu geralmente possuem uma zona quartzo-sericita interna e uma zona clorítica externa. Os depósitos de Cu-Zn apresentam zonamento inverso.

Os primeiros estudos destas zonas de alteração hidrotermal metassomática formam feitos em zonas muito próximas aos depósitos de sulfetos, estando a maioria delas associadas a mineralizações do tipo *stringer*. No entanto, estudos recentes tem evidenciado um segundo tipo de zona de alteração sob os depósitos, afetando extensos volumes semi-concordantes aos depósitos e às estratificações (Gibson *et al.* 1979; MacGeehan & MacLean, 1980 entre outros).

Em alguns casos os cones de alteração se prolongam até encontrar ou intersectar estas zonas maiores e, em outros, se superpõem a elas. Estudos petroquímicos regionais mostram que estas zonas basais de alterações são uma feição comum e, apesar de apresentarem características altamente variáveis, estão sempre presentes em distritos mineralizados em sulfetos maciços.

Segundo Franklin *et al.* (1981) dificilmente estão presentes em um único depósito de sulfetos maciços os quatro tipos de alterações que genericamente associam-se a eles, quais sejam: cone de alteração, grandes áreas basais semi-concordantes, horizonte mineralizado e as alterações laterais das encaixantes. Normalmente, no entanto, estão presentes em muitos dos depósitos três destes tipos de alterações.

Apesar de haver concordância entre os pesquisadores quanto aos processos de formação dos depósitos de sulfetos maciços associados ao vulcanismo, e sobre suas distribuições próximas aos locais de descarga de sistemas hidrotermais submarinos, ha muita divergência quanto à fonte das mineralizações que poderiam ser as rochas subjacentes lixiviadas, os magmas contemporâneos ou a água marinha. As evidências parecem favorecer lixiviação das rochas subjacentes para a maioria dos metais e, provavelmente, de parte do enxofre, mas a maior quantidade do enxôfre deve ser derivado da água do mar.

Falhas e fraturas geralmente associadas à atividade tectônica extensional constituem os locais preferenciais de descarga dos fluidos mineralizantes. A precipitação dos sulfetos se da pelo resfriamento e oxidação dos fluidos ao entrarem em contato com a água do mar, ou pela ebulição da solução mineralizante junto ao assoalho oceânico.

Riverin & Hodgson (1980) reconheceram um zonamento mineralógico diferenciado nos cones de alteração dos depósitos de Cu e Zn de Millenbach, associados a um centro vulcânico félsico presente nos *greenstones* de Abitibi, em Noranda, Canadá. Estes cones encontram-se mais alterados na parte interna e menos alterados nas suas porções externas e possuem no centro uma assembléia de minerais característica, constituída por cordierita, antofilita e clorita rica em Mg, além de traços de biotita, ou são formados predominantemente por clorita maciça (50% vol.). Esta zona central grada lateralmente para uma zona silicificada, onde se encontram remanescentes de cordierita e de andalusita não alteradas e, posteriormente, para uma zona rica em porfiroblastos de biotita, que conferem à rocha textura maculada. Esta zona também caracteriza-se pela completa ausência de fedspatos. Esta estruturação foi interpretada como sendo conseqüência de uma reação progressiva de uma solução mineralizante hidrotermal inicialmente homogênea, durante seu avanço para cima e para fora dos condutos de descarga de um sistema

hidrotermal submarino, causando mudanças químicas associadas aos processos de alteração e da deposição dos sulfetos.

Uma causa adicional para o zonamento poderia ter sido a existência de um forte gradiente termal vertical, presente nos líquidos ascendentes em direção ao fundo marinho. Com a variação da pressão hidrostática durante o seu trajeto de ascensão, ocorrem diversas temperaturas de ebulição, que provocam precipitações diferenciadas do conteúdo metalífero da solução hidrotermal.

Os autores concluíram que o evento metamórfico pós-mineralização não afetou significativamente a composição das rochas e, portanto, a sua mineralogia e composição química basicamente refletem a composição química que existiu nas encaixantes imediatamente após a deposição dos sulfetos.

As transferências químicas entre as diversas zonas de alteração ocorreram essencialmente a volume constante, como atestado pela preservação de delicadas texturas pré-metamórficas. Na parte interna do cone de alteração os teores de Mg e Fe aumentam bruscamente em relação ao K_2O e Al_2O_3. O Al_2O_3 aumenta em relação ao K_2O e, nas partes externas e superior do cone, o CaO e Na_2O diminuem bruscamente, sugerindo que processos químicos diferentes operaram nestas duas regiões.

Spear (1982a) descreveu anfibolitos da região de Post Pond Volcanics, Vermont, Estados Unidos, que se caracterizam por apresentarem grande variedade de litotipos constituídos por uma grande diversidade de assembléias minerais de baixa variância. O contexto geológico é definido, essencialmente, pela presença de anfibolitos laminados a maciços, gnaisses máficos e aluminosos, anfibolitos de ortoanfibólios e, em menor quantidade por rochas cálcio-silicáticas, biotita-granada xistos e cordierita gnaisses. O autor descreveu anfibolitos constituídos por hornblenda + cummingtonita + gedrita + antofilita ± granada ± clorita + andesina ± quartzo ± óxidos de ferro e titânio ± biotita (rochas com baixo conteúdo de Al); hornblenda + estaurolita + granada ± anortita/bytownita (coexistindo com andesina) ± gedrita ± biotita ± clorita ± andesina ± quartzo ± ilmenita (rochas aluminosas); clorita ± cordierita ± estaurolita ± talco ± gedrita ± antofilita ± cummingtonita ± granada ± biotita ± rutilo ± andesina (rochas ricas em Mg e pobres em Ca onde as assembléias presentes dependem das razões Fe/Mg, Ca/Na e Al/(Al+Fe+Mg). Estas rochas foram originalmente ígneas extrusivas e sub-vulcânicas e sedimentos vulcanogênicos, podendo estes últimos possuirem detritos sedimentares misturados, alterados hidrotermalmente antes do metamorfismo. As diferentes assembléias poderiam ter-se cristalizado em equilíbrio com

diferentes valores de μ_{H_2O} e μ_{CO_2}, os quais poderiam ter sido herdados dos diversos protólitos originais. Isto implicaria na ausência de fase fluida abundante durante o metamorfismo, indicando fluxo restrito de fluídos entre as rochas. Estes anfibolitos foram gerados metamorficamente em condições com pressões de 5 a 6 kb e temperaturas de 535 ± 20 °C, correspondentes às zonas da estaurolita/cianita.

Segundo Spear & Schumacher (1982), existem três hipóteses que poderiam explicar a origem de rochas formadas essencialmente por antofilita e cordierita:

1) Alteração metassomática atuante durante o metamorfismo, podendo esta hipótese ser subdividida em:

a) introdução de Fe, Mg e Al e/ou perda de elementos complementares (por ex. Ca); este modelo pode ser aplicado a ambientes de metamorfismo de contato, onde processos metassomáticos seriam causados por intrusões graníticas;

b) redistribuição metassomática de Fe, Mg Ca e, provavelmente, de Al, durante o metamorfismo, através de mecanismos desconhecidos.

2) Metamorfismo de rochas com composições químicas apropriadas adquiridas através de diversos processos pré-metamórficos, atuantes sobre rochas ígneas, sedimentares ou vulcanoclásticas. Estes incluem:

a) intemperismo subaéreo;

b) alterações deutéricas por fluidos do estágio tardi-magmático;

c) alteração hidrotermal por águas marinhas.

3) Resíduos de fusões parciais.

Os autores levantam quatro objeções com relação à hipótese de uma origem metassomática para estas rochas: (1) as relações de campo são inconsistentes para processos metassomáticos gerados a partir de uma única fonte, sendo que em muitos locais ocorrem rochas alteradas intercaladas no meio de rochas não alteradas; (2) os processos metassomáticos resultam em assembléias di-minerálicas de alta variância, mas as rochas constituídas essencialmente por antofilita e cordierita possuem tipicamente quartzo, cummingtonita, plagioclásio, espinélio, clorita, óxidos de Fe-Ti, biotita ou talco; (3) não são conhecidos fluidos enriquecidos em Fe e Mg

de estágios tardi-magmáticos associados a intrusões graníticas; (4) estas rochas geralmente são também encontradas em terrenos metamorfisados regionalmente, onde não é evidente a existência de fontes localizadas de fluidos metassomáticos.

Os autores sugeriram que a composição química total destas rochas poderia ter sido adquirida antes do evento metamórfico pelas alterações de rochas associadas a sistemas hidrotermais, conforme proposto por Vallance (1967). A extensão da alteração dependeria do acesso local da água do mar que seria função das fraturas existentes, o que também explicaria a existência de rochas alteradas intercaladas em rochas não alteradas.

Segundo Gibson *et al.* (1983) a Formação Amulet Rhyolite, em Noranda, Canadá, é composta essencialmente por derrames andesíticos silicificados com alguns pequenos domos riolíticos associados. Os andesitos silicificados (58-70% SiO_2) foram subdivididos em duas fácies de alteração: andesitos silicificados e "andesitos maculados" (alteração quartzo-epídototítica). A silicificação em amplas áreas foi contemporânea ao vulcanismo, resultando no incremento de Si e Ca nos andesitos, provocado por uma fase fluida enriquecida em Fe, Mg, Ti, Al e Zn.

Os andesitos silicificados e "maculados" foram interpretados como sendo o resultado da interação e circulação da água do mar através dos derrames de andesitos originalmente altamente permeáveis. O processo de silicificação eventualmente selou a parte superior do aqüífero, formando capa rochosa relativamente impermeável. A descarga de fluidos no assoalho oceânico, após o evento de silicificação, se deu através de sistemas de fraturas, produzindo os depósitos de sulfetos maciços, cujo evento foi acompanhado por alterações quartzo-sericíticas sob eles.

Assim, observa-se na Formação Amulet Rhyolite, que fica sob o horizonte favorável à mineralização, a presença de uma alteração regional diferenciada que produziu nas partes superiores da formação uma intensa silicificação e, posteriormente, em níveis cada vez mais inferiores uma alteração quartzo-epídotítica seguida de uma alteração clorito-sericítica.

Lydon (1984) fez uma extensa e detalhada revisão sobre as classificações existentes para os depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços baseadas no ambiente geotectônico, na natureza de suas encaixantes e nas características químicas dos depósitos.

Em função do ambiente geotectônico estes formam-se mais comumente:

1) perto das margens de placas (Sillitoe, 1973);

2) em margens divergentes de placas oceânicas, constituindo depósitos associados a ofiolitos, formadas nas cadeias meso-oceânicas e em bacias de retro-arco;

3) em margens convergentes de placas, em arcos de ilhas (*tipo Kuroko*), ou em margens

continentais (cadeia pirítica na Espanha-Portugal);

4) em ilhas oceânicas intra-placas (Aggarwal & Nesbitt, 1984);

5) em *greenstone belts* arqueanos.

Em função das encaixantes, segundo Lydon (1984) a grande maioria dos depósitos concordantes de sulfetos maciços podem ser classificados em dois grandes grupos:

1) exalativo-sedimentares, com encaixantes constituídas por sedimentos, representados pelos depósitos maciços estratiformes (Sullivan, Broken Hill, Mt. Isa, Rammelsberg, por exemplo)

2) vulcanogênicos ou associados a vulcanismo, cujas encaixantes são constituídas por rochas vulcânicas ou delas derivadas.

Para os depósitos deste segundo grupo, Lydon (1984) propôs uma divisão dos mesmos em função da razão Zn/(Zn + Pb), refletindo a terminologia as associações predominantes dos metais

1) *tipo Zn-Pb-Cu* (Zn/(Zn + Pb) entre 0,70 e 0,80), cujas encaixantes inferiores são formadas por rochas máficas ou suas derivadas sedimentares;

2) *tipo Cu-Zn* (Zn/(Zn + Pb) > 0,95), cujas encaixantes inferiores são rochas vulcânicas félsicas ou sedimentares.

Concluiu também que os depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços ocorrem em domínios geológicos caracterizados pela presença de rochas vulcânicas submarinas, não estando confinados a um único ambiente tectônico ou a um tipo petroquímico particular de vulcanismo, ou a um período geológico específico. Não são produtos essenciais de vulcanismo submarino e sim o resultado de condições hidrológicas, geotermais e topográficas especiais do assoalho oceânico, que não se conjugam com freqüência.

Helms *et al.* (1987) descreveram no complexo máfico-ultramáfico de Laurel Creek, na província de Blue Ridge, Estados Unidos, anfibolitos constituídos por subconjuntos da assembléia hornblenda + clorita + granada + cianita + estaurolita + ortoanfibólio + plagioclásio (An_{47}-An_{97}) + quartzo + ilmenita + rutilo + pirrotita. Estas assembléias de baixa variância teriam sido geradas em evento metamórfico de alta pressão (7,7 kb) e temperatura moderada (540 - 625 °C), a partir de composições usuais que corresponderiam a um magma basáltico rico em magnésio com olivina normativa.

A descoberta de piribólios nestes anfibolitos foi feita por Veblen & Burnham (1978a, b). Posteriormente Schumacher & Czank (1987) verificaram em rochas da região de Orijärvi, em uma

amostra composta essencialmente por anfibólios, a existência de piribólios constituídos por seqüências ordenadas de cadeias duplas (antofilita) alternadas com seqüências compostas por cadeias duplas e triplas (chesterita) e por cadeias triplas (jimthompsonite). As variações microquímicas obtidas em análises por microssonda eletrônica de um só grão de piribólio podem, desta forma, refletir a existência de proporções diferentes de anfibólios de cadeias duplas e triplas nos respectivos pontos analisados.

Faraco *et al.* (1990) descreveram a existência de rochas formadas essencialmente por quartzo-clorita e por cordierita-antofilita, presentes na Suíte Metamórfica Vila Nova, na Serra do Ipitinga, Pará (Brasil). As primeiras podem freqüentemente apresentar biotita abundante, antofilita e cordierita e possuem como acessórios rutilo e apatita. Tem fraturas preenchidas por pirrotita, pirita e, subordinadamente, calcopirita, esfalerita. As rochas do segundo conjunto possuem também clorita, biotita, opacos e, como acessórios, rutilo e apatita. Hercinita foi encontrada em uma amostra. Segundo os autores estas rochas foram geradas a partir de rochas com quartzo-clorita produzidas por alteração hidrotermal de lavas básicas, devido a um evento metamórfico regional, com T ~ 600° e P ~ entre 2,5 a 3,0 kb. As rochas cloríticas representariam os canais de ascensão dos fluidos mineralizantes responsáveis pela formação dos depósitos vulcanogênico-exalativos de sulfetos singenéticos da região. Ambos tipos de rochas mostram-se significativamente empobrecidas em CaO e, em menor quantidade, em K_2O e Na_2O, SiO_2 e Al_2O_3 variáveis e MgO e FeO também variáveis, mas geralmente em maiores proporções, se comparadas com as rochas metavulcânicas máficas associadas.

No distrito de Gold Brick, Colorado, nos Estados Unidos, numa seqüência metavulcano-sedimentar do Proterozóico Médio, Early & Stout (1991) descreveram anfibolitos aluminosos pobres em cálcio, constituídos por cordierita e cummingtonita ± gedrita + clorita + biotita + ilmenita + plagioclásio + quartzo, os quais definiriam a fácies metamórfica da cordierita-cummingtonita. Estas rochas teriam se formado a partir de rochas que continham antofilita + granada, por um aumento da temperatura ou, uma diminuição da pressão (550 ± 70 ^{o}C e 3 kb). Nesta mesma fácies metamórfica, composições totais mais ricas em Fe gerariam assembléias de minerais com cordierita + gedrita + granada + clorita + biotita + ilmenita + plagioclásio + quartzo e, composições mais ricas em Mg estão refletidas por assembléias com cordierita + antofilita + clorita + biotita + ilmenita ± plagioclásio + quartzo. Também foi observada uma assembléia com gedrita ± cummingtonita + clorita + biotita + ilmenita + plagioclásio + quartzo.

Retomando o estudo da região de Orijärvi, Träksböle e Perniö, na Finlândia,

Schneiderman & Tracy (1991) estudaram a química mineral de 34 ortoanfibólio gnaisses, cujos protolitos aparentemente são vulcânicas máficas arqueanas. Nestas rochas a assembléia predominante é constituída por quartzo + plagioclásio + cordierita + antofilita + biotita + ilmenita, observando-se em cinco exemplares coexistência de antofilita e gedrita e, adicionalmente diversas das amostras possuem granada ricas almandínica. As condições metamórficas atuantes na área foram de temperaturas entre 500 - 600 °C pressões de ~ 3 kb. Em alguns exemplares descrevem cummingtonita com anéis de gedrita. Sugeriram que a cordierita + cummingtonita formariam um par estável até as condições metamórficas de pico, reagindo posteriormente para formar gedrita, provavelmente em reação contínua dependente da $\mu NaAlO_2$ do plagioclásio. Em rochas com plagioclásio cálcico cummingtonita + cordierita permaneceriam estáveis. Descreveram também uma textura incomum, representada por encraves aluminosos onde coríndon, espinélio, högbomite (junto com magnetita) estão separados da gedrita por uma capa de cordierita, podendo representar heterogeneidades composicionais presentes no protólito e que evoluiram texturalmente durante o metamorfismo. A gedrita adjacente a estes encraves apresenta um grande aumento no seu conteúdo de Al, com diminuição do Mg e Si, o que reflete uma difusão de Mg e de Si em direção ao encrave, consumido para a cristalização da cordierita, e de Al do encrave para a gedrita, em uma escala de 200 μm. O Fe parece não ter não participado desta transferência de massa.

Elliott-Meadows & Appleyard (1991) descreveram o depósito estratiforme vulcanogênico de sulfetos maciços de Cu-Zn de Lar, localizados nos *greenstone belt* de Lynn Lake, perto de Manitoba, no Canadá, associados a uma seqüência vulcânica bimodal, predominantemente basáltica, do Proterozóico Inferior. Junto ao depósito ocorre uma zona de alteração muito rica em Mg, caracterizada pela presença de rochas de granulação grossa e textura hornfélsica, constituídas por uma assembléia mineral típica, com antofilita-cordierita ± granada. Esta zona encontra-se localizada diretamente abaixo dos corpos de sulfetos maciços, apresentando uma forte adição de Mg, B, S e elementos calcófilos, e uma forte subtração de Na, Ca, Sr e Eu. Por sua vez esta zona encontra-se envolvida por outra zona, ou auréola, mais externa, rica em K, caracteristicamente com biotita.

A maior parte das encaixantes inferiores da mineralização é formada por fragmentos de rochas máficas. Nestas rochas os autores conseguiram distinguir seis fácies diferentes de alteração, as quais apresentam as seguintes características, da borda para o centro: *menos alteradas, pouco alteradas, enriquecidas em K, enriquecidas em Ca, medianamente enriquecidas*

em Mg e, finalmente, aquelas que apresentam um *intenso enriquecimento em Mg*. Esta última fácies é constituída por duas sub-fácies, a primeira delas representada pela associação mineral cordierita-antofilita ± cummingtonita ± biotita ± quartzo ± plagioclásio ± sillimanita, podendo ainda possuir magnetita, pirrotita e turmalina; e a segunda pela associação antofilita-granada (almandina poiquiloblástica)-quartzo-plagiclásio ± cordierita ± biotita. Posteriormente estas rochas foram metamorfisadas na fácies anfibolito-hornblenda hornfels.

Os balanços de massa feitos entre os litotipos indicam uma mudança nas razões dos elementos imóveis utilizados, variando de 0,77 (perda de massa de 23%) a 1,70 (ganho de massa de 70%) durante os processos de alteração. Os autores mostraram diagramas tridimensionais relacionando a distribuição espacial dos efeitos da alteração correlacionados ao fluxo de massa.

Juliani *et al.* (1992) descreveram no Grupo Serra do Itaberaba, a oeste da cidade de São Paulo, corpos lenticulares de cordierita-granada-cummingtonita anfibolitos, dispostos no topo de uma seqüência metavulcânica basáltica. Foram distinguidos diversos tipos petrográficos produzidos por diferentes graus de alteração. Os menos alterados preservam as texturas e estruturas presentes nos metabasitos não alterados e possuem actinolita ao invés de hornblenda, biotita freqüente e menor volume de plagioclásio. Com o incremento da alteração surge a granada, o anfibólio foi substituído por hornblenda magnesiana e podem apresentar pequenas quantidades de cordierita. Nas rochas mais intensamente alteradas a hornblenda foi substituída por cummingtonita e apresentam cordierita e granada em abundância. Plagioclásio cálcico (labradorita-bytownita) e quartzo são freqüentes e subordinadamente ocorre hornblenda, clorita, estaurolita, rutilo, opacos (ilmenita ou magnetita), zircão e apatita. Em algumas amostra é sugestiva a presença de antofilita-gedrita, apresentando outras carbonatos, flogopita ou abundante magnetita.

Estas rochas foram geradas a partir de basaltos em alguns casos, e de brechas e tufos básicos a intermediários com leitos de *chert* e de rochas carbonáticas intercalados.

As metavulcânicas foram originariamente basaltos tholeiíticos de fundo oceânico (ou tholeiítos de baixo potássio), nos quais pode-se reconhecer, regionalmente e através de toda a coluna litoestratigráfica, alterações hidrotermais que geraram espilitos, às vezes mais intensas, acarretando, inclusive, a mobilização de outros elementos químicos.

Os cordierita-granada-cummingtonita anfibolitos formaram-se onde foram descarregados fluidos mineralizantes no assoalho oceânico, em evento hidrotermal-metassomático pré-metamórfico. A disposição concordante dos corpos com as encaixantes pode ter sido acentuada

pelas intensas transposições tectônicas, podendo também ter deslocado os derrames mineralizados e as rochas dos condutos das soluções hidrotermais.

Comparando estas rochas com os metabasitos não alterados, mostram-se enriquecidos em SiO_2 e empobrecidos em Al_2O_3 e TiO_2. O Fe mostra-se, em média, empobrecido. O MgO apresenta-se levemente empobrecido, mantendo razões aproximadamente constantes com o Al_2O_3. No entanto algumas amostras mostram um forte enriquecimento em MgO. Sódio e cálcio foram fortemente lixiviados relativamente à concentração de Al_2O_3 e o K e Mn estão enriquecidos, sem mostrar qualquer correlação com o SiO_2 e o Al_2O_3, sugerindo estes terem sido introduzidos em estágios de mais baixa temperatura de atividade hidrotermal.

Juliani (1993) e Pérez Aguilar & Juliani (1994) reconheceram a presença de três eventos deformacionais, possuindo as rochas acima descritas uma S_2 como foliação principal, localmente crenulada pela S_3. A S_1 foi caracterizada pela presença de pequenas dobras intrafoliais dentro da S_2. Segundo Juliani (1993), o primeiro e segundo evento metamórfico se deram em condições da fácies anfibolito e, o terceiro, na fácies anfibolito a xistos verdes.

CAPÍTULO III

GEOLOGIA LOCAL

Na região afloram litotipos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque (FIGURA 4), conforme proposta litoestratigráfica feita por Juliani (1993) e Juliani & Beljavskis (1995). O Grupo Serra do Itaberaba foi subdividido nas formações Morro da Pedra Preta, Nhanguçu e Pirucaia.

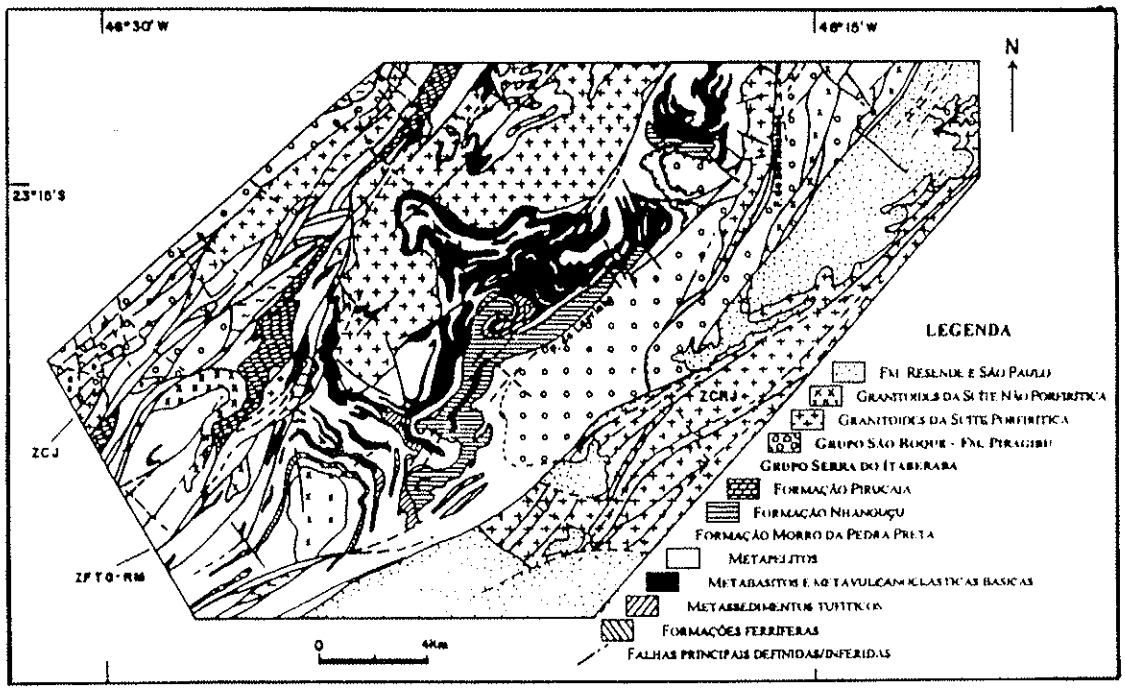


FIGURA 4 - Esboço geológico da região das serras do Itaberaba e da Pedra Preta, segundo Juliani (1993).

Na área cartografada detalhadamente (escala de 1:5.000) aflora essencialmente a Formação Morro da Pedra Preta e, de forma mais restrita, a Formação Nhanguçu. Do Grupo São Roque aflora, também de forma restrita, a Formação Piragibu.

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 cálcio-silicáticas. 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.

Na Mapa de pontos (ANEXO I) podem ser localizados os afloramentos citados no decorrer desta descrição e no ANEXO II são apresentados o Mapa Geológico-Estrutural e a Secção Geológica.

1 GRUPO SERRA DO ITABERABA

1.1 Formação Morro da Pedra Preta

1.1.1 Unidade do metabasitos (Mb)

Afloram na maior parte da área cartografada, formando corpos com espessuras aparente superiores a 350 m, compostos por antigos derrames e, possivelmente, rochas intrusivas, intensamente dobrados e, por vezes, intercalados nos metapelitos. Tem intercalações subordinadas de rochas metavulcanoclásticas básicas, metassedimentos tufíticos, metapelitos, rochas cálcio-silicáticas, meta-intermediárias e de rochas alteradas hidrotermal-metassomaticamente.

Os saprólitos dos metabasitos intemperizados possuem cor ocre típica, dando solos argilosos vermelho-escuros. Podem apresentar pequenas manchas caoliníticas e pontos pretos de hidróxidos de manganês. Freqüentemente encontram-se bauxitizados, mas nas drenagens ocorrem freqüentemente frescos, como blocos, matacões e paredões.

Os contatos com os metassedimentos são normalmente concordantes e bruscos e, geralmente nas suas proximidades, ocorrem corpos de rochas metavulcanoclásticas ou cálcio-silicáticas, ou brechas de base de derrames.

Foram observadas estruturas primárias pouco deformadas, do tipo *pillow lavas*, estando nestas preservadas as formas convexas do seus topos e as secções triangulares côncavas das suas junções, como no P-382, indicando efusões subaquáticas.

Localmente as rochas podem apresentar-se brechadas ou milonitizadas.

Quando frescas tem cor verde escura ou preta-esverdeada, granulação variando de fina a muito grossa (com anfibólios de até pouco mais de 2 cm de comprimento), mas predominam as de granulação média.

Em algumas amostras pode-se reconhecer ainda restos de texturas subofíticas. Predominam tipos maciços, mas localmente podem estar foliadas, chegando a constituir anfibólio xistos.

As rochas de granulação grossa a muito grossa assemelham-se a metagabros, mas não foram assim interpretados por não terem sido observadas as relações de contato. Entretanto Juliani (1993) verificou que estas rochas de granulação mais grossa distribuem-se principalmente perto do contato com os metapelitos, com a granulação reduzindo-se gradativamente em direção ao centro dos corpos, o que foi interpretado como decorrência do metamorfismo, muito embora não tenha sido descartada a existência de corpos de metagabros.

A composição mineralógica varia pouco, com hornblenda compondo de 50 a 70% e plagioclásio de 30 a 50% do volume (predominantemente andesina a labradorita). Como acessórios são encontrados magnetita/ilmenita, apatita, zircão, epídoto e sulfetos. A magnetita geralmente está presente como pequenos cristais euhedrais a subeuhedrais que medem ao redor de 1 mm. O epídoto e o carbonato quase sempre são produtos de retrometamorfismo dos anfibólios e do plagioclásio, mas também podem estar presentes preechendo pequenos veios ou fraturas.

Os sulfetos são essencialmente pirrotita e pirita e, secundariamente, calcopirita e mais raramente bornita. Podem estar disseminados, prenchendo 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 podem estar presentes, por vezes dobrados intrafolialmente na S_2. Em alguns destes veios observaram-se pequenas concentrações de sulfetos. Também ocorrem pequenos veios esverdeados com anfibólios maiores (com até 0,7 cm) e, algumas vezes, flogopita.

Ao longo da estrada para Santa Isabel, entre os pontos 66 e 380, ocorrem metabasitos muito finos, com textura blatosubofítica, que foram quimicamente identificados por Juliani (1993) como meta-espilitos.

Entre o pontos 337 e 349 foram encontrados diversos 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 assemelham-se aos marunditos descritos por Juliani *et al.* (1993) e Martin & Juliani (1994). Tipicamente associam-se às rochas que são objetivo desta dissertação de mestrado, especialmente às meta-intermediárias, e dispõem-se na base de formações ferríferas. As texturas e as paragèneses 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.

1.1.2 Rochas básicas vulcanoclásticas e ígneas alteradas hidrotermal-metassomaticamente

Os corpos mais expressivo destes litotipos estão localizados na porção central/norte da área, com corpos menores nas porções sudoeste e oeste, além de diversas outras ocorrências (ANEXO II).

Os corpos principais tem formas lenticulares, constituindo um deles uma dobra similar fechada a isoclinal, que sugere registro da D_2, por sua vez redobrada pela D_3. Comumente possuem intercalações de lentes de rochas cálcio-silicáticas e estão em contato gradacional e interdigitado com os metabasitos, rochas vulcanoclásticas básicas, metassedimentos tufíticos e com rochas cálcio-silicáticas.

Os demais corpos destas rochas afloram sob a forma de pequenas lentes de no máximo 150 × 35 m, presentes essencialmente na interface metabasitos/rochas cálcio-silicáticas, metabasitos/metassedimentos tufíticos e metabasitos/metapelitos, ou como pequenas lentes nos metabasitos e nas rochas cálcio-silicáticas. Algumas lentes menores foram encontradas inseridas nos metapelitos manganesíferos ou na interface metabasitos/metapelitos manganesíferos.

Blocos de rocha de composição intermediária alterados hidrotermalmente foram observados em diversos afloramentos, como no P-175, por exemplo.

Diversos litotipos compõem esta associação de rochas alteradas por processos hidrotermais-mentassomáticos pré-metamórficos (ANEXO II), que serão descritos adiante, segundo o aumento da intensidade das alterações:

1.1.2.1 Unidade dos anfibolitos de granulação grossa (Bg)

Caracteristicamente ocorrem como corpos intercalados nos metabasitos e, via de regra associam-se aos granada-hornblenda anfibolitos, às rochas básicas menos intensamente alteradas, metabasitos cálcio-silicáticos, cálcio-silicáticas, metabásicas e rochas de composição intermediária, tendo sido, como conseqüência, interpretadas como antigas rochas básicas vulcânicas muito pouco alteradas hidrotermal-metassomaticamente.

São rochas de granulação grossa a muito grossa, maciças ou pouco foliadas, de cor verde, apresentando tipicamente plagioclásios esbranquiçados inalterados, com aspecto de estarem argilizados. Os contatos com os demais litotipos não foram observados, mas parecem ser gradacionais com os metabasitos não alterados, por redução da granulação, e por ocorrerem como veios dentro deles.

São formados essencialmente por hornblenda em cristais prismáticos, 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.

São muito freqüentes veios de quartzo ou epidotíticos metamorfisados com contatos difusos, conferindo às rochas aspecto brechado.

1.1.2.2 Unidade dos granada-hornblenda anfibolitos (Ga)

Esta unidade aflora como pequenos corpos lenticulares em diversos locais da área, geralmente associados às porções mais externas dos locais de ocorrência das rochas mais alteradas hidrotermalmente. O corpo mais expressivo aflora nos pontos 241 e 242

A maioria dos corpos inserem-se nos metabasitos ou entre os metabasitos e as rochas metavulcanoclásticas ou cálcio-silicáticas, assim como podem estar associados a rochas metabásicas fracamente carbonatizadas e a rochas meta-intermediárias. Uma lente situa-se na interface metassedimentos tufíticos/metapelitos manganesíferos.

São rochas de cor verde escura, granulação média ou grossa, muito raramente fina, maciças, ricas em pequenos porfiroblastos de granada (1 a 4 mm de diâmetro), perfazendo de 3 a 30% do volume da rocha, quartzo (20 a 40%), plagioclásio (3 a 20%), hornblenda (40 a 60%), cummingtonita (1 a 7%) e sulfetos (essencialmente pirita e subordinadamente pirrotita e calcopirita), geralmente perfazendo até 10 % do volume da amostra. Uma amostra do P-241 mostrou-se excepcionalmente rica em sulfetos, com mais de 15% do volume da amostra, dispostos na forma de finas lentes de até 4 cm de comprimento, orientadas segundo a foliação principal. Por vezes observam-se texturas blastosubofíticas, arranjos radiados de anfibólios 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, com

1 a 2 mm de espessura.

Gradam, pela redução do quartzo, da granada e dos sulfetos, e pelo aumento do teor de plagioclásio, para os metabasitos não alterados, mas os contatos com as rochas mais alteradas não foram observados. Nas partes mais ricas em granada e sulfetos, há maior quantidade de vênulas de quartzo e desaparece o plagioclásio.

Os granada-hornblenda anfibolitos de granulação grossa são muito semelhantes aos metabasitos de granulação grossa da Unidade Bg, descrita anteriormente, que freqüentemente estão presentes onde afloram rochas alteradas hidrotermalmente.

Pela sua localização estratigráfica e pela grande concentração de sulfetos que apresentam, foram interpretadas como rochas associadas às rochas alteradas hidrotermal-metassomáticamente, podendo formar parte dos condutos de penetração dos fluidos hidrotermais-metassomáticos mineralizantes. Estas rochas, como descritas nas bibliografias, podem estar associadas a depósitos de sulfetos maciços.

1.1.2.3 Unidade dos tufos básicos alterados (Ta)

Esta unidade foi distinguida das demais por apresentar características petrográficas bastante peculiares, mas ocorre apenas em dois locais, formando uma pequena lente no P-489 e um corpo maior nos arredores do P-67. Neste local, especificamente, os contatos são gradativos com os metassedimentos tufíticos e tufos básicos. Associam-se a metatufos cálcio-silicáticos no P-489.

Raramente são encontradas rochas frescas, tendo sido delimitadas no mapa pelos saprólitos que ainda preservam as texturas do metamorfito, que lhes são muito características.

São rochas maciças a xistosas, com textura porfiroblástica dada por cristais de granada, freqüentemente com mais de 3 cm de diâmetro, às vezes alcançando quase 5 cm, e de anfibólio, provavelmente cummingtonita, entrelaçados ou orientados preferencialmente na foliação metamórfica S_2, quase que totalmente cloritizados. A matriz é fina a muito fina e é composta por clorita magnesiana e pequenas quantidades de plagioclásio (também incluso na granada, assim como o anfibólio).

1.1.2.4 Unidade dos metabasitos e metavulcanoclásticas cálcio-silicáticas (Bc)

Ocorrem essencialmente associados aos litotipos das unidades Mb, Bg e Ga e às rochas cálcio-silicáticas, bem como aos corpos de rochas menos e mais intensamente alteradas, constituindo corpos lenticulares com até mais de 600 m de comprimento e espessura máxima aparente ao redor de 150 m.

Caracteristicamente estas rochas exibem restos englobados de metabasitos (FOTO 01) e apresentam contatos transicionais com metavulcanoclásticas básicas e metabasitos, refletindo antigas zonas de carbonatização pré-metamórfica destas rochas. Os tipos vulcanoclásticos comumente tem 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. Freqüentemente podem ainda ter biotita, com estruturas em forma de veios difusos ou "manchas", que sugerem uma potassificação mais tardia (FOTO 02).

FOTO 01 - Detalhe das rochas com porções básicas vulcanoclásticas com plagioclásio e hornblenda (verde escuras) dispersas em matriz cálcio-silicática, com tremolita/actinolita, dipsídio/salita e epídoto (verde-claro) gerada pela carbonatização pré-metamórfica.

As estruturas macro- e microscópicas indicam ter havido uma digestão gradativa das rochas originais, culminando com a formação de rochas cálcio-silicáticas com composições mineralógicas metamórficas semelhantes à dos tipos sedimentares. É muito comum o desaparecimento gradativo das bandas máficas, por adelgaçamento, até a formação de "manchas" difusas de metabasitos dispersos na matriz cálcio-silicática, muitas vezes ainda indicando, pelo seu alinhamento, as relíquias das bandas originais. Os contatos entre as duas porções são bastante irregulares e corroídos. Não são raros restos de blocos métricos de metabasito, especialmente quando não são bandados, sugerindo porções poupadas de antigos derrames associados às vulcanoclásticas.

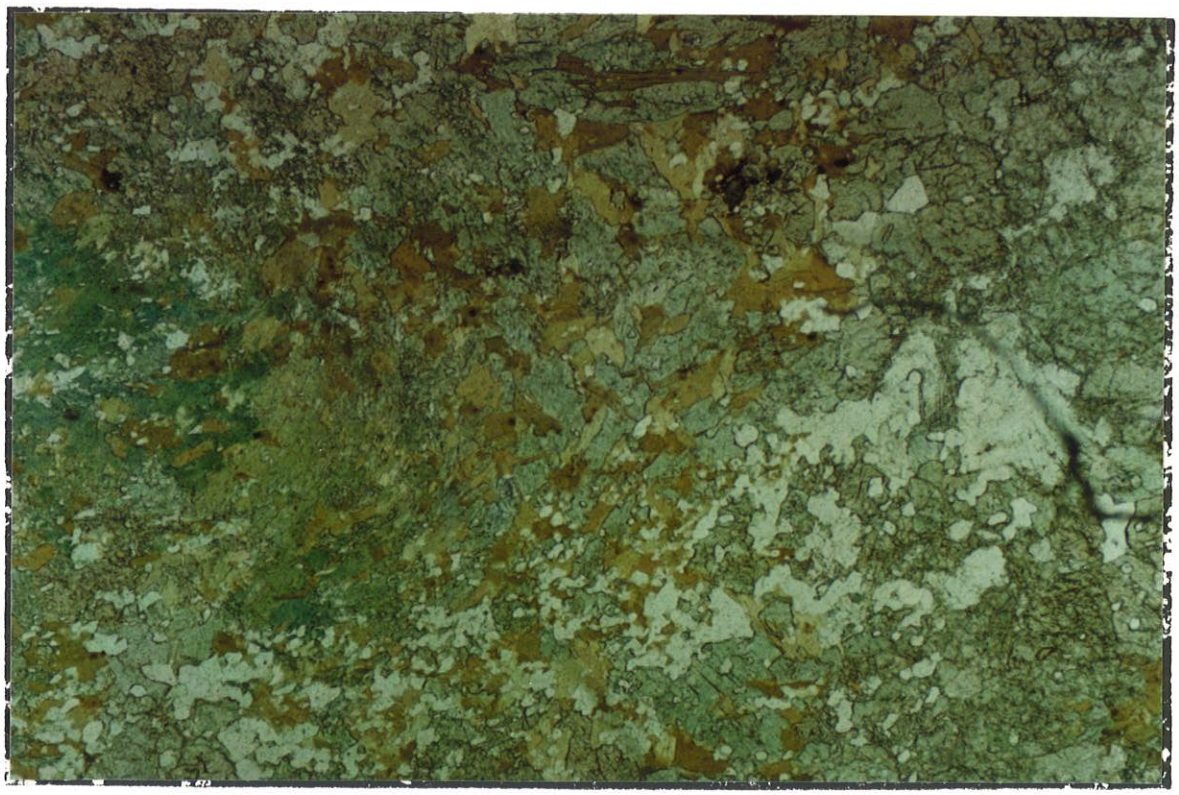


FOTO 02 - Resto de rocha metabásica, com hornblenda verde-escura (à esquerda da foto), em rocha metabásica carbonatizada, constituída essencialmente por diopsídio/salita, actinolita, carbonatos, biotita, plagioclásio e quartzo. Lado maior da foto ~ 8 mm.

Também são verificados estes aspectos em afloramentos extensos de rochas básicas não bandadas, de origem ígnea, as quais, de modo geral, aparentam ter sido menos intensamente carbonatizadas, muito provavelmente devido à sua menor permeabilidade relativamente às vulcanoclásticas. Nestas rochas são freqüentes venulações de epídoto.

Estes litotipos correspondem a grandes zonas, talvez até mesmo regionais, de carbonatização, processo este vinculado ao que produziu as rochas mais intensamente alteradas, e

responsável também pela potassificação e silicificação das unidades vulcânicas-vulcanoclásticas da Formação Morro da Pedra Preta.

1.1.2.5 Unidade das rochas básicas menos intensamente alteradas (Hc)

Ocorrem como pequenos corpos lenticulares de até 500 m de comprimento e espessura máxima aparente ao redor de 50 m. Estão essencialmente associadas aos litotipos das unidades Mb, Bg, Bc, Ga e a rochas vulcanoclásticas e cálcio-silicáticas. Algumas lentes posicionam-se na interface metabasitos/metapelitos e metabasitos/metapelitos manganesíferos e, outras, inserem-se nos metapelitos manganesíferos.

Incluindo as rochas incipientemente alteradas, que em campo não apresentam grandes diferenças mineralógico-texturais com relação aos metabasitos e metavulcanoclásticas não alteradas, foram associadas nesta unidade diversos conjuntos de litotipos derivados de básicas ígneas e vulcanoclásticas afetados pelos processos hidrotermais-metassomáticos pré-metamórficos, que podem ser assim caracterizados:

a) ***Rochas incipientemente alteradas***

As rochas deste conjunto são derivadas tanto de rochas ígneas como vulcanoclásticas.

Macroscopicamente são muito semelhantes aos metabasitos e metavulcanoclásticas não alteradas, sendo distinguidos apenas pelas estruturas em campo ou através do microscópio.

Ocorrem intercaladas entre litotipos mais alterados e exibem nítidas feições de dissolução pelos fluidos hidrotermais e de silicificação. Ocorrem na região excelentes afloramentos destes litotipos, podendo, pela sua qualidade, ser destacado o do P-635.

Nas rochas de origem vulcanoclástica os contatos com as rochas mais ou menos alteradas são transicionais, mas às vezes podem ser bruscos e sub-paralelos ao acamamento, ou irregulares, cortando o S_0. Texturas blastovulcanoclásticas, de brechas a tufos, podem estar presentes. As camadas de rochas básicas incipientemente alteradas podem apresentar estruturas de adelgaçamento irregular, variando bruscamente a espessura do leito de alguns centímetros a poucos milímetros, podendo observar-se até estrangulamento da camada, estruturas estas provocadas pela alteração pré-metamórfica (FOTO 03). Na continuidade destes estrangulamentos podem ocorrer pequenas lentes alinhadas segundo o S_0 e, nas proximidades do contato das

camadas de rochas incipientemente alteradas com leitos mais alterados, tanto no topo como na base, podem ocorrer restos destas rochas dentro das rochas mais alteradas, formando pequenas "ilhas" ou "bolotas" que apresentam contornos difusos e contatos irregulares e gradacionais (FOTO 04), por vezes orientadas segundo a S_2.

FOTO 03 - Estrutura de um afloramento de rochas metavulcanoclásticas alteradas. As porções verde-escuras, compostas por *rochas básicas incipientemente alteradas*, estão intercaladas em cordierita-cummingtonita anfibolitos (mais claros), produzidos por alterações mais intensas. Ainda pode ser notado o bandamento original e restos da rocha básica quase que totalmente digeridos, dispersos nas partes mais alteradas.

Estas estruturas indicam indubitavelmente a evolução do processo de alteração hidrotermal-metassomático, havendo mudanças no quimismo da rocha original. Os núcleos isolados compõem relíquias não completamente digeridas da rocha básica original, agora como parte dos litotipos incipientemente alterados.

Um dos melhores exemplos de rochas ígneas básicas incipientemente alteradas foi observado no P-7. O afloramento é composto por um antigo derrame, cujas porções mais internas aflorantes são formadas apenas pelos litotipos incipientemente alterados. 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 $\pm$ estaurolita, e tem leitos 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 leitos de metapelitos grafitosos, com estaurolita 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 04 - Detalhe da passagem dos leitos de rochas incipientemente alteradas para cordierita-cummingtonita anfibolitos, que restam como formas globulares inseridas nas rochas mais alteradas.

Estas rochas tem granulação predominantemente média, com variações para grossa. As de origem vulcanoclástica são compostas por hornblenda (30 a 40%), plagioclásio (~ 10%), de cummingtonita (1 a 5%), cordierita (< 5%), sulfetos (~ 5%) e, esporadicamente, traços de granada, além de, caracteristicamente, quartzo abundante (de 30 a 40%). As derivadas de protólitos ígneos tem maior quantidade de hornblenda (50 a 60%) e plagioclásio (~ 30%) e menor volume de quartzo (2 a 10%). Relativamente aos metabasitos não alterados mostram-se, de modo geral, enriquecidas em quartzo e empobrecidos em plagioclásio.

As rochas meta-vulcanoclásticas normalmente apresentam texturas dadas por glomero-

porfiroblastos de hornblenda de até 2 cm de comprimento, orientados preferencialmente segundo a S_2, e mais raramente segundo a S_1, dispersos em matriz de granulação fina a muito fina, que pode chegar a constituir 40 % volume da rocha.

Subordinadamente ocorrem afloramentos menores de **biotita-hornblenda anfibolitos**, cujos contatos em campo não puderam ser observados, mas pela distribuição relativa aos demais litotipos alterados e às rochas básicas não alteradas, parecem representar produtos de zonas mais externas do evento hidrotermal-metassomático (Juliani *et al.*, 1992), compondo, desta forma, rochas incipientemente alteradas, ou refletem uma mudança na composição do fluido hidrotermal que seguiu-se ao evento principal da alteração hidrotermal-metassomática.

b) Rochas da zona de transição

A passagem das rochas incipientemente alteradas para as rochas menos intensamente alteradas, descritas a seguir, se dá através de uma zona de transição que possui texturas e litotipos característicos.

As rochas desta zona são caracterizadas 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 uma típica coexistência de dois ou três dos seguintes anfibólios: hornblenda, hornblenda/actinolita, actinolita, cummingtonita e cummingtonita rica em ferro. Petrograficamente compõem cummingtonita-hornblenda-actinolit 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.

c) 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 do ANEXO II. Os corpos podem ter vários metros de espessura, mas as feições petrográficas mais significativas foram observadas em escala centimétrica.

À zona de transição seguem-se inicialmente **cummingtonita anfibolitos** ou **cordierita-cummingtonita anfibolitos** com antofilita muito rara, respectivamente originados a partir de protólitos ígneos e vulcanoclásticos, geralmente de composição básica. Nas vulcanoclásticas também ocorrem leitos bastante subordinados de termos composição intermediária e intercalações de leitos de *metachert* com 1 a 10 cm de espessura, às vezes com magnetita e/ou hematita e anfibólios (cummingtonita ou hornblenda).

Os anfibolitos derivados de protólitos vulcanoclásticos tem cor verde-clara acinzentada, variando para cinza-clara e, ao intemperismo produzem uma película de alteração esbranquiçada muito característica. Podem ser facilmente confundidos com rochas cálcio-silicáticas em campo. Tem granulação fina a muito fina e, geralmente, possuem aglomerados de anfibólios verde acinzentados, esféricos a elípticos, semelhantes textural e estruturalmente aos observados nas rochas vulcanoclásticas incipientemente alteradas, descritas anteriormente, destacando-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 alteradas.

Os anfibolitos de origem ígnea são verde-claros a escuros, apresentam também granulação fina e texturas diferentes das análogas incipientemente alteradas, caracterizando-se pela presença de finos prismas de anfibólio em arranjo tendendo a nematoblástico.

Ambos conjuntos tem estruturas maciças ou foliadas, sendo que as vulcanoclásticas são por vezes bandadas.

De modo geral as rochas de origem vulcanoclásticas são compostas essencialmente por cummingtonita (35 a 50% volume), quartzo (35 a 40%), cordierita (10 a 15 %), bytownita/anortita (1 a 10 %), sulfetos (~ 5%). As de origem ígnea distinguem-se pela presença de plagioclásio em maior abundância (até 35% volume), em detrimento ao quartzo, que ocorre com teores inferiores a 10% volume

Em partes mais distais à zona principal de alteração, podem ser encontrados bolsões de quartzo recristalizado com até 15 cm de comprimento, como no P-128 por exemplo, onde estas rochas encontram-se *in situ*, em afloramento de aproximadamente 5 × 4 m.

Em um afloramento de rochas derivadas de rochas ígneas, foram verificadas cavidades irregulares (produzidas pela lixiviação intempérica) de até 10 cm de comprimento, parcialmente preenchidas por pirita, quartzo e anfibólios verdes maiores. Cavidades de contornos irregulares ou ovaladas, de até 3 cm de comprimento, também podem estar preenchidas por pirita com hábito

cúbico, às vezes associada a calcita, possuindo outras apenas 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**, que representam porções mais alteradas que os **cordierita-cummingtonita anfibolitos**.

Tal qual as rochas incipientemente alteradas e os cordierita-cummingtonita anfibolitos (FOTO 04), estas rochas podem constituir camadas de contornos irregulares, de espessura irregular, que podem ser repentinamente estranguladas e substituídas pela fácies das rochas mais intensamente alteradas.

Estas rochas são mineralógico- e texturalmente semelhantes aos **cordierita-cummingtonita anfibolitos**, destacando-se deles apenas pela presença da granada, que constitui porfiroblastos de até 1 cm de diâmetro, geralmente subeuhédricos. Ambos litotipos apresentam muito comumente pequenos cristais instáveis de estaurolita.

Tanto os **cordierita-cummingtonita anfibolitos** como os **granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos**, podem ocorrer como pequenos leitos de 5 a 10 cm de espessura intercalados entre leitos de metavulcanoclásticas básicas incipientemente alteradas, ou entre rochas mais intensamente alteradas.

Nestes dois litotipos podem ocorrer abundantes venulações de quartzo deformadas, do tipo *stockwork* (FOTO 05), raramente observadas nas rochas mais intensamente alteradas. Entretanto, estas também foram silicificadas, provavelmente pelos mesmos processos, como indicado pelo seu quimismo (Juliani, 1993) e pelos agregados policristalinos de quartzo. A não preservação das venulações deve-se, provavelmente, à recristalização metamórfica.

Também foram encontrados afloramentos de **biotita-cummingtonita anfibolitos** associados aos cordierita-cummingtonita anfibolitos, ou até mesmo constituindo leitos dentro deles, em contato gradacional com as encaixantes, compondo desta forma, zonas de rochas incipientemente alteradas, às quais se sobrepôs uma alteração metassomática potássica pré-metamórfica, que destriu parcialmente as estruturas do outro tipo de metassomatismo.

1.1.2.6 Unidade das rochas básicas mais intensamente alteradas (Ha)

Constituem corpos maiores na região central/norte da área (ANEXO II), aos quais associam-se as demais rochas menos alteradas.

São compostas essencialmente por **granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos** com proporções variáveis dos anfibólios, geralmente predominando a antofilita sobre a cummingtonita e, mais raramente podem apresentam gedrita. Tem granulação grossa, com aglomerados porfiroblásticos de anfibólios radiados (freqüentemente deformados), de cordierita e de granada, sendo estes últimos quase sempre poiquiloblásticos, que conferem à rocha aspecto maculado (FOTO 06)

FOTO 05 - Venulações pré-metamórficas de quartzo intensamente deformadas (formas irregulares claras de mais alto relevo) nos cordierita-cummingtonita anfibolitos, responsáveis pelos altos teores de sílica dos litotipos alterados.

Os **granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos** possuem 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 de granada de até $\pm$ 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 possuem cores que variam de verde cinzento escuro a verde cinzento um pouco mais claro. A cordierita está presente na forma de agregados poiquilobásticos com até 4 cm de diâmetro. Algumas amostras são muito enriquecidas em opacos, especialmente magnetita, como cristais euhédricos de ~ 1 mm.

Os maiores afloramentos de rochas frescas estão localizados nos pontos 109, 110 e entre os pontos 295 e 300, onde ocorrem como grandes matacões. *In situ* foram verificados apenas no P-110, mas os contatos com as encaixantes não foram verificados.

FOTO 06 - Detalhe da passagem das rocha incipientemente alteradas (faixas verde-escuras - 1) até as rochas mais alteradas (granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos - 3), à esquerda da foto pode ser observada a textura maculada dada pelos porfiroblastos róseos de granada e cinzas de cordierita. Entre ambas rochas e entre as duas bandas de rochas incipientemente alteradas ocorrem cordierita-cummingtonita anfibolitos (2), mais visíveis na contraparte não molhada da amostra.

Há, às vezes, restos da rocha menos alterada, de cor verde escura, que chegam a apresentar aspectos de veios de poucos centímetros de espessura, dispostos subparalelamente à S_0 ou oblíquos a ela, indicando, novamente a ação de fluidos hidrotermais pervasivos na geração destas rochas. Estes "veios" representam as paredes menos alteradas dos condutos dos fluidos e, por vezes, ao redor deles observam-se cristais de granada.

Mineralogicamente são compostos por cummingtonita/antofilita (15 a 47% volume), cordierita (10 a 34%), quartzo (22 a 40%), granada (0 a 24%), gedrita (0 a 25%) e sulfetos (~ 5%). Tipicamente não apresentam plagioclásio nem estaurolita, ambos comuns nos litotipos menos intensamente alterados.

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 vulcanocláticas. Somente foram observados afloramentos *in situ* nos pontos 472 e 473. Os corpos destas rochas foram definidos no mapa do ANEXO II com base na distribuição das ocorrências, uma vez que os contatos não foram observados.

São rochas de cor cinza-clara a escura, geralmente maciças, de granulação média, compostas essencialmente por plagioclásio (albita-andesina), quartzo, hornblenda, com biotita, granada, opacos, turmalina, apatita e zircão em menores quantidades, em porcentagens que indicam composições andesíticas/riodacíticas, possivelmente com transições para metariólitos.

Nas proximidades da área mapeada recentemente foram descritos metariólitos (Juliani et al., 1995), representados por sericita xistos finos com blastofenocristais de quartzo bipiramidais.

1.1.4 Unidade das rochas intermediárias alteradas (Ma)

Afloram como corpos maiores, aparentemente lenticulares, cujos contatos não puderam ser observados. Associam-se à interface das rochas metabásicas com as rochas cálcio-silicáticas, ou constituem pequenos corpos dentro das metabásicas. Diversas outras ocorrências foram verificadas, associadas os corpos de rochas alteradas e aos marunditos, como na região dos P-337 a P-365, por exemplo.

Basicamente foram identificados três litotipos principais, resultantes, tal qual nas rochas básicas, de diferentes intensidades de alterações pré-metamórficas, representadas por **rochas silicificadas**, compostas essencialmente por quartzo (67%), plagioclásio (20%), cummingtonita (5%), clorita (5%) e opacos (3%); **rochas menos intensamente alteradas**, constituídas por quartzo (40 a 50 %), clorita (35 a 40%), cummingtonita/antofilita (10 a 20%), plagioclásio (2 a 5%) e opacos (~ 5%), com traços de estaurolita e alanita; e as **rochas mais intensamente alteradas**, formadas por cordierita (30 a 40%), quartzo (32 a 40%), cummingtonita/antofilita (20 a 37%), plagioclásio (no máximo 3%) e opacos (3 a 5%), caracteristicamente sem estaurolita.

As rochas mais intensamente alteradas são texturalmente muito semelhantes às análogas de composição básica, diferenciando-se essencialmente por não possuirem granada e pelo maior volume de cristais de cordierita (até 40% volume), que também apresentam maiores dimensões.

Na escala de afloramento as rochas alteradas 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 por estes processos de 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)

Dentre as rochas metavulcanoclásticas predominam as mais finas, englobadas na unidade do metassedimentos tufíticos, que serão descritos a seguir. A quantidade de rochas vulcanoclásticas básicas finas sugere que a participação das mais grossas no conjunto das metabásicas pode ter sido, de modo geral, volumetricamente mais expressivas que os poucos corpos mapeados, mas devido ao intenso metamorfismo, a maioria das texturas e estruturas que as poderiam identificar foram totalmente obliteradas, confundindo-as com os metabasitos de origem ígnea. Descrições de diversas texturas destas rochas podem ser encontradas em Juliani (1993).

A unidade esta representada por corpos lenticulares de até 300 m por 40 m de espessura, inseridas essencialmente nos metabasitos ou associadas aos metassedimentos tufíticos, às rochas meta-intermediárias e às rochas alteradas. Quase sempre posicionam-se, estratigraficamente, no topo de antigos derrames.

As metabrechas apresentam, quando frescas, cor verde escura a preto esverdeado, semelhante à dos metabasitos, sendo distinguidos deles apenas pelas estruturas bandadas/vulcanoclásticas e, principalmente, pelas texturas microscópicas. Quando alterados podem ser facilmente confundidos com os metabasitos.

As metabrechas se caracterizam por apresentar anfibólios em arranjo radiado ou cristais maiores que, ao microscópio, mostram-se como aglomerados esféricos a elípticos de hornblenda. Os arranjos como os aglomerados podem atingir até 2 cm de diâmetro, predominando aqueles com 0,5 a 1 cm. São constituídas essencialmente por hornblenda e plagioclásio e, quando em contato com rochas alteradas hidrotermal-metassomaticamente, podem se apresentarem-se muito

enriquecidas em quartzo, perfazendo até 30% volume da rocha. O conteúdo de hornblenda pode variar de 45 a 60% e o de plagioclásio de 40 a 55%, sendo que, quando enriquecidas em quartzo, mostram-se empobrecidas em plagioclásio. Freqüentemente, as metabrechas apresentam-se muito enriquecidas em sulfetos, essencialmente pirita.

Os arranjos e os aglomerados estão orientados geralmente segundo a S_2 e, mais raramente, segundo a S_1 e a S_3. Por vezes estão mais intensamente deformados constituindo pequenas lentes. Quando não orientados podem conferir à rocha um aspecto hornfélsico. Os arranjos e os aglomerados estão dispersos em rocha com matriz fina a muito fina constituída essencialmente por plagioclásio e hornblenda prismática.

Quando fortemente recristalizados pelo metamorfismo adquirem aspecto de metagabro.

As metabrechas gradam para metatufos, facilmente reconhecidos quando alterados, pela presença de pequenas leitos (S_0) de alguns milímetros a poucos centímetros de espessura, que podem apresentar variações granulométricas e/ou composicionais,e tem, geralmente uma fina foliação sub-paralela à S_0.

Freqüentemente têm leitos de *metachert*, de formações ferríferas, de metapelitos grafitosos, as vezes ricos em sulfetos. Podem gradar para metatufos carbonatizados e para os conjuntos de rochas alteradas hidrotermalmente.

Composicionalmente os metatufos variam de básicos a intermediários e tem granulação variando de fina a muito fina. As rochas mais básicas são constituídas essencialmente por hornblenda (80 a 90% volume) e as menos básicas tem em torno de 50 a 60% de anfibólio e 40 a 50% de plagioclásio. Subordinadamente possuem quartzo, epídoto, opacos, apatita, rutilo e turmalina. O incremento no teor de plagioclásio em bandas ou camadas transforma suas composições para intermediárias. Quando não alterados observam-se pequenas prismas euhedrais a subeuhedrais de anfibólio e plagioclásio granular.

Quando tectonizadas o plagioclásio pode formar aglomerados lenticulares milimétricos que, com a maior intensidade da deformação, chegar a constituir bandas feldspáticas diferenciadas.

Texturas vulcanoclásticas excepcionalmente bem preservadas foram encontradas no flanco leste da Serra Furna da Onça, no extremo sudoeste da área mapeada, associadas a rochas meta-intermediárias e com intercalações de formações ferríferas. As rochas 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 uma redução das dimensões dos fragmento e um aumento do material intraclástico, gradacionando, desta forma, as metabrechas para metatufos.

De modo geral este conjunto de rochas diferencia-se dos metabasitos ígneos pela presença de quartzo em teores relativamente elevados (até de 10% volume), além de, mais raramente, apresentarem pequenas quantidades de biotita.

Foram também incluídos em esta unidade corpos de anfibólio-xisto finamente laminados, com leitos mais ricos em quartzo e/ou plagioclásio.

Um pouco a sul da área, na região do Ribeirão Tomé Gonçalves, ocorrem meta-hialoclastitos básicos, descritos por Coutinho *et al.* (1984) e Juliani (1993) que atestam deposição em ambiente subaquático. Os derrames de *pillow lavas* a eles associados foram afetados por processo de espililização.

1.1.6 Unidade dos metassedimentos tufíticos (Mt)

Os metatufos gradam para metatufos finos a muito finos, que apresentam contribuição variável de material terrígeno, identificados como metassedimentos tufíticos por Juliani (1993). Tal interpretação foi baseada na associação litotípica com metavulcanoclásticas básicas, na gradação observada para metatufos, no excesso de ferro das rochas relativamente aos metapelitos e pelos leitos de *metachert*, (indicando ambiente vulcanogênico), feições estas que não são observadas nos metapelitos ou nas rochas cálcio-silicáticas.

Os metatufitos formam extensas camadas dobradas com até 4.000 m de comprimento e 350 m de largura, 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 cálcio-silicáticas.

São rochas muito finas, quase sempre alteradas, com típicas cores vermelho-arroxeada a vermelho-vinho, ou variegadas. Podem possuir pequenas lâminas ou manchas brancas-amareladas, denotando a presença de feldspato original alterando para caolim. Óxidos-hidróxidos de manganês e de ferro (estes identificados quimicamente) são freqüentes como disseminações ou preenchendo fraturas. O quartzo está presente em pequenas quantidades, ou mesmo ausente.

Onde houve maior aporte de material terrígeno no sedimento a rocha alterada adquire tons mais avermelhados, marrons ou alaranjados. Nestas porções há enriquecimento em quartzo,

começa a surgir biotita e sericita e a rocha apresenta maior granulação.

São comuns restos de fragmentos isolados de rocha metabásica dentro dos metassedimentos tufíticos, geralmente muito brechados e com abundância de manganês nas fraturas.

Há um expressivo zonamento entre as metabrechas que gradam para metatufos, que por sua vez gradam para metassedimentos tufíticos e, subseqüentemente para metapelitos sercito-biotítico-quartzosos, o que representa a variação faciológica original destes depósitos vulcano-sedimentares, onde as brechas se situavam em regiões proximais à atividade vulcânica e os metassedimentos tufíticos e os metapelitos, nas regiões mais distais.

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.

Em alguns afloramentos foram encontrados blocos de metassedimentos tufíticos frescos. A rocha apresenta textura peculiar, formada por pequenos agregados de anfibólios em arranjos esféricos concêntricos, de cor verde escuro, 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. A concentração destas esferas é variada, podendo perfazer de 40 a 60% volume da amostra.

No P-62 observou-se contato brusco entre os metassedimentos tufíticos e os metabasitos, ocorrendo ao longo da secção intercalações de metabasitos.

No P-7 ocorre uma camada de metassedimentos tufíticos alterados intempericamente, de aproximadamente 20 cm de espessura, associada às rochas alteradas hidrotermal-metassomaticamente. Esta possui anfibólios em arranjo radiados de até 1 cm de diâmetro e granada de até 2 mm de diâmetro.

1.1.7 Unidade das formações ferríferas (Ff)

Estas rochas afloram quase que exclusivamente como blocos e matações, comumente alinhados, o que permitiu a definição das formas dos corpos no mapa geológico. Apenas nos afloramentos do P-320 e P-564 encontram-se *in situ*. Encaixam-se preferencialmente nos metassedimentos tufíticos e rochas vulcanoclásticas e, secundariamente nos metabasitos.

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. Os óxidos de ferro alcançam até 40 % volume da rocha. Mais raramente podem ter leitos com granada, anfibólios ou clorita. Nas proximidades destes corpos são bastante comuns blocos de *metachert* ferruginoso, intercalados nos litotipos encaixantes, especialmente nos metassedimentos tufíticos.

Um concentrado de minerais residuais de uma amostra da região do P-368 apresentou cobre nativo relativamente abundante.

Nesta mesma região, a formação ferrífera está posicionada litoestratigraficamente sobre rochas alteradas, onde estão presentes rochas que assemelham-se aos marunditos, descritos na Unidade Mb.

1.1.8 Unidade das rochas cálcio-silicáticas (Cs)

Afloram como lentes de até 2.000 × 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 rochas alteradas hidrotermal-metassomaticamente.

Freqüentemente constituem extensos afloramentos *in situ* ou de grandes blocos. Têm estruturas bandadas a laminadas dadas por leitos de diferentes composições mineralógicas. As bandas composicionais podem alcançar até 30 cm de espessura e, mais raramente, são observadas camadas métricas maciças. Esta estruturação reflete a variação composional do sedimento (S_0). Quase sempre encontram-se tectonicamente transpostas pelas foliações S_1 e S_2, responsáveis pela geração de rochas finamente foliadas. Por vezes é possível observar pequenos leitos esbranquiçados, ou mais claros, ricos em carbonatos, ou enriquecidos em hidróxidos de manganês, ou relíquias de estruturas sedimentares, notadamente de estratificação plano-paralela. Em um afloramento (P-115) foram observadas estratificações cruzadas de pequeno porte e, mais a norte da área, Juliani (1993) descreveu dobramentos convolutos.

Constituem rochas de granulação 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% volume da rocha. Os arranjos de anfibólios, quando não orientados lhes conferem uma textura hornfélsica. Os agregados tremolíticos tem coloração mais clara e os mais escuros, composições mais actinolíticas. Estes agregados comumente distribuem-se preferencialmente em leitos.

A cor destas rochas varia em função da sua composição mineralógica, predominando o verde-escuro ao claro e o cinza-claro a esverdeado. Alteram-se inicialmente para um material cor verde desbotado, que passa gradativamente para produtos de cor ocre claro típicos e, finalmente, apresentam cor esbranquiçada. Camadas ricas em manganês alteram para marrom escuro. Com o aporte de material terrígeno no sedimento original, identificado pela presença mais abundante de micas e quartzo, a rocha apresenta tons róseos nas alterações intempéricas.

São compostas essencialmente por actinolita/tremolita, diopsídio, epídoto/clinozoisita e flogopita, podendo possuirem, subordinadamente, hornblenda, opacos, plagioclásio, quartzo, carbonatos e raramente granada. O bandamento e a laminação é devido a diferenças na participação destes minerais, havendo leitos ricos em diopsídio, quartzo, actinolita/tremolita, flogopita ou epídoto/clinozoisita. O diopsídio cristalizou-se nas fases finais do desenvolvimento da S_1 e da S_2, e está geralmente parcialmente retrometamorfisado para anfibólio.

No P-264 estão intensamente transpostas pela S_1, com dobras intrafoliais de até 60 cm, e no P-572 ocorre uma dobra D_2 métrica, similar fechada. No P-260 foi encontrada malaquita em bloco de cálcio-silicática.

Diferentemente dos metatufos carbonatizados, que podem eventualmente serem confundidos em campo com este conjunto, estes litotipos foram gerados por processos essencialmente sedimentares, apesar de serem comuns gradações para as rochas vulcanoclástica e metassedimentos tufíticos.

1.1.9 Unidade dos metapelitos (Mp)

Os maiores corpo de metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta afloram a noroeste da área. Tem orientação norte-sul, extensões superiores a 2.500 m e larguras de 300-500 m. Os contatos com as metabásicas raramente foram observados. Dentre os encontrados predominam os tectônicos. Nas proximidades dos contatos ocorrem intercalações menores de metabasitos e de metavulcanoclásticas. Também ocorrem intercalados nas unidades maiores das metabásicas e dos

metassedimentos tufíticos.

Afloram frescos e *in situ* nos pontos 504, 534 e na drenagem a montante do P-535, onde podem ser observados grandes afloramentos de mais de 30 metros de comprimento.

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 ≤ a 1 mm. Têm xistosidade bem desenvolvida, caracterizada como uma S_2, pois não são raras, como no P-534, dobras fechadas a isoclinais D_2, deformando o acamamento e uma xistosidade prévia (S_1). Esta foliação plano-axial está crenulada pela S_3.

Alterados produzem cores amareladas, laranja-tijolo, róseas, rósea-avermelhadas, marrons-avermelhadas ou vermelha-clara. Nestes alteritos reconhece-se mais facilmente a S_0 em função da variação da cor de alteração dos leitos. O bandamento composicional varia de poucos a 15 cm de espessura, podendo estar presentes leitos milimétricos brancos ricos em quartzo, intercalações grafitosas ou manganesíferas (1 a 2 cm de espessura), ou leitos de quartzo muito puro, interpretados como *metacherts*.

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, como no P-535, onde são muito ricos em granada e estão intensamente silicificados.

Mineralogicamente são formadas essencialmente por biotita, muscovita e quartzo, com leitos alternados ora mais quartzosos ora mais ricos em muscovita e/ou biotita. As micas podem formar, por vezes, pequenos aglomerados. Petrograficamente podem ser caracterizados como biotita-muscovita xistos ou muscovita-biotita xistos que podem apresentar, subordinadamente, porfiroblastos de granada, estaurolita, cianita e sillimanita.

A sillimamita aparece, geralmente, como prismas de 1 mm de comprimento, isolados ou na forma de agregados radiados de 2 mm de diâmetro. A granada constitui cristais medindo ao redor de 1 mm de diâmetro. Algumas camadas podem mostrar-se mais ricas em alguns destes porfiroblastos, mas geralmente estão presentes em concentrações inferiores a 5% do volume da rocha. A cianita é mais rara, ocorrendo como relíquias em cristais de sillimanita.

Em alguns leitos observam-se gradações para cálcio-metapelitos, devido à presença de

epídoto e tremolita/actinolita. Intercalações de camadas de cor vermelho-tinto correspondem à metassedimentos tufíticos que, relativamente aos metapelitos, são mais argilosos e ricos em opacos, possuem menos quartzo, e apresentam, por vezes, manchas esbranquiçadas de caolim.

Intercalações menores de rochas cálcio-silicáticas, metatufos básicos e de rochas mais ácidas, estas comumente boudinadas, também ocorrem, assim como venulações de quartzo. Associadas também podem ser vistas pequenas lentes de rochas metabásicas.

No afloramento do P-7 tem-se uma pequena camada de xisto, de aproximadamente 50 cm de espessura, associada às rochas básicas alteradas hidrotermalmente. Possui granada em abundância, chegando a perfazer, localmente, até 50% do volume da rocha.

1.1.10 Unidade do metapelitos grafitosos (Mg)

Foram discriminada no mapa do ANEXO II algumas pequenas lente associadas aos metapelitos, aos metarritmitos e aos metassedimentos tufíticos. São muito freqüentes como intercalações menores, às vezes centimétricas, na maioria das unidades já descritas

São normalmente rochas cinza-escuras, bandadas a laminadas, bastante foliadas e, muito comumente com presença abundante de sulfetos parcialmente limonitizados pelo intemperismo. Podem apresentar hidróxidos de manganês também.

Nos pontos 5, 149 e 235 predominam rochas de cor cinza-clara quando mais frescos. São sedosos ao tacto e quando alterados possuem uma cor rosa avermelhada ou avermelhada. Possuem de 2 a 5% de grafita em cristais finíssimos.

No P-5 a rocha tem granulação fina bastante homogênea, mas possui em algumas porções porfiroblastos de sillimanita e de estaurolita com até 1 cm, e de granada de $\pm$ 1 mm, estando associados pequenos níveis de *metachert* com granada.

No P-235 são ricos em sericita e nos pontos 149 e 150 possuem porfiroblastos de estaurolita variando de 0,5 a 1,5 cm, granada de até 3 mm de diâmetro além de biotita de $\pm$ 1 mm, petrograficamente caracterizado um estaurolita-biotita xisto grafitoso com 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).

Estão quase sempre alterados apresentando cores róseas-alaranjadas e caracteristicamente produzem solos bastante silto-arenosos. Tem estruturas rítmicas dadas 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, como a sul do Lago do Franco (extremidade sudoeste da área).

Petrograficamente os leitos micáceos são, relativamente aos metapelitos, mais ricos em quartzo. Têm biotita e muscovita, podendo serem também apenas biotíticos e apresentarem porfiroblastos de granada mais grossa e pequenos cristais de estaurolita e sillimanita fibrosa. Os leitos quartzosos tem texturas lepidogranobláticas, devido à pequena quantidade de minerais micáceos.

1.2 Formação Nhanguçu

1.2.1 Unidade dos metapelitos manganesíferos (Mn)

Afloram na porção centro-sul da área, constituindo dois corpos maiores, além de outras lentes pequenas, um deles dobrado, com cerca de 4.000 × 500 m de largura máxima aflorante, e outro alongado na direção nordeste-sudoeste (ANEXO II). Os corpos maiores representam uma única camada seccionada pelos falhamentos.

Estão essencialmente em contato com corpos de metabasitos, metassedimentos tufíticos, xistos ricos em andalusita, rochas cálcio-silicáticas rochas alteradas hidrotermalmente.

Tem intercaladas pequenas lentes de metapelitos, metavulcanoclásticas e de rochas básicas alteradas ou não. Duas pequenas lentes de metapelitos manganesífero de poucas dezenas de metros encontram-se intercaladas no meio de metabasitos e dentro de um dos corpos principais das rochas alteradas hidrotermalmente, este provavelmente ali colocado pela zona de falha.

Quando alterados produzem material sericítico-argiloso de granulação muito fina, onde alternam-se bandas pretas, cinza-pretas ou cinza mais claras enriquecidas em ferro e manganês, com camadas que alteram para cores cinza-avermelhadas, cinza-amareladas, rosas, marrons ou amareladas, e tem, caracteristicamente, pequenos leitos milimétricos brancos, caoliníticos.

Localmente observaram-se finas camadas, de aproximadamente 1 a 2 cm de espessura,

pretas, constituídas essencialmente por hidróxidos de manganês, formando pequenas dobras parasitas paralelas à S_1/S_0. Podem estar também intercalados finos leitos compostos por quartzo em arranjo granoblástico, interpretados como *metachert*, que freqüentemente tem em sua composição magnetita, hematita ou cobre nativo.

Afloramentos *in situ* e frescos destes metapelitos foram observados nos pontos 108 e 173, e constituem uma rocha de granulação muito fina, sericítica, laminada e bandada composicionalmente por leitos com diferentes tons de cinza, predominando a cor cinza-azulada, e pequenos leitos brancos milimétricos essencialmente feldspáticos. Possuem uma fina xistosidade paralela/subparalela à S_0.

Microscopicamente são verificados leitos de granada-sericita-quartzo xisto muito fino, ricos em hidróxidos de manganês (até 10%), com 5% de clinozoisita e traços de rutilo e clorita. A granada constitui pequenos porfiroblastos de até 0,3 mm, orientados pela S_3.

Em dois afloramentos pôde-se observar a presença de formas ovaladas de 0,5 × 1,5 cm, semelhantes a pequenos seixos, constituídos pelo mesmo material encaixante, mas mais ricos em minerais opacos, ou preenchidos por material argiloso e hematítico verde, interpretados por Juliani (1993) como antigos nódulos metalíferos sin-sedimentares, pois foram afetados pelas mesmas foliações presentes na matriz.

São freqüentes nestes litotipos veios de quartzo desde decimétricos até métricos, estando geralmente impregnados de hidróxidos de manganês.

Na pequena lente presente nos metabasitos observam-se intercalações de camadas de metapelitos e de metassedimentos tufíticos e de metapelitos com contribuição de metassedimentos tufíticos, predominando, por vezes, metapelitos ricos em muscovita, ficando os metapelitos manganesíferos restritos a pequenas intercalações de 2 a 3 cm.

Não são incomuns metapelitos manganesíferos com clinozoisita, tremolita/actinolita, diopsídio e, às vezes, flogopita, turmalina e microclínio, ou com dolomita e calcita abundantes, indicando a contribuição de carbonatos durante sua deposição. Os minerais cálcio-silicáticos podem aumentar gradativamente em volume até constituírem camadas até métricas de rochas cálcio-silicáticas cinza-azuladas de granulação grossa, bandadas a laminadas, inseridas em porções dos metapelitos muito ricas em ferro e manganês. Estas rochas cálcio-silicáticas são, macroscopica- e petrograficamente muito diferentes das da Formação Morro da Pedra Preta, conforme pode ser visto nas descrições feitas anteriormente. Fora da área mapeada ocorrem lentes maiores de rochas carbonáticas, descritas por Juliani (1993).

Nestas rochas a tremolita forma finos cristais e poiquiloblastos de até mais de 1 cm de comprimento, com bordas esfiapadas e, às vezes, em arranjos fibro-radiados reequilibrados em grãos menores. Está sempre parcialmente transformada em clinozoisita/epídoto e associa-se a finos cristais de microclínio. O diopsídio ocorre somente no núcleo de agregados de tremolita/actinolita e o epídoto pode formar porfiroblastos poiquiloblásticos grosseiramente concentrados em lâminas. Pode ter também cummingtonita, de cristalização posterior à tremolita/actinolita, formando agregados fibro-radiados.

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. Poucos afloramentos foram estudados, mas a unidade está em contato gradacional com os litotipos da unidade dos metapelitos manganesíferos, embora a zona de contato seja geralmente pouco espessa. A transição se dá pela diminuição dos hidróxidos de ferro e manganês e pelo incremento de leitos quartzosos ou quartzíticos. Por vezes este contato pode ser também brusco.

As rochas que compõem a unidade são bastante características e de fácil identificação em campo. Estão geralmente frescas ou pouco alteradas, adquirindo, neste caso, colorações cinza amareladas.

Quando frescas, têm cor cinza, cinza-prateada ou cinza-esverdeada e aspecto lustroso. A granulação é fina a muito fina e as rochas estão sempre intensamente foliadas. Têm estrutura bandada a laminada, com leitos quartzosos, alternados com outros micáceos (muscovita e clorita) e, ainda, outros com a presença, rara até abundante (até 20% do volume do leito), de pequenos porfiroblastos (máximo de 4 mm de diâmetro) de andalusita de cor verde-escura ou cinza. Os leitos estão irregularmente espaçados e podem alcançar mais de 10 cm de espessura.

Em diversos locais foram verificados leitos com espessura variando de poucos centímetros a cerca de 20 cm, ricos em finos cristais octaédricos de magnetita disseminados. Às vezes estes cristais tendem a constituir leitos, mas geralmente distribuem-se preferencialmente nas porções mais micáceas.

As rochas desta unidade são quase que exclusivamente xistos finos com andalusita, com granulação variando de 0,02 - 0,07 mm, textura lepidoblástica porfiroblástica, com leitos granoblásticos e estrutura finamente laminada ou bandada.

Ao microscópio apresentam uma foliação intensa, paralela a pouco oblíqua ao acamamento sedimentar, muitas vezes quase que totalmente destruída por uma segunda foliação da mesma espécie, reconhecida em micrólitons 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% do volume), clorita (até 10%) e andalusita (até 5%). As micas brancas estão concentradas preferencialmente em leitos e isorientadas na foliação principal. Comumente desenham dobras pequenas e estão deformadas pela crenulação, nos planos das quais estão sempre recristalizadas.

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. Têm quase sempre contatos retos com os planos da S_2, indicando dissolução sob pressão. Algumas formas arredondadas sugerem texturas detríticas originais, parcialmente preservadas.

A clorita concentra-se quase que totalmente nos leitos quartzosos e está estruturalmente orientada de modo semelhante à muscovita.

A sericita, incipientemente recristalizada, está como cristais dispostos segundo às crenulações tardias.

Os minerais opacos são principalmente a magnetita, possivelmente ilmenita e, às vezes, também ocorre grafita fina. Têm comumente formas euhédricas e foram recristalizados nos planos da S_1 e, principalmente, da S_2, muito embora, em algumas lâminas, possam ser verificadas disposições originais paralelas ao acamamento.

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 ocelares, constituídos por grãos de quartzo recristalizados 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). 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 ocorre, geralmente, através de falhas transcorrentes e de empurrão. Não se descarta, entretanto, a possibilidade de que, em parte, os contatos com a unidade dos metarritmitos, depositada sobre a Formação Morro da Pedra Preta, possam ser discordâncias erosivas, .

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. Raramente têm tons arroxeados. Quando mais preservadas dos processos intempéricos, 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 - 4,0 cm de espessura.

São bastante freqüentes estruturas sedimentares preservadas, notadamente estratificações gradacionais, marcas onduladas e estratificações cruzadas de pequeno porte.

As estratificações gradacionais ocorrem tanto nos leitos sílticos como nos mais finos e as estratificações cruzadas, tangenciais na base, foram verificadas em leitos quartzosos com 1 - 10 cm de espessura.

Muito comumente as rochas metapelíticas, mas principalmente as metapsamíticas, têm feldspatos em proporções variáveis, de poucos a mais de 50% do volume da rocha. Em lâmina pôde-se observar feldspato potássico e plagioclásio (que podem predominar sobre os primeiros)

e, tal qual o quartzo, apresentam formas arredondadas refletindo a textura clástica original. Em afloramento os feldspatos estão comumente caolinizados. Quanto à granulação, são medianamente selecionados. Estas rochas foram classificadas, em função do material pelítico intergranular (agora transformado em sericita e clorita) 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 Porfirítica de Juliani (1993), mais especialmente pelos Granitóides da Suíte da Serra da Pedra Branca. Estas rochas não foram estudadas petrograficamente, de modo que a seguir serão apresentados resultados compilados de Juliani (1993):

3.1 Suíte Porfirítica

3.1.1 Unidade dos granitóides Serra da Pedra Branca (γp)

Estas rochas afloram na parte oeste da área mapeada como lajes, escarpas ou matacões, e como pequenas intrusões ao longo do Ribeirão Itaberaba.

Apresentam, de maneira geral, contatos discordantes e tectônicos com as encaixantes. As encaixantes, mesmo nas proximidades dos contatos com as rochas graníticas, não apresentam claras evidências de metamorfismo termal. Localmente apresentam-se feldspatizadas ou com granulação mais grossa.

Atividades hidrotermais são comuns, alterando profundamente as encaixantes, mas praticamente não ocorrem veios de quartzo. Estes, quando presentes, são muitas vezes ricos em schorlita. Veios e bolsões pegmatíticos são muito freqüentes nas proximidades das rochas granitóides, em geral, com poucos decímetros a poucos metros de espessura máxima. Estes cortam a foliação S_2 e estão dobrados pela terceira fase deformacional.

As rochas são quase sempre porfiríticas, de granulação grossa, têm cor cinza-clara ou escura e boa orientação, dada pelo arranjo da biotita, do anfibólio e dos megacristais de feldspato potássico e de plagioclásio.

Quanto à composição mineralógica, são granodioritos e granitos (3a e 3b), com variações

subordinadas para quartzo dioritos, quartzo-monzonitos e quartzo sienitos.

Os granodioritos e quartzo dioritos estão comumente mais intensamente foliados que os granitos, com intenso estiramento e recristalização, principalmente dos megacristais, o que comumente lhes conferem textura blastomilonítica. Os megacristais são tanto de plagioclásio como de feldspato potássico e chegam a perfazer mais de 60% do volume da rocha, ou estão quase ausentes. São leucocráticos a mesocráticos, com biotita como máfico principal e subordinadamente hornblenda, e magnetita como mineral acessório. Epidotização freqüentemente é observada, às vezes formando veios. Raros e pequenos veios de quartzo, comumente estirados e fraturados, também ocorrem.

Foram também descritos em granodioritos mais deformados injeções de veios de feldspato potássico, o que confere aspecto migmatítico à rocha. Os veios estão encaixados na foliação blastomilonítica, ou a cortam, mas com contatos difusos, às vezes com espaçamento regular e paralelo. Sugerem, assim, estarem ligados a eventos deformacionais posteriores, talvez relacionados à terceira fase de deformação regional.

A cristalização tardi-magmática ou metassomática de feldspatos potássicos róseos, euhédricos, pôde ser notada em alguns afloramentos. Nestes, os feldspatos mais antigos estão estirados, cominuídos, rotacionados e bem orientados na foliação, e os mais novos, com até 7 cm de comprimento, são euhédricos e se orientam aleatoriamente em relação à foliação.

Os granitos e quartzo monzodioritos também ocorrem como fácies diversas, embora predominem as porfiríticas, 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 - 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 foram também encontrados.

A oeste do Lago do Franco, próximo à área aqui mapeada, junto ao contato com as encaixantes, o granito tem granulação grossa, é inequigranular, e está bastante orientado, com aspecto cataclástico. Tem também xenólitos de anfibolito parcialmente absorvidos.

A transposição tectônica é observável em outros locais, com passagem gradual de granitos porfiríticos para tipos foliados, com textura cataclástica ou blastomilonítica e com megacristais de feldspatos cataclasados e rotacionados.

Desta forma, regionalmente, o batólito é composto por rochas essencialmente granodioríticas, mais antigas e deformadas, e por rochas graníticas. Localmente ocorrem quartzo sienitos, possivelmente mais tardios. Fazem parte do conjunto encraves parcialmente digeridos de rochas gnáissicas, migmatíticas e anfibolíticas. A cristalização tardi-magmática e/ou metassomática de porfiroblastos de feldspato potássico, cortando as foliações mais antigas, é especialmente evidente nas rochas granodioríticas.

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.

Foram geradas predominantemente por cisalhamentos em zonas de transcorrência, mas também associam-se a falhamentos de empurrão.

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 cálcio-silicáticas, e sericita e clorita nos metapelitos.

5 DEPÓSITOS ALUVIONARES

Ocorrem como pequenos corpos associados às drenagens, tendo sido destacados no mapa geológico apenas os maiores deles.

Comumente tem nas bordas contribuição de depósitos eluviais.

Onde puderam ser observados conglomerados e arenitos conglomeráticos, estes gradam

para sedimentos mais argilosos e possuem seixos e blocos de quartzo, *metachert*, turmalinitos, metabasitos e, mais raramente de xistos.

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

CAPÍTULO IV

PETROGRAFIA DAS ROCHAS ALTERADAS HIDROTERMAL-METASSOMATICAMENTE

Nestas rochas foram distinguidos quatro conjuntos principais, resultantes de variações na intensidade e no tipo das alterações hidrotermais-metassomáticas pré-metamórficas.

O primeiro deles foi, essencialmente, responsável pela concentração de magnésio e de ferro, o segundo está associado à potassificação das rochas, o terceiro à carbonatização e o quarto à silicificação. Freqüentemente observa-se que houve a sobreposição destas alterações nos protólitos pré-metamórficos.

Foi possível ainda estudar-se diversos perfis contínuos destas alterações texturais-mineralógicas, alguns deles desde as rochas incipientemente alteradas até as mais intensamente transformadas. Os protólitos destas rochas foram tanto rochas ígneas como vulcanoclásticas, com composições variando de básica a intermediária/ácida, mas predominam as rochas vulcanoclásticas básicas. A petrografia destes perfis contínuos pode ser encontrada no ANEXO III.

Dentre todos os conjuntos, as mais intensamente alteradas (geradas a partir de protólitos ígneos ou vulcanoclásticos de composição básica ou intermediária a ácida) caracterizam-se por possuir granulação grossa e texturas típicas, dadas essencialmente pela presença de cristais de granada e/ou cordierita poiquiloblásticos e pelos arranjos radiados, deformados ou não, de anfibólios magnesianos.

Por vezes, um dos estágios intermediários do processo de alteração hidrotermal é indicado, em rochas geradas a partir de protólitos básicos vulcanoclásticos ou ígneos, por uma mudança brusca na textura metamórfica. As texturas blastofíticas, ou blasto-intergranular, dos metabasitos não alterados podem ser substituídas por outras onde os anfibólios constituem finos prismas euhedrais ou subeuhedrais. Também pode ser observada uma forte e característica mudança textural, onde arranjos granoblásticos de hornblenda e plagioclásio mudam bruscamente formando-se agregados fibro-radiados de actinolita e/ou cummingtonita envolvidos por uma matriz granoblástica de quartzo, plagioclásio e finos cristais de anfibólios, como pode ser observado nas FOTOS 07 e 08.

Localmente estas transformações texturais estão associadas a estruturas foliadas ou mais

xistosas e a veios de quartzo, bem como podem estar presentes no contato entre litotipos diferentes, estruturas estas que podem ter introduzido mudanças químicas na rocha original, provavelmente devido à maior permeabilidade dos fluidos nestas descontinuidades. Deve ser destacado que estas texturas foram observadas em rochas de regiões periféricas aos corpos principais de granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos, e foram descritas no perfil de alteração das rochas básicas de origem ígnea que constituem a parte inferior do afloramento do P-7, e em algumas amostras do perfil entre os pontos 169 e 170 (ANEXO III).

FOTO 07 - Detalhe da passagem de um hornblenda-actinolita anfibolito para um cordierita-actinolita-cummingtonita anfibolito rico em quartzo. A textura granoblástica da hornblenda (parte superior da foto) passa para cummingtonita rica em ferro e actinolita em arranjos fibro-radiados, com grãos menores de hornblenda, através de uma zona de transição onde preserva-se a textura da primeira rocha, mas com o anfibólio sendo representado pela actinolita/cummingtonita rica em ferro. Lado maior da foto ~ 8 mm.

Petrograficamente podem ser distinguidos onze conjuntos principais de litotipos, incluindo os granada-hornblenda anfibolitos (Unidade Ga), os biotita-hornblenda anfibolitos e rochas associadas (incluídos na Unidade Hc), os metabasitos e as metavulcanoclásticas cálcio-silicáticas (Unidade Bc), os cummingtonita-granada-clorita xistos (Unidade Ta), as rochas básicas vulcanoclásticas e ígneas incipientemente alteradas (Unidade Hc) e as rochas intermediárias a ácidas alteradas hidrotermal-metassomaticamente (Unidade Ma), afetados pelos processos pré-

metamórficos, caracterizados a seguir.

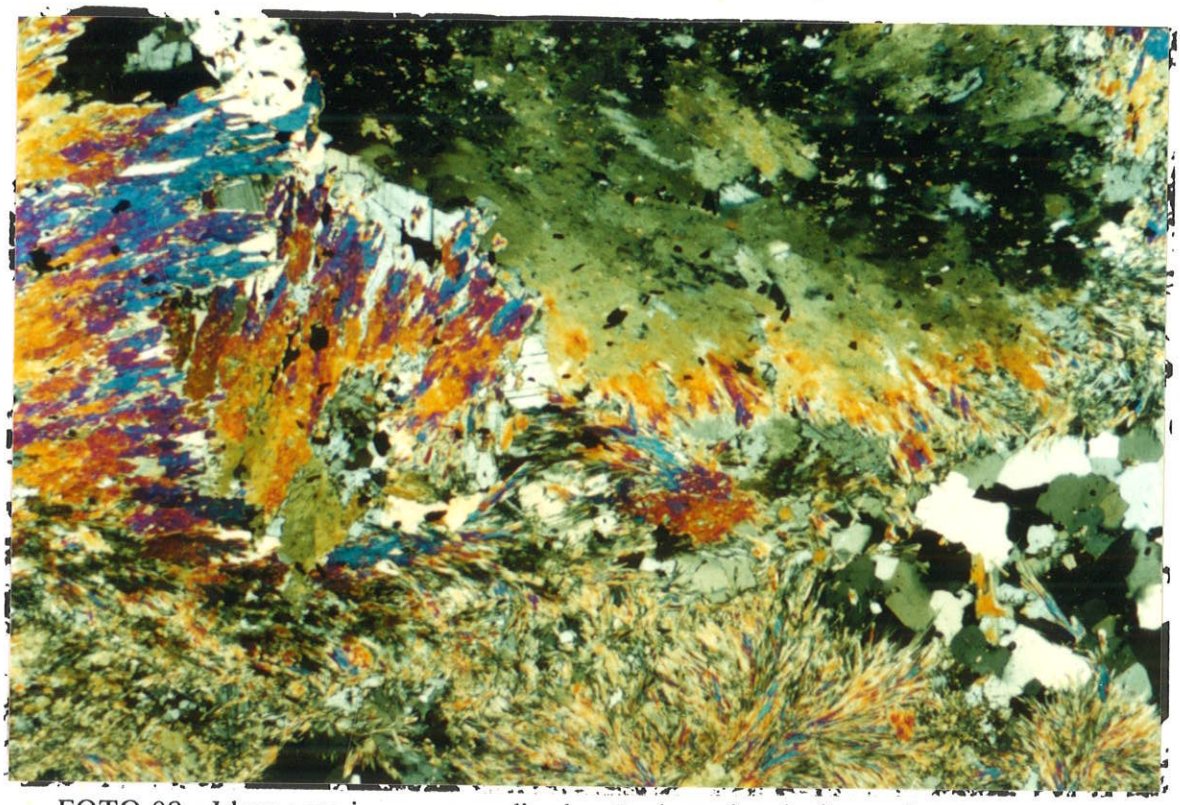


FOTO 08 - Idem anterior, com analisador. Lado maior da foto ~ 8 mm.

1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS LITOTIPOS ALTERADOS

1.1 Rochas Básicas Incipientemente Alteradas

São compostas essencialmente por hornblenda e plagioclásio, sendo texturalmente muito semelhantes aos seus protólitos ígneos ou vulcanoclásticos. As relações entre os diversos litotipos varialvelmente alterados pode ser visto na FOTO 09.

Texturas primárias subofíticas das rochas ígneas estão freqüentemente preservadas, assim como restos de fragmentos de brechas e tufos nas demais. Caracterizam-se por possuir pequenas quantidades de cummingtonita (1 a 5% vol.) e de cordierita (< de 5%), mostrando-se, com o aumento da alteração, progressivamente enriquecidas em quartzo (de 3 a 20%) e empobrecidas em plagioclásio (TABELA 2). A cummingtonita geralmente está presente como pequenas "manchas" irregulares dentro da hornblenda ou como finos prismas intercrescidos no meio destas.

Na FOTO 10 pode ser vista uma porção praticamente não alteradas de uma rocha metabásica de origem ígnea, que na amostra de mão grada para as rochas incipientemente alteradas.

TABELA 2 - Perfil de alteração hidrotermal das rochas básicas

	NÃO ALTERADAS	INCIPIENTEMENTE ALTERADAS	ZONA DE TRANSIÇÃO	MENOS INTENSAMENTE ALTERADAS		MAIS INTENSAMENTE ALTERADAS
LITOTIPOS	**plagioclásio-hornblenda anfibolitos**	**hornblenda anfibolitos com cordierita e cummingtonita**	(*)	**cummingtonita anfibolito e cordierita-cummingtonita anfibolito**	**granada-cordierita-cummingtonita anfibolito**	**granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito**
ESSENCIAIS	Hornblenda (40-80%) Plagioclásio (40-60%) - andesina/labradorita	**Vulcanoclásticas:** Hornblenda (30-40%) Plagioclásio (~ 10%): bytownita/anortita e andesina/labradorita Quartzo (30-40%) Cummingtonita (1-5%)/ Cordierita (<5%) Óxidos/Sulfetos (~5%) **Ígneas:** Hornblenda (50-60%) Plagioclásio (30%) Quartzo (2-10%) Cummingtonita (~5%) Óxidos/Sulfetos (5%)	**Vulcanoclásticas:** Cumm. (10-35%), Hornb. (~15%), Act. ou Fe-cumm. (~30%), Qz (~30%), Cord. (3-10%), Bytow./anort. e andes./labrad. (5-7%), Ox./Sulf. (5%) **Ígneas:** Cumm. (20-40%), Hornb. ou Hornb./act. (25-30%), Andes./labrad. (20-30%), Qz (5%), Gran. (~10%), Ox./Sulf. (5%)	**Vulcanoclásticas:** Cummingtonita (35-50%) Quartzo (35-40%) Cordierita (10-15%) Bytow./anortita (10-10%) Óxidos/Sulfetos (5%) Antofilita (abundante em algumas lâminas) **Ígneas:** Cummingtonita (~ 50%) Plagioclásio (30-35%) Quartzo (5%) Opacos (5%), incluindo sulfetos.	**Vulcanoclásticas:** Cummingtonita (~ 40%) Quartzo (~ 30%) Cordierita (10-15%) Granada (5-10%) Plagioclásio (5-10%) Óxidos/Sulfetos (5%) Antofilita (abundante apenas em algumas lâminas)	Antofilita/ Cummingtonita (15-47%) Cordierita (10-34%) Granada (0-24%) Quartzo (22-40%) Gedrita, em raras amostras (até 25%) Óxidos/Sulfetos (5%)
ACESSÓRIOS	Clinozoisita Epídoto Magnetita Sulfetos Epídoto Carbonato Clorita Zircão Apatita	Anfibólio pouco pleocróico Granada (rara) Clinozoisita Epídoto Magnetita Ilmenita Carbonato Clorita Zircão Apatita Rutilo	Clinozoisita Epídoto Magnetita Ilmenita Carbonato Clorita Zircão Apatita Rutilo	Estaurolita instável Clinozoisita Epídoto Magnetita Ilmenita Carbonato Clorita Zircão Apatita Rutilo Biotita	Estaurolita instável Clinozoisita Epídoto Magnetita Ilmenita Carbonato Clorita Zircão Apatita Rutilo Biotita	Plagioclásio Clinozoisita Epídoto Magnetita Ilmenita Clorita Zircão Apatita Biotita Biotita/flogopita
TEXTURAS	**Vulcanoclásticas:** Aglomerados e arranjos radiados de hornblenda. **Ígneas:** Blastosubolíticas; cristais ígneos de plagioclásio parcialmente digeridos ou recristalizados em grãos menores.	**Vulcanoclásticas:** Idem anterior **Ígneas:** Idem anterior	**Vulcanoclásticas:** Semelhantes às anteriores, coexistindo nos aglomerados e arranjos cummingtonita, hornblenda e anf. pouco pleocróico **Ígneas:** Anfibólios recristalizados em finos prismas euhedrais a subeuhedrais.	**Vulcanoclásticas:** Semelhantes as anteriores estando os aglomerados e arranjos constituidos só por cummingtonita. **Ígneas:** Idem anterior	**Vulcanoclásticas:** semelhantes às anteriores, diferenciando-se por apresentar granadas subeuhedrais e granadas poiquiloblásticas incipientemente desenvolvidas	Completamente diferentes das rochas anteriores, caracterizando-se por posssuir cordierita e granada poiquíloblásticos, predominando anfibólios em arranjos radiados.

(*) Cummingtonita-hornblenda-actinolita 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.

Nas metavulcanoclásticas destaca-se presença esporádica de granada e uma matriz abundante, podendo perfazer até 40% do volume da rocha. A hornblenda caracteriza-se por formar agregados com secções circulares a elípticas, com até 2 cm no seu eixo maior. Possuem uma porção central poiquiloblastica, rica em inclusões de quartzo e, secundariamente, de opacos e de plagioclásio, e/ou constituída por finas agulhas de hornblenda, envolvida pelo mesmo anfibólio com hábito prismático ou agrupados em pequenos arranjos semi-radiados. A hornblenda também pode formar arranjos radiados, geralmente menores que os agregados elípticos.

FOTO 09 - Rochas metavulcanoclásticas básicas alteradas, onde as porções verde-escuras são compostas por rochas incipientemente alteradas intercaladas em cordierita-cummingtonita anfibolito (mais claros), produzidos por alterações relativamente mais intensas. Em direção ao topo o anfibolito anterior grada para granada-cordierita-cummingtonita anfibolito, os quais gradam para granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito. Ainda pode ser notado o bandamento original e restos da rocha básica quase que totalmente digeridos, dispersos nas partes mais alteradas.

1.2 Zona de Transição

É representada por anfibolitos onde coexistem dois ou três tipos diferentes de anfibólios, que ocorrem entre as rochas incipientemente alteradas e as rochas menos intensamente alteradas, estas representadas por cummingtonita anfibolitos e cordierita-cummingtonita anfibolitos, a seguir

descritos. A passagem de um anfibolito onde predomina a hornblenda para outro onde predomina cummingtonita se dá de uma forma gradacional, através de contatos irregulares, caracterizando uma zona de transição (FOTOS 07 e 08).

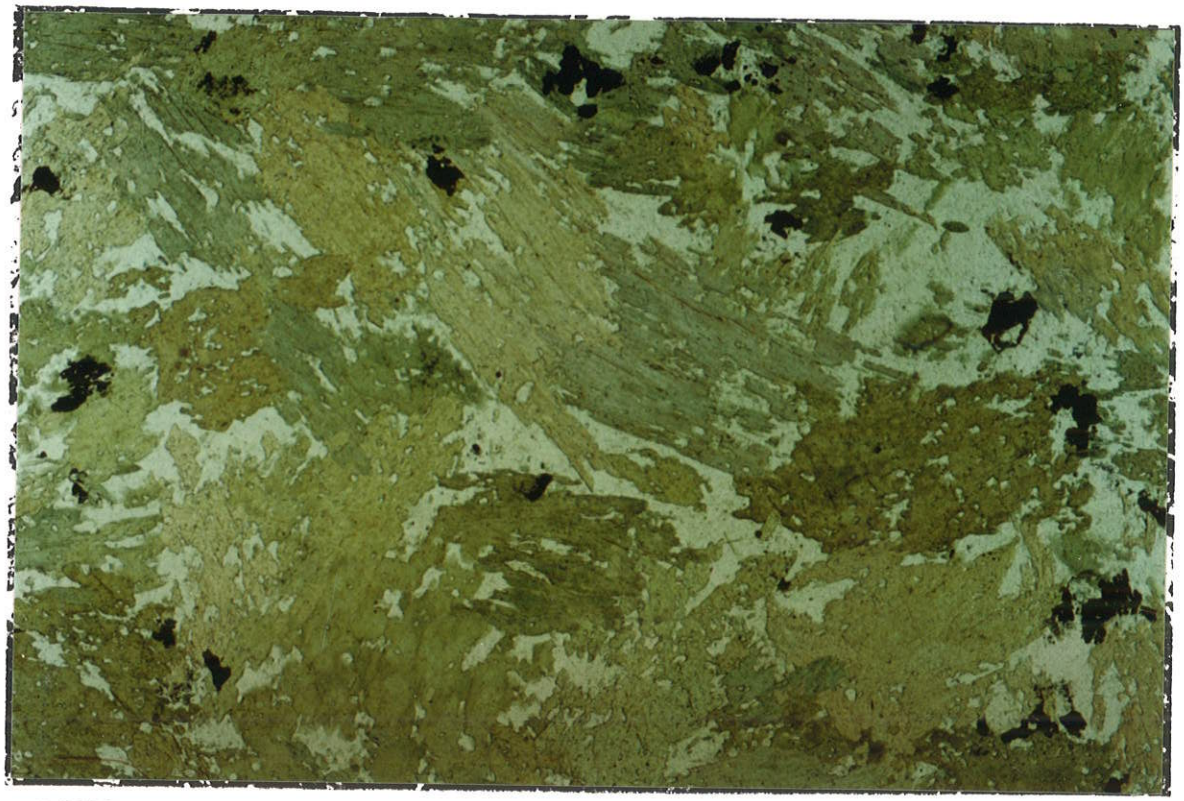


FOTO 10 - Metabasito praticamente não alterado, com hornblenda, plagioclásio, quartzo e opacos. Note-se o zonamento das hornblendas, além de pequenas "manchas" paralelas ao eixo *c* de anfibólio pouco pleocróico, representado pela cummingtonita.

Nesta zona de transição podem estar presentes os seguintes tipos petrográficos: **cummingtonita-hornblenda-actinolita 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**, possuindo estes últimos uma hornblenda menos pleocróica, no limite hornblenda/actinolita e cerca de 10% de granada (TABELA 2).

Microscopicamente a passagem de um anfibolito para outro se dá de forma irregular e gradacional, sendo que nos agregados de anfibólio, arranjos radiados, ou em secções prismáticas de anfibólio, podem ser observadas passagens graduais entre os anfibólios. Também podem ser vistas porções irregulares de um anfibolito isoladas dentro do outro, especialmente do hornblenda

anfibolito dentro do cummingtonita anfibolito, com formas geralmente elípticas ou arredondadas e contatos gradacionais.

No evento associado ao processo de alteração hidrotermal principal, à medida em que as rochas foram mais intensamente alteradas, houve transformação gradativa do quimismo da rocha original, que resultou, ao metamorfismo, na ocorrência seqüenciada dos anfibólios. Relativamente às rochas básicas não alteradas, inicialmente surge na zona de transição uma hornblenda menos pleocróica (mais magnesiana), que a seguir é substituída por um anfibólio com pleocroísmo ainda menos ou muito menos intenso, de difícil identificação óptica, mas que pode constituir-se em um anfibólio com composição entre a hornblenda e a actinolita, ou mesmo em uma actinolita ou uma cummingtonita rica em ferro. Finalmente surge um anfibólio magnesiano, mais comumente representado pela cummingtonita e, mais raramente pela antofilita. Esta seqüência de substituição de anfibólios pode ocorrer ao longo de 5 a 10 cm.

Nesta zona observam-se padrões irregulares de zonamento, havendo "manchas" de cummingtonita ou de anfibólio pouco pleocróico em cristais de hornblenda, ou vice-versa.

As meta-vulcanoclásticas desta zona de transição são texturalmente muito semelhantes às vulcanoclásticas menos intensamente alteradas, a seguir descritas, diferenciando-se por apresentarem restos do hornblenda anfibolito dispersos dentro de um anfibolito constituído essencialmente por cummingtonita, observando-se, também, hornblenda e anfibólio pouco pleocróico constituindo pequenos aglomerados, cristais ou porções destes, indicando a heterogeneidade das alterações pré-metamórficas do protólito básico (FOTO 11).

Nas rochas de origem ígnea as texturas primárias foram totalmente modificadas, tendo havido uma forte recristalização metamórfica da hornblenda, hornblenda/actinolita e cummingtonita em pequenos prismas curtos com secções basais euhédricas e subeuhédricas, em arranjo nematoblástico, com pequenos grãos de plagioclásio intersticiais (FOTO 12). Mineralogicamente diferenciam-se das rochas de origem vulcanoclástica por não apresentarem cordierita e por possuir, por vezes, pequenas quantidades de granada (max. 10 % vol.).

1.3 Rochas Básicas Menos Intensamente Alteradas

1.3.1 Zona petrográfica 1

Com o aumento do grau da alteração surgem rochas nas quais toda a hornblenda e/ou o anfibólio pouco pleocróico foram substituídos por cummingtonita e mais raramente antofilita. As

rochas desta zona petrográfica estão representadas por cordierita-cummingtonita anfibolitos (FOTO 13), derivados de rochas vulcanoclásticas, e cummingtonita anfibolitos, quando originados de ígneas básicas (TABELA 2).

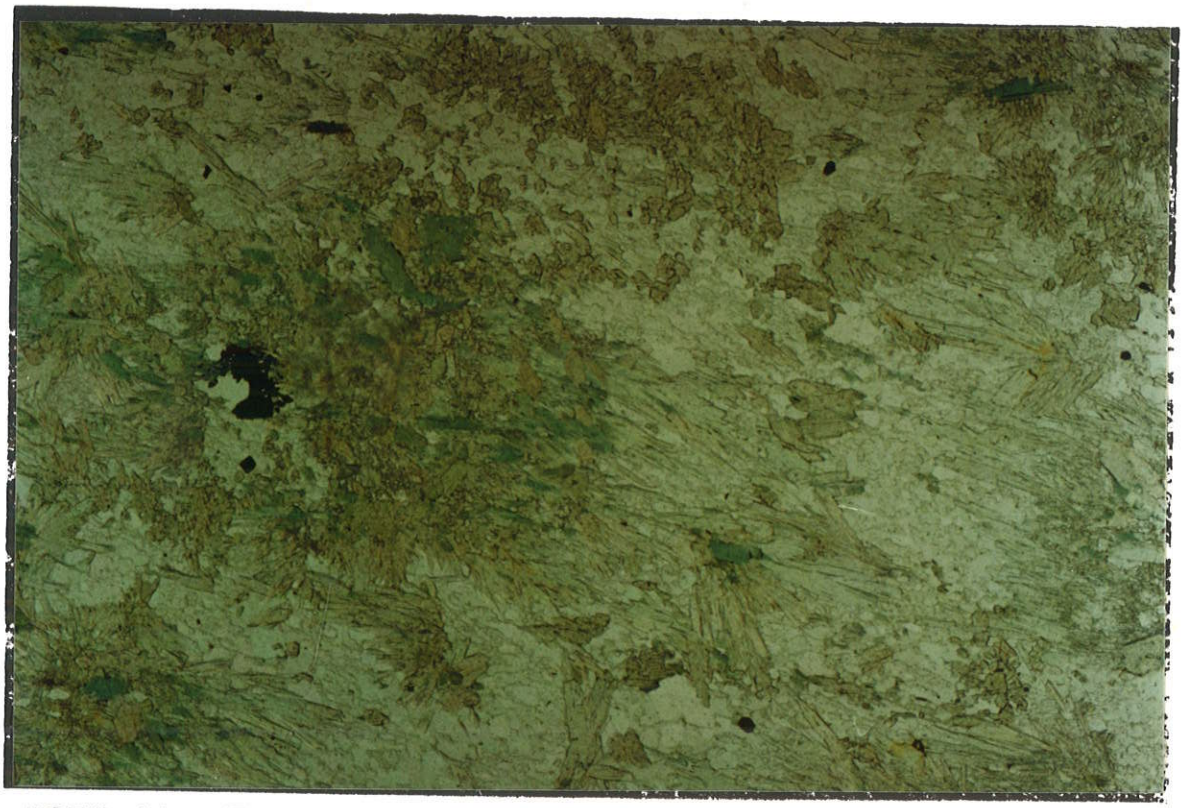


FOTO 11 - Textura característica de um cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito da zona de transição, com os típicos cristais de hornblenda formando pequenos aglomerados, cristais isolados, ou intercrescidos com cummingtonita. Lado maior da foto ~ 8 mm.

Texturalmente as metavulcanoclásticas são semelhantes às dos conjuntos anteriores, diferenciando-se essencialmente deles por possuir apenas cummingtonita que forma, caracteristicamente aglomerados circulares a elípticos (FOTO 14) e arranjos radiados e, por apresentarem aglomerados de porfiroblastos de cordierita melhor desenvolvidos. Tal qual as rochas dos conjuntos anteriores, apresentam abundante matriz (até 40% vol. da rocha), essencialmente composta por quartzo, cordierita, plagioclásio, cummingtonita e opacos, podendo apresentar, subordinadamente, estaurolita, biotita, clorita, apatita, zircão, epídoto e carbonato.

As texturas das rochas de origem ígnea são semelhantes às presentes na zona de transição (FOTO 12), distinguindo-se apenas pela composição mineralógica, formada essencialmente por cummingtonita (50 a 60% vol.) e plagioclásio (30 a 35% vol.).

Nas rochas metavulcanoclásticas, quando os prismas de cummingtonita são muito pequenos, seus arranjos se dão preferencialmente sob a forma de "espinhas de peixe". O

aglomerado destas texturas ao redor de um ponto central gera arranjos radiados geralmente rotacionados pelas foliações metamórficas. Partindo de uma "espinha" central maior podem ser observados segmentos menores, orientados segundo diversas direções, geralmente um pouco rotacionados, tendendo a conferir ao conjunto uma forma ovalada. O agregado de diversas "espinhas" pode também constituir formas dendríticas. Finalmente, podem ser vistas pequenas esferas formadas por minúsculos cristais de anfibólios rotacionados, podendo ou não possuir, ortogonalmente nas suas bordas pequenos prismas de anfibólio.

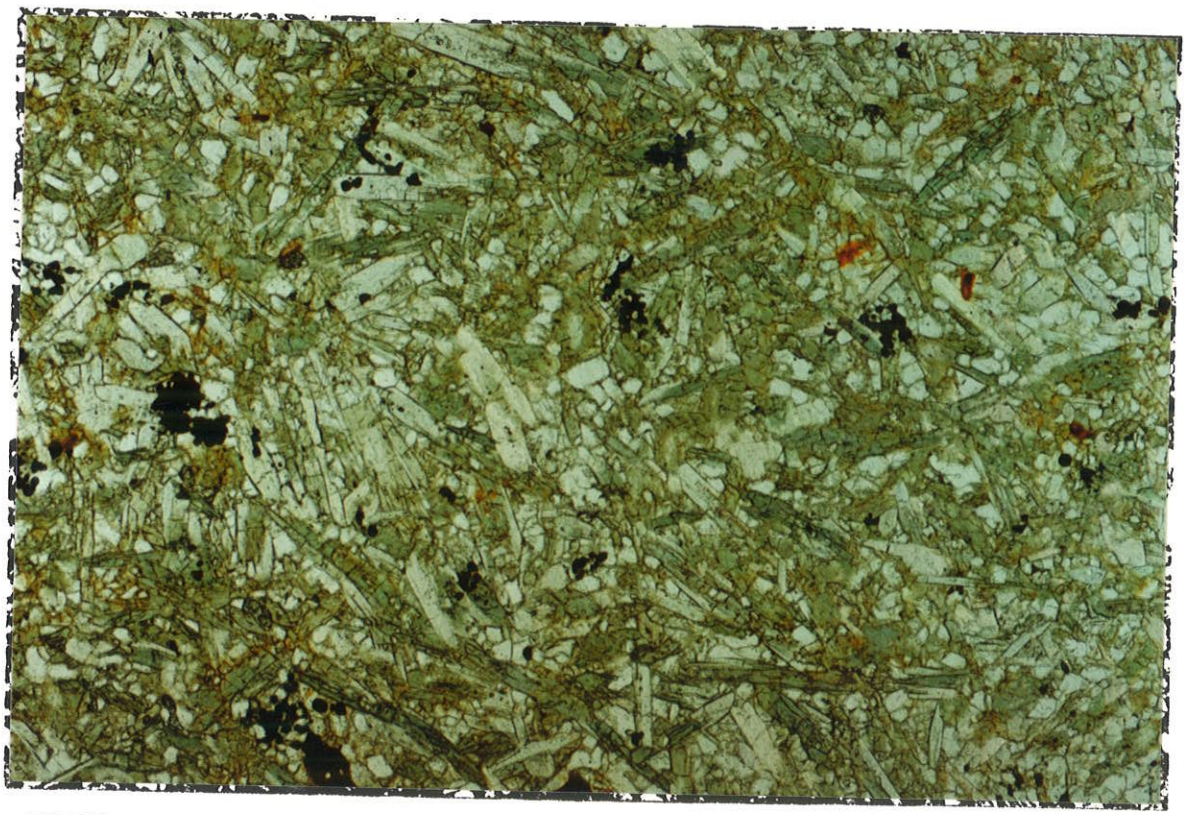


FOTO 12 - Hornblenda-cummingtonita xisto da zona de transição, gerado a partir de rocha básica ígnea, onde as texturas primárias foram totalmente modificadas.Lado maior da foto ~ 8 mm.

Quando presente, a antofilita forma prismas maiores em arranjos radiados, ou distribuem-se nas partes mais externas dos aglomerados, nos quais podem haver intercrescimento de finos prismas de cummingtonita.

Possuem uma foliação S_2 muito bem desenvolvida, dada principalmente, nas metavulcanoclásticas, pela orientação do quartzo, plagioclásio e opacos da matriz e, nas de origem ígnea, pela orientação dos prismas de cummingtonita. Cristais alongados finíssimos de cummingtonita e, secundariamente, de plagioclásio e quartzo estirados, podem desenhar pequenas dobras intrafoliais dentro da S_2, caracterizando uma foliação metamórfica anterior (S_1). Estas

pequenas dobras geralmente estão presentes nas bordas da porção central poiquiloblástica dos aglomerados de cummingtonita, a qual também pode estar orientada segundo a S_1. Localmente, onde há maior abundância de finos prismas de cummingtonita a foliação principal aparece crenulada pela S_3.

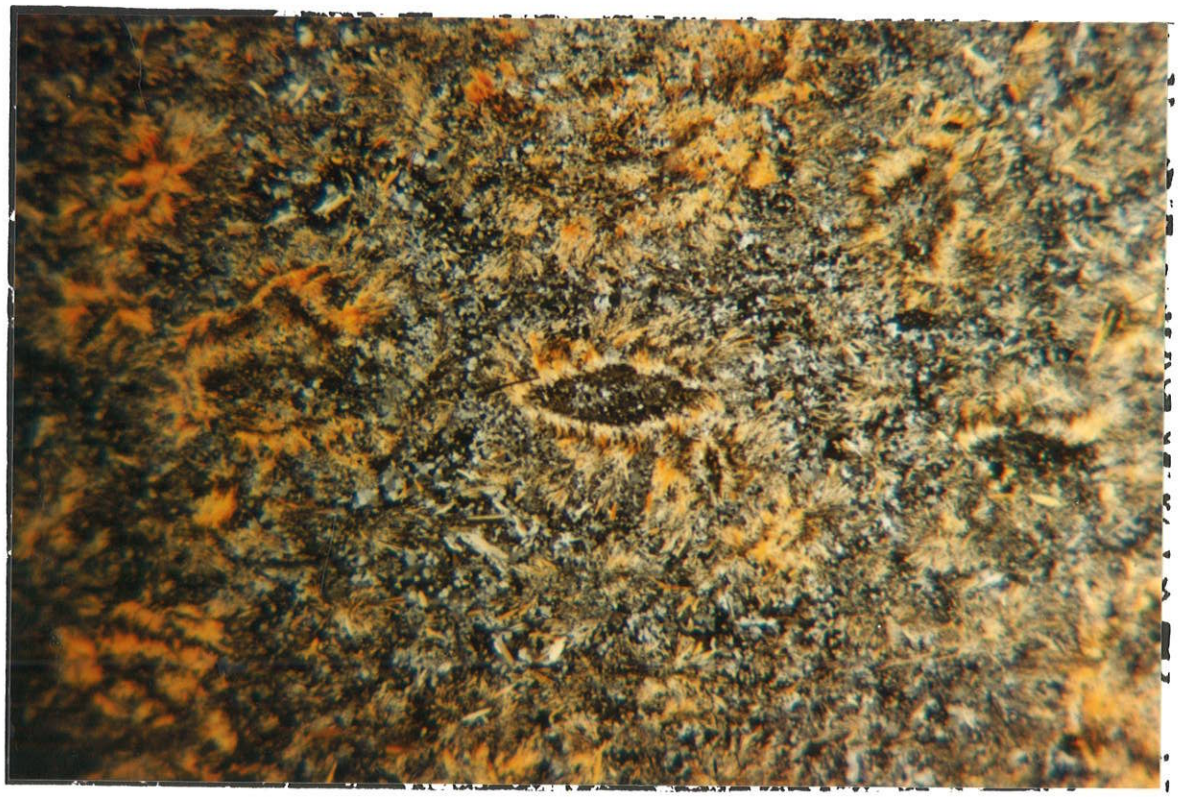


FOTO 13 - Cordierita-cummingtonita anfibolito com aglomerados circulares a elípticos e arranjos radiados de cummingtonita dispersos em abundante matriz constituída essencialmente por quartzo, cordierita, plagioclásio, cummingtonita e opacos. Lado maior da foto ~ 30 mm.

Em algumas destas rochas partes da matriz, ou praticamente toda ela, pode ser constituída por aglomerados policristalinos de cristais mais grossos de quartzo, geralmente com textura em mosaico. Estas texturas são semelhantes à de pequenos veios de quartzo pré-metamórficos que representam zonas de silicificação pré-metamórficas, relativamente tardias em relação ao principal evento de alteração. Em algumas amostras podem ser observadas porções ricas em quartzo, sem contornos bem definidos, que podem ser correlacionadas a estas zonas de silicificação. Distinguem-se do restante da matriz pela diferença no tamanho dos cristais, pela sua composição e textura predominante, sendo que a falta de contornos definidos pode ter sido conseqüência dos sucessivos eventos metamórficos sofridos pela rocha.

Nestas rochas aumenta a quantidade de cordierita na matriz, presente como pequenos cristais subeuhedrais e como pequenas massas anhedrais, por vezes ricas em minúsculas inclusões.

Aglutinação parcial destas massas gerou porfiroblastos poiquiloblásticos incipientemente desenvolvidos. A cordierita também cristalizou-se após o desenvolvimento dos arranjos radiados de cummingtonita, consumindo parcialmente a sua porção central, a qual geralmente é rica em abundantes inclusões de finos prismas de anfibólio. Estas texturas indicam cristalização posterior ao desenvolvimento da S_2.

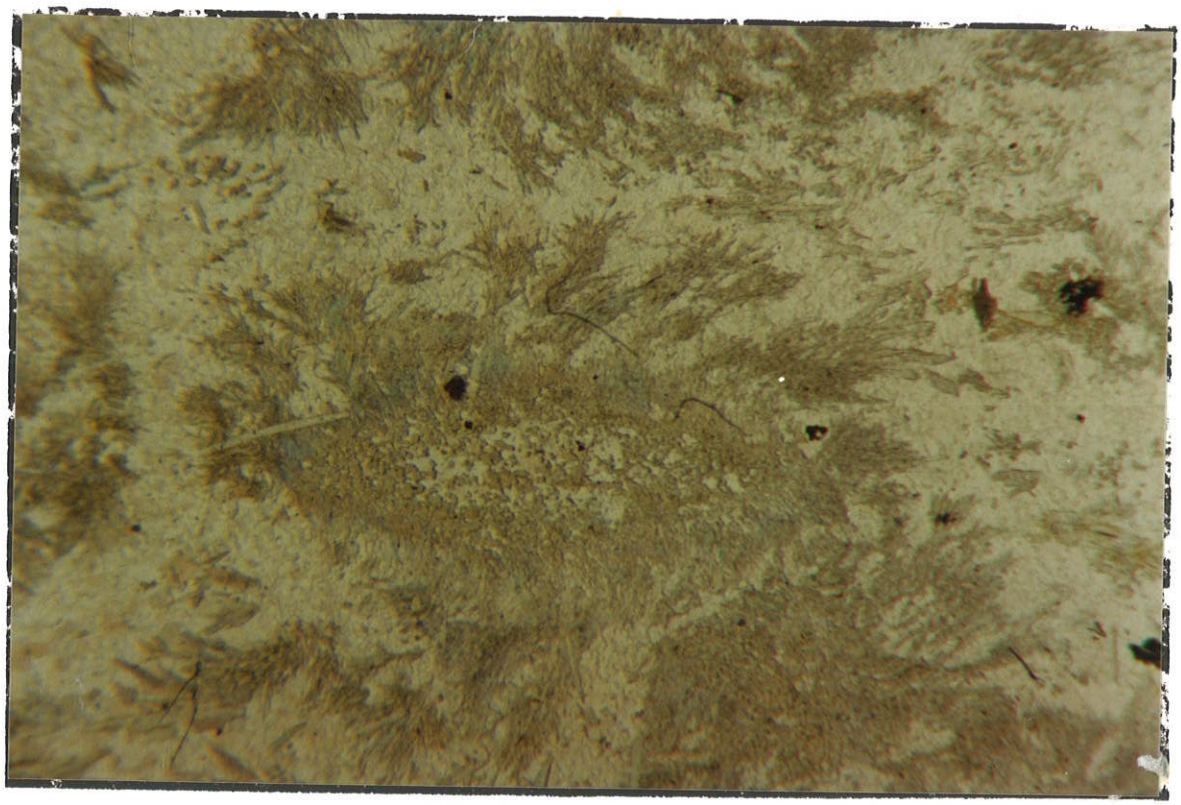


FOTO 14 - Cordierita-cummingtonita anfibolito com aglomerado elíptico de cummingtonita com porção central tendendo a poiquiloblástica e bordas constituídas por anfibólio prismático ou em arranjos semi-radiados, textura esta freqüentemente observada nas rochas de origem vulcanoclástica. Lado maior da foto ~ 10 mm.

Pequenos cristais de plagioclásio euhedrais a subeuhedrais podem estar presentes na matriz ou como inclusões na porção central dos aglomerados de anfibólios. Cristais de plagioclásio maiores constituem pequenos poiquiloblastos subeuhedrais ou com bordas corroídas, apresentam formas amebóides ou constituem cristais esqueléticos.

Nestas rochas o plagioclásio chama a atenção por, comumente, apresentar birrefringência alta, ao redor de 0,010, relevo muito alto, o que indica composições bytowníticas/anortíticas, e por apresentar-se localmente alterado para clinozoisita.. Em algumas porções da mesma lâmina ou em amostras do mesmo afloramento, pôde-se identificar o plagioclásio sin-S_2 como andesina-labradorita ($\pm An_{55}$). Coexistência de dois tipos diferentes de plagioclásio, em anfibolitos semelhantes, é mencionado por Spear (1982a), onde anortita/bytownita coexiste com andesina.

Há dois tipos texturais de opacos, um formado por grãos maiores, de até ± 1 mm, e outros submilimétricos, predominando os primeiros.

A maioria dos opacos maiores constituem cristais euhédricos a subeuhédricos octaédricos, indicando tratar-se de magnetita. Em outros coexistem faces retilíneas e corroídas ou são anhedrais e podem possuir minúsculas inclusões de quartzo e de cummingtonita, parecendo ser pseudomorfos de antigas magnetitas hoje parcialmente substituídas por sulfetos. O principal período de cristalização dos opacos é pós-cinemático.

Os opacos submilimétricos distribuem-se na matriz ou como minúscula inclusões na cummingtonita e na granada e tem formas variadas, podendo ser tabulares (possivelmente ilmenita), esféricos ou anhedrais e, quando inclusos na cummingtonita e na granada podem definir uma S_i, ora indicativa da S_2, ora da S_1.

A estaurolita, quando presente, constitui cristais muito finos (± 0,30 mm) com típicas coronas de cordierita (± rutilo) e/ou de plagioclásio, indicando tratar-se de restos instáveis (FOTO 15). Geralmente a estaurolita distribui-se nas bordas ou nas partes centrais dos arranjos radiados, ou agregados de cummingtonita. Mais raramente associam-se à matriz ou estão inclusos em cristais de granada idiomórficos a subidiomórficos pós-deformacionais.

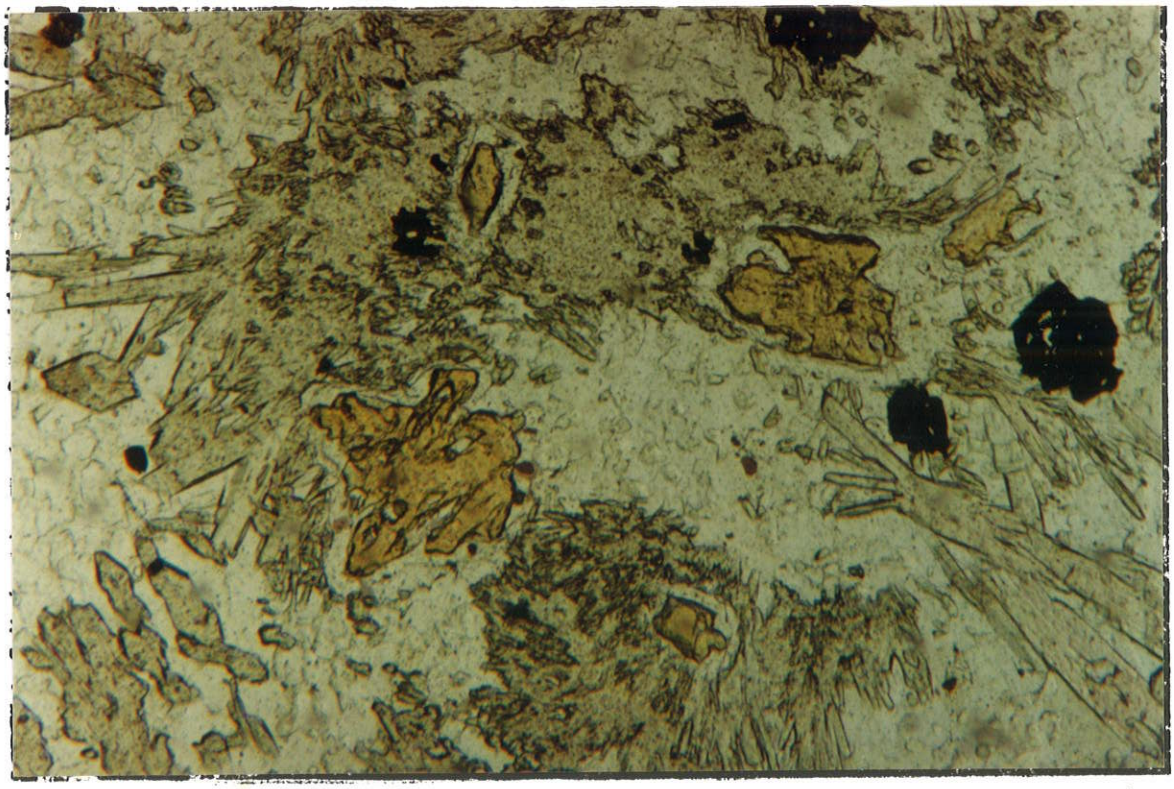


FOTO 15 - Pequenos cristais instáveis de estaurolita, com típicas coronas de cordierita (± rutilo). Lado maior da foto ~ 5 mm.

Biotita e biotita/flogopita, quando presentes, estão restritos a delgados leitos. Também ocorrem agregados microgranulares de carbonato ricos em inclusões de opacos e, secundariamente, de quartzo e cummingtonita, preferencialmente orientados segundo a S_2.

Como minerais retrometamórficos podem ser encontrados clorita, biotita/flogopita, epídoto, clinozoisita e pinita.

Clorita rica em ferro e epídoto cristalizaram-se a partir da granada; clorita magnesiana, biotita/flogopita e clinozoisita, a partir da cummingtonita; clinozoisita a partir do plagioclásio; e pinita associada à cordierita.

Em microfraturas, ou como pequenos veios, é possível observar-se a presença de clorita magnesiana, carbonato, epídoto e opacos tabulares ou esféricos. Nestes casos a clorita é sempre resultado da alteração da cummingtonita.

Pela distribuição dos afloramentos, pelo arranjo seqüenciado dos diferentes litotipos nos afloramentos, pelas características petrográficas e pelas texturas muito semelhantes às das rochas originais, estas rochas foram consideradas como sendo menos intensamente alteradas, apesar de terem sofrido grandes mudanças químicas.

Localmente, associados a estas rochas, são encontrados pequenos leitos de rochas de composição intermediária, assim como de *metachert*, que caracterizam-se por possuir também cummingtonita subordinada, indicando que a deposição de materiais alterados deu-se, em parte, concomitante à sedimentação.

1.3.2 Zona petrográfica 2

É constituída essencialmente por granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos, litotipos estes gerados exclusivamente em protólitos vulcanoclásticos. São texturalmente muito semelhantes às rochas do conjunto anterior, diferenciando-se pela presença de granada, com concentrações variando de 1% a 20% do volume da rocha (FOTO 16). Com o aumento do teor de granada há redução gradativa no teor de plagioclásio e os cristais de cordierita mostram-se gradativamente melhor desenvolvidos. Podem também possuir pequenos cristais instáveis de estaurolita.

A granada geralmente cristalizou-se após os arranjos radiados ou agregados de cummingtonita, indicando gênese pós-S_2 e pós-S_3. Formam grãos idiomórficos a sub-idiomórficos (FOTO 16), a maioria deles ricos em finas agulhas orientadas de cummingtonita, que

freqüentemente definem dobras D_2 ou D_3, indicada pela crenulação da foliação S_2. Mais raramente são livres ou praticamente livres de inclusões.

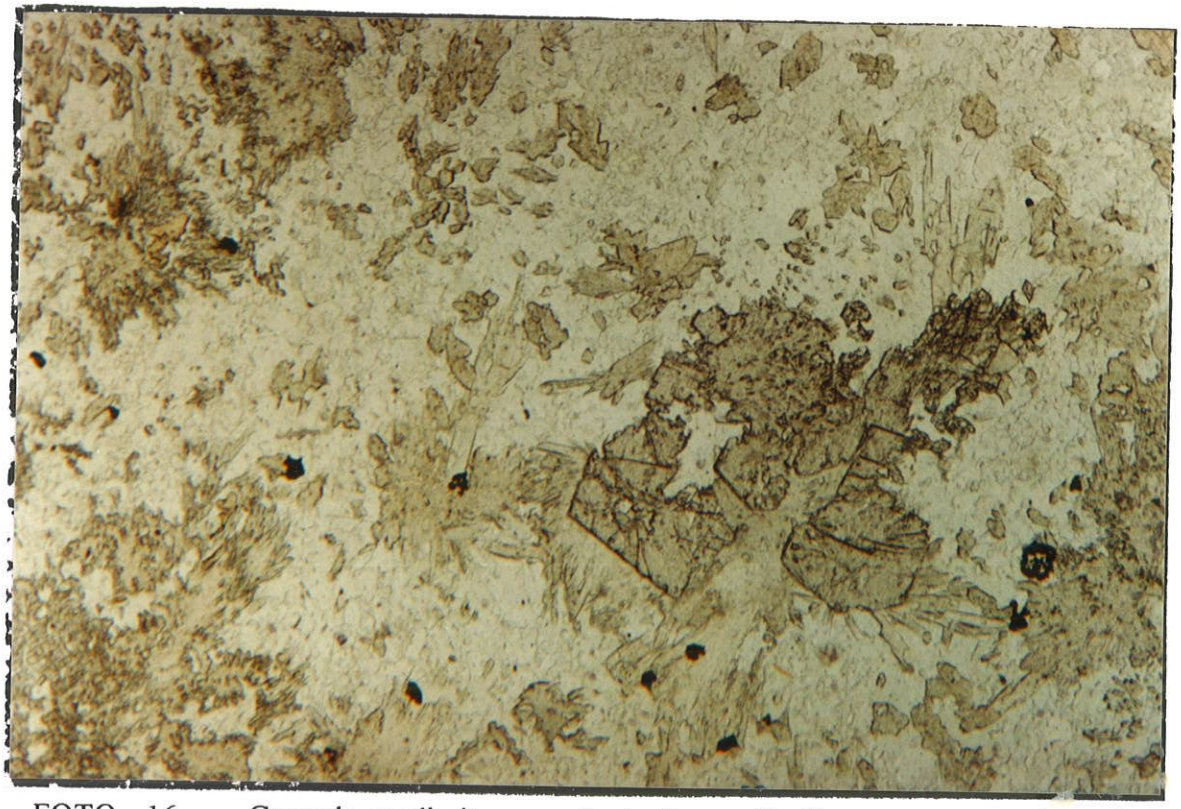


FOTO 16 - Granada-cordierita-cummingtonita anfibolito com granada pós-deformacional, aglomerados de cummingtonita e poiquiloblastos de cordierita incipientemente desenvolvidos dispersos em matriz abundante. Lado maior da foto ~ 8 mm.

Subordinadamente observam-se cristais de granada menores, com formas alongadas ou lenticulares, contornos irregulares, nenhuma ou poucas inclusões, que cristalizaram sin-S_1 e sin-S_2. Também ocorrem incipientes porfiroblastos poiquiloblásticos de granada sin- a pós-S_2 ricos em inclusões de quartzo e, secundariamente, de opacos e de anfibólios com até 1,5 cm de comprimento. Pequenos cristais euhédricos de granada pós-deformacional podem estar dispostos nas bordas dos grãos poiquiloblásticos.

As relações de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nas rochas da zona de transição e nestas duas zonas petrográficas das rochas menos intensamente alteradas podem ser observadas na FIGURA 05.

Estas relações microestruturais indicam claramente que a composição química destas rochas já estava, em essência, definida antes do primeiro evento metamórfico que afetou o Grupo Serra do Itaberaba, de modo análogo ao verificado nos litotipos que se seguem a estes.

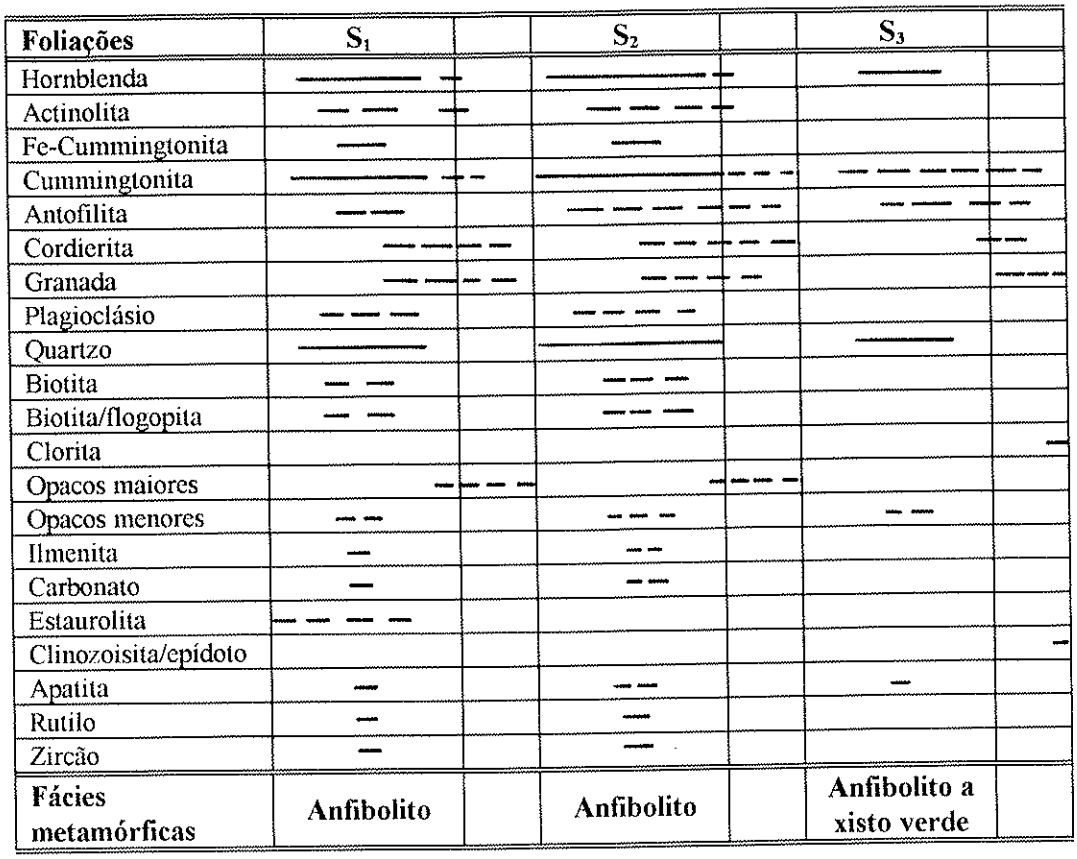


FIGURA 05 - Relações de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas das rochas da zona de transição e nos cummingtonita anfibolitos, cordierita-cummingtonita anfibolitos, e granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos.

1.4 Rochas Básicas Mais Intensamente Alteradas

Petrograficamente constituem granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos. Possuem ainda quartzo e minerais opacos e podem ter, subordinadamente, plagioclásio, clorita rica em ferro, biotita, biotita/flogopita, rutilo, zircão, apatita, epídoto, clinozoisita, muscovita e carbonato.

O anfibólio é sempre magnesiano e está representado pela antofilita, cummingtonita e, subordinadamente por cummingtonita ou antofilita ricas em ferro e, às vezes gedrita, identificada opticamente.

São rochas de granulação grossa, com típicos arranjos radiados de anfibólios magnesianos e porfiroblastos poiquiloblásticos de granada e/ou cordierita, com pouca ou nenhuma matriz. Freqüentemente possuem porções silicificadas pré-metamorficamente, representadas por veios muito deformados ou aglomerados elípticos, esféricos ou irregulares, constituídos essencialmente por quartzo.

Os anfibólios magnesianos, além da disposição em arranjos radiados bem definidos (FOTO 17), constituem arranjos em leque ou se apresentarem como aglomerados circulares a elípticos, cuja parte central geralmente é constituída por finas agulhas ou por pequeníssimos cristais anhedrais de anfibólios, unidos ou não entre si, formando uma porção central poiquiloblástica. Nestas porções as inclusões são essencialmente de quartzo e, subordinadamente, de opacos e plagioclásio. Ao redor desta parte central, prismas maiores dispõem-se radialmente. Também ocorrem arranjos cujas partes centrais são semelhantes a uma esfera constituída por finíssimos prismas rotacionados (FOTOS 18 e 19). Estes arranjos e aglomerados de anfibólio possuem tamanhos variados, atingindo os maiores pouco mais de 2 cm. Os prismas de anfibólios que formam os arranjos radiados e as partes mais externas dos aglomerados estão freqüentemente rotacionados, dobrados, deformados ou até mesmo fraturados.

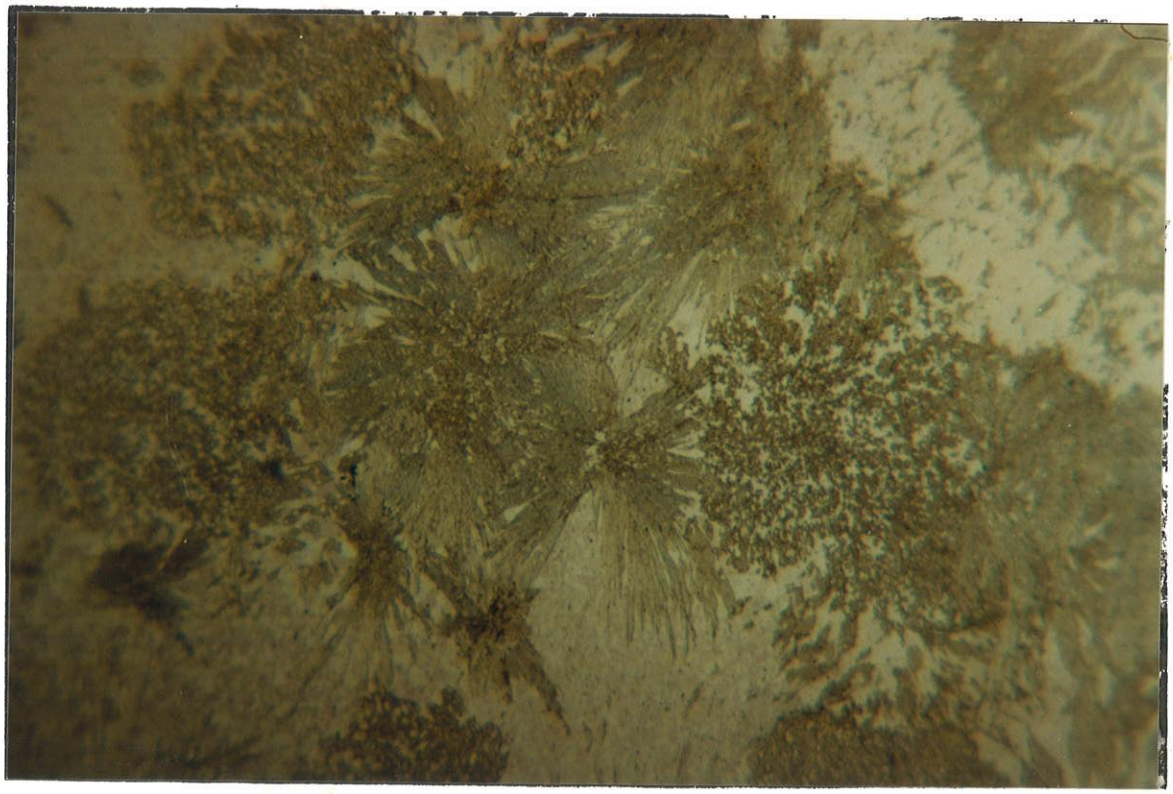


FOTO 17 - Granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito com antofilita e cummingtonita formando típicos arranjos radiados e porfiroblastos poiquiloblásticos de granada e de cordierita. Lado maior da foto ~ 30 mm.

Na maioria destas rochas coexistem antofilita e cummingtonita, mas predomina a antofilita. Em algumas amostras onde ocorre somente o ortoanfibólio, é sugestiva a presença de gedrita. Em outras foi possível observar um anfibólio com Z = verde-claro, Y = marrom muito claro e X = marrom-esverdeado, geralmente como prismas dispostos nas bordas dos anfibólios,

mais raramente inclusos, que representam, provavelmente, ora uma antofilita, ora uma cummingtonita rica em ferro, como deduzido pela existência de porções de anfibólio com extinção reta e outras de clinoanfibólio.

FOTO 18 - Granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito com antofilita e cummingtonita em arranjos cujas partes centrais são semelhantes a uma esfera constituída por finíssimos prismas rotacionados. Na porção central da foto observam-se poiquiloblastos de granada e de cordierita em contato. Lado maior da foto ~ 8 mm.

A cummingtonita pode estar presente como finos prismas na porção central dos aglomerados de anfibólio ou como finos e longos prismas intercrescidos em prismas maiores de antofilita. Em secções prismáticas e basais euhédricas a subeuhédricas maiores, pode ser melhor observado o intercrescimento de cummingtonita e antofilita, com cummingtonita ocupando as porções mais internas ou vice-versa (FOTOS 20, 21, 22 e 23), por vezes apresentando contatos serrilhados. Paralelamente ao eixo Z, a cummingtonita possui índice de refração menor em relação à antofilita, o que permitiu sua distinção óptica.

Os porfiroblastos poiquiloblásticos de granada e/ou cordierita coexistentes são, geralmente, ricos em inclusões de quartzo e, em menor quantidade, de opacos e de cummingtonita. Na cordierita podem também estar presentes biotita/flogopita, zircão e apatita e, na granada, clorita, com texturas que sugerem restos do mineral reagente, e não texturas retrometamórficas. Ocorrem porfiroblastos poiquiloblásticos de cordierita de até 4 cm, que

incluem arranjos de anfibólio, granadas poiquiloblásticas menores, aglomerados de quartzo e opacos. As granadas maiores podem atingir em torno de 2 cm de diâmetro.

FOTO 19 - Idem anterior, com analisador. Lado maior da foto ~ 8 mm.

Nestas rochas varia bastante a proporção em que estão presentes os principais minerais constituintes, como pode ser observado na FIGURA 06. A porcentagem de granada pode variar de 0 a 24% do volume da rocha, o anfibólio magnesiano de 15 a 47% e a cordierita de 10 a 34%. No entanto, a maioria destas rochas possui 25 a 40% do volume da rocha de anfibólio magnesiano, 15 a 24% de granada e 12 a 20% de cordierita, podendo predominar em alguns dos litotipos a granada sobre a cordierita. Algumas rochas mais raras são constituídas essencialmente por anfibólio magnesiano, cordierita e quartzo, sem granada.

A matriz destas rochas tem de granulação fina e é composta essencialmente por quartzo, podendo ainda estarem presentes cummingtonita, antofilita, plagioclásio, cordierita, opacos, biotita e biotita/flogopita. Agregados esféricos, elípticos ou irregulares de quartzo, com antofilita, cummingtonita, plagioclásio e biotita subordinados, geralmente associados a pequenos veios de composição semelhante, representam zonas de silicificação pré-metamórfica. O diâmetro maior destes aglomerados atinge em torno de 2 cm e foram afetados pela S_2. São observados também veios dobrados com a S_2 plano-axial, indicando tal qual as estruturas anteriores, gênese pelo menos anterior ao segundo evento deformacional que afetou o Grupo Serra do Itaberaba. Os

grãos de quartzo dos veios e aglomerados possui, em moda 0,60 mm, tem contatos predominantemente retilíneos e textura em mosaico.

mineral\ lâmina	Gran. %	Cord. %	Qz. %	Ant. %	Cumm. %	Ged. %	Plag. %	Observações
30b	3	32	33	25	-	-	-	-
31b	18	12	35	25	5	-	-	-
32a	15	20	25	34	1	-	-	-
100d	20	15	25	35	5	-		-
101a	20	17	25	34	1	-	-	Blastomilonítico
103	-	20	45	-	-	25	-	-
105	1	10	39	47	-	-	-	-
106a	20	15	22	25	10	-	5	-
106b	15	20	22	5	35	-	3	-
110b	10	30	30	15	5	-	-	-
110d	5	34	38	8	7	-	-	Biotita/flogopita (5%), na cordierita
110e1	2	30	40	10	10	-	-	-
110f	24	10	38	25	5	-	-	Biotita/flogopita (3%), na cordierita
700g	10	20	35	10	15	-	2	Biotita (3%); Vulcanoclástica básica.
700h	15	24	28	10	25	-	2	Biotita (1%); Vulcanoclástica básica.
208	-	30	15	25	25	-	5	-
500	-	30	20	-	40	-	5	-

gran. = granada; cord. = cordierita; qz. = quartzo; ant. = antofilita; cumm. = cummingtonita; ged. = gedrita; plag. = plagioclásio.

FIGURA 06 - Constituintes mineralógicos principais dos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos.

Cristais mais grossos de quartzo também ocorrem ao redor dos prismas maiores dos arranjos de anfibólio, ou nas margens da granada poquiloblástica, podendo representar zonas de silicificação pré-metamórfica ou zonas de onde migraram os componentes necessários à cristalização dos minerais metamórficos, restando essencialmente a sílica.

Geralmente a biotita e a biotita/flogopita estão restritas a pequenos leitos ou "manchas", ou estão associadas a veios e aglomerados de quartzo. Biotita/flogopita pode também ocorrer inclusa na cordierita.

Nestas rochas, um segundo evento deformacional foi responsável pela geração de uma xistosidade (S_2) bem desenvolvida, dada principalmente pela orientação dos prismas de anfibólios, do quartzo e dos opacos tabulares. Estes minerais também definem uma S_i em porfiroblastos poiquiloblásticos de granada e de cordierita tardi- a pós-S_2. Um terceiro evento deformou e reorientou os prismas de anfibólio, chegando a recristaliza-los segundo a S_3, assim como provocou um suave dobramento dos cristais maiores de granada e de cordierita. Em amostras onde são mais abundantes finos prismas de anfibólio foi possivel observar-se relíquias da S_1, definida por uma superfície metamórfica dobrada intrafolialmente na S_2.

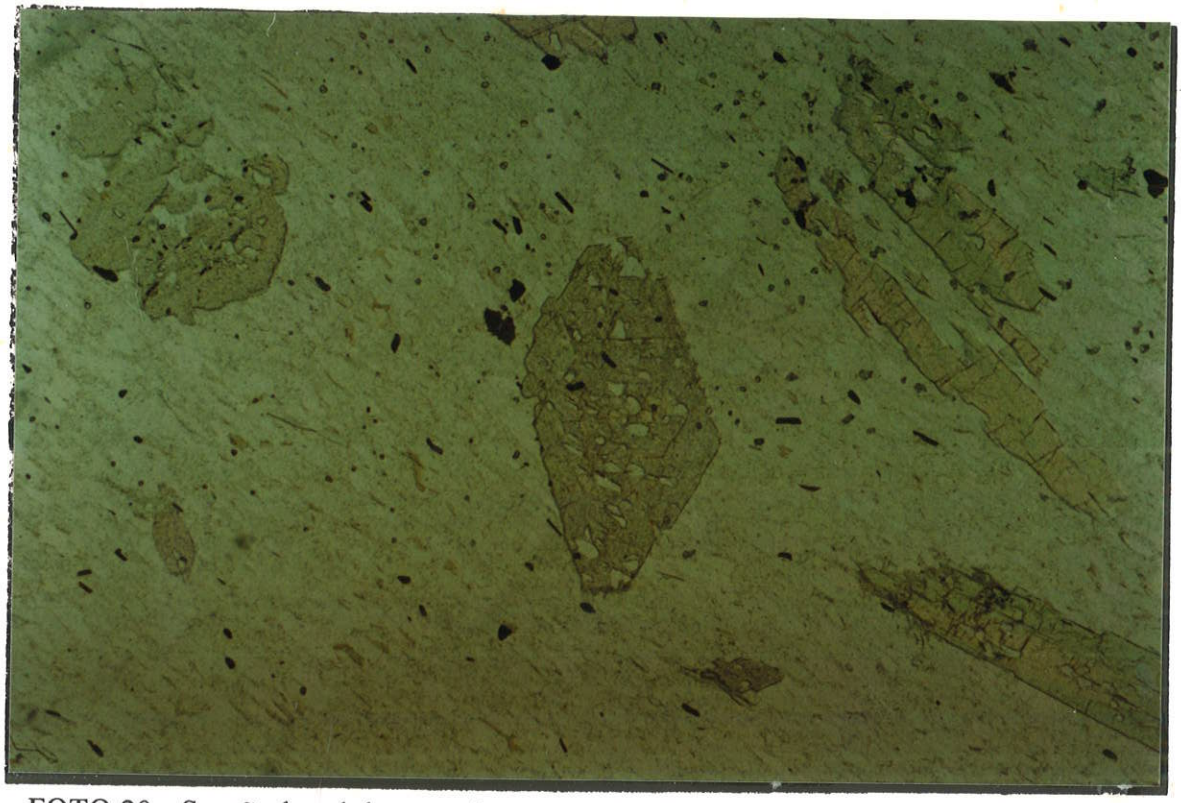


FOTO 20 - Secção basal de um prisma de anfibólio com intercrescimento de antofilita e cummingtonita com antofilita ocupando a porção mais interna, em granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito. Lado maior da foto ~ 8 mm.

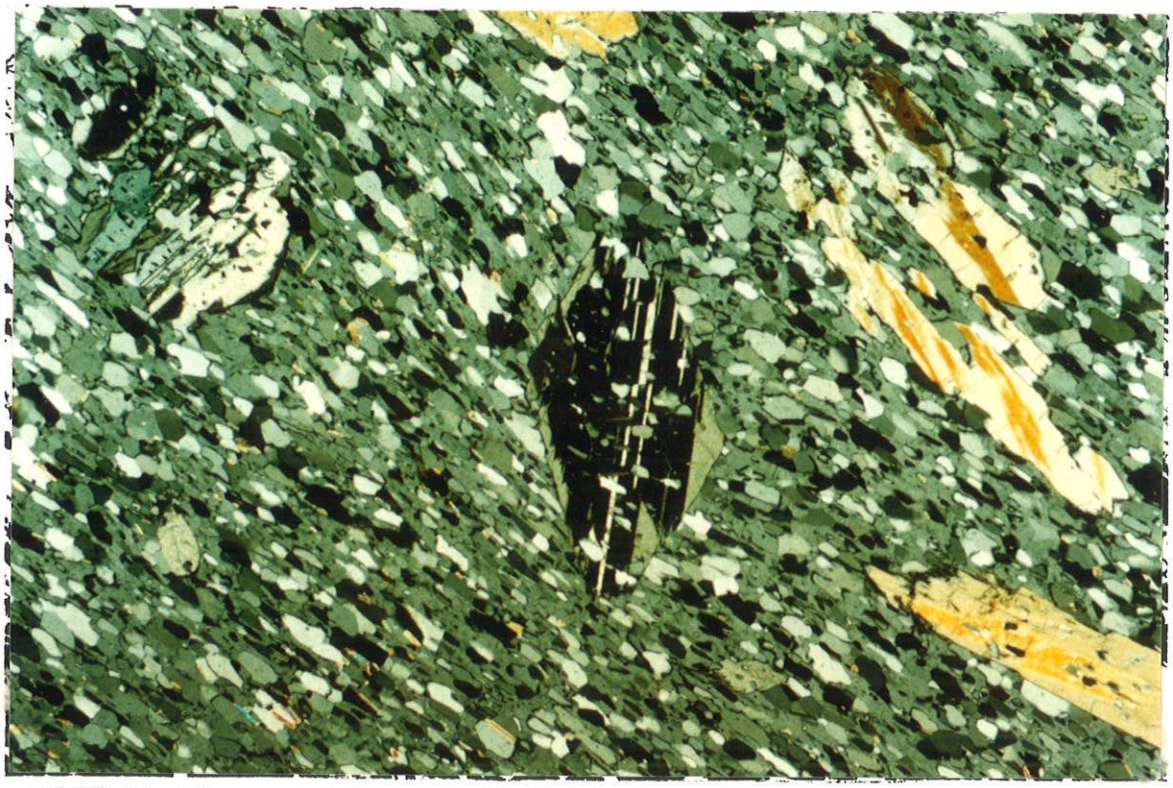


FOTO 21 - Idem anterior, com analisador, onde a antofilita apresenta-se extinta. Lado maior da foto ~ 8 mm.

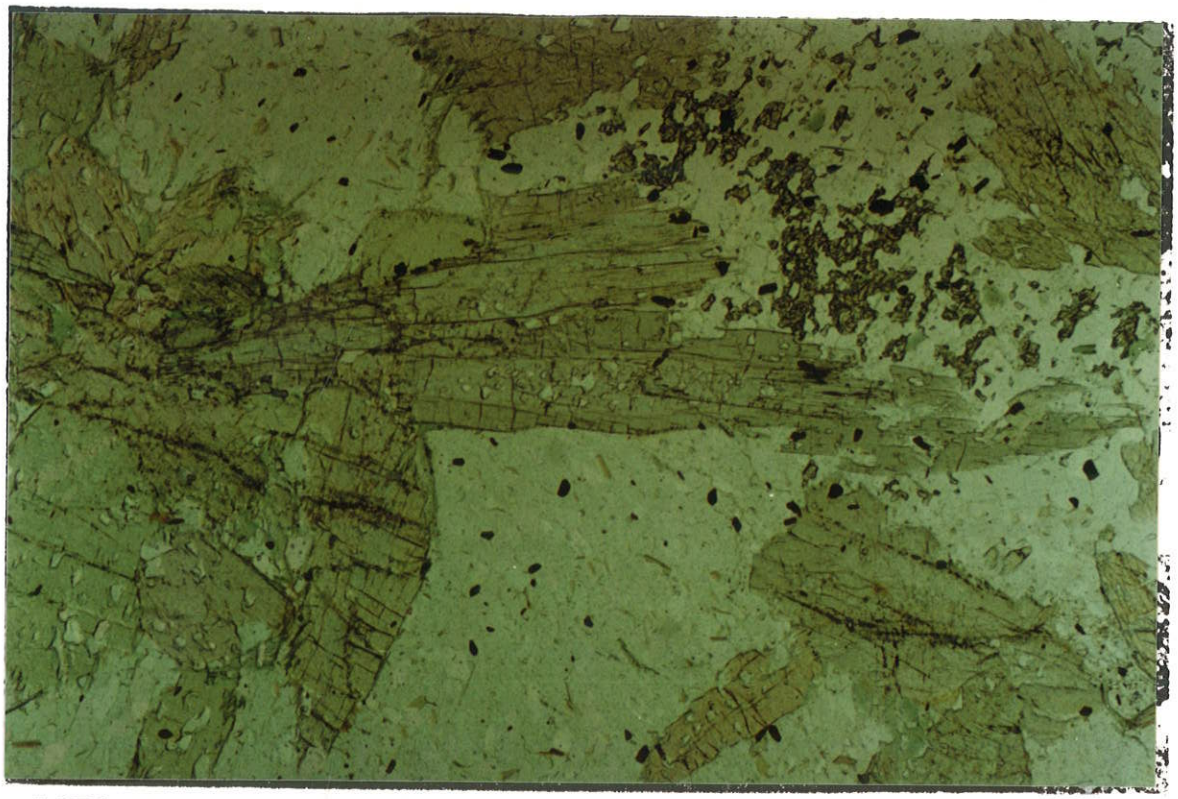


FOTO 22 - Intercrescimento de cummingtonita e de antofilita em secções prismáticas maiores, com antofilita disposta nas bordas,, em granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos. Lado maior da foto ~ 8 mm.

FOTO 23 - Idem anterior, apresentando os prismas de antofilita extinção reta. Lado maior da foto ~ 8 mm.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

Os minerais opacos são semelhantes àqueles presentes nos cordierita-cummingtonita anfibolitos e granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos.

Freqüentemente ocorrem agregados de minúsculos cristais de zircão e de epídoto. O zircão comumente está incluso em anfibólio e em cordierita, produzindo nesta os típicos halos pleocróicos amarelo-acastanhados.

Texturalmente foram distinguidas várias gerações de antofilita, cummingtonita, granada e cordierita assim como de, opacos, biotita, biotita/flogopita, clorita, zircão, apatita e rutilo, correlacionáveis aos eventos deformacionais. Especialmente a granada, cordierita e os anfibólios apresentam texturas distintas e características a cada um dos três eventos deformacionais principais, sendo que na maioria 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.

Os porfiroblastos de granada, de modo análogo aos anfibólios, são formados, por vezes, por partes com diferentes texturas, geradas em diferentes eventos deformacionais, evidenciando a cristalização acretiva que prevaleceu durante os eventos metamórficos.

A maioria dos cristais de granada constituem poiquiloblastos sin- a pós-S_2, mas são também encontrados poucos e pequenos grãos de granada poiquiloblastica 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. Outro tipo anhedral ocorre em quantidade ainda menor e podem ter algumas inclusões. Apresentam formas alongadas, geralmente com contornos irregulares e constituem cristais sin-S_1 e sin-S_2.

Quanto à cordierita, podem ser vistos três tipos diferentes. Predominam cristais porfiroblásticos poiquiloblásticos sin- a pós-S_2, típicos destas rochas, mas também ocorrem com poucas inclusões ou até mesmo sem inclusões, além de um tipo cristalizado após a formação dos arranjos de anfibólios, dispondo-se preferencialmente nas suas porções centrais. O segundo tipo está por vezes associado às bordas dos poiquiloblastos, mas geralmente constitui pequenos porfiroblastos alongados de até 7,5 × 4,0 mm e, mais raramente são cristais finos constituintes da matriz. Estruturalmente desenvolveram-se sin-S_2. Em raras amostras a cordierita compõe pequenos veios juntamente com plagioclásio. O tipo cristalizado posteriormente aos arranjos de anfibólio englobaram e consumiram parte deles, que restaram como resíduos. Através das

relações texturais/estruturais pôde-se deduzir que este tipo ocorre tanto como cristais pós-S_2 como pós-S_3.

Como minerais retrometamórficos ocorrem clorita magnesiana, clorita rica em ferro, biotita/flogopita, clinozoisita, epídoto, clinozoisita/epídoto, muscovita e pinita. Antofilita e cummingtonita podem estar parcialmente substituídas por clorita magnesiana, clinozoisita, clinozoisita/epídoto, epídoto e, mais raramente, por biotita/flogopita; a granada por clorita rica em ferro e epídoto e a cordierita por clorita magnesiana e pinita. A clinozoisita e a muscovita são produtos da saussuritização do plagioclásio.

Os eventos de cristalização dos minerais dos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos, associados às foliações metamórficas, pode ser visto na FIGURA 07.

Foliações	S_1		S_2		S_3	
Antofilita	—		—	— — —	— — — — —	
Cummingtonita	—		—	— — —	— — — — —	
Gedrita	— — —		— — — — — —		— — — —	
Fe-Antofilita			— —		— —	
Fe-Cummingtonita			— —		— —	
Cordierita	— — —		— — — — —		— —	
Granada	— — —		— — — — —		— —	
Plagioclásio	—		— —			
Quartzo	—		—		—	
Biotita	—		— — —			
Biotita/flogopita	—		— — —			—
Clorita						—
Opacos maiores	— — — —		— — — —			
Opacos menores	— —		— — —		—	
Ilmenita	—		— —			
Clinozoisita/epídoto						—
Apatita	—		— — —		— —	
Rutilo	—		—			
Zircão	—		—			
Fácies metamórficas	**Anfibolito**		**Anfibolito**		**Anfibolito a xisto verde**	

FIGURA 07 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos.

1.5 Rochas Intermediárias a Ácidas Alteradas

Estas rochas podem ser subdivididas em três subconjuntos: rochas silicificadas, menos intensamente alteradas e mais intensamente alteradas (TABELA 03). Perfis contínuos de alteração foram observados em afloramentos do P-175.

As **rochas silicificadas** são constituídas essencialmente por quartzo (67% vol.) e

plagioclásio (20% vol.), possuindo ainda pequenas quantidades de cummingtonita (5% vol.) e clorita magnesiana (5% vol.) e traços de cordierita. O plagioclásio pode estar presente como pequenos porfiroblastos de aproximadamente 0,5 cm, como cristais anhedrais alongados ou como constituintes de uma matriz fina, juntamente com o quartzo, a cummingtonita e a clorita. Pequenos cristais de opacos de ± 1 mm, sin-S_2 e sin-S_3, com bordas corroídas e abundantes inclusões de quartzo, tem hábito que permite identifica-los, pelo menos em parte, como magnetita. Também ocorrem opacos esférico ou alongadas segundo a S_2 e a S_3.

TABELA 3 -Perfil de alteração hidrotermal das rochas intermediárias a ácidas.

	SILICIFICADAS	**MENOS INTENSAMENTE ALTERADAS**	**MAIS INTENSAMENTE ALTERADAS**
ESSENCIAIS	Quartzo (67%) Plagioclásio (20%) Cummingtonita (5%) Clorita (5%) Opacos (3%)	Quartzo (40-50%) Clorita (35-40%) Cummingtonita/antofilita (10-20%) Plagioclásio (2 a 5%) Opacos (5%)	Cordierita (31-40%) Quartzo (32-40%) Cummingtonita/antofilita (20 a 37%) Plagioclásio (Tr a 3%, raramente 10%) Opacos (3 a 5%)
ACESSÓRIOS	Cordierita Apatita Zircão	Estaurolita Alanita Apatita Zircão Clinozoisita/epídoto	Clorita (1%) Apatita Zircão Epídoto Clinozoisita/epídoto Rutilo Biotita Sericita
TEXTURAS	Semelhantes às do protolito, com pequenos porfiroblastos de plagioclásio em matriz essencialente contituida por quartzo.	Aparecem arranjos radiados de cummingtonita/antofilita em matriz rica em quartzo e clorita.	Muito semelhante aos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos das rochas básicas, diferenciando-se, essencialmente por não possuir granada.

Macroscopicamente o arranjo do plagioclásio definem restos de texturas ígneas porfiríticas, mas a grande quantidade de quartzo disperso na matriz e como aglomerados sugerem silicificação pré-metamórfica. As pequenas concentrações de cummingtonita e de clorita indicam também ter havido alterações hidrotermais metassomáticas. A rocha original foi provavelmente de composição intermediária/ácida, tendendo para riodacítica.

As **rochas menos intensamente alteradas** caracterizam-se por apresentarem matriz rica em clorita, constituindo geralmente 35 a 40% do volume da rocha. Há, relativamente às

anteriores, redução da quantidade de quartzo (em torno de 40 a 50% vol.) e de plagioclásio (2 a 5% vol.) e um aumento da quantidade de anfibólio magnesiano, representado tanto por antofilita como cummingtonita (10 a 20% vol.).

Em uma rocha com matriz essencialmente constituída por quartzo e clorita, destacam-se arranjos radiados de cummingtonita e antofilita com aproximadamente 2 cm de comprimento. Como acessórios apresentam estaurolita, alanita, clinozoisita/epídoto, apatita e zircão. A alanita está presente como cristais muito pequenos envolvidos por clinozoisita/epídoto

As **rochas mais intensamente alteradas** são texturalmente muito semelhantes às do conjunto anterior, diferenciando-se essencialmente por não apresentarem granada e constituem cordierita-cummingtonita/antofilita anfibólios (FOTO 24). Geralmente são um pouco mais enriquecidas em cordierita, mostram-se um pouco mais pobres em cummingtonita e antofilita (em torno de 20%) e possuem pequenas quantidades de plagioclásio (2 a 3% vol.), raramente constituindo 10% do volume da rocha. O volume de cordierita varia de 31 a 40%, o de anfibólio magnesiano de 20 a 37% e o de quartzo de 30 a 40%. Freqüentemente ocorrem agregados de clorita e quartzo na matriz, com formas irregulares, que correspondem a restos da rocha intermediária/ácida menos intensamente alterada. Como accessórios apresentam rutilo, plagioclásio, zircão, epídoto, clinozoisita/epídoto, biotita e apatita.

Petrograficamente, as rochas mais alteradas hidrotermalmente, formadas por protólitos de rochas de composição intermediária a ácida ou básica são muito semelhantes. Esta característica também foi observada em outros estudos, destacando-se os de Dobbe (1994) e Pan & Fleet (1995). Para distinção dos protólitos destas alterações intensas sempre há necessidade de controles de campo.

Em afloramentos onde foi possível observar-se os produtos metamórficos da alteração que atuou sobre rochas ígneas de composição intermediária, as rochas mais intensamente alteradas diferenciam-se essencialmente das básicas por não apresentarem granada, o que não é uma característica distintiva, pois em algumas destas rochas mais alteradas de protólitos básicos, a granada também pode estar ausente. A presença de porções irregulares ricas em clorita e quartzo na matriz são, provavelmente, características das rochas intermediárias alteradas.

Na FIGURA 08 é apresentada uma síntese da composição mineralógica das rochas intermediárias a ácidas silicificadas, menos intensamente alteradas e mais intensamente alteradas hidrotermalmente.

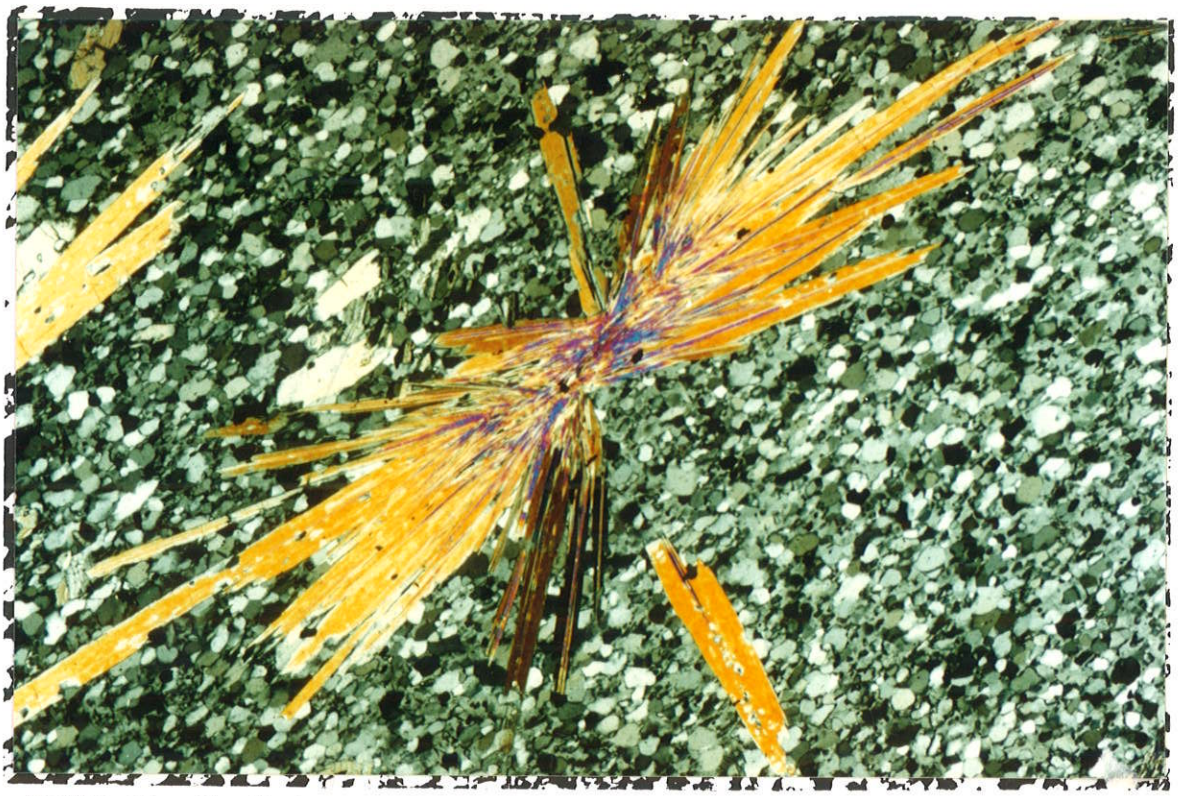


FOTO 24 - Cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito gerado a partir de rochas intermediárias intensamente alteradas, com agregado radiado de cummingtonita e antofilita pós-S_3, poiquiloblasto de cordierita (porção sudeste) e restos de agregados de clorita e quartzo na matriz (porção noroeste). Com analisador, lado maior da foto ~ 8 mm.

mineral/ amostra	Cord. %	Qz. %	Ant. %	Cumm. %	Clor. %	Plag. %	Op. %	Observações
$175d_1$	tr	67	-	5	5	20	3	Silicificada.
$175d_1$	30	32	-	20	-	10	5	Intensamente alterada.
175b	-	40	5	15	35	2	3	Traços de alanita, clinozoisita/epídoto, apatita, zircão. Menos intensamente alterada.
175b	35	30	13	24	tr	tr	3	Com clinozoisita/epídoto; Intensamente alterada.
175e	35	35	15	5	5	tr	5	Com agregados de clorita e quartzo na matriz; Intensamente alterada.
$175a_1$	31	30	10	17	5	2	3	Com zircão, epídoto, apatita e com agregados de clorita e quartzo na matriz; Intensamente alterada.
$175a_2$	34	30	13	7	10	3	3	Com agregados de clorita e quartzo na matriz; Intensamente alterada.
175f	40	37	13	7	1	tr	3	Traços de rutilo. Intensamente alterada.
176b	35	40	10	10	2	3	5	Traços de biotita; Intensamente alterada.

cord. = cordierita; qz. = quartzo; ant. = antofilita; cumm. = cummingtonita; plag. = plagioclásio, op. = opacos.

FIGURA 08 - Constituintes principais de rochas intermediárias a ácidas alteradas hidrotermal-metassomaticamente.

Estruturalmente as rochas intermediárias a ácidas alteradas hidrotermalmente possuem como foliação principal uma S_2, assim caracterizada em comparação com as rochas básicas alteradas, uma vez que a S_1 não foi observada, dada pela orientação do quartzo, da clorita,

cummingtonita e antofilita e, nas mais intensamente alteradas, pela S_i presente nos cristais de cordierita poiquiloblástica, definida essencialmente por inclusões orientadas de quartzo. Uma foliação posterior corta a S_2, tendo recristalizado anfibólios e clorita. Nos arranjos radiados de cummingtonita e antofilita predominam prismas sin- a pós-S_2, tendo havido cristalização mais restrita de anfibólio magnesiano sin- e pós-S_3.

Os eventos de cristalização dos minerais, associados às foliações metamórficas pode ser observado na FIGURA 09.

Foliações	S_2		S_3	
Antofilita	———	- - -	— — —	- - -
Cummingtonita	———	- - -	— — —	- - -
Fe-Cummingtonita	— — —		— —	
Cordierita	— — —	— — —		— —
Plagioclásio	— — —			
Quartzo	———		———	
Biotita	— —		—	
Clorita	———		— — —	
Opacos maiores	— — — —		— — —	
Opacos menores	— — —		— —	
Apatita	— —		—	
Rutilo	—		—	
Zircão	—		—	
Alanita	— — — —			
Epídoto				— —
Clinozoisita/epídoto				— —
Fácies metamórficas	**Anfibolito**		**Anfibolito a xistos verdes**	

FIGURA 09 - Relação de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nas rochas meta-intermediárias a ácidas alteradas hidrotermalmente

1.6 Outros Litotipos

Este conjunto de rochas devem compor parte do conjunto das rochas menos, ou incipientemente alteradas, ou até mesmo zonas da alteração pré-metamórfica onde a composição físico-química dos fluidos foi distinta.

Por não ter sido possível a observação em campo ou petrográfica destes litotipos para os mais característicos, eles foram agrupados em subconjuntos descritos a seguir.

A composição mineralógica pode ser vista na TABELA 4.

TABELA 4 - Outros litotipos alterados hidrotermalmente

	Granada-hornblenda anfibolitos	BIOTITA-HORNBLENDA ANFIBOLITO E ROCHAS ASSOCIADAS		METABASITOS E META-VULCANOCLÁSTICAS CÁLCIO-SILICÁTICOS		Cummingtonita-granada clorita xistos
		Biotita hornblenda anfibolito e hornblenda-biotita anfibolito	Biotita-cummingtonita anfibolitos	Incipientemente carbonatizadas	Intensamente carbonatizadas	
ESSENCIAIS	Hornblenda (40-60%) Oligoclásio/andesina, andesina/labradorita ou labradorita/bytownita (3-20%) Quartzo (20–40%) Granada (3-30%) Cummingtonita (1-10%) Sulfetos (10 A 15%) Raramente tem 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%) Clinozoisita (2%)	Actinolita (5-15%) Clinozoisita/Epídoto (10-60%) Diopsídio (7-60%) Quartzo (15%) Plagioclásio (0-20%) Carbonato (2-10%)	Clorita magnesiana (62%) Granada (20%) Cummingtonita (10%) Opacos (5%) Plagioclásio (3%)
ACESSÓRIOS	Zircão Apatita Carbonatos Biotita Clorita	Zircão Apatita Epídoto Granada Shorlita Opacos	Opacos Clorita Clinozoisita	Opacos Zircão Rutilo Anfibólio pouco pleocróico a incolor (Tremolita-actinolita?)	Zircão Opacos	Zircão Opacos
TEXTURAS	Restos de texturas blasto subofíticas. São muito freqüentes venulações de quartzo metamorfisadas	Semelhantes às presentes em rochas metabásicas.	Restos de cummingtonita anfibolitos em matriz rica em biotita	Restos de texturas blasto subofíticas.	Constituem pequenas camadas em hornblenda anfibolitos.	Granada porfiroblástica muito grossa e delgados prismas de cummingtonita deformados e parcialmente cloritizados.

1.6.1 Granada-hornblenda anfibolitos

Possuem granulação variando de média a grossa, mais raramente fina, exibindo, por vezes, restos de texturas blastosubofíticas, o que as caracteriza como produto da alteração de rochas ígneas (FOTO 25). Os de granulação grossa são muito semelhantes aos metabasitos que comumente encontram-se associados às rochas alteradas hidrotermalmente (Unidade Bg).

FOTO 25 - Granada-hornblenda anfibolito onde podem ser observados aglomerados constituídos essencialmente por quartzo, caracterizando zonas de silicificação pré-metamórficas. Lado maior da foto ~ 8 mm.

A foliação principal é a S_2, estando melhor preservada a S_1 nos tipos de granulação grossa. A S_3 é mais desenvolvida nos tipos de granulação média.

Nestas rochas também pode ser traçado um perfil de alteração das menos intensamente alteradas até as mais intensamente alteradas, mostrando, as primeiras, pequenas quantidades de cummingtonita (1 a 2% vol.), granada (5%) e de quartzo (< de 5%), com plagioclásio abundante (20 a 30%), geralmente recristalizado como pequenos cristais intersticiais subeuhedrais ou com faces angulosas ou corroídas. Relativamente às mais alteradas são enriquecidas em opacos, podendo perfazer até 15% do volume. À medida em que aumenta o grau de alteração, aumenta a quantidade de cummingtonita, granada e quartzo, surge cordierita e diminui progressivamente o teor de plagioclásio, até o seu quase total desaparecimento. Mais raramente podem ter cordierita

abundante (até 20% vol.).

As mais alteradas também tem aglomerados circulares, elípticos a irregulares e veios constituídos essencialmente por quartzo, caracterizando zonas de silicificação pré-metamórficas (FOTO 25). Estas zonas podem isolar porções onde foram preservadas as texturas dos protólitos originais. Perto ou nos veios e aglomerados observam-se hornblenda de granulação fina com bordas corroídas e plagioclásio com formas amebóides.

A cummingtonita está sempre presente em pequenas porcentagens (máx. 10% vol.), a granada varia de 15 a 30% do volume, a hornblenda de 20 a 40%, o quartzo de 15 a 40%, o plagioclásio de 3 a 20% e os opacos de 10 a 15%. Subordinadamente podem apresentar pequenas quantidades de cordierita (1 a 2 % vol.), biotita, clorita, zircão e apatita. A cummingtonita geralmente constitui a borda de cristais de hornblenda, mas também pode formar "manchas" internas irregulares nela.

A maioria dos opacos estão alongados segundo a S_2. Normalmente não incluem outros minerais e constituem pequenas lentes descontínuas que podem, por vezes, formarem finos níveis 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 tende a ser idiomórfica a subidiomórfica, tanto as sin-deformacionais como as pós-deformacionais.

Como produto retrometamórfico da granada podem ser observadas clorita com cor de birrefringência anômala, carbonato e opacos.

Apresentam hornblenda aluminosa, plagioclásio (An_{32-33}), quartzo, granada, cummingtonita, ilmenita, biotita, magnetita e apatita.

A relação da cristalização dos minerais com as foliações metamórficas pode ser vista na FIGURA 10.

1.6.2 Biotita-hornblenda anfibolitos e rochas associadas

Os principais litotipos, além dos biotita-hornblenda anfibolitos são biotita-hornblenda

xistos, hornblenda-biotita xistos e biotita-cummingtonita anfibolitos.

Foliações	S_1		S_2		S_3	
Hornblenda	———		———		———	
Cummingtonita	– –		– – –		– –	
Granada	— — — — — —		— — — — — — — —		— — — — —	
Plagioclásio	– – –		– – – –			
quartzo	———		———		———	
Opacos	— — —		— — — — — —		— —	
Cordierita			— — — —			
Biotita	– – –		– – – –			
Zircão	– – –		– – – –		– – –	
Apatita	— —		– – –		– –	
Fácies metamórficas	**Anfibolito**		**Anfibolito**		**Anfibolito a xistos verdes**	

FIGURA 10 - Relação da cristalização dos minerais com as foliações metamórficas nos granada-hornblenda anfibolitos.

Este conjunto de rochas é muito semelhante às descritas por Hietanen (1973).

Muito embora devam constituir parte do conjunto de rochas básicas pouco alteradas, foram descritas separadamente por representarem o produto de alterações potássicas. Os primeiros três litotipos devem representar halos mais externos dos cones de alteração e, o outro litotipo, por ter sido produzido por alterações que se sobrepuseram alterações mais intensas, descrito mais adiante, deve representar mudanças na composição química do fluido hidrotermal.

Juliani (1993) descreveu metabasitos com biotita, xistosos, maciços, bandados ou laminados, com biotita chegando a perfazer até 15% do volume da rocha. Clorita pode estar associada e podem apresentar epídoto em abundância. Os tipos bandados/laminados foram considerados como metatufos metamorfisados e os demais como originados de rochas efusivas básicas a intermediárias, com alterações hidrotermais pré-metamórficas.

Dentre as rochas essencialmente vulcanoclásticas ocorrem biotita-hornblenda xistos e hornblenda-biotita xistos. Os biotita-hornblenda xistos possuem biotita como componente menor a essencial, apresentam hornblenda comum, que pode apresentar núcleos pardos. Predomina oligoclásio ou andesina granular. Quartzo pode estar presente em porcentagens superiores a 10 a 15% do volume da rocha. Como acessórios tem granada, titanita, apatita, turmalina, leucoxênio, sulfetos, epídoto, carbonatos, zircão, muscovita, sericita e opacos que, de modo geral tendem a concentrarem-se nos leitos micáceos. A clorita magnesiana pode ser um constituinte menor importante, em detrimento da biotita.

Os hornblenda-biotita-anfibolitos são semelhantes aos anteriores, havendo predomínio da

biotita sobre a hornblenda. Possuem maior quantidade de opacos, incluindo magnetita e sulfetos, e de granada, que pode alcançar até 10% do volume da rocha. Freqüentemente tem cummingtonita nas bordas da hornblenda, e turmalina de cor violeta ou azul. Algumas amostras podem apresentar concentrações grandes de muscovita, clorita e quartzo (35% vol.), sugerindo uma origem a partir de rochas vulcanoclásticas ácidas a intermediárias, ou, alternativamente, mistura com pelitos.

As alterações potássicas sobreposto a rochas menos intensamente alteradas resultaram em rochas enriquecidas em biotita (biotita-cummingtonita anfibolitos) com matriz fina a muito fina, onde podem ainda ser encontradas porções não potassificadas, contituídas por cordierita-cummingtonita anfibolitos.

Este tipo de alteração pode ser bem exemplificado na amostra SI-635-i, onde em um dos blocos podem ser observadas três leitos de litotipos variavelmente alterados. Na sua porção esquerda da FOTO 26, observa-se um leito de metabasito verde-escuro, granulação fina a média, podendo-se distinguir internamente dois leitos (0,5 e 1 cm de espessura) verde-claros, ricos em epídoto. Este leito está em contato com outro verde-acinzentado, com cerca de 2 cm de espessura, através de uma zona pouco espessa, irregular e difusa. Segue-se outro leito verde-acinzentado mais escuro, rico em agregados esbranquiçados de alguns centímetros de diâmetro, constituídos pelo mesmo material da camada anterior, assemelhando-se a porfiroblastos, que se encontram preferencialmente orientados na direção horizontal da foto, segundo a foliação S_2. O contato entre esta camada e a anterior é bastante irregular, assemelhando-se a uma superfície de corrosão, de forma análoga ao contato existente entre os aglomerados e a matriz da camada-verde acinzentada mais escura.

Microscopicamente a primeira camada corresponde a um cordierita-hornblenda anfibolito e, a segunda, a um cordierita-cummingtonita anfibolito com plagioclásio anortítico abundante.

O terceiro leito é formado por uma rocha com aglomerados e arranjos radiados de cummingtonita em matriz de cordierita-cummingtonita-quartzo-biotita xisto.

Em lâmina as porções esbranquiçadas são compostas por aglomerados de cummingtonita com a parte central poiquiloblástica e as bordas com cristais preferencialmente agrupados de modo a formar pontas que penetram a matriz. Diferenciam-se dos aglomerados até agora descritos porque, apesar de predominarem formas mais alongadas, há formas bastante irregulares, possuindo geralmente um contorno serrilhado, dado pelo arranjo dos prismas de anfibólios nas bordas. Variam quanto ao tamanho, podendo atingir em torno de 1,5 cm, sendo que, geralmente,

o eixo maior está orientado segundo a foliação principal, S_2, e mais raramente segundo a S_1. Alguns cristais de cummingtonita euhedrais a subeuhedrais podem também formar arranjos radiados com até 2,5 mm de diâmetro.

FOTO 26 - Detalhe dos litotipos produzidos pela alteração hidrotermal-metassomática sobre rochas vulcanoclásticas básicas. Da direita para esquerda ocorrem, rochas incipientemente alteradas (verde-escuro - 1) com dois veios subparalelos ao acamamento, compostos essencialmente por epídoto, diopsídio e actinolita, seguido por um leito de cordierita-cummingtonita anfibolito (verde-acinzentado - 2), por sua vez substituído por biotita-cummingtonita anfibolito (3).

A matriz possui granulação fina a muito fina (média ao redor de 0,4 mm) e é constituída por cordierita-cummingtonita-biotita-quartzo xisto com quartzo (50%), biotita (25%), plagioclásio (10%), cummingtonita (7%,) cordierita (5%), opacos (2%), clorita magnesiana (1%) e traços de clinozoisita produzida pela alteração da cummingtonita. Na matriz predominam pequenos prismas isolados de cummingtonita, euhedrais a subeuhedrais, além de prismas maiores, alguns dos quais pós-deformacionais.

No contato entre o cordierita-cummingtonita anfibolito (descrito anteriormente) e esta camada há, caraterísticamente o surgimento biotita, distribuída de modo bastante irregular. Pode ser observado que as foliações afetam tanto os agregados de cummingtonita como a matriz, indicando que a potassificação é pré-metamórfica. Na matriz a S_2 foi responsável pela estrutura

orientada da rocha. Nos aglomerados de cummingtonita pode-se ainda observar a S_1 pela orientação das inclusões na parte central dos aglomerados poiquiloblásticos e, na matriz, essencialmente pela orientação do plagioclásio sin-S_1.

1.6.3 Metabasitos e meta-vulcanoclásticas cálcio-silicáticas

São, basicamente, actinolita anfibolitos e rochas constituídas essencialmente por diopsídio, clinozoisita/epídoto, actinolita, quartzo, feldspato e carbonato em diversas proporções, com zircão, titanita e opacos em quantidades menores. Os actinolita anfibolitos representam rochas básicas incipientemente carbonatizadas e, as demais, rochas básicas intensamente carbonatizadas previamente ao metamorfismo.

Os actinolita anfibolitos afloram de forma restrita e são texturalmente semelhantes às rochas metabásicas não alteradas, diferenciando-se por possuir actinolita ao invés da hornblenda. Podem ter texturas blastosubofíticas. São constituídos por actinolita (65% vol.), plagioclásio (29%), carbonato (3%), clinozoisita (2%), com opacos, zircão e rutilo em quantidades menores. Tem plagioclásio com formas corroídas, identificados como andesina, e outros melhor recristalizados caracterizados como labradorita. Não raramente apresentam zonamento composicional, com bordas mais cálcicas.

Os anfibólios mostram-se muito zonados e tem "manchas" muito pouco pleocróicas a incolores. O carbonato ocorre como agregados microcristalinos de até 0,3 mm. Chama a atenção a pequena quantidade de opacos presente (~1%). Juliani (1993) descreveu rochas semelhantes, onde agregados de biotita com tons amarelados pode ser relativamente abundante, além de pequenos agregados de epídoto que sugerem ter sido amígdalas metamorfisadas.

Nas rochas metabásicas intensamente carbonatizadas o diopsídio pode variar de 7 a 60% do volume da rocha, 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% (FOTO 02). Freqüentemente 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 anfibolito, por vezes potassificados, dentro das rochas carbonatizados (FOTO 02). O hornblenda anfibolito apresenta-se como 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 que também foram potassificadas podem ser observadas "manchas" irregulares ou finas lentes de até aproximadamente 3 cm, constituídas essencialmente por biotita (60%), clinozoisita/epídoto (20%), quartzo (10%) e plagioclásio (10%), com traços de zircão. Nestas porções a biotita está orientada segundo a S_2. 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%) e epídoto (10%), com traços de zircão.

Quando a rocha também apresenta-se silicificada, predominam pequenos poiquiloblastos de hornblenda, geralmente muito corroídos (10-30% vol. da rocha), dispersos em matriz muito fina constituída por quartzo (25-45%), feldspato (25-35%), epídoto (10%) e biotita (~ 5%).

1.6.4 Cummingtonita-granada-clorita xistos

Apesar de só ter sido encontrado um bloco fresco desta rocha (P-489), pela sua peculiaridade textural e mineralógica foi considerada como constituindo outro conjunto, correlacionável às rochas alteradas. Microscopicamente é formada essencialmente por clorita magnesiana (62% vol.), granada (20%), cummingtonita (10%), opacos (5%) e plagioclásio (3%).

Tem porfiroblastos de granada e de cummingtonita, como delgados prismas com até 4 cm de comprimento, em matriz muito fina, clorítica. Originalmente foi constituída por uma maior quantidade de cummingtonita, de 20 a 25% do volume, intensamente cloritizadas. A maioria dos prismas de cummingtonita estão orientados segundo a S_2, alguns segundo a S_3, e poucos são pós-deformacionais.

Quando vistos nas secções basais, os prismas de anfibólio tem formas curiosas, ocas, com a cummingtonita constituindo somente bordas euhédricas de até 3 mm. Perpendicularmente ao anfibólio cristalizaram pequenas folhas de clorita. Internamente também podem estar presentes prismas euhédricos menores.

A granada é pós-deformacional (mais de 3 cm de diâmetro), subeuhedrais FOTO 27, com bordas parcialmente corroídas. É rica em inclusões de cummingtonita, com hábito semelhante ao acima descrito, plagioclásio e opacos. Localmente pode formas também cristais menores, com

formas alongadas, orientadas segundo a S_2.

FOTO 27 - Detalhe de uma amostra de cummingtonita-granada-clorita xisto, com porfiblastos grossos de granada e de cummingtonita dispersos e uma fina matriz clorítica.

Predominam grãos anhédricos de plagioclásio até 1,2 × 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 podem estar muito enriquecidos em quartzo (até 50% vol.), ocorrendo a clorita como microporfiroblastos, em parte derivados da transformação de anfibólios pré-existentes.

2 DISCUSSÃO SOBRE A GÊNESE DOS GRANADA-CORDIERITA-CUMMINGTONITA/ANTOFILITA ANFIBOLITOS E ROCHAS ASSOCIADAS

As texturas e as transformações observadas nas rochas básicas de origem vulcanoclástica e ígnea, desde os litotipos de rochas incipientemente alteradas até os mais intensamente alterados, indicam que estas rochas foram essencialmente derivadas de protólitos básicos e não de margas como afirmado por Coutinho *et al.* (1982) e por Juliani & Beljavskis (1983), ou de tufos, possivelmente komatiíticos, misturados com areia e/ou metassomatizados (Frascá *et al.*, 1986; Frascá *et al.*, 1987), confirmando a hipótese colocada por Juliani *et al.* (1992) Juliani (1993) de que estas rochas foram geradas por processos hidrotermais-metassomáticos pré-eventos metamórficos, em fundo oceânico.

Estas rochas foram alteradas hidrotermalmente antes do metamorfismo, pois a mineralogia já desenvolveu-se com a S_1, tendo havido recristalizações com a S_2 e, de forma mais restrita, com a S_3, o que descarta a hipótese da sua gênese estar vinculada a processos metassomáticos atuantes durante o metamorfismo, muito embora alterações menores possam ter sido introduzidas durante os dois eventos metamórficos de grau médio que afetaram as rochas da região (Juliani, 1993).

Para outras ocorrências destes anfibolitos, diversos outros pesquisadores já haviam observado que as estruturas e os padrões de alteração destas rochas não podem ser correlacionados a feições sin-metamórficas, como foliações ou falhas, e sim às composições originais dos protólitos, como pode ser visto nos trabalhos de Vallance (1967), Sangster (1972), Chinner & Fox (1974), Schermerhorn (1978), Wolter & Seifert (1984) entre outros. Adicionalmente Spear (1982a) observou que durante o metamorfismo de rochas semelhantes da região de Post Pond Volcanics, Vermont (Estados Unidos), a fase fluida não foi abundante, como deduzido pelos diferentes de valores de μ_{H2O} e de μ_{CO2} nos diferentes conjuntos de litotipos alterados, que devem ter sido, essencialmente dos herdados dos protólitos originais, corroborando a hipótese das alterações terem sido pré-metamórficas.

Granada-hornblenda anfibolitos, análogos aos aqui descritos, também foram verificados associados a rochas mais intensamente alteradas e a mineralizações singenéticas de sulfetos (James *et al.*, 1973), semelhantes às que ocorrem no Grupo Serra do Itaberaba.

Rochas básicas carbonatizadas e potassificadas, assim como os litotipos desde pouco até intensamente alterados, também foram descritos por Elliot & Appleyard (1991) em rochas associadas ao depósito estratiforme singenético de sulfetos maciços de Cu-Zn de Lar, em

Manitoba (Canadá), e considerados geneticamente tal qual as interpretações feitas nesta dissertação de mestrado.

Um perfil de alteração desde rochas incipientemente alteradas até rochas intensamente alteradas, muito semelhante ao que ocorre nas rochas básicas de origem vulcanoclástica no Grupo Serra do Itaberaba, foi observado por Dobbe (1994) em estreitas zonas de alteração subconcordantes ou discordantes (< de 10 m), associadas às mineralizações de ferro de Tunaberg, Bergslagen (Suécia).

A coexistência de dois ou três anfibólios em anfibolitos, como constatado na zona de transição, também foram descrito por Eskola (1936), Tilley (1957),Vernon (1962), Kisch & Warnaars (1969), Klein (1968), Robinson & Jaffe (1969), Spear (1982a) e Hoinkes & Mogessie (1986) e Mottana *et al.* (1994).

Com relação à coexistência de cummingtonita e hornblenda em rochas anfibolíticas podem ser citados os trabalhos de Eskola (1936), Vernon (1962), Kisch & Warnaars (1969), Hoinkes & Mogessie (1986) e Mottana *et al.* (1994). Tilley (1957) descreveu a coexistência de antofilita e hornblenda e Mueller (1960) descreveu a de actinolita, cummingtonita e piroxênio cálcico (+ magnetita + carbonato + quartzo), em rochas associadas a uma formação ferrífera metamorfisada. Klein (1968) e Robinson & Jaffe (1969) mencionaram as seguintes associações: cummingtonita-hornblenda, cummingtonita-actinolita, antofilita-honblenda, antofilita-actinolita e hornblenda-antofilita-cummingtonita. Spear (1982a) descreveu anfibolitos onde coexistem hornblenda, cummingtonita, gedrita e antofilita (± granada ±clorita + andesina ± quartzo + óxidos de ferro e titânio ± biotita) associados com outros onde coexistem hornblenda e gedrita (+ estaurolita + granada ± anortita/bytownita coexistindo com andesina ± biotita ± clorita ± quartzo + ilmenita.

Segundo Ross *et al.* (1969), observam-se com freqüência texturas de exsolução em anfibólios cálcicos, cummingtonita e ortoanfibólios, indicando evento termal *subsolvus*. Estudaram actinolita e cummingtonita da formação ferrífera de Ruby Mountain, Montana e hornblenda, antofilita, gedrita e cummingtonita de rochas vulcânicas metamorfisadas de Massachusetts e New Hampshire. A maioria dos cristais de hornblenda e de actinolita examinados apresentam lamelas de exsolução de cummingtonita, contendo a maioria dos grãos de cummingtonita lamelas de hornblenda, actinolita ou de tremolita. Cummingtonita muito rica em magnésio, possuindo algum cálcio, devido ao resfriamento, pode tanto exsolver anfibólio cálcico como inverter-se para ortoanfibólio magnesiano.

As rochas estudadas por Mottana *et al.* (1994) são constituídas por hornblenda, plagioclásio, quartzo ± granada ± clinocloro, possuindo em torno de 2 a 3% de cummingtonita. Segundo os autores, o par cummingtonita-hornblenda não representa um equilíbrio termodinâmico, tendo então proposto que o equilíbrio local foi atingido em dois estágios sucessivos de P e T, tendo a cummingtonita cristalizado às custas da hornblenda, através de uma reação contínua, durante um estágio tardio do evento metamórfico, da fácies anfibolito baixo, ou durante um incremento da temperatura ou, em evento isotérmico com diminuição da temperatura, que provocou, simultaneamente, um zonamento inverso no plagioclásio. O cálcio liberado pela hornblenda, ao formar cummingtonita, foi incorporado pelo plagioclásio, crescendo bordas de labradorita ao redor de núcleos andesíticos.

As texturas observadas nos litotipos do Grupo Serra do Itaberaba, entretanto são muito sugestivas da coexistência de cummingtonita e de antofilita em equilíbrio metamórfico, especilamente as intercrescidas nos prismas maiores destes dois anfibólios. Isto estaria de acordo com o trabalho de Mueller (1973) que indicou que estes dois anfibólios magnesianos podem coexistir em um intervalo estreito de temperatura (± 540 - ± 670 °C) a pressões e f_{O2} constantes, em rochas com Mg/(Mg + Fe) adequadas. Estes dados são coerentes com as temperaturas e pressões deduzidas para a região por Juliani (1993) para os dois eventos metamórficos principais.

Entretanto este interessante assunto petrológico não foi ainda desenvolvido nestas pesquisas, mas deverão fazer parte de estudos futuros sobre estes litotipos.

A progressiva lixiviação de cálcio e sódio nos protólitos resulta, ao metamorfismo, em rochas onde há uma redução gradativa no teor de plagioclásio, desde as rochas incipientemente até as intensamente alteradas, onde há total desaparecimento do plagioclásio (Mäkelä, 1989), como constatado nos litotipos do grupo Serra do Itaberaba.

Nas rochas aqui estudadas, o produto final da alteração e protólitos básicos é muito semelhante aos de rochas intermediárias a ácidas, o que também foi verificado por Dobbe (1994) e Pan & Fleet (1995), ou seja, o processo de alteração/lixiviação/metassomatismo tende a produzir em condições extremadas, resíduos quimicamente semelhantes, muito possivelmente cloríticos. A silicificação é, nestes casos, geralmente, tardia nos processos de alteração.

Rochas intermediárias silicificadas (essencialmente andesitos), semelhantes às descritas na TABELA 3, foram descritas por Gibson *et al.* (1983) na Formação Amulet Rhyolite, em Noranda (Canadá). O processo de silicificação aqui observado pode ser comparado aos descritos por MacGeehan (1978) e MacGeehan & MacLean (1980), onde as encaixantes inferiores de depósitos

de sulfetos maciços exibem *trends* composicionais basalto-andesito-dacito-riólito, relacionados a um aumento na intensidade da silicificação em direção ao topo do cone de alteração, independentemente da origem geoquímica original da rocha, como também atestado por Urabe *et al.* (1983).

As variações químicas associadas aos diferentes processos de alteração observados na área (concentração de magnésio e ferro, potassificação, carbonatização e silicificação) correspondem à distribuição de zonas de alterações hidrotermais-metassomáticas diferenciadas, conforme modelo proposto por MacGeehan & MacLean (1980), onde foram reconhecidas duas zonas principais de alteração sob os depósitos de sulfetos, uma discordante às estratificações, contituindo um cone de alteração basal ao depósito, e outra mais profunda, que afeta extensos áreas, semi-concordantes aos depósitos e às estratificações ígneas e sedimentares. Os elementos lixiviados de cada uma destas zonas são redepositados na outra, pela movimentação dos fluidos hidrotermais (FIGURAS 11 e 12). Este processo pode ter sido o responsável pela geração dos granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos e as demais rochas alteradas verificadas no grupo Serra do Itaberaba.

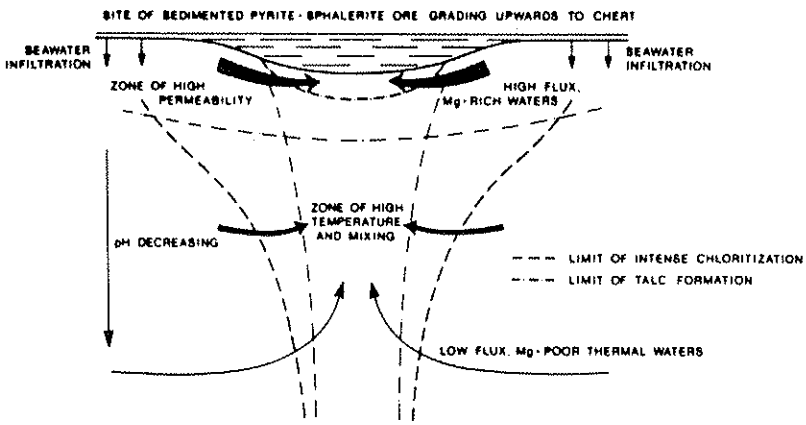


FIGURA 11 - Modelo esquemático de cones de alteração hidrotermal associadas à formação dos depósitos singenéticos de sulfetos maciços de Mattagami Lake (Quebec), segundo Roberts & Reardon, 1978, em Frankin *et al.*, 1981)

Em diversas regiões do mundo, rochas semelhantes às aqui estudadas estão associadas a depósitos de sulfetos maciços e a mineralizações de ferro (Johansson, 1907, em Eskola, 1914; Johansson, 1910; Osborne, 1939; Goroshnikov & Yur'yev, 1965; Rosen-Spence, 1969; Watanabe, 1970; Schermerhorn, 1978).

A gênese dos diversos litotipos alterados hidrotermal-metassomaticamente está associada à geração de depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços, sendo parte integrante do processo de formação das mineralizações, através de sistemas hidrotermais atuantes no assoalho oceânico, que resultam na formação, nas zonas de percolação dos fuidos hidrotermais em rochas ricas em clorita, que ao metamorfismo de grau médio produzem litotipos semelhantes aos aquí estudados, conforme os trabalhos de Watanabe (1970), Sangster (1972), James *et al.* (1978), Schermerhorn (1978), Riverin & Hodgson (1980), Elliott-Meadows & Appleyard (1991), Dobbe (1994) e Pan & Fleet (1995).

O ambiente deposicional subaquático da Formação Morro da Pedra Preta é indicado pela presença de *pillow lavas* e dobramentos convolutos nas rochas cálcio-silicáticas. A presença de rochas básicas espilitizadas indicam, juntamente com outros dados químicos e litológicos (Juliani, 1993), que o ambiente deposicional foi marinho profundo, com uma seqüência ígnea bimodal, como recentemente descrito por Juliani *et al.* (1995), o que assemelha-se muito aos ambientes geológicos de formação de depósitos de sulfetos descritos por Franklin *et al.* (1981).

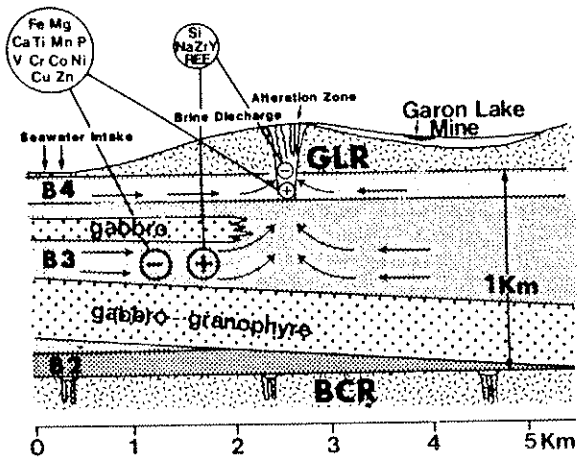


FIGURA 12 - Reconstituição das zonas de alteração na área de Garon Lake (Quebec), onde são destacados os elementos químicos lixiviados dos basaltos e enriquecidos na zona de alteração e vice-versa. GLR = Garon Lake Rhyolite; BCR = Bell Channel Rhyolite; B1 a B4 = Basaltos, gabros e gabro-granófiros da unidade Bell River Complex. (segundo MacGeehan & MacLean, 1980).

Conforme Juliani (1993), o início da evolução do Grupo Serra do Itaberaba se deu em um *rift* ensiálico que posteriormente evoluiu para uma bacia oceânica, como constatado pela presença de basaltos de afinidade tholeiítica, com gênese quimicamente vinculada a centros de expansão de

cadeias meso-oceânicas, que compõem as vulcânicas básicas da Formação Morro da Pedra Preta, juntamente com os sedimentos pelágicos e rochas vulcanoclásticas. A evolução final deu-se em uma bacia de retro-arco onde foram depositados os sedimentos da Formação Nhanguçu, em águas mais rasas. Devido à subducção da placa oceânica de leste para oeste, foram geradas rochas intermediárias a ácidas (andecitos-riodacitos-riólitos), às quais está também associada-se a gênese das rochas alteradas hidrotermal-metassomáticamente, além das mineralizações de ouro.

Desta forma, as rochas alteradas do Grupo Serra do Itaberaba devem ter sido geradas em dois ambientes geotectônicos, segundo os conceitos analisados na revisão bibliográfica, conforme esquematizado na FIGURA 13. Entretanto, pela associação com as rochas meta-intermediárias a ácidas, as alterações hidrotermais-matassomáticas devem ter ocorrido predominantemente no ambiente do tipo 2, detalhado na FIGURA 14.

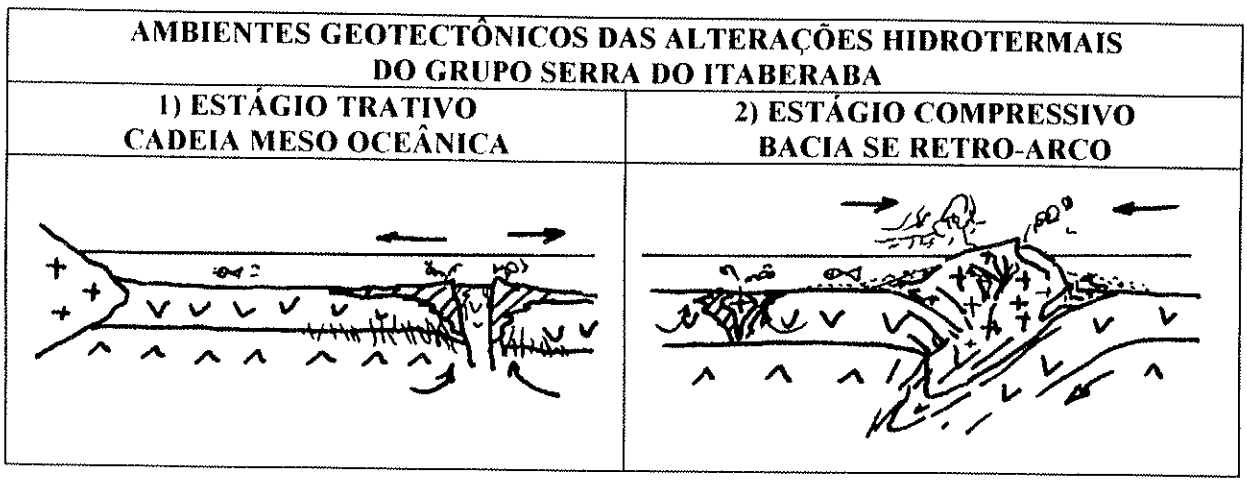


FIGURA 13 - Ambientes geotectônicos de formação de alterações hidrotermais (áreas hachuradas) do Grupo Serra do Itaberaba.

Como conseqüência, pelas características petrogenéticas das rochas associadas, pode-se esperar para área a existência de mineralizações em sulfetos maciços, com minérios ricos em Cu-Zn, do *tipo Chipre* (de centros de expansão) e *Bisshi* (associados a bacias de retro-arco).

Na área, devido às intensas transposições tectônicas e falhamentos, pode ter havido deslocamentos das mineralizações relativamente aos corpos de granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos, que representam os principais condutos das soluções mineralizantes do cone de alteração que deveria dispor-se na base dos depósitos de sulfetos.

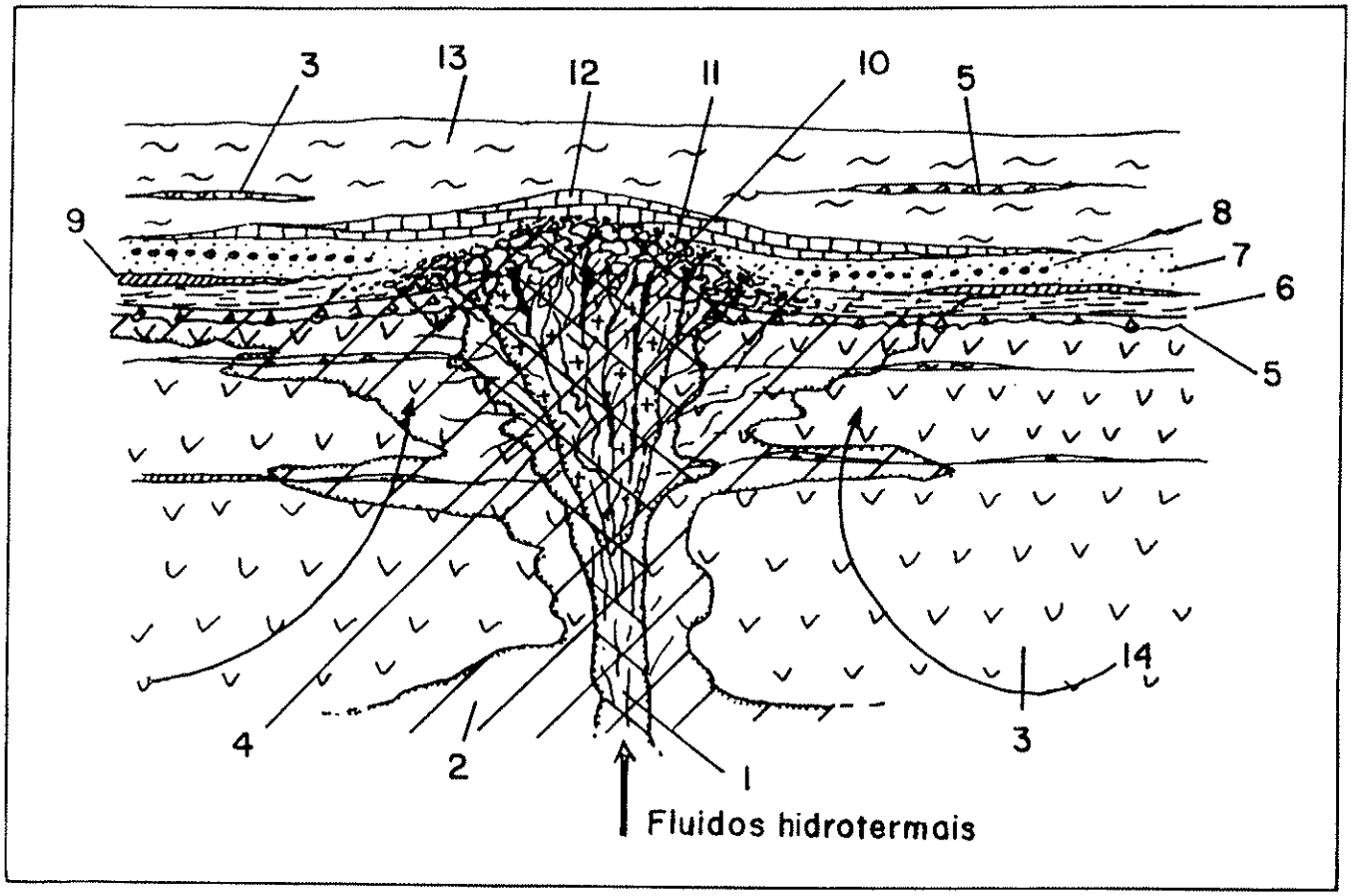


FIGURA 14 - Esquema das zonas de alterações hidrotermais-metassomáticas associadas às intrusões de rochas intermediárias a ácidas em bacia de retro-arco, onde: (1) rochas mais intensamente aleteradas; (2) rochas menos intensamente alteradas, incluindo granada anfibolitos, rochas carbonatizadas, etc; (3) derrames de basaltos; (4) rochas intermediárias a ácidas; (5) basaltos e rochas vulcanoclásticas grossoas espilitizadas; (6) vulcanoclásticas finas basicas e intermediárias, com gradações para pelitos; (7) metassedimentos tufíticos; (8) formações ferríferas; (9) mineralizações em sulfetos; (10) rochas ricas em margarita, turmalina e coríndon; (11) brechas e tufos intermediários a ácidos alterados e silicificados; (12) rochas cálcio-silicáticas; (13) sedimentos pelíticos.

CAPÍTULO V

METAMORFISMO

As rochas básicas e intermediárias alteradas, por possuir composições químicas favoráveis, são bastante sensíveis às variações das condições metamórficas, resultando em diversas assembléias de minerais indicativas do grau metamórfico, notamente através do uso de geotermômetros e geobarômetros. Entretanto, nestes estudos as condições metamórficas serão analisadas apenas de modo qualitativo e comparativo aos estudos geotermobarométricos realizados em áreas onde afloram rochas semelhantes, além de estudos experimentais.

No conjunto dos litotipos alterados, as principais paragêneses associadas ao evento metamórfico que desenvolveu a S_1 foram:

1) antofilita + cummingtonita + quartzo ± granada ± cordierita ± biotita, observadas nas rochas básicas intensamente alteradas.

2) antofilita + cummingtonita + quartzo ± cordierita ± biotita, também presentes nas rochas básicas intensamente alteradas.

3) cummingtonita ± antofilita + quartzo ± granada ± cordierita ± plagioclásio (bytownita/anortita) ± biotita ± estaurolita, nas rochas básicas menos intensamente alteradas.

4) hornblenda + actinolita + cummingtonita + quartzo ± plagioclásio, nas rochas básicas da zona de transição.

5) granada + hornblenda + quartzo ± plagioclásio ± cummingtonita, nos hornblenda-granada anfibolitos.

6) diopsídio + actinolita + plagioclásio + quartzo ± carbonato, nas rochas básicas carbonatizadas.

7) antofilita + cummingtonita + quartzo + cordierita + clorita magnesiana ± estaurolita, presente nas rochas intermediárias menos intensamente alteradas.

8) antofilita + cummingtonita + quartzo + cordierita, nas rochas intermediárias intensamente alteradas.

Associadas ao desenvolvimento da S_2 que corresponde ao segundo evento metamórfico que afetou a região, como será discutido no final deste capítulo, as principais paragêneses minerais encontradas foram:

9) antofilita + cummingtonita + quartzo + cordierita + granada ± biotita, verificada nas rochas

básicas intensamente alteradas.

10) antofilita + cummingtonita +quartzo + cordierita ± biotita, observada nas rochas básicas intensamente alteradas.

11) gedrita + quartzo + cordierita, também presente nas rochas básicas intensamente alteradas.

12) cummingtonita ± antofilita + granada + cordierita + plagioclásio (andesina/labradorita e bytownita/anortita) ± biotita, nas rochas básicas menos intensamente alteradas.

13) cummingtonita ± antofilita + cordierita + plagioclásio (andesina/labradorita e anortita) ± biotita, também nas rochas básicas menos intensamente alteradas.

14) hornblenda + actinolita + cummingtonita + quartzo + cordierita ± plagioclásio, nas rochas básicas da zona de transição.

15) granada + hornblenda + quartzo ± plagioclásio ± cummingtonita, nos granada-hornblenda anfibolitos.

16) antofilita + cummingtonita + quartzo + cordierita + clorita magnesiana, nas rochas intermediárias menos intensamente alteradas.

17) antofilita + cummingtonita + quartzo + cordierita ± plagioclásio, nas rochas intermediárias intensamente alteradas.

18) cummingtonita + granada + clorita magnesiana ± plagioclásio, nos cummingtonita-granada-clorita xistos.

Os produtos das alterações hidrotermais-metassomáticas de rochas básicas quando metamorfisados na fácies dos xistos verdes caracteristicamente apresentam clorita + epídoto + albita + actinolita (ou hornblenda) + quartzo ± carbonatos (Spear, 1982b), não observada nos diversos litotipos aqui estudados.

Somente após a isógrada da estaurolita, que marca a passagem da fácies dos xistos verdes para anfibolito baixo, é que ocorre a primeira aparição de ortoanfibólio em associação com anfibólio cálcico (Spear, 1982b), através da seguinte reação:

(a) clorita + cummingtonita + plagioclásio ± granada ⇔ ortoanfibólio + hornblenda + H_2O

Segundo Akella & Winkler (1966), no início da fácies hornblenda-hornfels, equivalente às condições metamórficas da fácies anfibolito com pressões máximas de 2,5 kb (Winkler, 1977), também há o surgimento de ortoanfibólio, além de cordierita, através da seguinte reação:

(b) clorita + quartzo ⇔ gedrita + cordierita + H_2O (em temperaturas entre 562 ± 8° C e 548 ± 12° C para pressões, respectivamente, de 2 e 1 kb, com $P_t = P_{H_2O}$).

Na maioria das paragêneses minerais das rochas aqui estudadas, relacionadas às foliações S_1 e S_2, tipicamente ocorre antofilita e, de forma mais restrita, gedrita, o que indica condições metamórficas da fácies anfibolito (S_1 = paragêneses minerais 1, 2 e 3; S_2 = 9, 10, 11, 12, 13, 16 e 17).

Segundo Spear (1982b), em rochas ricas em Ca e Al, a assembléia clorita + hornblenda + epídoto + plagioclásio continua estável e, em rochas com cálcio em teores suficientemente baixos, pode ser encontrada a associação clorita + granada + gedrita + estaurolita, o que não foi constatado nas rochas aqui estudadas, devido provavelmente às composições químicas não apropriadas.

Na S_2 observou-se a coexistência de plagioclásio com duas composições, andesina/labradorita e bytownita/anortita (paragêneses minerais 12 e 13), semelhante ao que foi constatado por Spear (1982b) em Post Pond Volcanics, onde em rochas metamorfisadas na zona da estaurolita-cianita, o epídoto foi substituído por anortita, resultando em plagioclásios com An_{40} e An_{87}.

Segundo Mottana *et al.* (1994), cummingtonita e labradorita podem formar-se a partir de hornblenda e de andesina através da seguinte reação:

(c) hornblenda + andesina ⇔ cummingtonita + labradorita

Neste caso o cálcio liberado pela hornblenda é incorporado no plagioclásio, o que pode explicar a presença de andesina/labradorita coexistindo com bytownita/anortita.

Nas rochas intermediárias menos intensamente alteradas observa-se associada à S_2 antofilita + cummingtonita + quartzo + cordierita + clorita magnesiana (paragêneses 7 e 16). A presença de clorita neste grau metamórfico, segundo Spear (1984b), é devida às composições muito magnesianas das rochas.

Na zona da estaurolita-cianita, segundo o autor, o par clorita + granada é substituído pelos pares gedrita + estaurolita ou hornblenda + estaurolita, em composições totais mais ricas em ferro, resultando em rochas com hornblenda + granada + estaurolita + anortita; hornblenda + granada + gedrita + cummingtonita (ou antofilita); hornblenda + gedrita + granada + estaurolita e hornblenda + gedrita + cummingtonita + antofilita. Em rochas magnesianas ocorre hornblenda + gedrita + cummingtonita + clorita. Nas assembléias onde observa-se ausência de hornblenda podem associar-se cordierita, estaurolita, gedrita, antofilita, clorita e talco.

Paragêneses com hornblenda foram observadas nos litotipos da zona de transição (4 e 14) e nos granada-hornblenda anfibolitos (5 e 15), mas na maioria das rochas predomina antofilita +

cummingtonita + cordierita + granada. A presença da estaurolita está restrita à S_1 das rochas básicas e intermediárias menos intensamente alteradas e a clorita às rochas intermediárias menos intensamente alteradas, mas não ocorre talco.

Nas rochas básicas e intermediárias menos intensamente alteradas, a presença de estaurolita instável, envolvida por cordierita, associada à S_1 (paragêneses minerais 3 e 7), indica um aumento da temperatura, possivelmente associado a uma diminuição da pressão, o que, relacionado à presença de sillimanita e de cianita invertida para sillimanita nos metapelitos encaixantes, indica que durante o desenvolvimento da S_1 foram atingidas as condições metamórficas da zona da sillimanita.

Segundo Spear (1982b), na zona da sillimanita já não é mais estável a associação hornblenda + estaurolita, sendo que em composições ricas em ferro ocorre a seguinte reação:

(d) hornblenda + estaurolita ⇔ ortoanfibólio + granada + plagioclásio

Em rochas mais aluminosas podem estar presentes gedrita + estaurolita + cordierita e gedrita + estaurolita + granada e gedrita + cordierita. Esta última associação mineral foi encontrada nas rochas básicas intensamente alteradas (11) do Grupo Serra do Itaberaba.

O limite máximo dos eventos metamórficos pode ser estabelecido pela ausência de ortopiroxênio nas associações minerais relacionadas à S_1 e a S_2, indicando que as condições não alcançaram a fácies granulito ou o grau alto (Miyashiro, 1973; Winkler, 1977; Turner, 1981).

A passagem da fácies hornblenda-hornfels para piroxênio-hornfels (Akella & Winkler, 1966), equivalente a condições metamórficas de grau alto, com pressões inferiores a 2,5 kb (Winkler, 1979), é caracterizada, inclusive, pelo desaparecimento da gedrita e da antofilita e pela presença de piroxênio ortorrômbico através da reação:

(e) gedrita + quartzo ⇔ hiperstênio + cordierita + H_2O

Esta reação ocorre a temperaturas de 663 ± 10° C, 704 ± 10° C e 760° C, para pressões de 0,5, 1 e 2 kb. Segundo os autores, em condições metamórficas com pressões maiores os anfibólios ortorrômbico e monoclínico podem persistir até o limite superior da fácies anfibolito.

Segundo Winkler (1965, em Akella & Winkler, 1966) esta passagem ocorre a temperaturas um pouco mais baixas, 590 - 630° C a 1 kb e 620 - 650° C a 2 kb.

Através de estudos experimentais no sistema MgO-H_2O-SiO_2, Greenwood (1963) e Fyfe (1962) demonstraram que antofilita magnesiana pura é estável em um intervalo muito pequeno de temperatura, de aproximadamente 85 a 100° C, com $P_t = PH_2O$. Na presença de pouca água,

antofilita é estável num intervalo maior (Greenwood, 1963). A quebra da antofilita, segundo a reação abaixo, correu a 745 ± 10° C a 1 kb, 765 ± 10° C 2 kb e 775 ± 10° C a 3 kb.

(f) antofilita ⇔ 7enstatita + quartzo + H_2O a

Segundo Mueller (1973), a coexistência de cummingtonita e de antofilita se daria dentro de um intervalo de temperatura de ± 540 a 670° C a pressões e f_{O2} constantes, em função da temperatura e das frações atômicas Mg/(Mg + Fe).

Nas rochas básicas carbonatizadas (6), associado à S_1 houve cristalização de diopsídio, mas não foram observadas as paragêneses representativas dos pontos invariantes. Entretanto a cristalização de diopsídio também ocorreu sob as condições máximas de metamorfismo.

Portanto, no conjunto dos litotipos estudados a presença de ortoanfibólio (antofilita ou gedrita, cristalizando segundo a S_1 e/ou S_2) e a não cristalização de ortopiroxênio implica que as condições metamórficas associadas ao desenvolvimento da S_1 e da S_2 deram-se na fácies anfibolito, em temperaturas inferiores a 775 ± 10° C, considerando-se pressões máximas de 3 kb (Greenwood, 1963; Akella & Winkler, 1966, Spear, 1982b). A presença de granada, cummingtonita e diopsídio nas rochas pouco alteradas, assim como de estaurolita instável (substituída por cordierita + rutilo + plagioclásio) e de antofilita bem cristalizada nas rochas mais alteradas indicam que as temperaturas máximas alcançadas no final do desenvolvimento da S_1 e da S_2 foram compatíveis com a fácies anfibolito média a alta (Miyashiro, 1973; Winkler, 1977; Turner, 1981).

Em rochas com condições químicas apropriadas a cordierita pode cristalizar-se juntamente com granada almandínica nas temperaturas mais elevadas da fácies anfibolito (Edwards & Hay, 1963, em Winkler, 1977). Comparando-se as paragêneses dos litotipos mais alterados (com granada almandínica e cordierita estáveis) com os estudos de Hutcheon et al. (1974) e de Currie (1971, 1974) as temperaturas máximas devem ter sido superiores a 600° C (com pressões superiores a 5,5 kb), pois os autores citam condições de T = 610 a 760° C e 600 a 700° C, para P = 5,3 e 6,6 kb e 5,7 e 6,7 kb.

Estes dados são concordantes com os de Juliani (1993) e com os obtidos para rochas semelhantes (Robinson & Jaffe, 1969; Treloar *et al.*, 1981; Spear, 1982a; Wolter & Seifert, 1984; Helms *et al.*, 1987; Schneiderman & Tracy, 1991; Early & Stout, 1991). Durante o desenvolvimento da S_2 a recristalização não foi tão intensa, pois preservou, basicamente, as associações e texturas da S_1.

As condições metamórficas presentes durante os dois eventos metamórficos principais foram bastante semelhantes, diferenciando-se o primeiro pela presença de estaurolita instável e o

segundo por apresentar coexistência de dois tipos de plagioclásios (andesina/labradorita e bytownita/anortita cristalizado segundo a S_2) e por apresentar a associação mineral gedrita-cordierita (11). Associado ao desenvolvimento de cianita e à inversão de cianita para sillimanita, nos metapelitos durante a S_1 e a presença só de sillimanita associada ao desenvolvimento da S_2, as condições metamórficas associadas à S_2 foram semelhantes, mas sob condições de pressão mais baixa, provavelmente na zona da sillimanita, apesar da coexistência dos dois tipos de plagioclásio, que segundo Spear (1982b) seriam da zona da estaurolita-cianita.

As condições metamórficas associadas à S_3 são da fácies anfibolito à dos xistos verdes, o que pode essencialmente ser constatado pela cristalização de cummingtonita e de ortoanfibólio, tendo havido fraca recristalização associada a este evento deformacional. A fácies dos xistos verdes está associada ao evento retrometamórfico, o que pode ser evidenciado pela cristalização de clorita e epídoto a partir de cummingtonita e de antofilita e de epídoto a partir de granada. Também pode ser observado plagioclásio saussuritizado e cordierita pinitizada.

A assembléia mineral cummingtonita + granada + clorita magnesiana ± plagioclásio (18), presente em um único exemplar (P-489), pode corresponder à reequilíbrios retrometamórficos, como indicado pela grande quantidade de cummingtonita cloritizada, e apesar da ausência de hornblenda pode ser indicativa de uma paragênese da zona granada-oligoclásio da fácies dos xistos verdes, onde a assembléia presentes nestas rochas passa a ser clorita + granada + cummingtonita + hornblenda + oligoclásio (Spear, 1982b).

Desta forma, considerando-se também os exemplos acima, pode-se considerar que durante o desenvolvimento da S_1 e da S_2 e parcialmente da S_3, as condições metamórficas foram da fácies anfibolito médio a alto, superior à zona da estaurolita e inferior à fácies granulito, mais provavelmente na zona da sillimanita. O desenvolvimento da S_3 também deu-se em condições tipicamente retrometamórficas, registrando transformações até a fácies dos xistos verdes.

Estes dados concordam essencialmente com os dados regionais de Juliani (1993), que caracterizou dois eventos metamórficos, o primeiro deles associado à evolução do Grupo Serra do Itaberaba, registrado na S_1, e o segundo deles vinculado com a gênese do Grupo São Roque, registrado na S_2 e também na S_3, que re-metamorfisaram os litotipos do grupo mais antigo.

Outros estudos de rochas e paragêneses semelhantes às aqui estudadas fornecem indicações de metamorfismo semelhante aos do Grupo Serra do Itaberaba, como pode ser visto a seguir:

No estudo de Robinson & Jaffe (1969), feito em gedrita-cordierita gnaisses intercalados

entre outras rochas máficas, presentes nas Ammnoosuc Volcanics, no sudoeste de New Hampshire, foram determinadas temperaturas próxima do limite da curva de equilíbrio cianita-sillimanita, abaixo de 800° C, com pressões acima de 3,5 kb.

Treloar *et al.* (1981) investigaram, no distrito de Outokumpu, ao norte da Karelia, na Finlândia, as condições metamórficas de rochas constituídas por cordierita-ortoanfibólio-cummingtonita-granada-estaurolita-espinélio-opacos, associadas a micaxistos com granada-estaurolita-biotita-muscovita-plagioclásio-andalusita-quartzo. Os estudos resultaram na definição de uma área no espaço P-T, com temperaturas em torno de 600 ± 50° C e pressões ao redor de 3,5 ± 1 kb.

Em Post Pond Volcanics, Vermont, nos Estados Unidos, Spear (1982a) descreveu anfibolitos com clorita ± cordierita ± estaurolita ± talco ± gedrita ± antofilita ± cummingtonita ± granada ± biotita ± rutilo ± quartzo ± andesina. Cianita foi encontrada apenas em um ortoanfibólio-cordierita gnaisse, inclusa na gedrita, mas a sillimanita estava presente em vários amostras. As condições metamórficas de formação destas rochas foram definidas como tendo ocorrido a temperaturas de 535 ± 20° C e pressões entre 5 e 6 kb, correspondendo à zona da estaurolita-cianita.

Para rochas da auréola dos depósitos de sulfetos de Falun, na Suécia, constituídas por cordierita + antofilita + granada + gahnita + quartzo, por cordierita + estaurolita + quartzo, e por cordierita + andalusita + quartzo, Wolter & Seifert (1984) determinaram condições metamórficas com temperaturas de 550 ± 50° C e pressões de 2,5 ± 1 kb.

Anfibolitos presentes em Georgia Blue Ridge, nos Estados Unidos, no complexo máfico-ultramáfico de Laurel Creek, são formados por subconjuntos da assembléia hornblenda + clorita + granada + cianita + estaurolita + ortoanfibólio + plagioclásio (An_{47}-An_{97}) + quartzo + ilmenita + rutilo + pirrotita. Estas rochas foram geradas em condições metamórficas de temperaturas moderadas e pressões altas, com temperaturas entre 540 e 625° C e pressões ao redor de 7,7 kb (Helms *et al.*, 1987).

Na área de Orijärvi, Träskböle e Perniö, no sudoeste da Finlândia, Schneiderman & Tracy (1991) estabeleceram condições metamórficas correspondendo a temperaturas entre 550 e 600° C e pressões de 3 kb, para rochas constituídas por quartzo + plagioclásio + cordierita + antofilita + biotita + ilmenita (+ gedrita + granada).

Na seqüência vulcano-sedimentar localizada na província de Bergslagen (Suécia), rochas vulcânicas félsicas alteradas metassomática-hidrotermalmente, encaixantes de mineralizações de

ferro, possuem assembléias onde estão presentes cordierita e antofilita e foram formadas em condições metamórficas com temperaturas entre 550 e 600° C e pressões entre 2,5 e 3 kb (Trägårdh, 1991).

No distrito de Gold Brick, Colorado, nos Estados Unidos, Early & Stout (1991) descreveram em ema seqüência metavulcano-sedimentar do Proterozóico Médio, anfibolitos com cordierita + cummingtonita + gedrita + clorita + biotita + ilmenita + plagioclásio + quartzo, gerados a partir de rochas com antofilita + granada, devido a um aumento da temperatura e/ou redução da pressão, alcançando cerca de 550 ± 70° C e pressões de ~ 3 kb, dentro do campo de estabilidade da andalusita.

CAPÍTULO VI

QUÍMICA MINERAL

Os resultados a seguir são bastante preliminares e serão utilizados essencialmente para identificação e classificação de parte das principais fases minerais dos anfibolitos alterados hidrotermal-metassomaticamente.

Isto deve-se ao fato de que ocorreram alguns problemas analíticos que resultaram no não cumprimento do programa de análises previamente definido pelos estudos petrográficos. Destas forma, as análises obtidas foram feitas em minerais espaçadamente distribuidos, sem determinação do quimismo nas paragêneses mais adequadas e nas diferentes texturas relacionadas às foliações metamórficas. Consequentemente a avaliação dos resultados tornou-se bastante difícil devido à falta de boas análises de bordas e de núcleos dos vários minerais, de diferentes anfibólios em paragênese, intercrescimentos, possíveis exsoluções, etc.

Também não foram ainda analisados minerais de amostras de perfis contínuos dos litotipos alterados, onde poderiam ser comparadas as variações composicionais de cada um dos minerais relativamente às foliações metamórficas e ao quimismo global da rocha, o que certamente seria muito útil e necessário para a caracterização dos anfibólios presentes em cada um dos litotipos distinguidos petrograficamente.

Entretanto, em se tratando de dados inéditos para a região, procedeu-se às análises que se seguem. Os dados obtidos para os diferentes minerais podem ser verificados nas TABELAS 06 a 11 (ANEXO IV).

1 ANFIBÓLIOS

Foram analisadas hornblendas sin-S_1 e sin-S_2 de rochas incipientemente alteradas, cummingtonitas sin-S_1 e sin-S_2 de rochas menos intensamente alteradas e sin-S_2 e sin-S_3 de rochas mais intensamente alteradas e antofilitas sin-S_2, sin-S_3 de rochas mais intensamente alteradas (TABELA 05).

Segundo as recomendações deVeblen & Ribbe (1982) e Tindle & Webb (1994) as fórmulas estruturais das hornblendas, por coexitirem com cummingtonitas, foram calculadas na base de 23(O), estimando-se as quantidades de Fe^{2+} e Fe^{3+} pelo ajuste do total de cátions para 13,

excluindo-se Ca+Na+K. As cummingtonitas e antofilitas foram calculadas de modo semelhante, mas a proporção de Fe^{2+} e Fe^{3+} foi estimada para um total de 15 cátions, excluindo-se Na+K.

As análises permitiram a classificação dos anfibólios em três grupos maiores: hornblenda magnesiana, cummingtonita e antofilita (FIGURAS 15, 16 e 17).

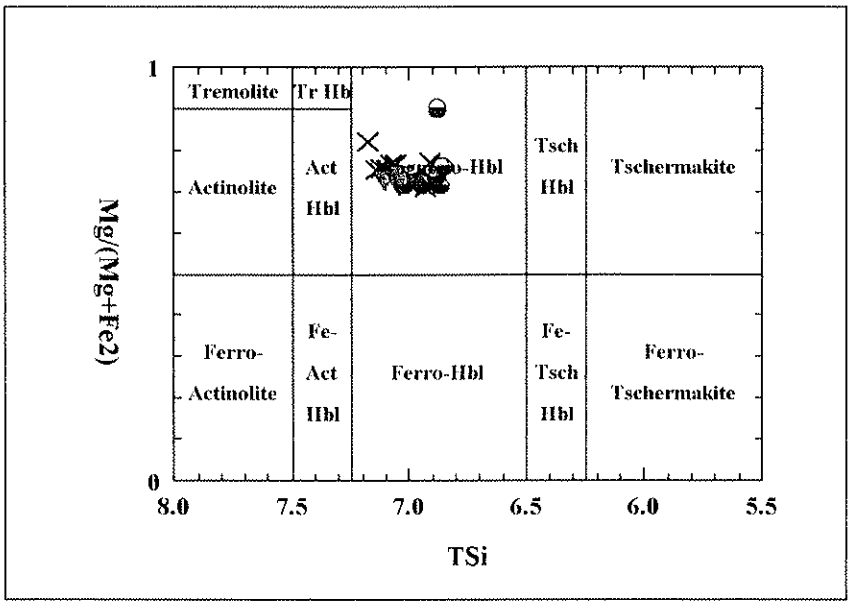


FIGURA 15 - Classificação dos anfibólios cálcicos, onde círculos representam minerais cristalizados sin-S_1, triângulos invertido sin-S_2 e xis os minerais que não puderam ser associados seguramente às foliações.

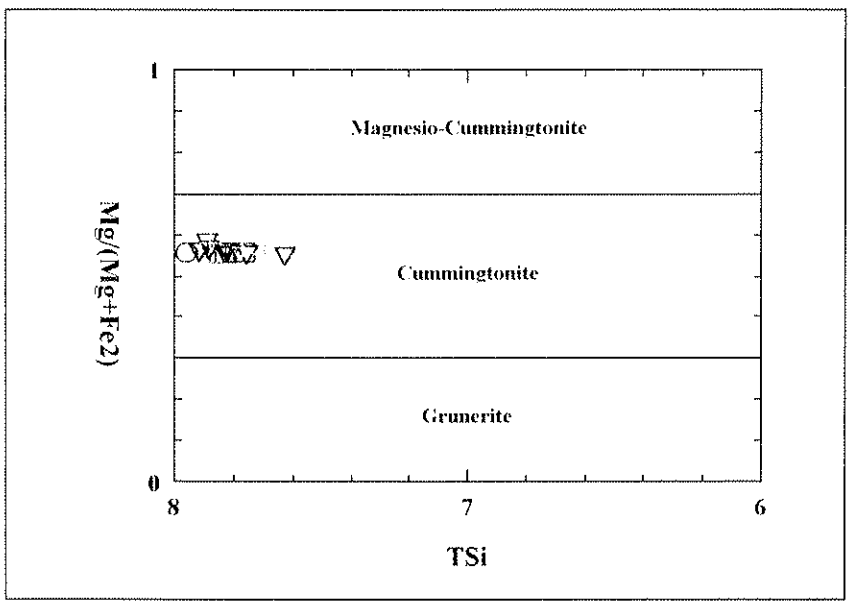


FIGURA 16 - Classificação dos clinoanfibólios ferro-magnesianos, onde círculos correspondem aos cristalizados sin-S_1, os triângulos invertidos são sin-S_2, os quadrados são sin-S_3 e as cruzes indicam anfibólios que não foram associados às foliações. Os minerais das rochas mais alteradas estão representados pelos mesmos símbolos preenchidos.

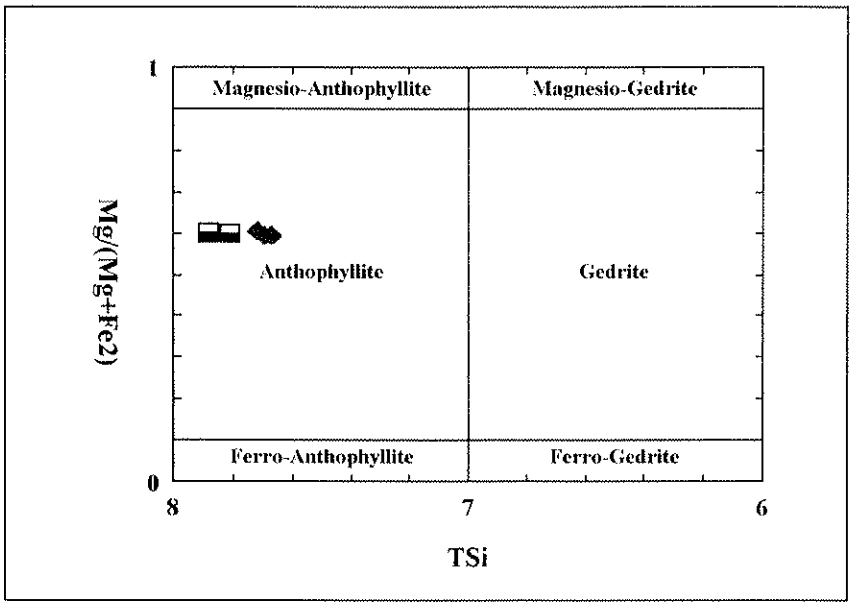


FIGURA 17 - Classificação dos ortoanfibólios das rochas mais intensamente alteradas, onde os losango representam os minerais da S_2 e os quadrados os da S_3.

Quanto às hornblendas sua distribuição sugere que as sin-S_2 são um pouco mais enriquecidas em Si^{IV} que as da S_1, aproximando-se do campo das hornblenda actinolíticas.

As cummingtonitas tem composições semelhantes às antofilitas, sendo que os clinoanfibólios da S_2 são relativamente aos da S_1 mais pobres em silício na posição tetraédrica e os da S_3 tem composições semelhantes aos da S_2.

Na FIGURA 18 pode-se observar que as cummingtonitas das rochas menos intensamente alteradas apresentam um alinhamento que corresponde a uma substituição pargasítica, mas as cummingtonitas e as antofilitas presentes nas rochas mais intensamente alteradas tem composições deslocadas em direção à ordenada, refletindo, provavelmente, substituições edeníticas. O mesmo ocorre com as hornblendas, mas o alinhamento não se dá numa proporção de 1:1, sugerindo que as substituições não foram totalmente pargasíticas, ou problemas analíticos.

2 GRANADAS

Foram analisados cristais poiquiloblásticos sin- a pós-S_2 e euhédricos límpidos pós-deformacionais de rochas menos intensamente alteradas (amostras C e I-D-2-C1) e mais intensamente alteradas (I-2756 e I-635) (TABELA 06).

Para cálculo das fórmulas estruturais foi utilizado o método de Knowles (1987), com base em 12 átomos de oxigênio.

As granadas analisadas são todas almandinas, mas as das rochas mais alteradas são mais pobres na molécula espessartita relativamente às das rochas menos alteradas (FIGURA 19).

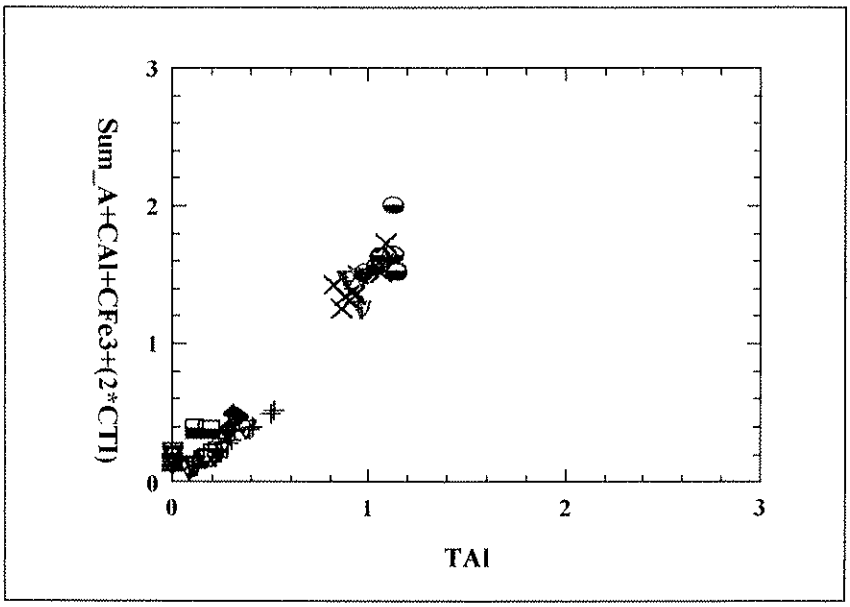


FIGURA 18 - Distribuição dos anfibólios representando as possíveis substituições relativamente ao Al^{IV}.

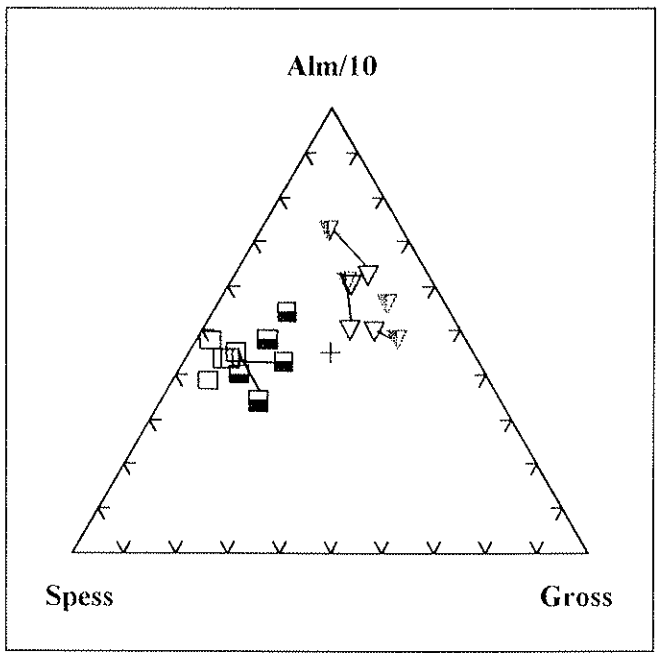


FIGURA 19 - Distribuição dos teores das moléculas de espessartita, grossulária e almandina em granadas de rochas mais intensamente alteradas (triângulos invertidos - vazios = núcleos, preenchidos = bordas) e menos alteradas (quadrados - vazios = núcleo, preenchidos = bordas). Cruz é de granada não correlacionada com as foliações.

A composição dos núcleos das granadas das rochas mais alteradas variam de $Alm_{76,39-63,06}Pyr_{12,41-23,83}Spess_{1,36-2,68}$, mas o teor da molécula grossulária não varia diretamente com os anteriores. Nas bordas os teores da moléculas almandina e espessartita são mais homogêneos e há, em geral, uma pequena redução do teor da molécula espessartita, sugerindo um zonamento devido ao metamorfismo progressivo.

Já nas rochas menos alteradas a molécula almandina raramente ultrapassa os 70% e o teor da espessartita é bem mais elevado, quase alcançando 9%. De modo geral as granadas destas rochas apresentam zonamento inverso ao anterior, com menores teores de almandina e maiores de espessartita dos núcleos para as bordas, evidenciando reequilíbrios retrometamórficos.

3 CORDIERITAS

Foram analisados dois cristais pós-S_1 que envolvem pequenos grãos de estaurolita e sete poiquiloblásticos sin- a pós-S_2 (TABELA 07).

A razão catiônica (Mg+Mn)/(Mg+Fe2+Mn) das cordieritas das duas amostras analisadas varia de 0,72 a 0,76, correspondendo a cordieritas ricas em magnésio. Apenas a da amostra I-2-D tem razão um pouco menor (0,68), ainda assim mais alta que o valor de 0,50 que separa a cordierita da ferro-cordierita. Nota-se também que praticamente não há diferenças composicionais entre a cristalizada sin-S_1 e as sin-S_2 da amostra I-109-D, distinguindo-se as mais tardias por apresentarem leves enriquecimentos em Al e Mg e fracos empobrecimentos em Ca, Na e Mn. O aumento do teor de Mn é também observado no cristal sin-S_1 da amostra I-2-D. Entretanto necessita-se de mais dados para verificar-se se estas variações devem-se a diferenças nas condições de metamorfismo associados às duas foliações.

As somatórias relativamente baixas de algumas das amostras devem ser devidas à presença de H_2O nos canalículos paralelos ao eixo *c*.

4 FLOGOPITAS

Foram analisadas cinco cristais com pleocroísmo amarelo-acastanhado sin-S_3 e um sin-S_2 (TABELA 08), todas de uma amostra de granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito. Todos os resultados correspondem a flogopitas enriquecidas em ferro (FIGURA 20), o que confirma as observações petrográficas efetuadas, pois no conjunto das rochas alteradas ocorrem

desde típicas flogopitas com fraco pleocroísmo (amarelo claro a incolor) até biotitas marrons ou verdes.

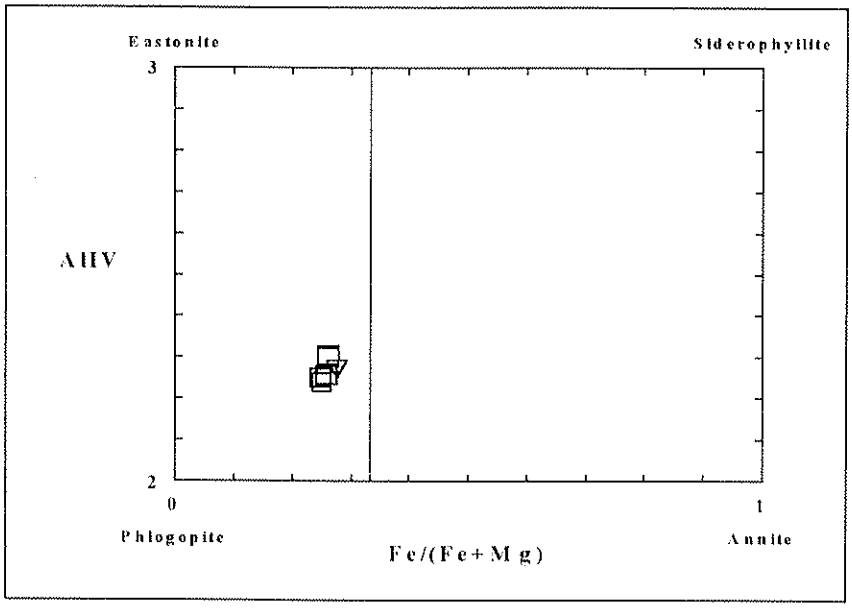


FIGURA 20 - Classificação das flogopitas de rocha intensamente alterada, onde quadrados representam cristais sin-S_3 e o triângulo invertido sin-S_2.

Aparentemente, quanto mais intensas as alterações dos protólitos, mas flogopíticas são as micas geradas pela introdução de potássio, devido à maior concentração do magnésio relativamente ao ferro na rocha total.

O pequeno número de dados não permite distinções entre as flogopitas das duas foliações, mas a da S_2 é levemente mais rica em ferro, e as demais tem composições que indicam fraca substituição do Mg por Al, aumentando a proporção da molécula eastonita de ~ 0,2 até 0,3, provavelmente devido a equilíbrios químicos locais, uma vez que todas as análises são de uma mesma lâmina.

5 PLAGIOCLÁSIOS

Foram analisados apenas dez cristais, quatro sin-S_1, quatro sin-S_2 e dois cuja associação com a foliação não pôde ser determinada. Os associados à S_1 são muito finos e alguns deles foram parcialmente reorientados pela S_2, podendo, provavelmente, terem sido reequilibrados durante o segundo evento deformacional.

Excetuando-se uma das análises feita em rocha incipientemente alterada (V-1909-B), o

restante foi obtido em rochas menos intensamente alteradas, onde foram analisados apenas os plagioclásios que apresentavam alta birrefringência.

O plagioclásio da rocha incipientemente alterada tem composição $Ab_{68,20}An_{31,48}Or_{0,32}$, correspondendo a uma andesina sódica. Os demais são anortita muito puras, com composições bastante homogêneas e teores de $An_{99,25-99,71}Ab_{0,29-0,74}Or_{0,00-0,10}$ (FIGURA 09).

6 ESTAUROLITA

Todas quatro estaurolitas analisadas são pequenos cristais instáveis sin-S_1 com bordas de reação formadas por cordierita $\pm$ anortita $\pm$ rutilo, presentes em granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos (TABELA 10).

A somatória dos elementos, mesmo considerando-se os teores normais de H_2O (~ 1,5 a 2,5%), não completam 100%, sugerindo que outros elementos, possivelmente incluindo o zinco, devem compor este mineral. Os teores de ZnO em estaurolitas podem alcançar mais de 7% em peso (Juurinen, 1956) em rochas anfibolíticas semelhantes às aqui estudadas, especialmente nos derivados de rochas básicas.

7 ILMENITAS

Foram analisados somente seis cristais de duas amostras das rochas intensamente alteradas, cristalizados sin- a pós-S_2, cujos resultados estão na TABELA 11.

Seu conteúdo de TiO_2 varia de 49,09 a 51,87 e o de FeO de 43,64 a 47,79. O cristal com o menor teor de FeO corresponde a uma ilmenita sin-S_2, a qual também apresenta os mais altos teores de SiO_2 e os mais baixos de Al_2O_3, MnO e MgO.

CONCLUSÕES

1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica indica que anfibolitos semelhantes aos do Grupo Serra do Itaberaba ocorrem preferencialmente em seqüências vulcano-sedimentares pré-cambrianas metamorfisadas em fácies anfibolito médio a superior. A estrutura geológica e a associação dos litotipos, na maioria dos casos, é muito semelhante às observadas no Grupo Serra do Itaberaba, como verificado no Canadá, Península Escandinava, nos Estados Unidos e na antiga União Soviética.

Tipicamente ocorrem associadas a depósitos de sulfetos maciços e nos trabalhos mais recentes a sua gênese é considerada como produzida por alterações hidrotermais-metassomáticas pré-metamórficas atuantes em fundo oceânico.

2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

O mapeamento em escala de detalhe, 1:5.000, associado a uma amostragem intensa dos litotipos, permitiu a separação de sete unidades litoestratigráficas, produzidas por diferentes graus de alteração hidrotermal-metassomática, a saber: rochas mais intensamente alteradas (Ha), menos intensamente alteradas (Hc), rochas de composição intermediária/ácida alteradas (Ma), granada-hornblenda anfibolitos (Ga), tufos alterados (Ta), anfibolitos de granulação grossa (Bg) e rochas básicas carbonatizadas (Bc).

As estruturas e texturas indicam claramente a dissolução de protólitos essencialmente básicos, de modo gradativo, até a gênese das rochas mais intensamente alteradas. Estas estruturas e texturas são afetadas por todas as foliações metamórficas (S1, S2 e S3), indicando que as alterações se deram antes dos eventos metamórficos.

As formas dos corpos são sugestivas das formas dos cones de alteração, apesar das deformações sofridas.

3 PETROGRAFIA

Petrograficamente foram reconhecidos 15 litotipos principais produzidos pela

concentração de Mg e de Fe, carbonatização e/ou potassificação e silicificação em rochas vulcanoclásticas ou ígneas de composição básica ou intermediária/ácida.

O perfil de alteração em rochas básicas é formado por: 1) rochas incipientemente alteradas (hornblenda anfibolitos com cordierita e cummingtonita), 2) rochas da zona de transição onde coexistem hornblenda e cummingtonita e/ou actinolita, caracterizando diversos tipos petrográficos, 3) rochas menos intensamente alteradas (cummingtonita anfibolitos, cordierita-cummingtonita anfibólios e granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos) e 4) rochas mais intensamente alteradas (granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos).

Nas rochas de composição intermediária foram distinguidas: 5) rochas silicificadas, 6) menos intensamente alteradas (constituídas por cummingtonita/antofilita, clorita, quartzo e plagioclásio) e 7) rochas intensamente alteradas (formadas por cummingtonita/antofilita, cordierita e quartzo).

As rochas potassificadas são formadas por: 8) hornblenda biotita anfibolitos, 9) biotita-hornblenda anfibólios e 10) biotita-cummingtonita anfibolitos, observando-se, nestes últimos uma sobreposição da alteração potássica sobre a alteração principal.

Nas rochas básicas carbonatizadas foram distinguidas: 11) fracamente carbonatizadas (actinolita anfibólios) e 12) intensamente carbonatizadas, representadas pelos metabasitos cálcio-silicáticos (constituídos essencialmente por diopsídio, actinolita, epídoto, quartzo e carbonato).

Também foram reconhecidos 13) granada-hornblenda anfibolitos, 14) cummingtonita-granada-clorita xistos (tufos alterados) e 15) metabásicas de granulação grossa (tipicamente associadas às rochas alteradas hidrotermal-metassomaticamente).

As estruturas e texturas observadas ao microscópio também indicam que as alterações se deram antes do metamorfismo. As assembléias de minerais das rochas alteradas foram cristalizadas concomitantemente ao primeiro evento deformacional, indicando que as alterações químicas foram introduzidas nos protólitos previamente ao metamorfismo, embora possam ter ocorrido reequilíbrios menores durante os três eventos metamórficos atuantes sobre as rochas.

As condições metamórficas associadas ao desenvolvimento da S_1 e S_2 foram da fácies anfibolito, predominantemente médio, e durante a S_3 da fácies anfibolito à dos xistos verdes, com recristalização associada a reequilíbrios das assembléias de mais alto grau durante processo retrometamórfico.

4 GÊNESE

As rochas estudas foram geradas em ambiente de fundo oceânico, em zonas de expansão de cadeias meso-oceânica, do *tipo Chipre*, que posteriormente evoluiram para uma bacia de retro-arco, do *tipo Bisshi*, onde estão associadas a pequenas intrusões de corpos de composição intermediária, geradas pela fusão parcial da crosta oceânica.

Estes anfibolitos tipicamente ocorrem associados a depósitos de sulfetos maciços de Cu-Zn, representando as zonas de alteração hidrotermal-metassomática associadas à percolação dos fluídos mineralizantes na base ou nas laterais dos depósitos.

Os corpos de granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos e as rochas intermediárias muito intensamente alteradas constituem as zonas mais internas dos condutos ou cones de alteração, e as rochas menos intensamente alteradas, os hornblenda-granada anfibolitos, metabásicas de granulação grossa e as rochas potassificadas distribuem-se nas fácies mais distais aos condutos.

As rochas carbonatizadas provavelmente estão relacionadas a zonas de alteração mais profundas, sub-concordantes com a estratigrafia.

5 QUÍMICA MINERAL

Através dos estudos por microssonda eletrônica puderam ser caracterizados os anfibólios presentes nas rochas incipientemente alteradas como hornblendas magnesianas, associadas ou não à cummingtonita, e cummingtonita e antofilita nas demais, confirmando as observações microscópicas.

As granadas tem composições almandínicas (até 76% da molécula almandina), os plagioclásios de birrefringência alta são anortitas muito puras (> 99% de An) e os de birrefringência mais baixa são andesinas sódicas, as micas de pleocroísmo claro são flogopitas (de rochas mais intensamente alteradas), as cordieritas são magnesianas, as finas relíquias envolvidas por cordierita são estaurolitas e parte dos minerais opacos foram identificados como ilmenitas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGGARWAL, P.K. & NESBITT, B.E. (1984) Geology and geochemistry of the Chu Chua massive sulphide deposit, British Columbia. *Economic Geology*, **v. 79**, p. 815-825.

AKELLA, J. & WINKLER, H.G.F. (1966) Orthorombic amphibole in some metamorphic reactions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **v. 12**, p. 1-12.

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**, p. 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).

ALLPORT, S. Esq., F.G.S. (1876) On the metamorphic rocks surrounding the Land's-End mass of granite. *Quaterly Journal of the Geological Society of London*, **v. 32**, p. 407-427.

ANDERSON, C.A. & NASH, J.T. (1972) Geology of the massive deposits at Jerome, Arizona - a reinterpretation. *Economic Geology*, **v. 67**, p. 845-863.

BECK, R. (1901) Ueber die Gesteine der Zinkblendelagersätte Långfallsgrube bei Räfvåla in Sweden. *Tschermaks Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, **v. 20**, p. 382-389.

BLOSS, F.D. (1971) *Crystallography and crystal chemistry - an introduction*. New York, Holt, Rinehart & Winston, 545 p.

CHINNER, G.A. & FOX, J.S. (1974) The origin of cordierite-anthophiyllite rocks in the Land's End aureole. *Geological Magazine* **v. 111, n. 5**, p. 397-408.

COUTINHO, J.M.V. (1955) Sobre o meta-conglomerado dos arredores de São Paulo. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, **v. 21 (121)**, p. 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**), p. 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, **v. 2**, p. 624-640.

DANA, J.D. (1894) Viridite. *In:* THE SYSTEM OF MINERALOGY - DESCRIPTIVE MINERALOGY - *The System of Mineralogy - Descriptive Mineralogy*. 6th. ed.. London, Kegan Paul, p. 664.

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.

DOBBE, R.T.M. (1994) Geochemistry of cordierite-anthophyllite rocks, Tunaberg, Bergslagen, Sweden. *Economic Geology*, **v. 89**, p. 919-930.

EARLY, D. III & STOUT, J.H. (1991) Cordierite-cummingtonite facies rocks from the Gold Brick District, Colorado. *Journal of Petrology*, **v. 32, Part 6**, p. 1169-1201.

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 Paranaenase de Geociências* (26), p. 42-45.

ECKERMAN von, H. (1938) The anorthosite and kenningite of the Nordingra-Rödö region. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, **Band 60, Häft 2**, p. 243-284.

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*, **v. 86**, p. 486-505.

EMBREY, P. & FULLER, J.P., eds. (1980) Elbaite. *In:* A MANUAL OF NEW MINERAL NAMES, 1892-1978. *A Manual of New Mineral Names. 1892-1978.* Oxford, British Museum, p. 98-99.

EMMONS, W.H. (1910) Some ore deposits in Maine and in Milan **mine**, New Hampshire. *Unided States Geological Survey Bulletin* **v. 432**. 62 p.

ESKOLA, P. (1914) On the petrology of the Orijärvi Region in the southwestern Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, **v.** 40, 279p.

ESKOLA, P. (1932) On the principels of metamorphic differentiation. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, **v.** 97, p. 68-72.

ESKOLA, P. (1933) The term "metamorphic differentiation" first proposed by F.L. Stillwill. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, **v. 103**, p. 45-46.

ESKOLA, P. (1936) Paragenesis of cummingtonite and hornblende from Muuruvesi, Finland. *Americam Mineralogist*, **v. 35**, p. 728-734.

ESKOLA, P. (1950) Orijärvi re-interpreted. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlade*, **v. 150**, p. 93-102.

FARACO, M.T.L.; McREATH, I.; COSTA, M.L. da (1990) Petrologia e geoquímica das rochas a cordierita-antofilita e a quartzo-clorita da suíte metamórfica Vila Nova, na Serra do Ipitinga (NW do Pará). *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Atas*. Natal, SBG, **v. 4**, p. 2040-2054.

FISHER, R.V. (1961) Proposed classification of **volcaniclastic** sediments and rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*,**v. 72**, p. 1409-1414.

FISHER, R.V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classifications. *Earth Science Reviews*, **v. 1**, p. 287-298.

FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U. (1984) *Pyroclastic rocks*. Berlin, Springer-Verlag. 472 p.

FLOYD, P.A. (1965) Metasomatic hornfelses of Land's End Aureole at Tater-du, Cornwall. *Journal of Petrology*, **v. 6, Part 2**, p. 223-245.

FRANKLIN, J.M.; LYDON, J.W.; SANGSTER, D.F. (1981) Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **75th Anniversary Volume**, p. 485-627.

FRASCÁ, M.H.B. de O.; RODRIGUES, E. de P.; REIS, A.F.C. (1986) Estudo petrológico 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.; FIGUEIREDO, M.C.H. de; ZAINE, 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, **v. 1**, p.63-81.

FRIEDMAN, G.M. (1959) The Samreid Lake sulphide deposit, Ontario, an example of a pyrrhotite-pyrite iron formation. *Economic Geology*, **v. 54**, p. 268-284.

FRIETSCH, R. (1975) Brief outline of the metallic mineral resources of Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, **Serie C, n. 718**. 64 p.

FUJIMORI, S. & FERREIRA, Y.A. (1987) *Introdução ao uso do microscópio petrográfico*. Salvador, Centro Editorial e Didático da UFBA. 202 p.

FYFE, W.S. (1962) On the relative stability of talc, anthophyllite, and enstatite. *American Journal of Science*, **v. 20**, p. 460-466.

GABLE, D.J. & SIMS, P.K. (1969) Geology and regional metamorphism of some high-grade cordierite gneisses, Front Range, Colorado. *The Geological Society of America, Special Paper*, **n. 128**, 84 p.

GAVELIN, S. (1939) Geology and ores of the Malånäs district Västerbotten, Sweden. *Sveriges Geologiska Undessökning*, **Serie C, n. 424, Årsbok 33 n. 4**. 221p.

GEIJER, P. (1917) Falutraktens berggrund och malmfyndigheter. *Sveriges Geologiska Undersökning*, **Serie C, n. 275**, p. 296-316.

GEIJER, P. (1964) On the origin of the Falun type of sulphide mineralization. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, **v. 86**, p. 3-27.

GIBSON, H.L.; WATKINSON, D.H.; COMBA, C.D.A. (1983) Silicification: hidrotermal alteration in an Archean geothermal system within the Amulet Riolite Formation, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **v. 78**, p. 954-971.

GILMOUR, P. (1962) Notes on a non-genetic classification of copper deposits. *Economic Geology*, **v. 57**, p. 450-455.

GILMOUR, P. (1971) Strata-bound massive pyritic sulphide deposits- a review. *Economic Geology*, **v. 66**, p. 1239-1244.

GOROSHNIKOV, V.I. & YUR'YEV, L.D. (1965) Cordierite-polyamphibole and anthophyllite-cordierite rocks of the north Krivog Rog District. *Doklady Akademii Nauk SSSR*. **v. 163, n. 3**, p. 720-723.

GRANT, J. A. (1968) Partial melting of common rocks as a possible source of cordierite-anthophyllite bearing assemblages. *American Journal of Science*, **v. 266**, p. 908-931.

GREENWOOD, H.J. (1963) The synthesis and stability of anthophyllite. *Journal of Petrology*, **v. 4**, p. 317-351.

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*, **v. 2** (Sessões Temáticas), São Paulo, SBG, p. 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*, **v. 2** (Sessões Temáticas), São Paulo, SBG, p. 127-128.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, (**4**), p. 257-226.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; BRITO NEVES, B.B. de (1978) As estruturas brasilianas. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG, **v. 6**, p. 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*, p. 12-45.

HEGEMANN, Fr. (1948 a) Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager. *Fortschritte der Mineralogie*, **Band 27**, p. 45-46.

HEGEMANN, Fr. (1948 b) Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. *Fortschritte der Mineralogie*, **Band 27**, p. 54-55.

HELMS, T.S.; McSWEEN, H.Y. Jr.; LABOTKA, T.C. & JAROSEWICH, E. (1987) Petrology of a Georgia Blue Ridge amphibolite unit with hornblende + gedrite + kyanite + staurolita. *American Mineralogist*, **v. 72**, p. 1086-1096.

HIETANEN, A. (1959) Kyanite-garnet gedrite near Orofino, Idaho. *The American Mineralogist*, **v. 44**, p. 39-564.

HIETANEN, A. (1973) Coexisting cummingtonite and aluminous hornblende from garnet amphibolite, Boehls Butte area, Idaho, USA. *Lithos*, **v. 6**, p. 261-264.

HODGSON, C.J. & LYDON, J.W. (1977) Geological setting of volcanogenic massive sulphide deposits and active hydrothermal systems: some implications for exploration. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, **v. 70**, p. 95-106.

HÖGBOM, A.G. (1909) Precambrian geology of Sweden. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, **v. 10**, p. 1-79.

HOINKES, G. & MOGESSIE, A. (1986) Coexisting cummingtonite and calcic amphibole in amphibolites from Schneeberg Complex, Tyrol, Austria. *TMPM Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **v. 35, n. 1**, p. 33-45.

HORIKOSHI, E. (1969) Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-type deposits in the Kosaka district, Japan. *Mineralium Deposita* **v. 4**, p. 321-345.

HUTCHINSON, R.W. (1965) Genesis of canadian massive sulphides reconsiderated by comparison to Cyprus deposits. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgical Bulletin*, **v. 58, n. 641**, p. 972-986.

HUTCHINSON, R.W. (1973) Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenetic significance. *Economic Geology*, **v. 68**, p. 1223-1246.

JAMES, R.S. ; GRIEVE, R.A.F. & PAUK, L. (1978) The petrology of cordierite-anthophillite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitouwadge, Ontario. *American Journal of Science*, **v. 278**, p. 41-63.

JOHANSSON, H. (1910) Die eisenerführende Formation in der Gegend von Grängesberg. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, **Band 32, Häft 2**, p. 239-399.

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, **2v.**, 803p., 5 mapas. (Tese - Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

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, p. 113-126.

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*, **v. 66 (4)**, p.498.

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, **v. 2**, p. 730-743.

JULIANI, C.; SCHORSCHER, H.D.; PÉREZ-AGUILAR, A.; BELJAVSKIS, P. (1992) Cordierita-granada-cummingtonita anfibolitos 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*, **n. 12**, p. 59-61.

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, **v. 2**, p. 101-103.

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, p.137.

JUURINEN, A. (1956) Composition and properties of staurolite. *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, **serie A, III** (Geol. Congress), **v.47**, p. 1-53.

KANEHIRA, K. & TATSUMI, T. (1970) Bedded cupriferous iron sulphide deposits in Japan, a review. *In:* TATSUMI, T., ed.. *Volcanism and ore genesis.* Tokyo, University of Tokyo Press, p. 51-76.

KERR, P.F. (1977) *Optical mineralogy.* London, MacGraw-Hill Book Company, 4th. Edition, 492p.

KINKEL, A.R., Jr.; HALL, W.E.; ALBERS, J.P. (1956) Geology and base-metal deposits of West Shasta Copper-Zinc District, Shasta County, California, Unided States. *Geological Survey Professional Paper*, **n. 285**, 156 p.

KINKEL, A.R., Jr. (1962) Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volcanism. *Economic Geology*, **v. 57**, p. 1071-1080.

KINKEL, A.R., Jr. (1966) Massive pyritic deposits related to volcanism, and possible methods of emplacement. *Economic Geology*, **v. 61**, p. 673-694.

KISCH, H.J. & WARNAARS, F.W. (1969) Distribution of Mg and Fe in cummingtonite-hornblende and cummingtonite-actinolite pairs from metamorphic assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **v. 24**, p. 245-267.

KLAU, W. & LARGE, D.E. (1980) Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits - a discussion of their classification and metallogenesis. *Geologisches Jahrbuch.* **Reihe D, Heft 40**, p. 13-58.

KLEIN, C.Jr. (1968) Coexisting amphiboles. *Journal of Petrology*, **v. 9**, p. 281-330.

KNIGHT, C.L. (1957) Ore genesis - the source bed concept. *Economic Geology*, **v. 52**, p. 808-817.

KNOWLES, C.R. (1987) A basic program to recast garnet end members. *Computers & Geosciences*, **v.13**, p. 1023-1052.

KOO, J. & MOSSMAN, D.J. (1975) Origin and metamorphism of the Flin Flon stratabound Cu-Zn sulphide deposit, Saskatchewan and Manitoba. *Economic Geology*, **v. 70**, p. 48-62.

KRANK, E.H. (1931) Petrologische Übersicht des Künstengebietes von Helsingsfors. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlade*, **v. 89**, p. 66-104.

KOARK, H.J. (1962) Zur Alterstellung und Entstehung der Sulfiderze vom Typus Falun. *Geologische Rundschau* **52**, p. 123-146.

LAJOIE, J. (1979) Facies models, 17. Volcanic rocks. *In:* WALTER, R.J., ed.. *Facies models.* Geoscience Canada, Reprint Series **1**, 3rd printing, 1980, p. 191-200.

LAMBERT, I.B. & SATO, T. (1974) The Kuroko and associated ore deposits of Japan: a review of their features and metallogenesis. *Economic Geology*, **v. 69**, p. 1215-1236.

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.

LYDON, J.W. (1984) Volcanogenic massive sulphide deposits, part I: a descriptive model. *Geoscience Canada*, **v. 11**, p. 195-202.

MAcGEEHAN, P.J. (1978) The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami Quebec: a geothermal model for massive sulphide genesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **v. 15**, p. 551-570.

MAcGEEHAN, P.J. & MAcLEAN, W.H. (1980) Tholeitic basalt-rhyolite magmatism and massive sulphide deposits at Matagami, Quebec. *Nature*, **v. 283**, p. 153-157.

MAcKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1980) *Atlas of rock-forming minerals in thin section.* 6th ed.. London, Longman Scientific & Technical. 98 p.

MARMO, V. (1956) "Banded ironstone" of the Kangari Hills, Sierra Leone. *Economic Geology*, **v. 51**, p. 798-810.

MARMO, V. (1958) On the theory of exhalative-sedimentary ores. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, **Band 80, Häft 3, n. 494**, p. 277-282.

MARTIN, M.A.B. & JULIANI, C. (1994) Geologia, petrografia e gênese dos marunditos (margarita-coríndonn xistos). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camburiú, SBG, **v. 3**, p. 77-78.

MATSUKUMA, T. & HORIKOSHI, E. (1970) Kuroko deposits in Japan, a review. *In*: TATSUMI, T., ed.. *Volcanism and ore genesis*. Tokyo, University of Tokyo Press, p. 153-179.

MILLER, L.J. (1960) Massive sulphide deposits in eugeosynclinal belts. *Economic Geology*, **v. 55**, p. 1327-1328.

OTTANA, A.; BOCCHIO, R.; CRESPI, R.; DE CAPITANI, L.; LIBORIO, G.; DELLA VENTURA, G. (1994) Cummingtonite in the amphibolites of the South-Alpine Basement Complex (Upper Lake Como region, Italy): its relationships with hornblende. *Mineralogy and Petrology*, **v. 51**, p. 67-84.

MORTON, R. D. (1972) A discussion. Sulphide mineralization and wall rock alteration at Rodhammeren mine, Sor-Trondelag, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **v. 52**, p. 313-315.

MUELLER, R.F. (1960) Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formation. *American Journal of Science*, **v. 258**, p. 449-497.

MUELLER, R.F. (1973) System CaO-MgO-FeO-SiO_2-C-H_2-O_2: some correlations from nature and experiment. *American Journal of Science*, **v. 273**, p. 152-170.

OFTEDAHL, C. (1958) A theory of exhalative-sedimentary ores. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, **n. 492, Band 80, Häft 1**, p. 1-19.

OLIVEIRA, E.P. de (1925) Analyses de calcáreos. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, (**10**), p. 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*, **v. 2** (Sessões Temáticas), São Paulo, SBG, p. 126-127.

OSBORNE, F.F. (1939) The Mountauban mineralized zone, Quebec. *Economic Geology*, **v. 34**, p. 712-726.

PAN, Y. & FLEET, M.E. (1995) Geochemistry and origin of cordierite-orthoamphibole gneiss and associated rocks at an Archaean volcanogenic massive sulphide camp: Manitouwadge, Ontario, Canada. *Precambrian Research*, **v. 74**, p. 73-89.

PAOLIELLO, P.C. (1964) Pré-Cambriano Superior (Grupo São Roque). *In:* GEOLOGIA do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico* (**41**), p. 37-44.

PÉREZ AGUILAR, A. JULIANI, C. (1994) Petrografia de granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos da Serra do Itaberaba. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SBG, **v. 3**, p. 98-99.

PHILLIPS, J.A. (1876) On so called "greenstones" of western Cornwall. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **v. 32**, p. 155-179.

PRIDER, R.T. (1940) Cordierite-anthophyllite rocks associated with spinel-hypersthenites from Toodyay, western Australia. *Geological Magazine*, **v. 77, n. 5**, p. 364-382.

RAMDOHR, P. (1953) Minerlbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. Geologisches Jahrbuch, **v. 67**, p. 367-494.

REYNOLDS, D.D. (1947) Hercynian Fe-Mg metasomatism in Cornwall. *Geological Magazine*, **v. 84**, p. 33-50.

RIVERIN, G. & HODGSON, C.J. (1980) Wall-rock alteratin at the Millenbach Cu-Zn Mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **v. 75**, p. 424-444.

ROBERTS, R.G. (1975) The geological setting of the Mattagami Lake Mine, Quebec: a volcanogenic massive sulphide deposit. *Economic Geology*, **v. 70**, 115-129.

ROBINSON, P. & JAFFE, H.W. (1969) Chemographic exploration of amphibole assemblages from central Massachusetts and southwestern New Hampshire. *Mineralogical Society of America, Special Paper*, **n. 2**, p. 251-274.

ROSEN-SPENCE, A. de (1969) Genèse des roches à cordiérite-anthophyllite des gisements cupro-zincifèrs de la région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **v. 6**, p. 1339-1345.

ROSS, M.; PAPIKE, J.J.; SHAW, K.W. (1969) Exolution textures in amphiboles as indicators of subsolidus thermal histories. *Mineralogical Society of America, Special Paper*, **n. 2**, p. 275-299.

SANGSTER, D.F. (1972) Precambrian vulcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review. *Geological Survey of Canada, Paper* **72-22**, 44p.

SAVOLAHTI, A. (1966) On the rocks containing garnet, hipersthene, cordierite and gedrite in the Kiuruvesi region, Finland, part I: Juurikkajarvi. *Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande*, n. **38**, p. 342-386.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1949) Erzlagerstätten. *Stuttgart, Piscator-Verlag*. 326p.

SCHNEIDERMAN, J.S. & TRACY, R.J. (1991) Petrology of orthoamphibole-cordierite gneisses from the Orijärvi area, southwest Finland. *American Mineralogist*, **v. 76**, 942-955.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1978) Epigenetic magnesiam metasomatism or syngenetic chloritite metamorphism al Falun and Orijärvi. *Institution of Mining and Metallurgy, Transactions, Section B*, **v. 87**, p. 162-167.

SCHUMACHER, J.C. & CZANK, M. (1987) Mineralogy of triple- and double-chain pyriboles from Orijärvi, southwest Finland. *American Mineralogist*, **v. 72**, p. 345-352.

SHARPE, J.I. (1965) Field relations of Matagami sulphide masses bearing on their disposition in time and space. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgical Bulletin*, **v. 58, n. 641**, p. 951-964.

SILLITOE, R.H. (1973) Environments of volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **v. 68**, p. 1321-1325.

SPEAR, F.S. (1982a) Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond Volcanics, Mt. Cube Quadrangle, Vermont. *Journal of Petrology*, **v. 23, Part 3**, p. 383-426.

SPEAR, F.S. (1982b) Orthoamphibole and cummingtonite amphibolites. Phase relations. Low-grade assamblages and orthoamphibole-forming reactions. *In:* RIBBE, P.H., ed.. *Amphiboles: Petrology and experimente phase relations*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **v. 9B**, p. 167-171.

SPEAR, F.S. & SCHUMACHER, J.C. (1982) Ortoamphibole and cummingtonite amphibolites - Origin of cordierite-anthophyllite rocks. *In*: RIBBE, P.H., ed.. *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **v. 9B**, p. 160-163.

SPENCE, L.D. (1975) Volcanogenic features of the Vauze sulphide deposit, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **v. 70**, p. 102-114.

SPENCE, L.D. & ROSEN-SPENCE, A.F. de (1975) The place of sulphide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **v. 70**, p. 90-101.

SPITZ, G. & DARLING, R. (1975) The petrochemistry of altered volcanic rocks surrounding the Louvem Deposit. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **v. 12**, p. 1820-1849.

STANTON, R.L. (1959) Mineralogical features and possible mode of emplacement of the Brunswick Mining and Smelting orebodies, Gloucester County, New Brunswick. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgical Bulletin*, **v. 52, n. 570**, p. 631-643.

STANTON, R.L. (1960 a) General features of the conformable "pyritic" orebodies; part I, field association. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgical Bulletin*, **v. 53, n. 573**, p. 24-29.

STANTON, R.L. (1960 b) General features of the conformable "pyritic" orebodies; part II, mineralogy. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgical Bulletin*, **v. 53, n. 574**, p. 66-74.

TATSUMI, T., ed. (1970) Volcanism and ore genesis. Tokyo, University of Tokyo Press. 448 p.

THURLOW, .G.; SWANSON, E.A. & STRONG, D.F. (1975) Geology and lithogeochemistry of the Buchans polymetallic sulphide deposits, Newfoundland. *Economic Geology*, **v. 70**, p. 130-144.

TILLEY, C.E. (1935) Metasomatism associated wih the greenstone-hornfels of Kenidjack and Botallack, Cornwall. *The Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, **v. 24, n. 151**, 181-203.

TILLEY, C.E. (1957) Paragenesis of anthophyllite and hornblende from the Bancroft area, Ontario. *American Mineralogist*, **v. 42**, p. 412-416.

TINDLE, A.G. & WEBB, P.C. (1994) Probe-Amph - spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. *Computers & Geosciences*, **v.20, n.7/8**, p. 1201-1228.

TÖRNEBOHM, A.E. (1885) Om de geologiska förhallandena i trakten krig Atividaberg och Bersbo. *Geologiska Föreningens I Sockholm Förhandlingar*, **n. 94, Band 7, Häft 10**, p. 562-597.

TÖRNEBOHM, A.E. (1893) Om Falu grufvas geologi. *Geologiska Föreningens I Sockholm Förhandlingar*, **n. 154, Band 15, Häft** 7, p. 609-690.

TRÄGÅRDH, J. (1991) Metamorphism of magnesium-altered felsic volcanic rocks from Bergslagen, central Sweden. A transition from Mg-chlorite- to cordierite-rich rocks. *Ore Geology Reviews*, **v. 6**, p. 485-497.

TRELOAR, P.J.; KOISTINEN, T.J.; BOWES, D.R. (1981) Metamorphic development of cordierite-amphibole rocks and mica schists in the vicinity of the Outokumpu ore deposit, Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Siences*, **v. 72**, p. 201-215.

TRÖGER, W.E. (1979) *Optical determination of rock forming minerals. Part 1 - Determinative tables.* Stuttgart, E. Schweiserbartsche Verlagsbuchhandlung (Nagele u. Obermiller), 194 p. (Translated by Bambauer, H.U.; Taborszky, F. & Trochim, H.D.)

TUOMINEN, H.V. (1951) Metamorphic concentration of magnesium and iron in the Orijärvi Region: a reply. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, **n. 154**, p. 230-238.

TUOMINEN, H.V. (1957) The structural of an archean area: Orijärvi, Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, **n. 177**, p. 33p.

TUOMINEN, H.V. & MIKKOLA, T. (1950) Metamorphic Mg-Fe enrichment in the Orijärvi region as related by folding. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, **n. 150**, p. 67-92.

TURNER, F.J. (1981) *Metamorphic petrology*. 2nd. ed.. New York, MacGraw-Hill Book Company Inc. 524 p.

URABE, T. & SCOTT, S.D. (1983) Geology and footwall alteration of the South Bay massive sulphide deposit, northwestern Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **v. 20, n. 12**, p. 1863-1879.

VALLANCE, T.G. (1967) Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-anthophyllite rocks. *Journal or Petrology*, **v. 8, Part 1**, p. 84-96.

VEBLEN, D.R. & BURNHAM, C.W. (1978 a) New biopyriboles from Chester, Vermont: I. Descriptive mineralogy. *American Mineralogist*, **v. 63**, p. 1000-1009.

VEBLEN, D.R. & BURNHAM, C.W. (1978 b) New biopyriboles from Chester, Vermont: II. The cristal chemistry of jimthompsonite clinojimthompsonite, and chesterite, and the amphibole-mica reaction. *American Mineralogist*, **v. 63**, p. 1053-1073.

VEBLEN, D.R & RIBBE, P.H., eds. (1982) Amphiboles: petrology and experimental phase retations. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, v. 9B, 390 p.

VERNON, R.H. (1962) Co-existing cummingtonite and hornblende in an amphibolite from Duchess, Queensland, Australia. *The American Mineralogist*, **v. 47**, p.360-370.

VOGT, J.H.L. (1894) Ueber die Kieslagerstätten vom Typus **Röros**, Vigsnäs, Sulitelma in Norwegen und Rammelsberg in Deutschland. *Zeitschrift für Praktische Geologie*, p. 41-50; 117-134; 173-181.

WALKER, T.L. (1930) Dalmatianite, the spotted greenstone from the Amulet Mine, Noranda, Quebec. *University of Toronto Studies, Geological Series*, **n. 29**, p. 9-12.

WALKER, R.R.; MATULICH, A.; AMOS, A.C.; WATKINS, J.J. & MANNARD,G.W. (1975) The geology of the Kidd Creek Mine. *Economic Geology*, **v. 70**, p. 80-89.

WEGMANN, C.E. (1931) Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, **n. 89**, p. 3-65.

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, p. 423-432.

WILSON, M.E. (1935) Rock alteration at the Amulet mine, Noranda District, Quebec. *Economic Geology*, **v. 30**, p. 478-492.

WINKLER, H.G.F. (1977) *Petrogênese das rochas metamórficas*. Porto Alegre, Edgar Blücher Ltda.. 254 p. (Tradução de Buger Jr., C., revisada por Freitas, R.O. de).

WINKLER, H.G.F. (1979) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5th ed.. Berlin, Springer-Verlag. 348 p

WOLTER, H.U. & SEIFERT, F. (1984) Mineralogy and genesis of cordierite-anthophyllite rocks from the sulfide deposit of Falun, Sweden. *Lithos*. **v. 17** , p. 147-152.

YARDLEY, B.W.D.; MAcKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. (1990) *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. London, Longman Scientific & Technical. 120 p.

ANEXO I

ANEXO II

ANEXO III

PERFIS DE ALTERAÇÃO EM ROCHAS ÍGNEAS E VULCANOCLÁSTICAS

A seguir serão descritos afloramentos dos pontos 7, 635 e entre os pontos 169 e 170, onde podem ser observadas feições produzidas por alterações hidrotermais-metassomáticas pré-metamorfismo. Primeiro, **no item 1**, será descrito um perfil de alteração contínuo em bloco constituído por rochas vulcanoclásticas essencialmente de composição básica, alteradas hidrotermalmente (P 635), que evolui desde rochas não alteradas (hornblenda anfibolitos) ou incipientemente alteradas (cordierita-hornblenda anfibolitos) até rochas intensamente alteradas (granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos); posteriormente, **no item 2**, será descrito um perfil de alteração em afloramento *in situ* (P 7), constituído por rochas metabásicas de origem ígnea, associadas a camadas vulcanoclásticas e sedimentares; na seqüência serão descritos, **no item 3**, diversos blocos encontrados entre os pontos 169 e 170; finalmente, **no item 4**, será descrita uma amostra (P 635) onde se observa processos de carbonatização e a atuação de metassomatismo potássico superimposto ao evento de alteração principal.

1 Perfil de Alteração Hidrotermal-metassomática em Rochas Vulcanoclásticas

Este perfil corresponde a uma variação contínua de rochas vulcanoclásticas alteradas previamente ao metamorfismo observada no afloramento SI-635, cujo protólito original está constituídas por hornblenda anfibolito com camadas subordinados de rochas de composição intermediária e pequenos leitos de *metachert*.

No afloramento pode ser observado, da base para o topo, a alternância de camadas de rochas verde escuras e verde mais claras com alguns centímetros de espessura, que alteram intempericamente para produtos esbranquiçados. Ambas rochas tem granulação fina a média, sendo que as primeiras tem composição metabásica e as outras assemelham-se a rochas cálcio-silicáticas mas constituem vulcanoclásticas básicas alteradas hidrotermalmente. Mais para o topo, a camada mais clara grada, no sentido da seta (FOTO 09) para uma rocha verde acinzentada de granulação média a grossa, onde a alteração intempérica ressalta os porfiroblastos de cummingtonita de ± 1 cm de comprimento, os quais estão orientados segundo uma foliação penetrativa que corta obliquamente as camadas. Esta rocha torna-se gradativamente, mais enriquecida em pequenos porfiroblastos de granada anhedrais com até 1 cm de diâmetro.

Os contatos entre as camadas são às vezes bruscos, variando de retilínios (paralelos ao acamamento) a irregulares (cortando o acamamento), ou são, mais freqüentemente, transicionais. Perto destes contatos gradativos podem ser localmente observados restos da rocha metabásica dentro da rocha verde mais clara, formando pequenas ilhas que apresentam contornos difusos. Duas das camadas de rocha metabásica e, especialmente uma delas, mostram estruturas particulares muito interessantes, representadas pelo seu adelgaçamento irregular até o quase estrangulamento da camada, variando bruscamente de alguns centímetros para alguns milímetros de espessura. Localmente pode-se observar feições de dissolução da camada provocando a sua brusca interrupção

Microscopicamente este perfil mostra inicialmente a alternância de camadas de anfibolito ou de rochas metaintermediárias, cujo máfico predominante é a hornblenda, com anfibolitos compostos predominante por cummingtonita constituindo essencialmente cordierita-cummingtonita anfibolitos e granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos. No final do perfil os anfibolitos com cummingtonita gradam para granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos.

Os hornblenda anfibolitos possuem localmente leitos com cordierita, clinozoisita/epídoto ou cummingtonita em pequenas quantidades (1 a 5%). Nos anfibolitos onde predomina a cummingtonita ocorrem, em proporções variadas, hornblenda, granada, cordierita e um anfibólio pouco pleocróico, que pode corresponder tanto a uma cummingtonita rica em ferro como a uma actinolita.

A S_0 é definida pela maior ou menor quantidade de máficos nos leitos (de poucos milímetros a centímetros de espessura), pela variação na granulação, pela composição mineralógica dos diferentes leitos, e pela presença de pequenos níveis de *metachert* que, associados às texturas observadas, indicam claramente uma origem vulcanoclástica/sedimentar para estas rochas.

Apresentam uma foliação muito bem desenvolvida identificada como S_2, pois, observa-se ao microscópio uma foliação prévia, S_1, evidenciada por arranjos nematoblásticos de cummingtonita ou por pequenos cristais de plagioclásio ou de quartzos alongados, dobrados intrafolialmente a ela.. A S_1 mostra-se sub-paralela à S_0. Uma S_3 é responsável por uma ondulação suave da foliação principal. A maior parte dos agregados e dos arranjos radiados de anfibólios estão orientados segundo a foliação principal.

Excetuando-se os granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos, nos outros anfibolitos os anfibólios se caracterizam por formarem agregados com secções circulares a elípticas, com até 2 cm no su eixo maior. O núcleo dos agregados é constituído por anfibólio poiquiloblástico e/ou por finas agulhas de anfibólio, e está envolvido por anfibólios prismáticos maiores que podem estar agrupados em arranjos semi-radiados. A parte poiquiloblástica possui essencialmente inclusões de quartzo e, subordinadamente, de opacos e plagioclásio. Os anfibólios também podem formar arranjos radiados menores. A matriz é fina a muito fina e é constituída essencialmente por quartzo, plagioclásio, cordierita, anfibólio e opacos. Estas texturas não estão presentes em delgados leitos (alguns milímetros até pouco mais de 1 cm de espessura) de rochas intermediárias de granulação muito fina.

Quase sempre ocorrem nestas rochas agregados microgranulares de leucoxênio verde escuro a acastanhados, dispostos segundo secções prismáticas, basais monoclínicas, circulares ou irregulares, denotando serem pseudomorfos de um antigo mineral maior não identificado.

Microscopicamente a passagem de um anfibolito para outro se dá de forma irregular e transicional, sendo que nos agregados, arranjos radiados, ou em secções prismáticas de anfibólio, podem ser observadas passagens graduais de hornblenda para cummingtonita. Também podem ser vistas porções irregulares de um anfibolito isoladas dentro do outro, especialmente do hornblenda anfibolito dentro do cummingtonita anfibolito, com formas geralmente elípticas ou arredondadas e contatos transicionais. Localmente a transição entre os anfibolitos pode estar marcada pela presença de um cordierita-cummingtonita-hornblenda anfibolito, cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito o um cummingtonita-hornblenda-actinolit anfibolito, onde coexistem dois ou três anfibólios diferentes: cummingtonita, hornblenda e/ou anfibólio pouco pleocróico, podendo ser uma cummingtonita rica em ferro ou uma actinolita, havendo uma passagem gradual da hornblenda para o anfibólio pouco pleocróico e, deste, para a cummingtonita. Nesta zona podem ser vistos pequenos e abundantes agregados de restos de hornblenda, em cristais um pouco mais grossos e predominantemente euhédricos.

O zonamento composicional dos anfibólios é observado não somente na passagem transicional entre os dois anfibolitos, como também em porções mais distantes do contato, observando-se manchas irregulares de cummingtonita dentro da hornblenda ou vice-versa, assim como pequenas secções prismáticas de cummingtonita isoladas dentro do hornblenda anfibolito.

Nos hornblenda anfibolitos que tem cordierita, assim como nos cordierita-cummingtonita anfibolitos podem ser distinguidos dois tipos texturais de cordierita. Um tipo forma pequenos cristais na matriz que, quando unidos entre si, podem formar pequenos poiquiloblastos (até 5 mm de diâmetro), cristalizados tardiamente a pós-S_2. O outro tipo se caracteriza por formar cristais desenvolvidos no núcleos de aglomerados ou de arranjos radiados de hornblenda ou cummingtonita, cristalizadas em estágios pós-S_1 e pós-S_2, podendo ser diferenciados os dois estágios de cristalização por possuir, por vezes, pequenas porções ricas em inclusões de anfibólio, orientadas segundo a S_1 ou a S_2. Nas rochas mais intensamente alteradas e que constituem a parte final deste perfil, a cordierita constitui grandes poiquiloblastos de até 4 cm de diâmetro.

Nestas rochas o plagioclásio chama a atenção por, comumente, apresentar birrefringência alta, ao redor de 0,010, relevo muito alto e por estarem localmente alterados para clinozoisita, o que indica composições bytowníticas/anortíticas. Quanto à forma podem ser vistos grãos euhedrais, subeuhedrais, anhedrais com contornos amebóides e outros poiquiloblásticos de até 2 mm de comprimento, ricos em inclusões de quartzo e de anfibólio. Localmente, pode ser observado um intercrescimento entre este tipo de plagioclásio e hornblenda poiquilítica. Em algumas porções pode-se identificar o plagioclásio sin-S_2 como andesina-labradorita (An $\pm$ 55). Coexistência de dois tipos diferentes de plagioclásio, em anfibolitos semelhantes, é mencionado por Spear (1982a), onde anortita/bytownita coexiste com andesina.

Em muitas das secções delgadas surgem dúvidas quanto à distinção entre plagioclásio e cordierita, podendo suas porcentagens terem sido sub- ou superestimadas, especialmente quando não há grão de zircões, que facilitam a identificação da cordierita, através dos típicos halos pleocróicos. Dúvidas surgem especialmente na identificação dos cristais esqueléticos a poiquiloblásticos, nos cristalizados nos interstícios dos agregados de anfibólios e nos ricos em inclusões de anfibólios. Há também dificuldade na identificação de cristais anhedrais, muitos dos quais possuem contornos irregulares ou amebóides. Um identificação correta só poderá ser realizada através da utilização de microssonda eletrônica.

Os minerais opacos podem formar cristais maiores ou serem submilimétricos, mas predominam os maiores, $\pm$ 1 mm em moda. Os menores estão disseminados na matriz ou formam minúsculas inclusões em anfibólios e, secundariamente, em cordieritas e granadas.

Alguns dos opacos maiores são euhédricos a subeuhédricos, mostrando alguns faces corroídas, com algumas inclusões. Outros podem mostrar-se muito ricos em minúsculas inclusões, com bordas corroídas e formas anhedrais. A maioria destes opacos sugerem ser pseudomorfos de antigas magnetitas, cujas inclusões, quando presentes, são essencialmente constituídas por quartzo e, por vezes, por finíssimos fragmentos ou prismas de anfibólio. A maioria deles cristalizaram em períodos pós-S_1 e pós- S_2.

Os opacos submilimétricos podem ser tabulares, esféricos ou anhédricos. Quando inclusos nos anfibólios, cordierita ou granada definem foliações internas (S_i) que podem ser correlacionadas tanto à S_1 como à S_2.

Também podem ser vistos agregados microgranulares de carbonato levemente pleocróico, variando de marrom a marrom muito claro, que mostram-se, na maioria das vezes, ricos em inclusões de opacos, podendo também possuir inclusões de quartzo e de anfibólio, por vezes zonado. Possuem até 0,5 mm de diâmetro e estão preferencialmente orientados segundo a S_2.

Há presença de aglomerados policristalinos circulares a elípticos , constituídos essencialmente por quartzo e secundariamente por plagioclásios anhedrais e, mais raramente, por anfibólios, constituindo zonas de silicificação pré-metamórficas. Entre os grãos de quartzo predominam os contatos retilíneos, possuindo, tanto o quartzo como o plagioclásio, um tamanho maior se comparados com os constituintes do restante da matriz, medindo, em média 0,40 mm. Às vezes é possível observar estes aglomerados de quartzo curvados pela S_2 e, sutilmente ondulados pela S_3, assim como anfibólios que cresceram segundo estas foliações. Podem também serem observados pequenos veios de quartzo, sendo texturalmente semelhantes.

Foram realizadas quatorze secções delgadas para poder montar um perfil composicional da amostra, no sentido base-topo (FOTO 09). A seguir será apresentada uma descrição concisa de cada uma destas:

SI-635-a1: é um hornblenda anfibolito constituído por hornblenda (58%), quartzo (28%), plagioclásio (10%), opacos (3%), cummingtonita (2%) e traços de apatita, epídoto e rutilo, presente este último incluso nas hornblendas sin-S_1 e sin-S_2.

SI-635-a2: é constituída por 3 camadas diferentes, quais sejam: 1) rocha metaintermediária de granulação muito fina constituída por quartzo (50%), hornblenda (33%), plagioclásio (10%), opacos (5%), cordierita (3%) e traços de zircão; 2) hornblenda anfibolito com hornblenda 60%, quartzo 30%, plagioclásio (7%) e opacos (3%) e 3) cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito e ferro-cummingtonita anfibolito com cummingtonita (25%), cummingtonita rica em ferro (20%), quartzo (22%), hornblenda (10%), cordierita (10%), plagioclásio (10%) e opacos (3%).

SI-635-a3: constitui um cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito com quartzo (35%), cummingtonita (25%), hornblenda (20%), plagioclásio (10%), cordierita (10%), opacos (5%) e traços de clinozoisita/epídoto.

SI-635-b1: nesta lâmina observa-se a passagem de um cordierita-cummingtonita-hornblenda anfibolito para um cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito. O primeiro anfibolito é constituído por hornblenda (40%), quartzo (25%), plagioclásio (20%), cordierita (5%), cummingtonita (5%), opacos (5%) e traços de cummingtonita rica em ferro (assim identificado por ser muito pouco pleocróico), clinozoisita, zircão e apatita. O segundo anfibolito é constituído por cummingtonita (35%), quartzo (25%), plagioclásio (20%), hornblenda (10%), cordierita (5%) e opacos (5%). Nesta lâmina podem ser observadas três feições interessantes: 1) Dentro do cordierita-cummingtonita-hornblenda anfibolito, afastado uns 0,7 cm do contato, observa-se um agregado elíptico com 0,8 cm no seu diâmetro maior, que possui uma porção central zonada, poiquiloblástica, sin- a pós-S_1 suavemente dobrada pela S_2, constituída predominantemente por cummingtonita e um poco de hornblenda. As bordas, entretanto, são formadas por anfibólios com secções prismáticas onde predomina hornblenda. 2) Já no cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito, perto do contato, também pode ser visto um agregado elíptico de anfibólios que possui cerca de 1 cm de diâmetro com sua porção central formada por um poiquiloblasto de hornblenda sin- a pós-S_2, sendo que em algumas das suas bordas podem ser vistas pequenas dobras intrafoliais da S_1 formadas essencialmente por minúsculos cristais de cummingtonita e localmente de plagioclásio. Ao redor deste conjunto há cummingtonitas prismáticas sin- e pós-S_2. 3) Em um agregado elíptico localizado no hornblenda anfibolito, perto do contato, na sua parte poiquiloblástica central observa-se a coexistência de três anfibólios, hornblenda, cummingtonita e cummingtonita rica em ferro.

SI-635-b2: mostra a passagem de um cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito para um hornblenda anfibolito, sendo a primeira rocha constituída por cummingtonita (35%), quartzo (30%),

hornblenda (15%), cordierita (10%), plagioclásio (5%), opacos (5%) e a segunda, por hornblenda (57%), quartzo (30%), plagioclásio (5%) e opacos (5%). No cordierita-hornblenda-cummingtonita anfibolito existem abundantes núcleos pequenos de hornblenda, como acima descritos.

SI-635-b3: constitui um epídoto-cordierita anfibolito com hornblenda (46%), quartzo (30%), plagioclásio (10%), cordierita (5%), epídoto (5%), opacos (2%), clinozoisita (2%) e carbonato (1%). O carbonato forma agregados microgranulares, localmente ricos em inclusões de opacos, e as cordieritas constituem cristais pós-S_1 e S_2 que cristalizaram -se sobre agregados de hornblendas. O plagioclásio que cristalizou contemporaneamente à S_1 tem composição de bytownita e bordas corroídas.

SI-635-b4: corresponde a um cordierita-hornblenda anfibolito com epídoto, texturalmente semelhante à lâmina SI-635-b3, da qual distingue-se por apresentar clinozoisita e uma maior quantidade de carbonato (2%).

SI-635-c1: mostra a passagem de um cordierita-hornblenda anfibolito para um cordierita-cummingtonita anfibolito, sendo o primeiro constituído por hornblenda (45%), quartzo (40%), plagioclásio (5%), cordierita (5%) e opacos (5%) e o segundo por cummingtonita (35%), quartzo (35%), cordierita (17%), plagioclásio (10%) e opacos (3%). No hornblenda anfibolito pode ser vista uma porção subparalela à S0 mais enriquecida em quartzo, semelhante a um veio pré-metamórfico, rico em hornblenda e com alguns agregados microgranulares de carbonato associados a opacos e clinozoisita. Perto do contato o hornblenda anfibolito se mostra enriquecido em clinozoisita/epídoto produzidos pela alteração do plagioclásio e da hornblenda. Neste local podem ser vistas cordieritas pós-S_1 e pós- S_2 que cristalizaram sobre os agregados de anfibólio. O plagioclásio também está alterado para um mineral fino de birrefringência amarela, que não pode ser opticamente identificado. Em relação às lâminas acima descritas, esta apresenta duas camadas um pouco mais enriquecidas em quartzo

SI-635-c2: constitui um cordierita-cummingtonita anfibolito com cummingtonita (40%), quartzo (37%), plagioclásio (10%), cordierita (10%) e opacos (3%).

SI-635-c3: nesta lâmina uma camada anfibolíticas verde mais escuras foi quase que totalmente substituída pela rocha com cummingtonita. Nela observa-se a passagem de um cummingtonita-hornblenda-actinolita anfibolito para um cordierita-cummingtonita anfibolito, estando o primeiro constituído por quartzo (30%), actinolita (30%), hornblenda (15%), cummingtonita (10%), plagioclásio (7%), opacos (5%) e cordierita (3%) e, o segundo, por cummingtonita (50%), quartzo (25%), cordierita (15%), plagioclásio (5%) e opacos (5%). No primeiro anfibolito observam-se restos de hornblenda constituindo, preferencialmente, a parte central de agregados de anfibólios, assim como pode estar presente em porção ou porções de um mesmo cristal. A cummingtonita constitui preferencialmente prismas maiores, alguns pós-deformacionais. No entanto predomina um anfibólio pouco pleocróico, com Z = marrom esverdeado e Y = amarelo esverdeado, com Z um pouco maior do que Y, com birrefringência ~ 0,015, que mais parece ser uma actinolita ao invés de uma cummingtonita rica em ferro, uma vez que apresenta um pleocroísmo um pouco mais forte. Localmente é visível um padrão de zonamento formado pela alternância de minúsculos pontos de hornblenda e de cummingtonita, sugerindo, que o que se observa como anfibólio pouco pleocróico pode ser simplesmente o resultado de um intercrescimento de hornblenda e de cummingtonita submicroscópica, fato que só poderá ser confirmado através de estudos por microscopia de varredura. O cordierita- cummingtonita anfibolito possui pequenos poiquiloblastos de cordierita sin- a pós-S_2 e cordieritas pós-S_1 e pós-S_2. Os dois anfibolitos são ricas em agregados policristalinos de quartzo.

SI-635-c4: corresponde a um granada-cordierita-cummingtonita anfibolito com cummingtonita (40%), quartzo (30%), cordierita (15%), plagioclásio (9%), granada (5%) e opacos (1%). Chama a atenção nesta lâminas que na medida em que começa a aparecer granada há uma tendência de aumento da concentração da cordierita.

SI-635-c5: compõe um granada-cordierita-cummingtonita anfibolito com cummingtonita rica em ferro, constituída por cummingtonita (33%), quartzo (30%), granada (10%), cordierita (10%), plagioclásio (5%), clorita magnesiana (5%), opacos (5%) e cummingtonita rica em ferro (2%), sendo a clorita produto da alteração da cummingtonita.

SI-635-g: constitui um granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito com antofilita (10%), cummingtonita (15%), cordierita (20%), quartzo (35%), granada (10%), opacos (5%), biotita (3%), plagioclásio (2%) e traços de zircão, apatita, clorita e pinita. A rocha é texturalmente completamente diferente dos cummingtonita anfibolitos acima descritos, destacando-se a presença de cordierita poiquiloblástica muito bem desenvolvidas (de até 3 cm de diâmetro) rica em inclusões essencialmente constituídas por quartzo e por opacos, arranjos radiados e agregados de cummingtonita/antofilita, além de

poiquiloblastos de granada e pequenos cristais de opacos ricos em inclusões de quartzo. Possui uma porção enriquecida em quartzo, com alguma biotita e opacos, observando-se, localmente, uma camada submilimétrica monomineralica, paralela à foliação principal, que provoca interrupção brusca do crescimento de granada poiquiloblástica e condiciona o surgimento de faces retilíneas nela. Associada a esta porção mais quartzosa, que representa um antigo veio de quartzo recristalizado, observa-se, pela primeira vez, o aparecimento de biotita dentro do perfil, predominando como finíssimas folhas, mas podendo atingir até 1,5 mm de comprimento. Texturalmente o veio assemelha-se aos agregados policristalinos lenticulares ou irregulares de quartzo da matriz. Nos aglomerados de anfibólio a parte central tem forma mais esférica onde predominam finíssimos cristais de cummingtonita dobrados e rotacionados segundo as diversas foliações, cristalizado ao seu redor formas prismáticas maiores de antofilita e cummingtonita.

SI-635-h: corresponde a um granada-cordierita-cummingtonita-antofilita anfibolito com antofilita (10%), cummingtonita (15%), quartzo (28%), cordierita (24%), granada (15%), opacos (5%), plagioclásio (2%), biotita (1%) e traços de clorita e zircão. É muito semelhante à SI-635-g, possuindo cordierita poiquiloblástica em cristais um pouco maiores (até 4 cm de diâmetro) e menor quantidade de quartzo na matriz.

O final deste perfil é composto por rochas semelhantes às que predominam no afloramento como um todo, ou seja um granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolito existindo pequenas variações quanto às porcentagem relativas e granulação dos minerais. Localmente observam-se, também, pequenas intercalações de camadas de hornblenda anfibolitos e cordierita-cummingtonita anfibolitos semelhantes aos que compõem a primeira parte deste perfil. A parte final do perfil é constituído pelas rochas alteradas hidrotermalmente mais típicas.

2 Perfil de Alteração hidrotermal-metassomática em Rochas Vulcanoclásticas e Ígneas

Este perfil está localizado em afloramento *in situ* do ponto 7. Para melhor visualização, primeiro será feita uma descrição macroscópica e, posteriormente, uma descrição microscópica da maioria das rochas presentes. Para efeito de descrição, o afloramento será subdividido em unidades petrográficas.

Da base para o topo do afloramento, observa-se primeiro uma camada (unidade 1) com espessura mínima de 3,5 m, constituída por metabasito de cor verde escura, de granulação média, maciço, apresentando, localmente, textura blastosubofítica. As lâminas 7a, 7b, 7c. 7d, 7e, 7m e 7n pertecem a esta unidade.

Em seguida ocorrem metabasitos verde escuros de granulação fina a média (unidade 2), cortados por diversos planos de falha sub-paralelos ao acamamento, que estruturaram a rocha em pequenos leitos de ± 10 cm de espessura. Constitui, no total, um pacote de ± 50 cm. Pertencem a esta unidade as lâminas 7f, 7g e 7r.

A oeste do afloramento observa-se uma rocha muito alterada intempericamente (unidade 3), com forma lenticular e de aproximadamente 70 cm de espessura máxima, disposta entre as unidades 1 e 5. É formada quase que essencialmente por quartzo e por pequenas rosetas de anfibólios cujos diâmetros medem aproximadamente 1 cm, onde a S_0 está dada pela alternância de pequenos leitos de 1 a 2 cm de espessura, os quais se mostram mais ou menos enriquecidos em anfibólio. A esta unidade pertence a lâmina 7o.

Posteriormente, aflora uma seqüência de tufos bandados (unidade 4), de aproximadamente 1 m de espessura. São rochas com granulação muito fina, onde se destacam pequenos porfiroblastos de cummingtonita medindo alguns milímetros, às vezes dispostos em arranjos radiados ou distribuídos aleatoriamente. A estrutura bandada é dada pela alternância de leitos com ± 1 cm de espessura, alguns mais máficos, verde escuros, e outros mais félsicos. Pertencem a esta unidade as lâminas petrográficas 7h,7j e 7i.

Em seguida aflora uma camada quartzosa de cor branca (unidade 5), com aproximadamente 70 cm de espessura. Desta unidade foi estudada a lâmina.

Acima desta camada quartzosa está disposta uma pequena camada (unidade 6)de ± 20 cm de espessura com cor de alteração vermelho vinho, granulação muito fina, argilosa, com muito pouco quartzo. Tem anfibólios em arranjos radiados de até 1 cm de diâmetro e granadas de até 2 mm de diâmetro, representando um metatufo rico em granada alterado intempericamente.

Acima desta pequena camada de metatufos ocorre uma camada de xisto metapelítico muito alterado (unidade 7), com aproximadamente 50 cm de espessura e granada em abundância, podendo perfazer, localmente, 50% do volume da rocha.

Em seguida aflora uma camada de rocha muito intemperizada (unidade 8), de ± 1,30 m de espessura, na qual se observam anfibólios em abundância, dispostos em arranjos radiados de até 1 cm de diâmetro e granadas de alguns milímetros de diâmetro. A esta camada pertence a lâmina 7p.

No topo desta seqüência aflora novamente uma pequena camada de xistos alterados de ± 30 cm de espessura (unidade 9), diferenciando-se da anterior por possuir menor quantidade de granada e por apresentar estaurolita. A esta camada pertence a lâmina 7q.

As rochas das unidades 1, 2 e 4 são cortadas por abundantes pequenos veios pré-metamórficos de quartzo, internos a uma determinada camada ou cortando as três unidades.

Aproximadamente 100 m adiante, no ponto 8, ocorrem abundantes veios de quartzo extremamente deformados e cisalhados por aproximadamente 25 m que, inclusive, sustentam o relevo.

Ao microscópio podem ser observadas três foliações nas rochas desta seqüência, destacando-se uma foliação principal sub-paralela ao acamamento, que constitui uma S_2, uma vez que são comuns relíquias de uma S_1 dobrada intrafolialmente, especialmente nas rochas de granulação mais grossa da unidade 3. A S_3 é responsável por cortar e ondular discretamente a foliação principal, constituindo uma clivagem de crenulação.

Excetuando as rochas das unidades 5 e 6, das quais não foi possível fazer-se secções delgadas por estarem muito intemperizadas, as demais foram descritas ao microscópio e os resultados são apresentados a seguir:

a.1) Unidade 1

Esta unidade é constituída por uma rocha metabásica de origem ígnea, onde pode ser observado a evolução de um perfil de alteração metassomática iniciado em um protólito muito pouco alterado, ainda com características de metabasito até um granada-hornblenda/actinolita-cummingtonita xisto.

A rocha possui prismas curtos de hornblenda subidiomórficos, cujas bordas superior e inferior são serrilhadas. Medem, em média, em torno de 2,5 mm de comprimento e podem apresentar algumas inclusões finíssimas de quartzo e de opacos, sendo possível observar, nestas, um zonamento, por vezes bastante discreto, dado por manchas irregulares incolores ou com fraco pleocroísmo com Z = incolor, Y = verde muito pálido e X = amarelo amarronzado pálido, representando, respectivamente, cummingtonita e cummingtonita rica em ferro, este mineral se tornando cada vez mais abundante na medida em que a rocha foi mais intensamente alterada.

Os opacos tem formas de manchas pequenas que podem atingir 0,60 mm de comprimento, sendo freqüente nos seus arredores, a presença de opacos menores e de minúsculos cristais de epídoto, zircão e rutilo.

Na sua porção mais basal pode ser observado um hornblenda anfibolito (7c) de granulação média, com hornblenda (58%), plagioclásio (35%), opacos (4%), quartzo (2%), zircão (1%) e traços de apatita, epídoto, zircão, clorita, anfibólio pouco pleocróico e anfibólio incolor, preservando, localmente, restos de texturas blasto-subofíticas. Clorita ocorre como produto da alteração da hornblenda.

O plagioclásio pode ser subeuhedral, possuir bordas corroídas ou apresentar formas amebóides envolvidas por agregados granulares, correspondendo os primeiros a texturas ígneas reliquiares, e os últimos a um estágio intermediário de recristalização metamórfica. Quando totalmente recristalizados constituem agregados granoblásticos. No geral apresentam zonamento irregular, com feições de desestabilização e reequilíbrios metamórficos em plagioclásios ígneos e metamórficos. Os relacionados à S_1 e à S_2 apresentam relevo maior que o quartzo constituindo, provavelmente, andesina-labradoritas. A hornblenda apresenta, localmente, manchas de forma irregular de anfibólio pouco pleocróico e/ ou incolor.

Estratigraficamente um pouco acima, esta rocha varia para um hornblenda anfibolito com traços de cummingtonita (7a e 7b), sendo texturalmente bastante semelhante à anterior, diferenciando-se por se apresentar mais enriquecida em quartzo e, por possuir pequenos cristais de plagioclásio intersticiais. É constituída por hornblenda (60%), plagioclásio (20 %), quartzo (10%), opacos (5%), cummingtonita (4%) e zircão/epídoto (1%).

As hornblendas possuem Z = verde maça, Y = verde oliva/verde amarronzado, X = amarelo amarronzado claro, com Y>Z>X, com Y próximo de Z, birrefringência~ 0,030, $Z\wedge C \sim 18°$ e $2VX \sim 85°$,

negativo. Ocorrem também nos anfibólios faixas finíssimas pouco freqüentes de clorita incolor que podem ter sido lamelas de cummingtonita exsolvidas na hornblenda ou de intercrescimento.

Predominam grãos de plagioclásio na forma de pequenos cristais intersticiais de até ± 0,35 mm, cujas formas podem variar de arredondadas a subangulosas, sendo que alguns podem apresentar contornos amebóides. O quartzo tem forma de cristais anhedrais um pouco maiores. Ocorrem ainda raros cristais de plagioclásio com bordas corroídas, que lembram antigas formas euhedrais ígneas.

Em direção a uma espécie de "veio" de forma cônica constituído por hornblenda bem menor (média ± 0,30 mm), observa-se uma redução progressiva do tamanho da hornblenda e um aumento progressivo do seu pleocroísmo. No "veio" há menor quantidade relativa de quartzo, plagioclásio e de opacos, estando presentes os dois primeiros na forma de diminutos cristais intersticiais e os opacos como manchas menores. Apesar destes anfibólios serem bastante semelhantes aos anfibólios maiores acima descritos, eles são ligeiramente mais pleocróicos, possuindo Z = verde maçã, Y = verde oliva e X = amarelo esverdeado, sugerindo composições mais ricas em ferro.

Estratigraficamente acima é encontrado um hornblenda-cummingtonita xisto constituído por hornblenda (30%), cummingtonita (20%), plagioclásio (30%), opacos (5%) e quartzo (5%). Esta rocha (7d) tem texturas completamente diferentes das lâminas 7a, 7b e 7c, sendo que os cristais maiores de hornblenda recristalizaram em finos prismas euhedrais a subeuhedrais de hornblenda e de cummingtonita, com os grãos de plagioclásio dispostos intersticialmente, com dimensão média de 0,10 mm. Localmente ocorrem restos de cristais maiores de hornblenda, semelhantes àqueles presentes nas porções mais basais acima descritas. O tamanho dos prismas de hornblenda variam desde muito pequenos (máx. ± 2,5 mm), sendo que os opacos também se apresentam como manchas, só que de menor tamanho.

O anfibólio verde possui Z = verde maça, Y = verde amarronzado claro, X = verde amarelado quase incolor, birrefringência máxima observada ~ 0,029, $Z\wedge C = 11°$, $2VX \approx 80°$, negativo, $r<v$, com $Y>Z>X$, sendo Y e Z próximos. Os maiores valores de birrefringência são observados em prismas mais deformados e até fraturados. A cummingtonita apresenta uma birrefringência máxima de 0,030.

O padrão de zonamento predominante nos anfibólios é o da hornblenda passando, nas bordas, para cummingtonita, podendo também serem observadas pequenas manchas irregulares incolores dentro do anfibólio verde. Há presença de cristais formados inteiramente por cummingtonita, predominando, nestes, prismas menos fraturados e mais límpidos, possuindo, tanto a hornblenda como a cummingtonita, poucas ou nenhuma inclusão. Também podem ser observadas finas lamelas ou prismas de cummingtonita, paralelos à face 100, intercrescidas nas hornblendas.

Localmente foi possível observar, na direção da foliação principal, S_2, plagioclásio de origem ígnea, com centro mais sódico e bordas ligeiramente mais cálcicas, correspondendo a uma andesina/labradorita, com $An \approx 50$.

Há também espécie de bolsões constituídos essencialmente por cristais de quartzo, localmente dobrados pela S_3, que devem representar pequenos veios de quartzo, vistos em corte transversal.

Estratigraficamente acima (7e), praticamente no contato com a rocha da unidade 2, encontramos novamente um hornblenda anfibolito semelhante àquele da lâmina 7b, diferenciando-se deste por apresentar uma granulação maior com hornblendas de até 5 × 2,5 mm. É também possível observar-se localmente intercrescidas nas hornblendas, finas lamelas cloritizadas, provavelmente de antigas cummingtonitas.

Na esquerda do afloramento, perto de uma fratura subhorizontal que marca o limite entre esta unidade e a unidade 3, ocorre um granada-hornblenda/actinolita-cummingtonita xisto de granulação fina (lâminas 7m e 7n), constituído essencialmente por cummingtonita (40%), hornblenda/actinolita (25%), plagioclásio (20%), granada (10%), opacos (5%) e traços de apatita. Todo o plagioclásio foi alterado intempericamente, sendo que a sua porcentagem foi estimada em função da quantidade de mineral incolor e isótropo presente, constituindo, provavelmente, alofana. Texturalmente, e quanto ao padrão de zonamento, os anfibólios são muito semelhantes aos das lâmina 7d, diferenciando-se dela pela presença de hornblenda/actinolita e por apresentar pequenos porfiroblastos subeuhedrais a euhedrais de granada pós-deformacionais de até 2,5 mm de diâmetro. A granada pode conter finas inclusões de anfibólios e de opacos. A hornblenda/actinolita se caracteriza por apresentar Z = verde maça claro, Y = verde oliva claro, X = amarelo esverdeado bem claro , birrefringência máxima de 0,021, $2VX \approx 80°$, negativo. Os anfibólios maiores, que tem até ± 2,5 mm, são predominantemente de cummingtonita e formam conjuntamente com granada, pequenos porfiroblastos em matriz essencialmente constituída por hornblenda/actinolitas e plagioclásio.

a.2) Unidade 2

Em um mesmo nível estratigráfico, esta rocha varia lateralmente de um cummingtonita-hornblenda xisto a um cummingtonita-hornblenda/actinolita xisto.

Texturalmente e quanto ao padrão de zonamento, as lâminas (7r, 7f, 7g) são semelhantes às lâminas 7m e 7n da unidade anterior, diferenciando-se por não apresentar granada e por possuir tanto hornblenda como hornblenda/actinolita, ambos zonados.

Os prismas de anfibólios variam desde muito finos até ± 1,25 mm, constituindo os cristais maiores pequenos porfiroblastos, predominantemente de cummingtonita, em matriz formada pelos anfibólios e por finíssimos cristais de plagioclásio (± 0,08 mm), geralmente anhedrais e mais raramente subeuhedrais. À medida em que a cummingtonita aumenta de volume, reduz-se a hornblenda ou a hornblenda/actinolita. A quantidade de hornblenda ou hornblenda/actinolita varia de 35 a 45%, a da cummingtonita de 20 a 30%, sendo que o plagioclásio esta presente em uma proporção de 30 a 35% e os opacos em cerca de 5%.

a.3) Unidade 3

Apesar da rocha estar muito intemperizada pode-se identificar pseudomorfos argilo-limoníticos de cor ocre prismáticos ou aciculares com até 1 cm de comprimento, disseminados em matriz fina constituída essencialmente por quartzo com formas angulosas, medindo, em média 0,15 mm, e por clorita magnesiana em finíssimas folhas. Considerando-se a paragênese e as alterações intempéricas os prismas e acículas devem ter sido um anfibólio magnesiano, provavelmente cummingtonita. Observa-se localmente quartzo mais grosso (média de 0,80 mm) granoblástico, tendendo a formar uma textura em mosaico, correspodendo, provavelmente, a um veio de quartzo metamorfisado. A composição aproximada desta rocha é de: quartzo (50%), clorita (40%), cummingtonita/antofilita? (10%) e opacos (2%) e traços de estaurolita instável, sempre situada perto do antigo anfibólio, como finos cristais corroídos. Petrograficamente a rocha é um clorita-quartzo xisto com porfiroblastos de, provavelmente, cummingtonita/antofilita, correspondendo, por analogia ao observado no ponto 175, a uma rocha metaintermediária a ácida menos intensamente alterada.

a.4) Unidade 4

Microscopicamente há nesta unidade a presença de pequenos leitos que apresentam variações tanto verticais como laterais, da granulometria, assim como da composição mineralógica e da textura. As espessuras variam desde alguns milímetros até pouco mais de 1 cm (7h, 7i e 7j). As estruturas refletem o acamamento das rochas, caracterizadas como metatufos. Há grande variação na quantidade dos minerais máficos e félsicos, indicando composições básicas a intermediárias. Texturalmente, as bandas de granulação mais fina (ou porções delas) se caracterizam por apresentar pequenos porfiroblastos de anfibólio (essencialmente cummingtonita) de até 2,5 mm de comprimento, orientados preferencialmente segundo a S_2, sendo alguns deles pós-cinemáticos. As bandas que possuem maior granulação (média de 0,50 mm) tendem a ser mais equigranulares semelhante às lâminas 7d e 7f das unidades 1 e 2. Petrograficamente variam de cummingtonita-hornblenda xisto a cummingtonita xisto com granada e tem associados pequenos leitos de *metachert*.

Nestes metatufos pode-se também observar zonamento nos anfibólios, que passam de hornblenda no núcleo, para cummingtonita nas bordas, ou vice-versa. A maior parte dos plagioclásios intersticiais foram totalmente intemperizados, resultando provavelmente em alofana.

As camadas de composições mais máficas são formadas por rochas de granulação extremamente fina, com pequenos e raros porfiroblastos de anfibólio. Caracteristicamente tem hornblenda (75 %), cummingtonita (5%), plagioclásio (15%) e opacos (5%). As camadas menos básicas possuem, em média, hornblenda (40%), cummingtonita (25%), plagioclásio (20%), opacos (5%) e traços de rutilo, apatita e epídoto. Os metatufos intermediários (7i e 7j) podem ter hornblenda ou hornblenda/actinolita e cummingtonita, ou somente cummingtonita, podendo ser observados, nestes últimos, alguns porfiroblastos de granada pós-deformacionais de ± 1 mm de diâmetro. Novamente observa-se em alguns destes metatufos intermediários a existência de hornblenda que pelas suas características óticas estão no limite composicional da hornblenda/actinolita. Mineralogicamente estas rochas são compostas por anfibólio (35 a 40%), plagioclásio (55 a 60%) e opacos (5%).

Nas rochas onde coexistem hornblenda e cummingtonita podem ser observados porfiroblastos de ambos anfibólios, mas predominam os de cummingtonita, com até 0,5 cm de comprimento, dispersos em matriz muito fina (média de 0,30 mm) constituída por anfibólios, plagioclásio e opacos.

A hornblenda apresenta birrefringência ~ 0,026, valor este relativamente elevado e a cummingtonita alcança até 0,031, indicando composições um pouco mais ricas em ferro.

A estes metatufos encontram-se associadas pequenas bandas de até 2,5 cm de espessura de uma rocha de granulação fina a muito fina (7i), constituída essencialmente por quartzo e, subordinadamente, porfiroblastos de anfibólio de até 5 mm de comprimento, estando presentes em algumas tanto hornblenda como cummingtonita e em outras somente cummingtonita. Nestas últimas observa-se também pequenos cristais de granadas pós-deformacionais. São constituídas por quartzo (70%), anfibólio (25%), opacos (5%) e traços de epídoto, produto da alteração da cummingtonita. Pelo contexto, constituem delgados leitos de *metachert*.

Localmente uma camada de *metachert* é cortada por um pequeno veio de quartzo com labradorita. Também observam-se aglomerados constituídos essencialmente por quartzo e, subordinadamente, anfibólio e plagioclásio.

a.5) Unidade 5

Microscopicamente identifica-se uma rocha constituída por quartzo granular relativamente mais grosso, mas possuindo alguns grãos de formas alongadas ou amebóides, medindo, em média, 0,50 mm. Quando justapostos podem apresentar contatos retilíneos e quando isolados predominam as formas amebóides. A matriz muito fina tem grãos de quartzo subangulosos, mas predominam antigos cristais ripiformes substituídos por argilo-minerais, provavelmente alofana, produzidos pela alteração de plagioclásio. Como mineral traço pode ser observado zircão e como produto da alteração intempérica há presença de manchas marrons produzidas pela percolação de óxidos-hidróxidos de ferro, havendo percolações de hidróxidos de Mn em um veio de quartzo. Apesar do avançado estágio intempérico da rocha, o litotipo parece compor uma rocha metaintermediária a ácida.

a.6) Unidade 8

É uma rocha muito intemperizada constituída por finos prismas (até 2,30 cm) porfiroblásticos, provavelmente de anfibólio (cummingtonita?) (45%) dispersos em matriz com granada (15%), as quais podem possuir até 3 mm de diâmetro, opacos (5%) e quartzo e plagioclásio (35%), não sendo fácil a distinção de ambos, motivo pelo qual foram agrupados na estimativa volumétrica. Corresponde provavelmente a um granada-cummingtonita anfibolito.

a.7) Unidade 9

Apesar de estar extremamente intemperizada, microscopicamente mostra-se como uma rocha de granulação fina a média, formada por sericita e biotita (46%), quartzo (46%), granada (5%), turmalina (1%) e estaurolita (2%), caracterizada como granada-muscovita-biotita-quartzo xisto com estaurolita e turmalina. A turmalina pode medir mais de 0,50 mm de comprimento com X = incolor e O = verde amarronzado. Os grãos de quartzo são angulosos e medem, em média ± 0,10 mm. A granada cristalizou após o desenvolvimento da foliação principal e pode medir até 1,50 mm de diâmetro. Localmente, na borda de uma granada, observa-se restos de muscovita fresca.

<u>3 Amostras entre os Pontos 169 e 170 Alteradas Hidrotermal-metassomaticamente</u>

Neste perfil aflora uma seqüência de blocos ou fragmentos de rochas rolados, coletados de oeste para este entre os pontos 169 e 170, e termina em um afloramento *in situ* de xistos bandados pela alternância de leitos cinza claro e cinza mais escuro, de granulação muito fina, correlacionáveis à unidade dos filitos manganesíferos. Para melhor compreensão, antes da descrição microscópica de cada bloco será feita uma descrição macroscópica da amostra.

Nas rochas deste perfil podem ser distinguidas três foliações, constituindo a principal delas uma S_2, a qual corta uma foliação anterior, S_1, que é responsável pela formação de pequenas dobras intrafoliais dentro da foliação principal. A foliação principal é cortada pela S_3, pouco intensa e mal definida.

Macroscopicamente os dois primeiros blocos são de metabasitos com sulfetos em abundância, possuindo venulações onde aparecem anfibólios radiados menores, e pequenos veios de quartzo de 1 mm de espessura (169a e 169b).

Microscopicamente é um hornblenda anfibolito, com hornblenda (57%), plagioclásio (35%), cummingtonita rica em ferro/cummingtonita (2%), opacos (5%), cordierita (1%) e traços de zircão e epídoto. Localmente há restos de textura blastosubofítica. Os cristais de hornblenda mostram-se equigranulares, medindo em média 1,2 mm. Anfibólios recristalizados em grão menores (± 0,1 mm, juntamente com opacos e raros grãos de cordierita, constituem a matriz da rocha. A hornblenda tem pleocroísmo não muito intenso, com Z = verde maça claro Y = verde oliva claro, X = amarelo esverdeado muito claro, com Y>Z>X, com Y e Z próximos, birrefringência ~ 0,020, ZΛC~ 20°, constituindo uma hornblenda no limite hornblenda/actinolita. Apresenta zonamento irregular, definido por manchas discretas levemente pleocróicas ou incolores, provavelmente compostas por cummingtonita rica em ferro, semelhante ao observado no perfil SI-635-a-h. Nestes destaca-se a ausência ou presença de pouquíssimas inclusões. Localmente foi constatada a presença de uma lamela incolor finíssima, provavelmente de cummingtonita, em prisma maior, bastante zonado, de hornblenda.

A maioria dos cristais de hornblenda, plagioclásio e opacos estão orientados segundo a foliação S_2, estando presentes os dois últimos como aglomerados de até 2 mm de comprimento, de contornos amebóides. Perto dos opacos maiores há disseminações de opacos e zircões minúsculos. Observam-se raros cristais de cordierita com poucas inclusões, a maioria deles sin-S_1 e alguns sin a pós- S_2.

Ocorre também um pequeno veio de ± 1 mm de espessura, constituído essencialmente por quartzo e secundariamente por plagioclásio e hornblenda. A hornblenda foi cristalizada posteriormente ao veio, em dois período, um sin-S_1 e outro sin-S_2, ambas cortando o veio e a encaixante, indicando para ele uma origem pré-metamórfica.

Posteriormente afloram rochas semelhantes às anteriores, das quais distinguem-se por apresentarem anfibólios em arranjo radiados e mica (169c). Ao microscópio constitui um hornblenda anfibolito com cummingtonita, onde se destaca a presença de veio em forma de cunha, medindo até 1 cm de espessura.

A textura e a composição são semelhantes às das rochas acima descritas, mas nas proximidades do veio as hornblendas são menores, possuindo algumas delas bordas constituídas por cummingtonita, e aumenta a quantidade de plagioclásio, de modo geral recristalizado com formas granulares com contornos retilíneos. O veio é constituído essencialmente por quartzo e secundariamente por plagioclásio, cummingtonita e clorita, além de minerais opacos.

A cummingtonita forma cristais muito maiores e o plagioclásio mostra-se instável, apresentando manchas internas ou minúsculos cristais de plagioclásio tabulares inclusos, com birrefringência cinza um pouco mais claro, sugerindo diferenças composicionais. O plagioclásio está alterado (saussuritizado) para minúsculos cristais de clinozoisita/epídoto, sericita e, localmente, carbonato, devido ao evento retrometamórfico. Observa-se dentro do veio e nas suas proximidades, a presença de dois tipos de clorita, uma de birrefringência cinza escura, produto da alteração da cummingtonita, de elongação positiva, e outra de birrefringência marrom avermelhado anômala, de elongação negativa.

Em seguida ocorrem rochas cálcio-silicáticas de granulação muito fina (lâmina 169e), constituídas por tremolita (30%), quartzo (37%), plagioclásio (10%), opacos (3%). A tremolita está disposta em arranjos radiados ou em aglomerados elípticos de até 5 mm, dispersos em matriz constituída por quartzo e plagioclásio, os quais medem, em média, 0,1 mm. A maioria dos aglomerados estão dispostos segundo a foliação principal, S_2, sendo rotacionados por ela. Localmente os anfibólios apresentam porções mais pleocróicas ou actinolíticas.

Na seqüência foi amostrado um bloco de quartzo de veio rico em sulfetos e um pouco mais a leste um bloco de rocha de granulação grosseira, provavelmente de origem vulcanoclástica muito rica em pirita e pirrotita ($169f_1$ e $169f_2$), semelhante aquelas sempre presentes onde há rochas alteradas hidrotermal-metassomáticamente (FOTOS 07 e 08). Varia, microscopicamente, de um hornblenda-actinolita anfibolito a um cordierita-actinolita-cummingtonita anfibolito com, respectivamente, actinolita (30%), quartzo (25%), hornblenda (15%), plagioclásio (15%), cordierita (5%) e opacos (5%) e, cummingtonita (30%), quartzo (30%), actinolita (15%), cordierita (15%), plagioclásio (15%) e opacos (5%), podendo ainda apresentar traços de clinozoisita, carbonato, biotita/flogopita e muscovita.

Nestas rochas observa-se, nos anfibólios, uma passagem gradual da hornblenda para anfibólio pouco pleocróico e, deste, para cummingtonita. Observa-se também zonamentos irregulares, com porções

de um anfibólio dentro do outro. O anfibólio pouco pleocróico se caracteriza por apresentar Z = verde muito claro, X = quase incolor, birrefringência ~0,023, ZΛC ~15° correspondendo, à actinolita. Em algumas partes da lâmina podem ser observadas intercalações de porções ou de manchas muito pequenas de hornblenda e de actinolita dentro da cummingtonita.

Texturalmente a rocha é completamente diferente das rochas metabásicas acima descritos. A hornblenda constitui, geralmente, a parte central dos agregados de anfibólios de até 1,5 cm, com porções homogêneas e porções ricas em inclusões de quartzo, plagioclásio, opacos e algum carbonato, os quais estão envolvidos por actinolita, cuja tendência é de constituir finos prismas arranjados na forma de "espinhas de peixe" ou agregados semi-radiados menores. Nas porções mais externas destes prismas geralmente a actinolita é substituída por cummingtonita. Em algumas das secções prismáticas, as partes mais externas são cummingtonita. Na parte mais alterada previamente ao metamorfismo, toda a hornblenda foi substituída pela cummingtonita, formando arranjos radiados e aglomerados com porções centrais poiquiloblásticas e secções prismáticas menores nas bordas.

A matriz de granulação modal ao redor de 0,15 mm, é constituída essencialmente por plagioclásio, além de quartzo e cordierita, sendo que o tamanho dos plagioclásios e das cordieritas varia desde sub-milimétricos até 3,0 mm. Dispersos na rocha podem ser vistos agregados microgranulares de mineral verde amarronzado não identificado.

Tanto o tamanho como as formas dos grãos de plagioclásio variam de subeuhedrais a anhedrais amebóides, corroídos, ou esqueléticos, estes constituindo poiquiloblastos ricos em inclusões de quartzo. Localmente os plagioclásio apresentam birrefringência ~ 0,011 o que indica composições anortíticas.

Associados a uma pequena concentração de quartzo mais grosso observa-se concentração de plagioclásio e/ou cordierita orientados aleatoriamente. Os minerais possuem porções maciças e porções ricas em inclusões de quartzo, as quais definem uma S_i que pode ser correlacionada à foliação principal S_2, indicando cristalização sin- a pós-cinemáticas.

Há abundância de pequenos grãos de cordierita poiquiloblástica sin- a pós-S_2, assim como alguns cuja textura sugerem serem pós-S_3, cristalizados sobre os agregados de actinolita.

Existem opacos de diversos tamanhos, de até 1,25 mm de comprimento, predominando grãos finos, presentes como inclusões dentro dos anfibólios ou constituindo pequenas trilhas onduladas, onde minúsculos cristais se orientam segundo a S_2 ou a S_3.

Mostra-se muito rica em aglomerados elípticos ou irregulares de quartzo policristalino, assim como pequenos veios, localmente associados a estes. Os cristais de quartzo medem, em média, 0,6 mm e associam-se plagioclásio subeuhedral a anhedrais de até 2 mm, alguns dos quais saussuritizados.

Posteriormente foram coletadas amostras de dois blocos de metabasito rico em granada, com pequenas lentes ou aglomerados arredondados de sulfetos, com até 2,5 mm de comprimento ou de diâmetro (amostras 169g e 169h). Estas rochas correspondem, microscopicamente, a um cummingtonita-granada-hornblenda anfibolito constituído por hornblenda (40%), granada e (15 a 25%), quartzo (15 a 25%), opacos (10%), cummingtonita (5%), plagioclásio (3%), biotita (2%), zircão (1%) e traços de apatita e clorita.

Nas porções onde há maior concentração de hornblenda, esta rocha mostra-se texturalmente semelhante às amostras 169a e 169b, diferenciando-se por apresentar granada, muito pouco plagioclásio, por possuir hornblenda mais pleocróica, por estar muito enriquecida em opacos e por possuir porções extremamente enriquecidas em quartzo, com presença local de pequenos veios. A granada associa-se preferencialmente a estas porções silicosas, onde também observam-se cristais de hornblenda com faces corroídas. A maioria dos grãos de anfibólio, granada e opacos estão orientados segundo a S_2.

Na hornblenda observa-se novamente valores um pouco altos para a birrefringência (~ 0,028) e ângulo ZΛC relativamente baixos, de 14°, o que poderia explicar o seu pleocroísmo mais forte em relação as amostras 169a e 169b, correspondendo, desta forma a hornblenda mais ricas em ferro. Há uma passagem gradual de hornblenda para cummingtonita, especialmente nas bordas dos cristais, podendo também serem observadas manchas irregulares do anfibólio magnesiano dentro da hornblenda.

Há três tipos texturais de granada, com crescimento diferenciado em relação aos eventos deformacionais. O primeiro deles é maciço ou tem poucas inclusões e tende apresentar formas lenticulares, geralmente com bordas irregulares, estando a maioria orientados segundo a S_2. O outro tipo é rico em inclusões e constitui pequenos poiquiloblastos, sendo a maioria sin- a pós-S_2, alguns sin- a pós-S_3 e o terceiro tipo são cristais pós-deformacionais, geralmente mais finos, euhedrais, com poucas ou muitas inclusões. As inclusões, de modo geral, são de quartzo, podendo também haver cummingtonita e biotita,

além de clorita retrometamórfica. Muitas vezes os três tipos de granadas podem ser observados em um mesmo glomeroporfiroblasto.

O plagioclásio sin-S_2 apresenta relevo um pouco maior do que o do quartzo, constituindo andesina-labradorita. Opacos de contornos amebóides formam pequenas lentes descontínuas de até 4 mm e possuem diminutas inclusões de quartzo, hornblenda e biotita. Destaca-se ainda a presença de opacos minúsculos associados aos lenticulares e, por vezes, dispersos em cristais de quartzo. Chama também a atenção a abundância de pequenos cristais de zircão como inclusões na hornblenda.

No bloco coletado a seguir observam-se metatufos com alternância de bandas centimétricas, verde claras e verde mais escuras e com sulfetos abundantes (170a). Microscopicamente tem-se leitos de clinozoisita/epídoto-hornblenda anfibolito alternados com outros de rocha intermediária com cummingtonita e ortoanfibólio (antofilita?).

Os leitos de clinozoisita/epídoto-hornblenda anfibolito são constituídas por hornblenda (40%), quartzo (25%), clinozisita/epídoto (20%), plagioclásio (7%), carbonato (3%), opacos (2%) e traços de cordierita. Os epídotos são produto da alteração da hornblenda e onde há abundância deste mineral observa-se, também, ausência de opacos.

Os outros leitos são constituídos por quartzo (40%), cummingtonita (25%), plagioclásio (20%), antofilita? (12%) e opacos (3%). Nesta rocha a maioria dos anfibólios prismáticos maiores, isolados, ou formando as secções prismáticas maiores dos aglomerados de anfibólio, apresentam extinção reta, com 2VX em torno de 75°, sinal óptico negativo e valores máximos de birrefringência de ~ 0,020, indicando tratar-se provavelmente de antofilita. As porções centrais dos aglomerados e de alguns arranjos de anfibólios, assim como algumas dos prismas maiores, apresentam extinção oblíqua e birrefringência mais alta (~ 0,028), representando típicas cummingtonitas. Em alguns destes prismas com extinção reta observam-se intercrescidas finíssimas lamelas de cummingtonita.

A seguir foi amostrado um anfibolito com cummingtonita em arranjos radiados de até 1 cm de diâmetro, possuindo sulfetos em abundância, em aglomerados de até 4 mm, sendo que microscopicamente constitui um hornblenda-cordierita-cummingtonita anfibolito (170b). Texturalmente a rocha é semelhante à porção mais alterada da amostra 169f, diferindo dela por possuir maior quantidade de aglomerados arredondados e elípticos de quartzo de até 0,5 cm de diâmetro, por apresentar uma maior porcentagem de cordierita sin- a pós-S_2 e por se mostrar mais rica em opacos na forma de pequenas manchas, alguns dos quais ricos em inclusões de quartzo. É constituída por hornblenda (5%), cummingtonita (35%), quartzo (30%), cordierita (10%), plagioclásio (10%), opacos (10%) e traços de epídoto produzido a partir da alteração da cummingtonita.

Posteriormente ocorrem blocos de rocha cálcio-silicáticas semelhantes à amostra 169, diferindo apenas por apresentar cordierita e traços de clinozoisita e muscovita (170c).

4 Perfil com Metassomatismo Potássico e Carbonatização

Este tipo de alteração foi detalhado na amostra SI-635-i, onde em um dos blocos podem ser observadas três camadas. Na sua porção basal (FOTO 26), observa-se uma camada de metabasito verde escuro, granulação fina a média, podendo ser distinguido internamente dois leitos (0,5 e 1 cm de espessura) verde claros ricos em epídoto. Esta camada está em contato com camada verde acinzentada com cerca de 2 cm de espessura, através de um contato irregular e difuso em curta distância. Segue-se outra camada verde acinzentada mas escura, rica em agregados esbranquiçadas de alguns centímetros de diâmetro, constituídas pelo mesmo material da camada anterior, assemelhando-se a porfiroblastos, que se encontram preferencialmente orientados na direção topo-base, segundo a foliação S_2. O contato entre esta camada e a anterior é bastante irregular, parecendo uma superfície de corrosão, sendo semelhante ao contato existente entre os aglomerados e a matriz da camada verde acinzentada mais escura.

Desconsiderando-se as duas delgadas intercalações presentes na camada basal, que serão posteriormente descritas, microscopicamente a primeira camada corresponde a um cordierita-hornblenda anfibolito e, a segunda, a um cordierita-cummingtonita anfibolito (muito semelhantes texturalmente, quanto ao tipo de contato e às foliações metamórficas, às rochas observadas nas amostras SI-635-a e b do perfil SI-635-a-h). Estas possuem também abundante plagioclásio de alta birrefringência. A terceira camada é formada por aglomerados e arranjos radiados de cummingtonita em matriz de cordierita-cummingtonita-quartzo-biotita xisto.

Nestas rochas observa-se uma foliação principal S_2 que corta e dobra o bandamento e a S_1.

SI-635-i1: anfibolito composto por hornblenda (49%), quartzo (30%), plagioclásio (10%), cordierita (3%), clinozoisita/epídoto (3%), opacos (3%), carbonato (2%), cortada por um veio sub-paralelo à S_0, de 1 cm de espessura, constituído por clinozoisita/epídoto (60%), actinolita (15%), quartzo (15%), diopsídio (7%), carbonato (2%) e traços de zircão, presente essencialmente como inclusões no diopsídio. A clinozoisita/epídoto apresenta um pleocroísmo muito fraco, denotando composições pobres em ferro. O piroxênio encontra-se desestabilizado, sendo possível observar reações de hidratação que causaram sua transformação em clinozoisita/epídoto e actinolita, assim como transformaram actinolita para clinozoisita/epídoto. No centro do veio predomina clinozoisita e mais para a borda actinolita em prismas bem maiores, se comparados com os existentes no metabasito, podendo alcançarem até 2,5 mm de comprimento. Observam-se agregados microcristalinos de carbonato de até 0,3 mm.

O contato desta pequena camada com o cordierita-hornblenda anfibolito varia de definido a difuso, sendo que na rocha metabásica pode ser observado perto do contato uma maior concentração de plagioclásio, cordierita, agregados microcristalinos de carbonato e clinozoisita/epídoto, diminuindo a quantidade dos dois últimos à medida em que aumenta a distância do contato, refletindo as transformações químicas introduzidas pelos processos metassomáticos pré-metamórficos.

SI-635-i2: a rocha é semelhante à anterior, possuindo também um pequeno leito rico em clinozoisita/epídoto, actinolita e diopsídio, mas apresenta maior quantidade de actinolita e quartzo, encontrando-se o diopsídio melhor preservado dos processos retrometamórficos. A camada limita-se na sua parte superior e inferior com duas camadas de ± 1 mm, constituídas essencialmente por quartzo e epídoto subordinado. Acima de uma destas camadas há um leito de ± 3 mm de espessura muito mais rico em hornblenda (60%) parcialmente substituída por clinozoisita/epídoto, com cordierita (16%) e plagioclásio cálcico. Perto de um dos leitos milimétricos ricos em quartzo há enriquecimento em pequenos cristais de clinozoisita/epídoto. No hornblenda anfibolito do restante da lâmina destacam-se bolsões policristalinos com textura em mosaico, elípticos a esféricos de quartzo. São também abundantes cristais de labradorita sin-S_1 (An ~ 65).

SI-635-i3: cordierita-hornblenda anfibolito em contato com cordierita-cummingtonita anfibolito, sendo a primeira rocha constituída por hornblenda (56%), quartzo (25%), plagioclásio (10%), cordierita (5%), opacos (3%), carbonato (1%), e a segunda por cummingtonita (50%), quartzo (25%), plagioclásio (10%), cordierita (10%), clorita (2%), opacos (2%), carbonato (1%), clinozoisita (1%) e traços de zircão e epídoto. Nas duas amostras há presença de agregados microgranulares de carbonato, com fraco pleocroísmo, variando de marrom a marrom claro.

No cordierita-cummingtonita anfibolito podem ser observados veios minúsculos cortando de forma irregular a S_2 ou sub-paralelos a ela. Os primeiros, mais abundantes, são constituídos por carbonato, clorita magnesiana e opacos, e os demais são responsáveis pela epidotização da cummingtonita.

SI-635-i4 e SI-635-i5: em lâmina as porções esbranquiçadas são compostas por aglomerados de cummingtonita com a parte central poiquiloblástica e as bordas com cristais preferencialmente agrupados de modo a formar pontas que penetram a matriz. Diferenciam-se dos aglomerados até agora descritos porque, apesar de predominarem formas mais alongadas, há formas bastante irregulares, possuindo geralmente um contorno serrilhado dado pelo arranjo dos prismas de anfibólios nas bordas. Variam quanto ao tamanho, podendo atingir em torno de 1,5 cm, sendo que, geralmente, o eixo maior está orientado segundo a foliação principal, S_2, e mais raramente segundo a S_1. Alguns cristais de cummingtonita euhedrais a subeuhedrais podem também formar arranjos radiados com até 2,5 mm de diâmetro.

A matriz possui granulação fina a muito fina (média ao redor de 0,4 mm) e é constituída por cordierita-cummingtonita-biotita-quartzo xisto com quartzo (50%), biotita (25%), plagioclásio (10%), cummingtonita (7%,) cordierita (5%), opacos (2%), clorita magnesiana (1%) e traços de clinozoisita produzida pela alteração da cummingtonita. Na matriz predominam pequenos prismas isolados de cummingtonita, euhedrais a subeuhedrais, além de prismas maiores, alguns dos quais pós-deformacionais.

No contato entre o cordierita-cummingtonita anfibolito (descrito anteriormente) e esta camada há, carateristicamente o surgimento biotita, distribuída de modo bastante irregular. Pode ser observado que as foliações afetam tanto os agregados de cummingtonita como a matriz, indicando que a potassificação é pré-metamórfica. Na matriz a S_2 foi responsável pela estrutura orientada da rocha. Em alguns aglomerados de cummingtonita pode-se ainda observar a S_1 dada pela orientação das inclusões na parte central dos e, na matriz, pela orientação, essencialmente, de plagioclásios sin-S_1.

ANEXO IV

TABELA 05 - Análises químicas dos anfibólios

Amostra	Análise	Local	Mineral	Foliação	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	ZnO	Na2O	K2O	H2O	F	Cl	Total
I-2-D	4	C1-02-D	cum	n.i.	54.54	0.03	1.00	0.02	17.47	0.30	0.56	25.05	0.00	0.00	0.02	2.00	0.14	0.01	101.07
I-2-D	15	C1-01-D	cum	n.i.	51.57	0.04	5.77	0.02	15.67	0.36	0.65	24.79	0.00	0.11	0.01	1.99	0.15	0.01	101.08
I-2-D	16	C1-01-E	cum	n.i.	54.67	0.00	1.02	0.00	17.39	0.33	0.56	24.97	0.03	0.01	0.01	1.99	0.16	0.02	101.08
I-2756-B	31	C6-01-A	cum	n.i.	53.27	0.03	2.91	0.03	17.45	0.29	0.10	24.72	0.03	0.04	0.01	2.01	0.12	0.02	100.97
I-2756-B	32	C6-01-B	cum	n.i.	52.73	0.00	3.81	0.02	16.31	0.31	0.01	25.23	0.00	0.13	0.00	1.99	0.12	0.04	100.64
I-2756-B	33	C6-01-C	cum	n.i.	51.90	0.03	3.82	0.10	16.86	0.38	0.07	24.11	0.09	0.13	0.00	2.04	0.00	0.00	99.56
I-2756-B	34	C6-01-D	cum	n.i.	52.26	0.00	3.77	0.08	16.94	0.32	0.16	24.79	0.13	0.09	0.02	1.99	0.12	0.04	100.65
I-2756-B	36	C6-01-F	cum	n.i.	53.05	0.01	2.17	0.11	17.52	0.26	0.07	24.28	0.00	0.00	0.01	1.89	0.29	0.05	99.56
I-2756-B	37	C6-01-G	cum	n.i.	53.37	0.00	2.18	0.00	17.68	0.26	0.10	24.43	0.10	0.03	0.02	2.05	0.00	0.04	100.26
I-2756-B	50	C6-T	cum	S3	53.85	0.02	1.77	0.00	17.46	0.36	0.09	25.31	0.05	0.01	0.01	1.98	0.16	0.03	101.02
I-2756-B	51	C6-U	cum	S3	53.57	0.04	1.85	0.01	17.09	0.43	0.07	24.99	0.00	0.01	0.00	2.00	0.10	0.00	100.11
I-2756-B	52	C6-W	cum	S3	53.57	0.03	1.81	0.02	16.94	0.43	0.11	24.99	0.04	0.01	0.00	1.98	0.13	0.02	100.03
I-2756-B	53	C6-X	cum	S3	53.30	0.03	2.06	0.01	17.21	0.44	0.10	25.05	0.05	0.01	0.03	1.97	0.16	0.01	100.36
I-2756-B	56	C6-01-2	cum	S2	54.12	0.03	1.89	0.01	17.66	0.25	0.11	24.75	0.03	0.01	0.03	1.99	0.17	0.01	100.98
I-2756-B	57	C6-01-3	cum	S2	52.41	0.04	3.90	0.01	16.82	0.04	0.10	24.96	0.00	0.07	0.00	1.95	0.23	0.00	100.42
I-2756-B	58	C6-01-4	cum	S2	54.12	0.03	1.60	0.01	17.60	0.35	0.09	24.99	0.05	0.01	0.01	1.99	0.14	0.04	100.96
I-2756-B	59	C6-01-5	cum	n.i.	53.59	0.05	2.32	0.01	17.11	0.50	0.08	25.21	0.08	0.01	0.00	1.97	0.18	0.01	101.04
I-2756-B	60	C6-01-6	cum	S2	53.99	0.01	1.78	0.02	17.52	0.43	0.11	24.66	0.08	0.00	0.01	1.98	0.18	0.01	100.70
I-2756-B	61	C6-01-7	cum	S2	53.46	0.04	2.38	0.00	17.07	0.51	0.11	25.16	0.01	0.02	0.01	2.02	0.09	0.01	100.85
I-2756-B	64	C6-01-10	cum	n.i.	52.50	0.03	2.82	0.02	16.97	0.28	0.10	24.56	0.03	0.05	0.01	1.95	0.17	0.01	99.41
I-2756-B	66	C6-01-12	cum	n.i.	51.88	0.06	5.04	0.02	16.50	0.35	0.08	24.89	0.03	0.11	0.00	1.97	0.20	0.00	101.07
I-2756-B	67	C6-01-13	cum	n.i.	53.13	0.03	1.78	0.00	17.51	0.46	0.20	24.60	0.00	0.02	0.01	1.95	0.19	0.00	99.80
I-2756-B	68	C6-01-14	cum	n.i.	53.61	0.04	1.81	0.00	17.66	0.45	0.21	24.75	0.03	0.01	0.00	1.94	0.24	0.01	100.65
I-635-A2	159	AS	hbl	n.i.	49.63	0.19	7.56	0.00	12.90	11.42	0.38	14.82	0.00	0.10	0.13	1.99	0.12	0.01	99.21
I-635-A2	160	A3	hbl	n.i.	50.34	0.18	6.27	0.00	13.75	11.03	0.37	14.91	0.03	0.07	0.09	1.94	0.22	0.01	99.12
I-635-A2	161	A4	hbl	n.i.	49.56	0.26	7.46	0.02	13.00	11.44	0.42	15.23	0.04	0.09	0.12	1.97	0.17	0.00	99.71
I-635-A2	162	A5	hbl	n.i.	49.76	0.22	7.17	0.06	13.13	11.61	0.31	14.77	0.04	0.09	0.09	0.99	0.13	0.01	98.34
I-635-A2	163	A6	hbl	n.i.	49.17	0.24	8.19	0.02	12.54	11.07	0.34	15.07	0.09	0.10	0.13	1.95	0.20	0.00	99.03
I-635-A2	166	A9	hbl	n.i.	49.04	0.22	7.84	0.00	12.43	11.48	0.37	15.44	0.00	0.10	0.12	2.01	0.05	0.00	99.08
I-635-A2	170	A13	hbl	S1	47.42	0.24	9.84	0.01	11.56	11.59	0.40	15.68	0.03	0.11	0.16	1.94	0.18	0.00	99.09
I-635-A2	171	A14	hbl	n.i.	48.01	0.26	9.73	0.00	11.50	11.38	0.30	15.48	0.00	0.10	0.12	1.95	0.18	0.02	98.95
I-635-A2	173	CA-C15	cum	S1	54.30	0.00	0.94	0.02	16.91	0.90	1.00	23.78	0.00	0.04	0.00	1.92	0.25	0.00	99.94
I-635-A2	174	CA-C16	hbl	S1	47.90	0.27	9.66	0.05	11.52	11.16	0.40	16.13	0.00	0.14	0.16	1.98	0.13	0.00	99.43
I-635-A2	175	CA-C17	cum	S1	54.48	0.00	0.86	0.04	16.84	0.91	0.93	23.57	0.00	0.04	0.08	1.96	0.18	0.00	99.81
I-635-A2	176	CA-C18	hbl	S1	48.65	0.19	8.21	0.00	12.81	10.23	0.43	16.77	0.02	0.07	0.12	1.96	0.16	0.00	99.55
I-635-A2	177	CA-C19	hbl	n.i.	48.63	0.32	9.35	0.00	11.91	10.92	0.40	16.18	0.12	0.14	0.13	1.92	0.28	0.01	100.20
I-635-A2	180	CA-C22	hbl	S1	47.81	0.29	8.88	0.00	12.41	11.68	0.39	16.03	0.00	0.12	0.13	1.95	0.18	0.00	99.79
I-635-A3	101	C1-A3	hbl	S2	48.76	0.29	10.09	0.02	11.61	11.28	0.33	15.44	0.01	0.13	0.15	1.96	0.22	0.01	100.22
I-635-A3	104	C1-A6	cum	S2	55.93	0.03	0.81	0.00	16.74	1.00	1.06	23.29	0.05	0.01	0.01	2.01	0.14	0.02	101.04
I-635-A3	106	C1	hbl	S2	49.76	0.31	9.64	0.05	11.85	11.32	0.34	15.01	0.06	0.13	0.15	1.99	0.19	0.02	100.73
I-635-A3	107	C1-A9	hbl	S2	50.21	0.28	8.69	0.04	12.18	11.16	0.32	15.17	0.09	0.14	0.11	2.03	0.09	0.02	100.49
I-635-A3	108	C1-A10	hbl	S1	48.45	0.30	10.01	0.05	11.44	11.06	0.34	15.38	0.08	0.07	0.16	2.00	0.09	0.00	99.40
I-635-A3	109	C1-A11	hbl	S1	49.43	0.28	9.37	0.04	11.79	11.28	0.33	15.58	0.04	0.09	0.12	2.01	0.13	0.00	100.44
I-635-A3	110	C1-A12	hbl	S1	48.72	0.28	9.44	0.05	11.69	11.23	0.34	15.77	0.04	0.10	0.13	1.96	0.20	0.00	99.90
I-635-A3	111	C1-A13	hbl	S1	48.41	0.31	9.52	0.02	11.41	11.05	0.39	16.10	0.09	0.14	0.13	1.96	0.17	0.02	99.65
I-635-A3	112	C1-A14	cum	S1	55.63	0.02	0.79	0.04	17.05	0.84	1.06	23.22	0.06	0.01	0.01	1.96	0.23	0.00	100.84
I-635-A3	113	C1-A15	cum	S1	55.73	0.03	0.81	0.00	16.93	0.88	1.04	23.22	0.05	0.01	0.01	2.00	0.16	0.00	100.80
I-635-A3	116	C2-A18	cum	S2	55.24	0.02	0.77	0.00	16.97	0.89	0.88	23.39	0.06	0.00	0.01	2.01	0.11	0.01	100.31
I-635-A3	118	C3-C20	cum	S2	54.76	0.02	0.70	0.00	17.18	0.88	0.82	23.59	0.00	0.06	0.01	2.00	0.10	0.01	100.10
I-635-A3	87	C2-C3-4	cum	S2	53.97	0.00	1.00	0.01	17.11	0.86	0.77	23.90	0.00	0.00	0.00	1.98	0.14	0.00	99.67

I-635-A3	88	C2-C3-5	cum	S2	54.40	0.02	0.83	0.02	17.89	0.92	0.86	23.46	0.04	0.00	0.00	1.96	0.21	0.00	100.51
I-635-A3	89	C2-CB-6	cum	S2	55.85	0.03	1.22	0.00	17.28	0.83	0.73	22.86	0.09	0.02	0.00	1.99	0.20	0.00	101.01
I-635-A3	92	C2-CB-C9	cum	S2	55.86	0.02	1.09	0.00	17.10	0.80	0.64	23.03	0.06	0.00	0.00	1.98	0.21	0.00	100.72
I-635-A3	96	C2CS1-13	cum	S1	55.48	0.04	0.76	0.01	17.00	0.86	0.69	23.20	0.00	0.02	0.01	2.00	0.13	0.00	100.15
I-635-A3	98	C2CS2-14	cum	S2	55.62	0.02	0.77	0.02	17.34	0.85	0.73	23.34	0.01	0.03	0.00	1.97	0.23	0.00	100.83
I-635-C2	86	C3	cum	S2	54.17	0.02	1.07	0.01	17.32	0.77	0.80	24.25	0.00	0.00	0.00	1.99	0.13	0.00	100.48
I-635-C2	87	C-3	cum	S2	53.97	0.00	1.00	0.01	17.11	0.86	0.77	23.90	0.00	0.00	0.00	1.98	0.14	0.00	99.68
I-635-C2	88	C-3	cum	S2	54.40	0.02	0.83	0.02	17.89	0.92	0.86	23.46	0.04	0.00	0.00	1.96	0.21	0.00	100.52
I-635-C2	92	CB	cum	S2	55.86	0.02	1.09	0.00	17.10	0.80	0.64	23.03	0.06	0.00	0.00	1.98	0.21	0.00	100.70
I-635-C2	96	C1	cum	S1	55.48	0.04	0.76	0.01	17.00	0.86	0.69	23.20	0.00	0.02	0.01	2.00	0.13	0.00	100.15
I-635-C2	98	C1	cum	S2	55.62	0.02	0.77	0.02	17.34	0.85	0.73	23.34	0.01	0.03	0.00	1.97	0.23	0.00	100.83
I-635-G	122	C6-C4	ant	S3	54.11	0.05	3.16	0.02	18.26	0.35	0.10	21.92	0.00	0.06	0.00	1.97	0.23	0.00	100.13
I-635-G	123	C6-C5	ant	S3	54.81	0.03	2.89	0.00	18.39	0.37	0.06	21.80	0.01	0.03	0.00	1.96	0.29	0.00	100.50
I-635-G	125	C6-C7	cum	S2	55.44	0.02	0.64	0.00	18.82	0.34	0.09	22.53	0.03	0.01	0.01	1.93	0.30	0.00	100.04
I-635-G	128	C6-C10	ant	S2	53.11	0.07	4.50	0.03	17.77	0.37	0.04	21.71	0.00	0.08	0.00	1.99	0.19	0.00	99.77
I-635-G	129	C6-C11	ant	S2	53.31	0.07	4.53	0.01	17.99	0.39	0.06	21.86	0.00	0.08	0.02	2.01	0.17	0.00	100.43
I-635-G	137	C6-C19	cum	S3	54.79	0.00	0.72	0.02	18.45	0.32	0.13	22.71	0.09	0.01	0.01	1.93	0.25	0.02	99.34
I-635-G	151	C14-C3	ant	S2	53.09	0.05	3.68	0.02	18.37	0.35	0.07	21.37	0.00	0.07	0.00	1.94	0.25	0.03	99.18
I-635-I3	184	C6	cum	n.i.	54.97	0.03	0.71	0.00	17.94	0.81	0.95	22.10	0.07	0.00	0.00	1.93	0.26	0.00	99.66
I-635-I3	185	C6-A2	hbl	S2	49.03	0.28	8.40	0.00	13.05	11.96	0.25	14.11	0.08	0.12	0.13	1.94	0.24	0.00	99.49
V-1909-B	81	L10-3	cum	n.i.	54.31	0.04	0.99	0.01	18.06	0.75	0.45	23.67	0.12	0.07	0.01	2.05	0.02	0.00	100.55

TABELA 06 - Análises químicas das granadas

Amostra	Análise	Local	Foliação	V2O5	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	BaO	Na2O	Total	FeOcalc	Alm	And	Gross	Pyrope	Spess	Uvaro
C-18	24	1	pós-S3	0.00	37.07	0.00	21.35	0.00	4.53	2.44	2.65	32.39	0.00	0.25	100.68	30.77	61.79	6.68	1.92	22.22	7.39	0.00
C-18	38	3	pós-S3	0.00	36.78	0.00	21.95	0.00	4.56	2.86	2.54	31.07	0.00	0.28	100.04	29.52	67.26	5.31	3.04	18.52	5.86	0.00
C-18	39	3	pós-S3	0.00	36.62	0.00	20.99	0.00	4.44	2.19	2.49	32.35	0.00	0.21	99.29	30.73	62.82	6.81	1.07	22.22	7.08	0.00
C-5	18	3	pós-S3	0.00	36.94	0.00	20.97	0.00	4.67	2.53	1.73	32.17	0.00	0.22	99.23	30.56	69.65	5.50	1.89	18.97	3.99	0.00
C-5	8	2	pós-S3	0.00	36.52	0.00	21.05	0.00	4.65	2.41	1.78	32.63	0.00	0.28	99.32	31.00	63.08	6.85	1.80	23.22	5.05	0.00
C-9	17	2	n.i.	0.00	36.75	0.00	20.82	0.00	3.84	3.05	1.37	33.62	0.00	0.00	99.45	31.94	65.39	7.19	3.95	19.52	3.96	0.00
I-2-D-C1	12	C1-BA	pós-S3	0.00	36.96	0.02	21.37	0.00	4.12	2.03	3.15	32.32	0.10	0.00	99.97	30.71	70.04	5.53	0.41	16.75	7.28	0.00
I-2-D-C1	18	C1-BG	pós-S3	0.00	37.10	0.04	21.49	0.00	4.53	2.31	2.99	31.53	0.04	0.01	100.00	29.96	68.05	5.37	1.36	18.34	6.87	0.00
I-2-D-C1	20	C1-N1	pós-S3	0.00	36.67	0.06	21.45	0.00	4.27	2.83	3.02	31.62	0.05	0.00	99.91	30.04	60.93	6.48	3.41	20.83	8.35	0.01
I-2-D-C1	28	C2-K	pós-S3	0.03	36.86	0.03	21.24	0.00	4.68	2.29	3.15	30.98	0.03	0.04	99.26	29.43	67.06	5.29	1.38	18.99	7.27	0.01
I-2-D-C1	29	C2-BL	pós-S3	0.00	37.03	0.03	21.65	0.00	4.49	2.20	3.19	32.02	0.13	0.00	100.60	30.42	61.84	6.52	1.13	21.73	8.78	0.00
I-2756-B	44	C6-C1-N	S2	0.03	37.13	0.05	21.57	0.04	4.65	3.00	0.59	33.25	0.00	0.00	100.24	31.59	71.28	5.63	2.94	18.69	1.36	0.12
I-2756-B	45	C6-C1-BO	S2	0.00	37.05	0.03	21.58	0.12	4.04	2.59	0.62	33.98	0.08	0.01	99.90	32.29	74.34	5.87	1.37	16.58	1.45	0.39
I-2756-B	73	C6-C2-19	S2	0.00	37.07	0.06	21.55	0.00	5.04	2.79	0.83	32.52	0.00	0.00	99.85	30.90	69.76	5.51	2.56	20.29	1.89	0.00
I-2756-B	75	C6-C2-21	S2	0.02	36.51	0.08	21.31	0.02	4.83	2.94	0.96	32.58	0.15	0.00	99.21	30.96	63.06	6.76	3.60	23.83	2.68	0.08
I-635-G	131	C11-G13	S2	0.00	37.03	0.04	21.21	0.00	3.57	3.63	1.07	33.45	0.00	0.00	100.02	31.80	72.44	5.72	4.88	14.50	2.46	0.00
I-635-G	133	C11-G15	S2	0.00	36.99	0.05	21.32	0.00	3.73	3.94	0.87	33.24	0.00	0.00	100.15	31.58	71.50	5.64	5.80	15.07	1.99	0.00
I-635-G	157	C1-G39	S2	0.00	37.11	0.04	21.26	0.04	4.24	3.40	0.63	32.77	0.11	0.00	99.44	31.13	71.27	5.63	4.19	17.32	1.45	0.14
I-635-G	82	C2	S2	0.00	39.37	0.12	20.18	0.04	2.95	3.04	0.84	34.07	0.00	0.00	100.57	32.37	76.39	6.03	3.03	12.41	2.01	0.13

TABELA 07 - Análises químicas das cordieritas

Amostra	Análise	Local	Foliação	SiO2	TiO2	Al2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	Na2O	K2O	Total
I-2-D	3	C1-C2-C	S1	49.96	0.02	30.70	10.36	0.15	0.15	8.79	0.02	0.01	100.17
I-700-B	47	C6-C1-Q	S2	50.07	0.00	33.63	9.78	0.04	0.00	6.67	0.06	0.01	100.27
I-700-B	49	C6-S	S1	49.75	0.00	33.41	9.57	0.04	0.02	6.69	0.07	0.01	99.55
I-635-G	139	C10-C21	S2	49.12	0.00	33.12	9.88	0.00	0.07	5.84	0.02	0.02	98.07
I-635-G	140	C10-C22	S2	49.02	0.00	33.48	9.88	0.00	0.04	6.03	0.03	0.01	98.49
I-635-G	141	C10-C23	S2	49.34	0.00	33.01	10.01	0.02	0.00	6.06	0.03	0.00	98.46
I-635-G	144	C10-C26	S2	49.15	0.02	32.95	9.88	0.01	0.00	5.84	0.03	0.03	97.91
I-635-G	155	C1-CO-37	S2	49.29	0.00	33.22	9.83	0.05	0.02	5.80	0.04	0.01	98.26
I-635-G	75	C1	S2	49.19	0.08	33.60	9.91	0.06	0.07	5.72	0.05	0.00	98.68

TABELA 08 - Análises químicas das flogopitas

Amostra	Análise	Local	Foliação	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	F	H2O	Total
I-700-G	119	C6	S3	40.06	0.77	14.75	0.03	11.47	0.00	0.00	18.40	0.00	0.03	9.06	1.27	3.44	99.28
I-700-G	120	C6	S3	40.28	0.80	14.76	0.01	11.52	0.00	0.00	18.31	0.00	0.03	9.07	1.09	3.54	99.41
I-700-G	121	C6	S3	40.32	0.79	14.43	0.01	11.32	0.00	0.00	18.33	0.01	0.00	9.20	1.28	3.43	99.12
I-700-G	126	C6	S3	40.84	0.74	14.86	0.04	10.91	0.00	0.00	18.58	0.00	0.02	9.21	1.33	3.45	99.98
I-700-G	127	C6	S3	40.71	0.69	14.91	0.09	10.89	0.00	0.00	18.24	0.01	0.03	9.13	1.37	3.41	99.48
I-700-G	146	C10	S2	39.32	0.82	14.68	0.00	11.59	0.00	0.00	16.95	0.06	0.01	8.76	1.11	3.42	96.72

TABELA 09 - Análises químicas dos plagioclásios

Amostra	Análise	Local	Foliação	SiO2	TiO2	Al2O3	MgO	CaO	FeO	Na2O	K2O	Total	Ab	An	Or
I-2-D	23	C1	n.i.	43.42	0.02	36.46	0.00	20.81	0.12	0.06	0.02	100.91	0.48	99.42	0.10
I-2-D	26	C1-O	S1	43.25	0.01	36.16	0.00	20.79	0.23	0.06	0.01	100.51	0.48	99.47	0.05
V-1909-B	79	L10-C1-1	n.i.	61.86	0.00	24.36	0.00	6.18	0.04	7.40	0.05	99.90	68.20	31.48	0.32
I-700-A2	183	CB-P25	S1	43.86	0.04	36.16	0.07	19.36	0.18	0.08	0.00	99.75	0.75	99.25	0.00
I-700-I3	189	C9-P14	S2	43.05	0.00	36.19	0.00	20.07	0.15	0.05	0.00	99.51	0.47	99.53	0.00
I-700-I3	190	C9-P15	S2	43.28	0.02	36.39	0.00	20.11	0.05	0.06	0.00	99.91	0.52	99.45	0.02
I-700-I3	192	C9-P15	S2	42.96	0.00	36.09	0.01	20.47	0.12	0.03	0.00	99.69	0.29	99.71	0.00
I-700-I3	194	CA-CO-20	S2	43.61	0.01	36.36	0.00	20.31	0.03	0.05	0.00	100.36	0.42	99.58	0.00
I-700-I3	196	CB-CO-23	S1	43.40	0.00	36.04	0.00	20.08	0.10	0.05	0.01	99.68	0.42	99.53	0.05
I-700-I3	197	CB-CO-23	S1	42.98	0.00	36.07	0.00	20.01	0.22	0.08	0.00	99.37	0.74	99.26	0.00

TABELA 10 - Análises químicas das estaurolitas

Amostra	Análise	Local	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
C-5	10	1	26.46	0.63	53.45	0.00	13.46	0.15	1.79	0.00	0.67	0.00	96.61
C-9	10	3	26.51	0.58	53.93	0.00	13.94	0.20	2.29	0.00	0.33	0.00	97.78
C-9	14	1	26.45	0.38	53.28	0.00	14.26	0.00	1.94	0.00	0.52	0.00	96.83
C-9	15	1	26.53	0.42	53.32	0.00	14.28	0.14	1.94	0.00	0.45	0.00	97.08

TABELA 11 - Análises químicas das ilmenitas

Amostra	Análise	Local	Foliação	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	Cr2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
C-18	26	1	S2	0.19	49.98	0.14	47.79	0.00	0.00	0.49	0.47	0.14	0.00	0.00	99.20
C-5	16	1	n.i.	0.00	51.87	0.00	46.61	0.00	0.00	0.34	0.29	0.00	0.00	0.00	99.11
C-5	6	2	S2	0.25	51.10	0.13	46.96	0.00	0.00	0.44	0.45	0.17	0.00	0.00	99.50
C-5	6	3	S2	0.21	51.34	0.16	46.38	0.00	0.00	0.36	0.57	0.15	0.00	0.00	99.17
C-9	12	1	S2	0.17	51.53	0.12	47.22	0.00	0.00	0.18	0.30	0.09	0.00	0.00	99.61
I-635-G	134	C-11	S2	1.16	49.09	0.02	43.64	5.19	0.03	0.09	0.25	0.02	0.00	0.00	99.49

BIBLIOTECA 77569 INST. GEOC. USP

ANEXO I

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS
1:5.000

ANNABEL PÉREZ AGUILAR
1996

Legenda

○ 751 - AFLORAMENTO DESCRITO

△ 36 - DESCRIÇÃO COMPILADA DE POÇOS DE PROSPECÇÃO MINERAL

EV=1:10.000

ANEXO II

MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA ÁREA DE OCORRÊNCIA DOS CORPOS DE GRANADA-CORDIERITA-CUMMINGTONITA/ANTOFILITA ANFIBOLITOS

ESCALA 1:5.000

1996

Autora: Annabel Pérez Aguilar

LEGENDA

PLEISTOCENO AO RECENTE

Q — Aluviões, incluindo depósitos conglomeráticos, arenosos e argilosos.

PROTEROZÓICO SUPERIOR AO EO-PALEOZÓICO

ROCHAS GRANÍTICAS
GRANITOS SERRA DE PEDRA BRANCA

Gr — Granitos a granodioritos róseo-acinzentados de granulação grossa, porfiríticos, maciços ou foliados.

PROTEROZÓICO SUPERIOR (?)

GRUPO SÃO ROQUE
FORMAÇÃO PIRAGIBÚ

Rr — Metarritmitos de granulação fina, com bandas e leitos quartzosos ou enriquecidos em sericita/clorita, localmente feldspáticos ou grafitosos, com intercalações subordinadas de corpos de metarenitos e filitos.

PROTEROZÓICO MÉDIO A INFERIOR

GRUPO SERRA DO ITABERABA
FORMAÇÃO NHANGUÇU

Ad — Xistos finos muscovítico-cloríticos, ricos em porfiroblastos de andalusita, com estruturas rítmicas dadas por lâminas e bandas mais quartzosas.

Mn — Metapelitos cinza-arroxeados, bandados a laminados, com leitos ricos em óxidos/hidróxidos de ferro e manganês e níveis de metachert ferruginoso. Tem lentes subordinadas de cálcio-pelitos e rochas cálcio-silicáticas manganesíferas de cor cinza, metabasitos, metatufos básicos a intermediários, metatufitos, granada anfibolitos e granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos.

FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA

Mr — Metarritmitos laminados a bandados, granatíferos, com camadas subordinadas de quartzitos.

Mg — Metapelitos grafitosos, cinza escuros, laminados a bandados, frequentemente ricos em sulfetos, com leitos de *metachert*.

Mp — Metapelitos variados, geralmente laminados a bandados compostos por muscovita-biotita xistos com granada, estaurolita, cianita, sillimanita e cordierita, por vezes grafitosos ou manganesíferos. Tem intercalações menores de metabasitos, metatufos básicos, rochas cálcio-silicáticas, metatufitos e *metachert* ferruginoso ou não.

Cs — Rochas cálcio-silicáticas verde escuras a verde claras, comumente bandadas ou laminadas, com tremolita-actinolita, diopsídio, epídoto, flogopita e quartzo como componentes principais. Tem intercalações subordinadas de metapelitos, metatufitos e metatufos básicos.

Fe — Formações ferríferas bandadas a laminadas, com especularita e quartzo.

Mv — Metassedimentos tufíticos bandados a laminados, quase sempre alterados, com cores vermelho-arroxeadas ou variegadas, com leitos ricos em limonita ou óxidos/hidróxidos de manganês, bandas de *metachert*, camadas de formações ferríferas, metatufos e metabrechas básicas, metapelitos grafitosos e lentes de metabasitos. Gradam para metapelitos ou corpos de metavulcanoclásticas básicas.

Mbv — Metatufos e metabrechas básicas com intercalações de *metachert* e metatufitos bandadas a maciças, às vezes parcialmente carbonatizadas previamente ao metamorfismo, ou cálcio-silicáticas.

Ma — Rochas de composição intermediária a ácida, compostas essencialmente por plagioclásio, hornblenda, quartzo e biotita subordinados.

Mi — Rochas básicas intensamente alteradas previamente ao metamorfismo, de granulação grossa, representados por granada-cordierita-cummingtonita/antofilita anfibolitos. Subordinadamente ocorrem corpos de rochas menos intensamente alteradas.

Mb — Incluem as rochas básicas incipientemente alteradas (hornblenda anfibolitos com cordierita e cummingtonita), anfibolitos com cummingtonita e/ou actinolita e/ou horblenda coexistentes, cordierita-cummingtonita anfibolitos, granada-cordierita-cummingtonita anfibolitos, hornblenda-biotita anfibolitos, biotita-hornblenda anfibolitos e biotita-cummingtonita anfibolitos. Apresentarem plagioclásio abundante. Nos tipos de origem vulcanoclástica ocorrem também leitos de rochas cálcio-silicáticas e de *metachert*. Apresentam, frequentemente, abundantes venulações finas de quartzo pré-metamórfico.

Mbr — Metatufos e metabrechas bandadas e metavulcânicas básicas carbonatizadas previamente ao metamorfismo, compostos por hornblenda magnesiana, actinolita, diopsídio, epídoto, quartzo, plagioclásio e carbonatos. Incluem também corpos de metaígneas menos carbonatizadas, constituídos essencialmente por quartzo-plagioclásio-actinolita metabasitos.

Ta — Metatufos básicos alterados, compostos essencialmente por cummingtonita-granada-clorita xistos.

Ga — Granada anfibolitos verde-escuros a pretos, de granulação fina a grossa, maciços a levemente foliados, frequentemente silicificados anteriormente ao metamorfismo. Têm hornblenda como anfibólio principal, com cummingtonita subordinada e são ricos em sulfetos disseminados ou lenticulares (até 15% vol.).

Bg — Rochas básicas de granulação grossa a muito grossa, de cor verde escura maciças ou pouco foliadas, frequentemente com veios de quartzo e epidotíticos metamorfisados. A hornblenda tende a adquirir arranjos radiados, semelhantes às texturas dos cummingtonita- e antofilita anfibolitos e podem apresentar cummingtonita subordinada.

Mb — Metabasitos verde-escuros a preto-esverdeados, de granulação média, com variações para tipos mais grossos ou finos, geralmente maciços, com *pillow lavas* locais. Incluem meta-espilitos, e têm intercalações menores de rochas vulcanoclásticas, metapelitos, meta-intermediárias, rochas cálcio-silicáticas e maruditos. São compostos predominantemente por andesina-labradorita e hornblenda. Junto aos corpos de meta-intermediárias alteradas hidrotermalmente ocorrem lentes de turmalina-plagioclásio-coríndon-margarita fels.

CONVENÇÕES GEOLÓGICO ESTRUTURAIS

- Contato geológico definido/inferido
- Atitude do acamamento (S_0), inclinada/vertical
- Atitude da foliação S_1, inclinada/vertical
- Atitude da foliação S_2, inclinada/vertical
- Atitude da foliação S_3, inclinada/vertical
- Falhas definidas/inferidas, transcorrentes ou normais
- Falhas de empurrão definidas/inferidas

N

0 100 200 300
metros