UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA DA FORMAÇÃO FERRÍFERA NA ÁREA
SALOBO 3a - PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PA

Ignez Gomes Guimarães

Orientador: Prof. Dr. Vicente Antonio Vitorio Girardi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

nome
Presidente: Dr. V.A.V. Girardi
Examinadores: Dr. H. Jost
Dr. R.A. Schultz-Güttler

ass.

[Signature]
[Signature]
Dr. R. Schultz-Güttler

São Paulo
1987

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005043

Aos meus pais, tios, tias e especialmente
ao meu esposo e filhos que estiveram comi
go em cada passo, e cuja compreensão foi
fundamental para que eu realizasse este
percurso.

RESUMO

A área Salobo 3A situada a norte da Serra dos Carajás é constituída por uma sequência vulcano-sedimentar de idade Arqueana cuja formação ferrífera engloba a Jazida de Cobre Salobo 3A da Província Mineral dos Carajás. Esta formação ferrífera é produto de sedimentação primária, diagênese, metamorfismo e retrometamorfismo de BIF de fácies carbonato-sulfeto.

Dados analíticos de 14 elementos comuns em 34 amostras utilizados estatisticamente sugerem o tipo Algoma e o fácies primitivo carbonato-sulfeto para a formação ferrífera quimicamente equivalente a BIF. À partir do fácies assim obtido, associado aos dados petrográficos os quais incluem todas as litologias até agora conhecidas, elaboram-se hipóteses sobre a evolução diagenética e metamórfica da formação ferrífera.

O metamorfismo regional progressivo atingiu cerca de 650°C e pressão da ordem de 4,5 kbar, resultando no desenvolvimento de duas associações diagnósticas: a) grunerita+almandina+magnetita+quartzo; e b) fayalita+magnetita+grafita, esta quimicamente equivalente a BIF.

A primeira fase retrometamórfica ocorreu no fácies anfibolito e caracteriza-se principalmente pela transformação de fayalita em grunerita+magnetita, sem a presença de quartzo, na segunda das associações diagnósticas supra-citadas.

Retrometamorfismo de fácies xisto verde atingiu, posteriormente, ambas as associações diagnósticas gerando a paragênese minnesotaita+greenalita à partir de fayalita e grunerita.

São formuladas hipóteses sobre as transformações ocorridas no minério face ao desenvolvimento geológico da área.

ABSTRACT

The Salobo 3A area situated in the north of Serra dos Carajás is constituted of a volcanic-sedimentary sequence of Archean age whose iron-formation comprise the Salobo 3A Copper Mine of the Carajás Mineral Province. This iron-formation is a product of a primary sedimentation of a diagenesis, of a metamorphism and of a retrograde metamorphism of the carbonate-sulphide facies BIF.

Analitic data of 14 common elements in 34 samples, statistically treated, suggest the existence of iron-formation primitive facies type (BIF). From the facies type so obtained associated with the petrographic data, which include all the lithology so far known, hypothesis are worked up concerning the dia-

genetic evolution and the metamorphic iron-formation.

The regional progressive metamorphism attained to about 650°C and to a pressure of about 4,5 kbar, leading to the development of two diagnostic associations: a) grunerite+almandine+magnetite+quartz; e b) fayalite+magnetite+graphyte. The later is the only one chemically equivalent to BIF.

The first retrograde metamorphic stage took place at the amphibolite facies and characterizes mainly by the fayalite transformation into grunerite+magnetite, without the quartz presence in the second diagnostic association mentioned above.

The green schist facies retrograde metamorphism reached both diagnostic associations, afterwards, generating the minnesotaite+greenalite paragenesis from the fayalite and grunerite.

Some hypothesis are enounced about the transformations of the ore minerals in relation to the area geologic development.

ÍNDICE GERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	iii
ÍNDICE DE TABELAS	iv
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS	iv
 I - INTRODUÇÃO	 01
I.1 - Metodologias	02
I.2 - Terminologias e símbolos utilizados	05
I.3 - Trabalhos publicados	05
II - ASPECTOS GEOLÓGICOS	06
II.1 - Geologia Regional	06
II.2 - Geologia Local	09
III - SEQUÊNCIAS LITOLÓGICAS, PETROGRAFIA, DISTRIBUIÇÃO	11
III.1 - Propriedades químicas e/ou óticas dos principais silicatos...	11
III.1.1 - Minerais e paragêneses estudados na Tabela I	13
III.2 - Descrições petrográficas	18
III.2.1 - Quartzito sillimanítico.....	18
III.2.2 - Gnaisses quartzo-feldspáticos	21
III.2.3 - Rochas a cordierita+antofilita+almandina+quartzo, biotita, plagioclásio.....	23
III.2.4 - Xistos biotíticos	27
III.2.5 - Rochas a grunerita/cumingtonita	28
III.2.6 - Formação ferrífera	34
III.2.6.1 - Rochas a magnetita+fayalita+grafita.....	35
III.2.6.1.1 - Paragênese magnetita+grunerita+minnesotaita+greenalita+fayalita	38
III.2.6.2 - Rochas a magnetita+fayalita+grafita+almandina	39
III.2.6.3 - Rochas a magnetita+fayalita+almandina+biotita+hastingsita/hornblenda.....	41
III.2.6.4 - Rochas a (fayalita+magnetita)+almandina+grunerita+biotita+quartzo+hastingsita.....	45
III.2.6.5 - Rochas a (fayalita+magnetita)+plagioclásio+biotita+almandina+quartzo.....	46
III.2.6.6 - Rochas a eulita+almandina+magnetita	47
III.2.7 - Outras litologias.....	48
III.3 - Sumário dos aspectos petrográficos	49
III.3.1 - Recristalização e crescimento secundário de minerais....	51

III.3.2 - Processo de transformações das rochas	53
III.4 - Minerais minérios e suas relações com a formação ferrífera..	56
IV - ESTUDO DO FÁCIES DA FORMAÇÃO FERRÍFERA	59
IV.1 - Análises de regressão-coeficientes de correlação de Pearson..	59
IV.2 - Discussões	70
V - METAMORFISMO DA FORMAÇÃO FERRÍFERA	72
V.1 - Ambiente de deposição	72
V.2 - Reações e ambiente metamórfico	74
V.2.1 - Evolução metamórfica a partir do fácies carbonato-sulfeto.	74
V.2.1.1 - Discussões/aspectos bibliográficos(resumo).....	79
V.2.2 - Retrometamorfismo	82
V.3 - comparações e grau metamórfico	85
VI - CONCLUSÕES	89
AGRADECIMENTOS	93
BIBLIOGRAFIA	94
ANEXO I - MAPA GEOLÓGICO REGIONAL	
ANEXO II - MAPA GEOLÓGICO LOCAL	
ANEXO III - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DE FUROS DE SONDAAGEM COM A LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1 - Esboço geológico da porção sudoeste do Craton Amazônico (Cordani et alii, 1984).....	07
Fig. 1a-Diagrama Fe-Mg-Ca dos minerais analisados por micro-sonda constantes da Tab. 1	17
Fig. 2 - Métodos comumente empregados para representar equilíbrios multicomposicionais não interferentes. (Barton & Skinner, 1979).....	58
Fig. 3 - Características petroquímicas da formação ferrífera e xistos da área Salobo 3A	62
Fig. 4 - Coeficientes de correlação obtidos por Gross e McLeod(1980).....	64
Fig. 5 - Relação completa dos coeficientes de correlação encontrados para as rochas da área Salobo 3A	65
Fig. 6 - Coeficientes de correlação obtidos nas rochas da área Salobo 3A, constando somente os coeficientes que possuem correspondentes na Fig. 4	66
Fig. 7 - Diagrama de relações entre sedimentos metaestáveis primários e minerais diagenéticos num sistema aberto com $a_{Fe} = 10^{-2}$ g.íon/l (Mel'nik, 1982).....	73
Fig. 8 - Diagrama composto de equilíbrio mineral após o final da diagênese em rochas óxido-silicato-carbonato-sulfeto num sistema aberto (Mel'nik, 1982).....	73
Fig. 9 - Curvas P-T de reação de descarbonatação de minerais de formação ferrífera (Mel'nik, 1982).....	75
Fig.10 - Composição calculada de uma fase gasosa em equilíbrio com grafita (French, 1966).....	75
Fig.11 - Metamorfismo de BIF carbonáticos. Diagrama para $P = P_f = 5$ kbar (Mel'nik, 1982).....	76
Fig.12 - Curvas de pressão total de gás representando os limites superiores de estabilidade de várias associações tampões de fase sólida com grafita e uma fase gasosa (French, 1966).....	76
Fig.13 - Diagrama de equilíbrio de fase no sistema F-Si-C-O ₂ (Mel'nik , 1982).....	78
Fig.14 - Condições de $\log f_{O_2}$ -T para algumas formações ferríferas Arqueanas metamorfoseadas regionalmente do Southwestern Montana (Miyano & Klein, 1983).....	80
Fig.15 - Condições $\log f_{O_2}$ -T para algumas formações ferríferas Arqueanas	

metamorfoseadas regionalmente do Western Australia (Miyano & Klein, 1983).....	80
Fig. 16 - Curvas teóricas P-T de estabilidade da grunerita (Mel'nik, 1982) ..	84
Fig. 17 - Diagrama de sessões isobáricas de equilíbrio mineral em formações ferríferas silicato-carbonato metamorfoseadas sob condições redutoras (Mel'nik, 1982)	84
Fig. 18 - Síntese esquemática das relações temporais entre os eventos geológicos na área Salobo 3A.....	92

ÍNDICE DE TABELAS

Tab. I - Análise de minerais por micro-sonda	14
Tab. II - Análises químicas de gnaisses e quartzito	20
Tab. III - Composição mineralógica das amostras analisadas quimicamente..	33
Tab. IV - Análises químicas das rochas da área Salobo 3A	61
Tab. V - Amostras utilizadas em cada análise de regressão.....	67
Tab. VI - Comparações entre os dados obtidos por Gross & McLeod(1980) e os obtidos na área Salobo 3A	68
Tab. VII - Resumo da evolução metamórfica proposta	88

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Foto 1 - Lâmina delgada. Sillimanita/sericita quartzito. Aumento 33x, XN F-20/234m	18
Foto 2 - Lâmina delgada. Clorita(intergranular)-quartzo-plagioclásio gnaiss. Aumento 33x, XN. F-16/240/241m	21
Foto 3 - Lâmina delgada. Quartzo-plagioclásio gnaiss (blastomilonito), Aumento 33x, XN. F-15/72,8m	21
Foto 4 - Lâmina delgada. biotita-plagioclásio-quartzo-sillimanita/sericita-microclina gnaiss. Aumento 33x, XN. F-12/229,35m.....	23
Foto 5 - Lâmina delgada. Biotita-sillimanita/sericita-quartzo-plagioclásio gnaiss. Aumento 33x, XN. F-24/290m	23
Foto 6 - Lâmina delgada. Almandina-antofilita-cordierita. Aumento 33x, XN. F-20/495m.....	24
Foto 7 - Lâmina delgada. Almandina-quartzo-biotita xisto. Aumento 33x , XN. F-12/209m.....	27
Foto 8 - Lâmina delgada. (Almandina)-grunerita/cumingtonita-biotita xis	

to. Aumento 33x, XN. F-29/545,7m.....	27
Foto 9 - Lâmina delgada. (Almandina)-magnetita-grunerita xisto bandeado. Aumento 33x, XN.F-32/219m.....	31
Foto 10 - Lâmina delgada. Espirêlio-ilmenita-grunerita/cumingtonita xisto. Aumento 33x, XN. F-47/569,05m.....	31
Foto 11 - Lâmina delgada. Rocha a fayalita-(magnetita). Aumento 33x, XN. F-35/787,8m.....	35
Foto 12 - Seção polida. Magnetita ¹ maciça. Aumento 53x, -N. F-24/108,8m.	36
Foto 13 - Seção polida. Magnetita ¹ com contornos tendendo a poligonal. Au- mento 53x, -N. F-22/516,7m.....	36
Foto 14 - Lâmina delgada. Magnetita ² no contato entre fayalita e grunerita. Aumento 133x, -N. F-24/70,54m.....	37
Foto 15 - Seção polida. Textura da magnetita ² . Aumento 53x. -N. F-24/108,8m.....	37
Foto 16 - Lâmina delgada. Grunerita em contato(reação) com fayalita. Au- mento 133x, XN. F-24/70,54m.....	37
Foto 17 - Lâmina delgada. Almandina em contato de reação com fayalita;magnetita ² no contato entre almandina e fayalita. Aumento 133x, -N F-35/718m.....	40
Foto 18 - Mesma fotomicrografia anterior com XN.....	40
Foto 19 - Lâmina delgada. Fayalita, biotita e hastingsita. Aumento 33x, -N. F-37/80,25m.....	42
Foto 20 - Lâmina delgada. Rocha bandeada com níveis de fayalita e biotita alternados e níveis de magnetita. Aumento 33x, -N. F-24/112,8m.	42
Foto 21 - Lâmina delgada. Fayalita e suas transformações. Aumento 33x, XN F-61/191,7m.....	43
Foto 22 - Detalhe da foto 21. Aumento 133x,XN. F-61/191,7m.....	43
Foto 23 - Detalhe da foto 21. Aumento 133x,XN. F-61/191,7m.....	43
Foto 24 - Lâmina delgada. Agregado de grunerita+magnetita ² . Aumento 33x, -N. F-24/62,95m.....	45
Foto 25 - Lâmina delgada. Relíctos de fayalita na transformação grunerita +magnetita ² . Aumento 33x, XN. F-24/62,95m.....	45

I - INTRODUÇÃO

A jazida de cobre Salobo 3A da Província Mineral do Grande Carajás, está localizada à NW da Serra de Carajás e ocorre intimamente associada à uma formação ferrífera que, por sua vez, é parte de um pacote vulcano-sedimentar metamorfoseado composto de quartzitos, gnaisses e xistos. Constitue uma serra alongada no sentido N-NW, com extensão de 4 km, elevando-se a 300m acima do nível do Igarapé Salobo (Lindenmayer, 1981). A Sequência Salobo-Pojuca inclui as parageneses da área Salobo e as da área Pojuca.

A descoberta dessa jazida ocorreu em 1977, como consequência de um programa de prospecção geoquímica de sedimentos de corrente, desenvolvido pela Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO) para verificar anomalias aeromagnéticas alinhadas paralelamente ao vale do Igarapé Salobo. Levantamentos geoquímicos de solos e trabalhos geofísicos concomitantes (magnetometria e polarização induzida) revelaram anomalias de grande extensão lateral. Em abril de 1978 o primeiro furo de sondagem comprovou a existência de sulfetos de cobre associados a xistos magnetíticos (Farias e Sauressig, 1982).

A partir deste ano a autora, integrante da Divisão de Petrografia (DIPEG) da Superintendência de Tecnologia (SUTEC) da CVRD, iniciou sua participação com estudos petrográficos em amostras de furos de sondagem coletadas pelos geólogos de campo da DOCEGEO. Em 1980 as amostras passaram a ser coletadas pelo petrógrafo, com a orientação do então consultor da DOCEGEO que atuava na DIPEG, Dr. Roger Townend, com a finalidade de se compor a descrição petrográfica dos furos de sondagem, cujas representações gráficas foram também orientadas pelo citado consultor. Este trabalho sistemático continuou até meados de 1982, sendo que a partir deste ano houve uma diminuição progressiva destes tipos de estudos, aumentando, na DIPEG/SUTEC, os estudos de caracterização mineralógica do minério em apoio aos trabalhos desenvolvidos pelo Departamento de Desenvolvimento Tecnológico (DELOG) da SUTEC. A partir de 1982 participaram destes estudos os colegas Maria Auxiliadora de Melo Vieira e Luiz Henrique Coelho.

Atualmente a Jazida de Cobre Salobo 3A está sob a responsabilidade técnica da Superintendência de Estudos e Projetos (SUPES) da CVRD, em fase de desenvolvimento de Planta Piloto, e a SUTEC mantém vínculos com o Projeto através de técnicos do DELOG e da DIPEG.

No início dos trabalhos petrográficos o fácies admitido pelos geólogos da DOCEGEO e pela autora (Farias e Sauressig, 1982; Martins et alii, 1982) para as rochas da formação ferrífera foi óxido-silicato, assertiva fundamentada no conteúdo mineralógico maior das rochas. Com a sistematização e incrementação dos

trabalhos, notou-se que a grafita é um mineral comum na associação fayalita+magnetita, e que este mineral não possui textura indicativa de produto retrometamórfico. Este fato ligado aos estudos bibliográficos, sugeriram que o fácies carbonato deveria ter sido representativo, isto é, o fácies da formação ferrífera do Salobo 3A deveria ser silicato-carbonato ou óxido-carbonato, ou mesmo silicato-carbonato-óxido.

Com a finalidade de se elucidar este item, processou-se o tratamento dos dados químicos os quais forneceram suporte para a proposição do tipo de formação ferrífera e seu fácies. Estes dados estão expostos e comentados no item IV.

Considerava-se também como formação ferrífera rochas constituídas de fayalita+magnetita e suas variantes, bem como rochas constituídas por grunerita+almandina+magnetita+quartzo. Os estudos petrográficos e petrológicos executados no item III e IV revelaram que somente a primeira paragênese e suas transformações diretas podem ser consideradas como formação ferrífera quimicamente equivalente à BIF.

No item V, através dos dados químicos, mineralógicos, petrográficos e petrológicos, pretende-se sustentar a natureza das reações metamórficas propostas e dos possíveis fluidos que coexistiram durante as fases progressivas do metamorfismo da formação ferrífera.

I.1 - METODOLOGIAS

Escolha das Amostras

Por ocasião desta etapa, início de 1984, contava-se com 732 lâminas delgadas e 364 seções polidas de rochas no arquivo DIPEG/SUTEC, correspondentes a furos de sondagem estudados por esta Divisão. Destes furos, os de números 10, 11, 12, 14, 16, 18, 21, 24 e 27 foram descritos e representados graficamente por I. G. Guimarães. Os furos de números 13, 18, 20, 23 e 26 o foram por M.A.M. Vieira. Os furos de números 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 17, 25, 28, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 46, 51 e 54 tiveram estudos petrográficos localizados (alguns tiveram representações gráficas) executados por diversos profissionais da DIPEG/SUTEC, incluindo I.G. Guimarães, sendo que a maioria das lâminas pertencem ao arquivo da DOCEGEO/Belem. Utilizando-se do total de 1.097 lâminas delgadas, incluindo 635 gentilmente cedidas por empréstimo pela DOCEGEO/Belem, obteve-se um conhecimento mais global das litologias. Estes aliados à descrições dos furos de sondagem apresentadas no Relatório de Pesquisas do Pro-

jeto Cobre Carajás, vol. III e IV, e aos conhecimentos anteriormente adquiridos, subsidiaram a escolha dos pontos a serem amostrados e analisados para as diversas finalidades deste trabalho.

Nestes pontos, e com o objetivo de selecionar aproximadamente 30 amostras do que se considerava formação ferrífera, foram coletadas inicialmente 67 amostras, assim discriminadas:

- 10 pertencentes a gnaisses e quartzitos e caracterizadas por serem amostras compostas relativas à um metro de testemunho (1/4 x 1m);
- 57 representando as supostas formações ferríferas e constituídas de 1/4 de testemunho com comprimento médio de 15cm.

Os diversos processos tectônicos, aliados a evidências metamórficas, o conhecimento da existência de processos metassomáticos e termais locais, foram considerados com relevância durante a escolha destas amostras, uma vez que evitou-se analisar amostras que apresentassem indícios de metassomatismo/termalismo local, indicados na formação ferrífera pelo aparecimento de greenalita, minnesotaíta, clorita, por gerações tardias de magnetita, e por turmalinização de rochas.

Métodos Mineralógicos

Inicialmente as 67 amostras foram estudadas ao estereomicroscópio e microscópio (lâminas delgadas já existentes e superfícies polidas confeccionadas numa das faces do testemunho). A partir daí foram selecionadas duas amostras do gnaisses Superior, duas do gnaisses Inferior e uma do quartzito. Das 57 amostras da "formação ferrífera" 47 tiveram estudos difratométricos e, destas, 34 foram escolhidas para análises químicas. Nesta etapa utilizou-se amostras isentas de minerais hidrotermais e metassomáticos.

Os estudos microscópicos foram efetuados num microscópio petrográfico Carl Zeiss Oberkochen, modelo UF-II e técnicas usuais. Nos estudos estereomicroscópicos utilizou-se um aparelho Carl Zeiss, modelo SV-8. As análises por raios-X foram executadas num difratômetro de raios-X Rigaku Denki 4053 A3 e técnicas usuais, por M.A.M. Amaral (DIPEG/SUTEC). Índices de refração CARGILLE foram utilizados, e após cada medida foram conferidos num micro-refratômetro Leitz Wetzlar.

Composição Mineral das Amostras

O conteúdo de cada mineral nas amostras analisadas (Tabela III) foi obtido por estimativa visual (macro e microscópica) utilizando-se ainda os dados

obtidos por difração de raios-X. Análises modais por métodos microscópicos não foram adotadas pois estas rochas possuem granulação milimétrica à centimétrica e, portanto, sua representatividade seria duvidosa.

A tentativa de se verificar este conteúdo mineral com as respectivas análises químicas utilizando-se de algumas composições minerais obtidas por microsonda eletrônica (Tabela I) resultou infrutífera porque, principalmente a grunerita varia na sua composição. Durante esta tentativa normativa notou-se que a diferença de K_2O entre a quantidade de biotita estimada e a normativa (considerando aqui todo K_2O pertencente à biotita) é proporcional à maior quantidade de minessotaita e/ou greenalita estimada pela difração de raios-X; ou seja, quanto maior a diferença, maior a quantidade destes dois últimos minerais. Assim, admite-se que também a greenalita ou a minnesotaita, ou ambas, devam possuir algum conteúdo em K_2O .

Metodos Químicos

Os elementos analisados tiveram como escopo não somente sua utilização no diagrama AFM (Mel'nik, 1982), como também a sugestão do tipo de fácies da formação ferrífera baseada em Gross & McLeod(1980). Para tal, as análises químicas foram executadas pelos mesmos métodos por eles utilizados; exceto FeO que foi determinado também pelo método do metavanadato de amônia.

Os elementos Mg, Fe(t), K e S foram analisados na GEOSOL ao espectômetro de fluorescência de raios-X (sendo o Fe_t analisado duas vezes pela GEOSOL e uma pela Divisão de Química (DIMIG) da SUTEC; Co, Ni, V, Ti, Cr e Cu foram analisados ao espectroscópio ótico de emissão (DIMIG/SUTEC); Al, Si e Ca o foram por via úmida (DIMIG/SUTEC); Fe²⁺ foi analisado por via úmida (DIMIG/SUTEC) e também pelo método do metavanadato de amônia (GEOSOL). Estas análises estão contidas na Tabela IV.

Com finalidade comparativa, os gnaisses Inferior e Superior foram analisados; o quartzito também o foi, com finalidade ilustrativa. Estes resultados encontram-se na Tabela II.

As análises quantitativas dos principais minerais do Salobo 3A foram executadas numa micro-sonda Jeol Modelo JCXA-733, pelo analista L.R.A.Garcia(DIPEG/SUTEC). Foram feitas correções para background, dead-time e efeito matriz através do programa PACMO (coreção ZAF) da Jeol. Alguns dos padrões utilizados são internacionais (p.ex. Anfibólio Korath, Granada 12442; Tremolita Campolungo; Andesina sintética GL 25; Biotita UC-835; Hyperstênio UGA) e outros são internos. As análises na almandina, sempre que possível, foram executadas em três pon

tos (centro, intermediário e bordas) em cada cristal segundo uma linha reta; os resultados constam integralmente da Tabela I. Nos outros minerais foram analisados dois pontos em cada cristal; o resultado que consta na Tabela I refere-se à média destas análises.

I.2 - TERMINOLOGIA E SÍMBOLOS UTILIZADOS

Os minerais presentes na denominação da rocha (essenciais) serão apresentados numa ordem de abundância, onde o mineral mais próximo ao nome da rocha é o mais abundante. Ex: quartzo-grunerita-biotita xisto onde biotita predomina sobre grunerita e esta sobre quartzo.

Os minerais menos abundantes serão referidos como acessórios, e quando importantes num grupo de rocha, poderão estar presentes na denominação da rocha porém entre parênteses. Ex.: (almandina)-quartzo-grunerita-biotita xisto.

Os minerais intimamente associados à uma transformação retrometamórfica serão referidos como "secundários".

Utilizou-se dos seguintes símbolos para designar rochas: db=diabásio; gr=granito. Para minerais utilizou-se: act = actinolita; aln = alanita, alm = almandina; atf = antofilita; bt = biotita; bn = bornita; cp = calcopirita; cc=calcocita; crd = cordierita; epl = espinela; fy = fayalita; flu = fluorita; grf=grafita; gre = greenalita; gru = grunerita; ha = hastingsita; ho = hornblenda; ilm = ilmenita; mt = magnetita; mc = microclina; py = pirita; pir = pirosmalita; q = quartzo; ser = sericita/moscovita; sm = sillimanita; stp = stilpnomenalana; tur = turmalina; para plagioclásio foi usado o símbolo pg.

Outros símbolos utilizados foram: XN = nicóis cruzados; -N = nicóis decruzados; LT = linha transversal à linha de base à qual é marcada segundo o maior eixo da anomalia geoquímica (vide Mapa Geológico, Anexo 2); e F = furo de sondagem, onde F-12/416m significa furo de nº 12, metragem 416m de profundidade.

I.3 - TRABALHOS PUBLICADOS

Resumem-se nos trabalhos de Farias e Sauressig (1982), Martins et alii(1982) e Vieira et alii(1984), sendo que este último dá ênfase à zona de alteração da jazida do Salobo 3A.

II - ASPECTOS GEOLÓGICOS

II.1 - GEOLOGIA REGIONAL

A área Salobo 3A situa-se na Província Mineral do Grande Carajás, localizando-se à norte da Serra dos Carajás, centro-sul do Estado do Pará, próxima ao limite das Províncias Tectônicas Amazônia Central e a Faixa Móvel Maroni-Itacaiunas (Cordani et alii, 1979), Fig. 1, Mapa Anexo 1.

Na Província Mineral do Grande Carajás ocorrem diversas unidades litoestratigráficas:

Complexo Xingu, representado pelo embasamento cristalino é composto por granitos, gnaisses, anfibolitos, dioritos, granodioritos e tonalitos. Este conjunto litológico foi afetado pelo evento Transamazônico e aflora ao longo de rios ou em áreas de topografia arrasada. As datações geocronológicas acusam idades Rb-Sr de 2.800 m.a. (Cunha et alii, Tassinari e Basei, em Cordani et alii, 1984) registradas em granitos, granodioritos e migmatitos. Há ainda idade de 3.300 m.a. obtida pelo método K-Ar (Gomes et alii, em Cordani et alii, 1984). O metamorfismo genérico é de grau alto, e estes terrenos incorporam sequências vulcano-sedimentares interpretadas como greenstones belts (Andorinhas, Gradaús, etc.) de fácies metamórfico xistos verdes.

A Sequência Salobo-Pojuca, na área Salobo 3A, com idades convencionais Rb-Sr Arqueanas, é constituída por um pacote vulcano-sedimentar com formação ferrífera associada (que engloba a jazida de cobre homônima), o qual se encontra encaixado em gnaisses e quartzitos; rochas meta-ígneas básicas são também encontradas, em pequenas quantidades. Na área Pojuca estas litologias se repetem, no entanto com grande profusão de rochas meta-ígneas máficas. Cordani et alii (1984) concluíram que embora haja necessidade de outras datações por outros métodos, o metamorfismo regional da Sequência Salobo teria ocorrido ainda no Arqueano, e no ciclo Transamazônico a unidade sofreu um aquecimento termal substancial. As idades convencionais obtidas pelo método Rb-Sr giram em torno de 2.800 m.a. e 1.900 m.a., com uma análise em torno de 3.800 m.a. (Rel. Int. CPGeo/DOCEGEO de 17/07/81).

O Grupo Grão Pará é estruturalmente composto de uma Sequência Inferior (rochas máficas, lavas e tufos com intercalação de rochas félsicas), uma Sequência mediana (Formação Carajás; itabiritos) e uma Sequência Superior semelhante à Inferior. Datação pelo método U-Pb em zircões das rochas vulcânicas, de

Fig. 1

ESBOÇO GEOLÓGICO DA PORÇÃO SUDOESTE DO CRATON AMAZÔNICO

(em Cordani et alii, 1984)

2.758±39 m.a. induziram os autores Gibbs et alii (inédito) a interpretar o vulcanismo como tendo sido desta idade, concluindo que as rochas máficas deste Grupo têm características de basaltos continentais com assimilação de material crustal. O metamorfismo genérico é xisto verde baixo, interpretado como de idade aproximada de 1.900 m.a.

A Formação Rio Fresco é constituída de metassedimentos predominantemente clásticos e em menor quantidade sedimentos químicos, e inclui a Jazida de Mangães do Azul. Na Serra dos Carajás esta unidade sobrepõe-se ao Grupo Grão Pará, sendo constituída de meta-arenitos ricos em quartzo e metatufos cloríticos. O estágio metamórfico é baixíssimo.

O Granito Serra dos Carajás, de composição variando de granítica à granodiorítica, às vezes com biotita, também pode apresentar estrutura rapakivi. Foram interpretados por Lima(1985) como consequência de uma tectônica essencialmente distensional ocorrida no período de calmaria que teve lugar após cessados os movimentos tectônicos do Cinturão Móvel Maroni-Itacaiúnas. Dados geocronológicos indicam, para estes corpos, idade Rb-Sr de ~1.800 m.a. (Cordani et alii, 1984). Exposições em cortes de estrada mostram que são intrusivos na Formação Rio Fresco.

O Grupo Uatumã composto por rochas vulcânicas não metamorfoseadas nem dobradas, está compreendido, geocronologicamente, no intervalo entre o fim do Proterozóico Inferior e o início do Médio, com isócronas Rb-Sr de referência de 1.645 a 1.856 m.a. (Montalvão et alii, 1984). Na região do Grande Carajás este Grupo constitui-se pelas Formações Iriri (vulcanismo predominantemente intermediário: andesitos, basaltos, tufos).

O Grupo Gorotire ocorre na mesopotâmia Araguaia-Xingu. Na área tipo consiste de arenitos grossos a médios, caulínicos, em parte duros a quartzitos, conglomeráticos na base e próximo ao topo. Este Grupo formou-se provavelmente em ambiente continental e está posicionado no Proterozóico Médio, com idade mínima de 1.611±25 m.a. (datado no sill de diabásio Crepori), posicionado estratigraficamente pós-Uatumã (Pestana & Silva Neto, 1980, em Geologia do Brasil, 1984 DNPM).

O Granito Velho Guilherme, com corpos normalmente portadores de cassiterita, mostram idades Rb-Sr de 1.450 m.a., e uma composição semelhante à do Granito Serra dos Carajás.

O Super Grupo Baixo Araguaia, foi assim denominado em substituição à Faixa orogenética Araguaia-Tocantins, que no sentido de Lima(1985), é representado pelo Cinturão Móvel Paraguai-Araguaia-Tocantins desenvolvido no Proterozóico Superior. Este Grupo é constituído pelo Grupo Estrondo (anfíbolitos, xistos,

gnaisses; metamorfismo anfibolito) e pelo Grupo Tocantins (filitos, quartzitos, calcários; metamorfismo xisto verde). Ocupa uma extensa área à leste da região em questão (vide Mapa Anexo 1), sendo sobreposto localmente pelos Sedimentos da bacia do Maranhão (clásticos, evaporitos e vulcânicas básicas toleíticas) e pela Formação Barreiras (Paleozóico).

Diques de diabásio com datações de 561 ± 16 m.a. (Hirata et alii, 1982) constituem na região dos Carajás um dos poucos exemplos do Proterozóico Superior, ocorrem na área Salobo 3A.

Na foz do igarapé Aquiri existem afloramentos de diabásio cuja datação forneceu idade de 203 ± 6 m.a. (Hirata et alii, 1982) o que poderia ser correlacionado com as manifestações basálticas da Formação Orozimbo.

II.2 - GEOLOGIA LOCAL

A litologia da área Salobo 3A está representada pela Sequência Salobo-Pojuca, que é constituída predominantemente por xistos (xistos biotíticos, xistos gruneríticos, xistos a cordierita), formação ferrífera, gnaisses e quartzitos sillimaníticos (Fig. 1 e Mapa Anexo 1).

Os gnaisses estão subdivididos em Gnaiss Superior, interpretado como estratigraficamente acima dos xistos/formação ferrífera, e Gnaiss Inferior, estratigraficamente abaixo destes. Sobreposto ao Gnaiss Superior encontra-se o quartzito sillimanítico, cuja sillimanita apresenta-se frequentemente parcial a totalmente sericitizada (no Mapa Anexo 2 esta litologia é representada como quartzito sericítico). Diques de diabásio (561 ± 16 m.a., já ref.) e apófises graníticas cortam este pacote de rochas.

Farias (1981) sugere, a partir de interpretações aerofotogeológicas e de dados de campo, que a área Salobo constitui parte de uma estrutura dobrada de escala quilométrica, referindo-se ainda à: 1) indícios de repetição por dobramento em afloramentos de quartzitos, xistos e formação ferrífera; 2) alternância grosseiramente paralelizada dos diversos níveis de formação ferrífera; 3) dobras métricas e decamétricas em cortes de estradas e minidobras em testemunhos de sondagem.

Teixeira e D'el Rey Silva (1987), sintetizam os estudos recentes executados pelos geólogos do Projeto Cobre Carajás, por Gaal (1983) e pela equipe do Comitê de Geologia do citado Projeto: "O depósito encontra-se num flanco de antiforme de amplitude quilométrica, com orientação W-NW/E-SE e mergulho forte para SW. As dobras observadas nas galerias e furos de sondagem apresentam foliação planoaxial especialmente bem desenvolvida nos níveis ricos em biotita e an-

fibólio. Elas afetam uma foliação metamórfica pretérita S_1 , a qual é representada ora por um bandejamento centimétrico onde se alternam níveis de composições mineralógicas diferentes, ora por uma xistosidade penetrativa. Estas dobras, cuja foliação planoaxial (S_2) tem mergulho subvertical e orientação paralela à estruturação regional, são de amplitude variável entre centímetros a decímetros, podendo atingir a escala métrica. O estilo é o de flexuras dextrais, mais ou menos apertadas, comprimidas entre limbos planares. Além dos dobramentos, também zonas de cisalhamento são frequentes na área, porém seu padrão não se encontra bem definido".

Os processos da deformação tectônica na Sequência Salobo 3A estão registrados microscopicamente de modo marcante em todos os tipos litológicos. A análise de feições microtectônicas permitem o reconhecimento de basicamente dois aspectos de deformação distintos: uma de caráter plástico responsável pela principal xistosidade S_n e pela geração de milonitos, e outra de caráter rúptil que produziu brechas, cataclasitos e fraturas.

Nas zonas de cisalhamento os milonitos, nos furos de sondagem, apresentam xistosidade aparentemente concordante com a das rochas a elas soto e sobrepostas. Formam níveis de até 5m com predominância de espessuras menores.

As descrições das litologias da área Salobo 3A serão feitas nos próximos itens.

III - SEQUÊNCIAS LITOLÓGICAS, PETROGRAFIA E DISTRIBUIÇÃO

III.1 - PROPRIEDADES QUÍMICAS E/OU ÓTICAS DOS PRINCIPAIS SILICATOS

Biotita e Flogopita

A biotita apresenta pleocroísmo em α = amarelo, $\beta = \gamma$ = marrom à verde escuro. Análises por micro-sonda eletrônica (Tabela I) acusam composições bastante similares entre os cristais de pleocroísmo verde e os outros com pleocroísmo marrom. Estas variedades adquirem tonalidades avermelhadas até constituírem cristais com α = amarelo claro à incolor e $\beta = \gamma$ = vermelho amarronzado. A análise de mica com pleocroísmo extremo vermelho amarronzado indicou estar-se em presença de flogopita (Tab. I).

As biotitas de pleocroísmo verde e marrom estão bem representadas à SE da LT-00, embora sejam encontradas em outros furos de sondagem à NW da LT-00. Os cristais determinados como flogopita, e outros com propriedades óticas e químicas intermediárias entre flogopita e biotita, estão bem representados à NW da LT-00, principalmente associados às rochas à cordierita - antofilita (item III.2.3), embora ocorram esporadicamente à SE da LT-00 associados às rochas com talco e cummingtonita.

Anfibólios

Série Cummingtonita/Grunerita

Considerou-se como limite para se designar um cristal de grunerita a quantidade máxima de 30% em mol de MgO (Deer, Howie & Zussman, 1972, v.2). Análises de diversos cristais encontram-se na Tabela I.

Os minerais desta série mostram maclas polissintéticas, são predominantemente incolores, com os termos mais ferríferos podendo apresentarem-se ligeiramente esverdeados, pleocróicos, ou mesmo zonados de incolor a verde escuro. Normalmente, os cristais considerados como gruneríticos possuem ângulos de eixos óticos em seção de prisma, e os cummingtoníticos em seção basal.

A grunerita, assim considerados os cristais com menos de 30% mol MgO, ocorre como: a) um mineral secundário resultante da transformação que atingiu a fayalita. Ocorre tipicamente em rochas da formação ferrífera (item III.2.6.1), rochas da formação ferrífera com biotita (item III.2.6.3), e rochas da formação ferrífera possivelmente metassomatizadas (item III.2.6.5), possuindo X_{Fe} altís-

simo (0,93-0,94, Tab. I). Tipicamente apresenta-se em finos prismas decussados associados à magnetita também ripiforme e decussada; b) em cristais bem desenvolvidos resultantes da recristalização da grunerita ripiforme anterior. Ocorrem nos agregados de grunerita+magnetita ripiformes, truncando a estrutura do agregado, e nas rochas da formação ferrífera com biotita.

Gruneritas com $X_{Fe} \sim 0,80$ pertencem a associação descrita no item III-2.5 (anál. 11, Tab. I), e também à rochas da formação ferrífera possivelmente metasomatizadas (item III-2.6.5). Ocorrem sob duas formas: a) em finíssimos cristais orientados segundo uma direção; b) e em cristais bem desenvolvidos, porfiroblásticos e nem sempre orientados segundo uma direção (item III-2.5).

A cummingtonita (análise Tab. I) também ocorre sob as duas formas descritas no parágrafo anterior.

Hornblenda

Ocorre frequentemente em cristais milimétricos associados a plagioclásio, oligoclásio e andesina, ilmenita, algum epidoto e/ou sericita e biotita, associação esta que apresenta textura granolepidoblástica, raramente blasto-ofítica, e que constituem rochas consideradas como meta-ígneas. Pode também constituir níveis centimétricos e quase monominerálicos associados à formação ferrífera. Possui pleocroísmo em α = incolor à amarelo claro, e em β = verde claro a escuro com nuances azuladas. O ângulo de eixos óticos é, em média, aproximadamente 60°.

Hastingsita

Possui birrefringência anômala, com pleocroísmo amarelo claro à azul esverdeado muito escuro, ângulos de eixos óticos quase zero a 20° e tamanho milimétrico. As análises da Tab. I são comparáveis quimicamente a uma ferrohastingsita em Deer, Howie & Zussman (1972, p.286, anál.18), porém não sendo comparáveis as respectivas propriedades óticas. Ocorre associada à biotita nos xistos biotíticos, sejam esses associados ou não à formação ferrífera.

Tremolita-Actinolita

Os cristais são incolores, raramente exibindo um fraco pleocroísmo esverdeado óticamente homogêneo. É comum ocorrer em continuidade ótica com hornblenda ou hastingita, principalmente nos xistos biotíticos. Raramente constitui um cristal isolado, óticamente homogêneo, e quando isto acontece pertence a rochas meta-ígneas.

Almandina

A análise da almandina foi verificada inúmeras vezes em diversos períodos da pesquisa geológica, bem como durante os estudos executados para esta dissertação, sempre obtendo-se resultados análogos. Considera-se pois a almandina como um mineral de composição praticamente estável, nas diversas paragéneses estudadas, e que serão descritas no próximo sub-item. Análises deste mineral constam da Tab. I. Ocorre praticamente em todas as rochas da área Salobo 3A, em porfiroblastos pouco fraturados ou em fragmentos produzidos pela tectônica rígida. Os índices de refração do mineral acusou ser da ordem de 1.810 a 1.820, medidos em diversos cristais. Os parâmetros encontrados pela difração de raios-X acusam valores de 11,52 a 11,55. A fórmula da granada acusou $\text{Alm}_{85,55}\text{Pir}_{7,64}\text{Sp}_{3,48}\text{Gro}_{3,32}$. A tentativa de se estimar o conteúdo de andradita através do diagrama Fig. 24 e 25 contidos em Deer, Howie & Zussman (1972) v.1, p.83, consequentemente o conteúdo em Fe_2O_3 não deu bons resultados. Destarte, em se considerando os índices de refração, os parâmetros encontrados, e as figuras acima referidas, o conteúdo de almandina na granada deveria estar perto de 85%, praticamente no plano definido pela densidade 4,2.

A densidade da granada não foi medida porque não se consegue um cristal onde não haja relevantes inclusões de outros minerais, como silicatos e/ou opacos, sendo sua característica a textura peciloblástica.

Fayalita

A olivina tem sua composição muito próxima a de uma fayalita típica (análises Tab. I). Em raríssimas oportunidades analisou-se um mineral cujo conteúdo em MgO foi maior que 3%.

Encontram-se cristais praticamente não transformados e cristais completamente transformados. A primeira fase de transformação generalizada é a da fayalita em grunerita (já citada) e magnetita. A segunda fase é local, onde fayalita produz greenalita+minnesotaita. Estas transformações não produziram quartzo, pois o mesmo não foi encontrado associado à nenhuma delas, em nenhuma lâmina delgada. Mesmo completamente transformada, a fayalita ainda mantém seu contorno original, normalmente poligonal, textura esta evidenciando transformações pseudomórficas, as quais serão abordadas detalhadamente no item III.2.6.

III.1.1 - Minerais e paragéneses estudados na Tabela I

a) Associação quartzo+biotita+almandina+grunerita (item III.2.4)

Desta associação foram analisados minerais das amostras F-12/81,6 e F-12/335,5, a saber: grunerita, almandina e biotita. Na amostra F-31/117,6 analisou-se somente a biotita.

TABELA I
ANÁLISES DE MINERAIS POR MICRO-SONDA

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20a	20b	20c	21a	21b	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	47,77	47,88	50,31	29,83	29,06	31,46	48,72	48,04	47,34	48,66	49,48	49,49	56,30	54,52	38,05	37,51	42,88	36,75	36,88	37,33	37,50	37,92	36,76	36,82	33,07	33,81	33,77	34,56	34,21	32,37	34,10	40,39
FeO	40,03	40,15	21,89	69,30	67,54	60,28	46,34	46,31	45,67	41,85	39,26	32,53	26,25	19,27	32,06	31,89	29,51	39,53	37,74	35,21	35,88	35,22	37,50	37,25	35,20	34,80	36,94	30,08	30,30	34,57	24,23	9,93
Al ₂ O ₃	1,22	1,33	0,25	-	0,01	-	0,54	0,32	1,02	0,29	1,71	2,29	1,37	0,07	12,25	12,74	7,11	20,71	20,64	20,01	20,19	20,05	21,00	21,25	13,29	12,84	12,43	13,30	13,54	13,73	16,32	13,63
MgO	8,65	9,69	5,60	0,29	1,53	6,27	2,14	1,57	2,18	6,14	6,85	11,47	13,25	23,36	1,10	1,09	3,61	0,49	1,04	0,54	0,56	0,65	3,19	3,44	1,66	2,38	1,88	7,14	7,28	3,98	10,44	21,36
CaO	0,30	0,37	21,50	0,01	0,01	0,05	0,07	0,12	0,16	0,14	0,41	0,54	0,05	0,67	9,29	9,34	10,66	1,11	2,05	2,11	2,07	2,00	0,44	0,30	-	-	0,22	0,03	-	-	0,10	0,06
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12	0,54	0,36	0,43	-	-	-	-	-	-	-	8,47	9,05	7,87	8,97	8,57	8,47	8,88	9,40
Na ₂ O	0,02	0,04	0,58	-	0,03	-	0,18	0,14	0,06	0,11	0,58	0,68	0,12	0,06	2,31	2,89	2,12	-	0,01	-	-	-	-	0,01	0,12	0,04	0,08	0,07	0,07	-	0,13	-
MnO	1,15	1,17	0,13	0,93	1,13	1,79	0,43	1,04	0,47	0,54	0,39	1,03	0,15	0,18	0,21	0,21	0,12	2,12	1,63	4,09	4,34	4,03	1,04	0,97	0,19	0,18	0,02	0,08	0,17	0,13	0,06	0,06
Cr ₂ O ₃	0,06	-	0,06	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	0,01	0,04	0,13	0,10	0,05	-	-	0,10	-	-	-	-	0,07	-	0,08	0,02	-	-	-	-
TiO ₂	0,09	0,15	-	0,08	0,09	0,24	0,04	-	-	0,07	0,04	0,35	0,15	0,09	0,37	0,47	1,19	-	0,15	-	0,03	0,28	0,12	-	2,77	2,03	1,65	2,20	1,54	3,09	1,64	1,02
F	-	0,07	-	-	0,13	-	0,07	0,02	-	0,20	0,35	0,93	-	-	0,43	0,60	-	-	-	0,31	0,08	-	0,04	0,10	0,31	-	0,52	0,87	0,97	0,44	0,33	0,31
Cl	0,03	0,03	0,01	-	0,02	-	0,12	0,12	0,21	0,20	0,13	0,19	0,07	-	1,26	1,23	0,81	-	-	0,03	-	-	0,01	0,01	1,70	2,09	2,01	0,99	0,96	1,51	0,64	0,96
-O ₂ F ₂ Cl	99,32	100,83	100,33	100,44	99,55	100,09	98,65	97,68	97,11	98,33	99,20	99,50	97,72	98,38	98,70	99,13	98,49	100,71	100,14	99,73	100,63	100,15	100,10	100,15	96,85	97,22	97,47	98,31	97,61	98,31	96,87	97,12
TOTAL	99,31	100,84	100,33	100,44	99,49	100,09	98,59	97,63	97,06	98,12	99,02	99,06	97,71	98,38	98,08	98,43	98,31	100,71	100,14	99,59	100,62	100,15	100,08	100,11	96,34	96,75	96,80	97,63	96,98	97,79	96,59	96,73
X _{Fe}	0,72	0,70	0,68	0,99	0,96	0,84	0,93	0,94	0,93	0,81	0,76	0,61	0,52	0,56	-	-	-	-	-	0,14	0,03	-	0,02	0,04	0,51	0,47	0,67	0,58	0,63	0,52	0,28	0,39

	30	31	32	33	34
SiO ₂	64,72	65,19	68,54	69,19	68,74
FeO	0,09	0,08	-	-	0,08
Al ₂ O ₃	21,84	18,02	19,44	18,93	19,94
CaO	3,66	0,04	0,50	0,19	0,87
K ₂ O	0,12	16,48	0,25	0,04	0,02
Na ₂ O	9,58	0,20	11,30	11,53	11,25
MnO	-	0,02	0,02	-	-
TOTAL	100,01	100,03	100,05	99,88	100,90
Mol%					
Ab	82,0	1,84	96,2	98,8	95,2
An	17,3	0,20	2,4	0,9	4,1
Or	0,7	98,00	1,4	0,3	0,1

1) Eulita, F-12/416,6m. 2) Eulita com fy inclusa, F-12/416,6m. 3) Hedenbergita, F-17/191,4m. 4) Fayalita, F-12/286,6m. 5) Fayalita, F-12/311,55m. 6) Fayalita inclusa em eulita(anál. 1), F-12/416,6m. 7) Grunerita proveniente de fy(anál. 5), F-12/311,55m). 8) Grunerita proveniente de fy, F-12/245,5m. 9) Grunerita proveniente de fy(anál. 4), F-12/286,2m. 10) Grunerita, F-12/81,6m. 11) Grunerita inclusa em bt, F-12/335,5m. 12) Cumingtonita inclusa em fy(anál. 6), F-12/416,6m. 13) Cumingtonita, F-49/409,9m. 14) Cumingtonita, F-19/362,6m. 15) Hastingsita associada com bt, F-12/245,2m. 16) Hastingsita associada com bt, F-12/286,2m. 17) Hornblenda associada com hedenbergita(anál. 3), F-17/191,4m. 18) Almandina, F-12/81,6m. 19) Almandina, F-12/335,5m. 20) Almandina em contato com opx(anál. 1), F-12/416,6m: (a)=ponto no centro do cristal, (b)=ponto intermediário entre o centro e a borda, (c)=ponto na borda do cristal. 21) Almandina, F-49/409,9m: (a)=ponto no centro do cristal, (b)=ponto na borda do cristal. 22) Biotita inclusa em gru(anál.10), F-12/81,6m. 23) Biotita associada com ha(anál. 14), F-12/245,2m. 24) Biotita associada com ha(anál. 15), F-12/286,2m. 25) Biotita, F-12/335,5m. 26) Biotita envolvendo gru(anál. 11), F-12/335,5m. 27) Biotita, F-31/117,6m. 28) Biotita associada com cum(anál.13), F-49/409,9m. 29) Flogopita associada com cum(anál.14), F-19/362,6m. 30) Oligoclásio, F-25/507,7-508,7m. 31) Microclina, F-25/77,2-78,2m. 32) Albite, F-25/77,2-78,2m. 33) Albite, F-16/241-242m. 34) Albite, F-17/191,4m.

Os cálculos indicaramos seguintes números de íons na fórmula:

amostra F-12/81,6m				amostra F-12/335,5m		
	grunerita (anál.10)	almandina (anál.18)	biotita (anál.22)	grunerita (anál.11)	almandina (anál.19)	biotita (anál.26)
Si	7,873	6,004	5,792	7,776	6,026	5,766
Al	0,055	-	2,208	0,224	-	2,234
Fe ²⁺	5,616	5,401	5,137	5,141	5,185	4,225
Al	-	3,989	0,530	0,224	3,990	0,450
Mg	1,483	0,119	0,436	1,615	0,249	1,840
Mn	0,080	0,293	0,028	0,052	0,205	0,024
Cr	0,004	-	0,009	-	0,010	-
Ti	0,008	-	0,363	0,005	0,024	0,194
Ca	0,024	0,195	-	0,069	0,344	-
K	-	-	1,893	-	-	1,844
Na	0,033	-	0,040	0,176	0,017	0,023

b) Associação com cummingtonita: cummingtonita+flogopita+espinela cromífera (F-19/362,6m), e cummingtonita+biotita+almandina(F-49/409,9m)(item III.2.5).

amostra F-19/362,6m			amostra F-49/409,9m		
cummingtonita	flogopita		cummingtonita	almandina	biotita
(aná1.14)	(aná1.29)		(aná1.13)	(aná1.21)	(aná1.28)
Si	7,767	6,080	7,776	6,031	5,627
Al	0,012	1,920	0,224	-	2,373
Fe ²⁺	2,287	1,245	3,607	5,010	3,228
Al	-	0,493	0,059	3,954	0,709
Mg	4,991	4,823	3,366	0,761	2,491
Mn	0,021	0,007	0,014	0,142	0,006
Cr	0,004	-	-	-	-
Ti	0,009	0,115	-	0,015	0,201
Ca	0,102	0,009	0,012	0,075	0,012
K	0,022	1,806	-	-	1,870
Na	0,016	-	0,048	-	0,079

c) Associação fayalita+magnetita+grunerita(proveniente de fy); item III.2.6.1). Amostra F-12/311,55.

	grunerita (anál. 7)	fayalita (anál. 5)
Si	7,953	0,986
Al	0,047	-
Fe ²⁺	6,304	1,910
Al	0,056	-
Mg	0,524	0,077
Mn	0,058	0,032
Ti	0,005	0,004
Ca	0,012	-
Na	0,057	0,002

d) Associação fayalita+grunerita+biotita+hastingsita (item III.2.6.3).

Na amostra F-12/286,6m analisou-se fayalita, grunerita advinda de fayalita, hastingsita e biotita.

	grunerita (anál.9)	fayalita (anál.4)	biotita (anál.24)	hastingsita (anál.16)
Si	7,865	1,004	5,929	6,174
Al	0,135	-	2,071	1,826
Fe ²⁺	6,323	1,944	5,404	4,372
Al	0,064	-	0,496	0,640
Mg	0,543	0,014	0,495	0,268
Mn	0,065	0,026	0,003	0,028
Cr	-	-	0,011	0,012
Ti	-	0,002	0,217	0,057
Ca	0,028	-	0,041	1,647
K	-	-	0,882	0,075
Na	0,019	-	0,136	0,920

e) Associação biotita+hastingsita+grunerita (item III.2.6.5) onde grunerita ocorre somente em agregados com magnetita, ambos ripiformes, sem relíctos de fayalita. Amostra F-12/245,5m

	grunerita (anál.8)	biotita (anál.23)	hastingsita (anál.15)
Si	7,964	5,897	6,273
Al	0,036	2,103	1,727
Fe ²⁺	6,397	5,058	4,404
Al	0,026	0,531	0,649
Mg	0,390	0,622	0,272
Mn	0,145	0,026	0,029
Cr	-	-	0,016
Ti	-	0,265	0,045
Ca	0,021	-	1,641
K	-	2,015	0,113
Na	0,022	0,013	0,737

f) Associação eulita+almandina+fayalita+cummingtonita+magnetita (item III.2.6.6), amostra F-12/416,6m.

	cummingtonita (anál.12)	fayalita (anál.6)	eulita (anál.1)	almandina (anál.20)
Si	7,590	1,010	1,947	6,107
Al	0,410	-	0,053	-
Fe ²⁺	4,157	1,614	1,360	4,888
Al	0,003	-	0,005	3,876
Mg	2,638	0,302	0,590	0,137
Mn	0,133	0,048	0,040	0,599
Ti	0,040	0,006	0,004	0,004
Ca	0,088	0,003	0,016	0,361
Na	0,200	-	0,001	-

Estas paragéneses estão parcialmente representadas na Fig. 1a, através dos minerais fayalita, eulita (opx), grunerita, hedenbergita, hornblenda e hastingsita.

Fig. 1a - Diagrama Fe-Mg-Ca dos minerais analisados por micro-sonda constantes da Tab. I. As isolinhas unem minerais que estão em contato entre si ou numa mesma lâmina. Os números dentro do diagrama correspondem aos números da Tab.I.

III.2 - DESCRIÇÕES PETRÓGRAFICAS

Neste item descrevem-se as rochas mais representativas em termos de volume aparente (em furos de sondagem), ou os extremos composicionais. Porém, todas as composições intermediárias já foram encontradas entre os xistos biotíticos e os gruneríticos, xistos biotíticos e quartzito, xistos biotíticos e gnaisses, gnaisses e quartzito, xistos biotíticos e rochas a fayalita, como entre os xistos gruneríticos e rochas a fayalita, etc; os quais passam gradativamente de uma composição para a outra pelo aumento no conteúdo de um dos minerais.

Pretende-se mostrar que este aumento de conteúdo de um determinado mineral pode tanto ser reflexo de diferentes conteúdos mineralógicos devido a sedimentação, como reflexo de tectonismo ou ainda produto de metassomatismo.

Atenta-se para o fato de que existem rochas a grunerita/ cummingtonita⁺magnetita que, às vezes, nem estão relacionadas com os xistos ricos em ferro, e rochas a grunerita⁺magnetita que são formação ferrífera.

III.2.1 - QUARTZITO SILLIMANÍTICO

Sillimanita-sericita
quartzito.

FOTO 01 - F-20/234m Aumento 33x, XN
Notar a sericitação de sillimanita.

Estas rochas são representadas pela paragênese sillimanita-sericita-quartzito (Tabela II, foto 01) em diversas proporções e tem representatividade no extremo oeste da área. O aparecimento deste quartzito inicia-se na LT 1.000 SE aumentando gradativamente seu volume até a LT 800 NW. Em relação aos estudos petrográficos foi bem definido nos furos 18 (LT-800 NW) e furos 33 e 20 (LT-600 NW). (Vide localização das LT citadas no Mapa Geológico-Anexo II).

O quartzo fortemente estirado exibe extinção ondulante forte à extrema, é sempre anédrico com bordos denteados a sinuosos. Fraturamento não é comum, prevalecendo o processo de recuperação e/ou recristalização (exceto em algumas zonas de falha, evidenciando que alguns destes eventos rígidos tenham conotação temporal pós-recristalização do quartzo). Texturas microscópicas como a mortor e ribbon são as mais frequentes. A granulometria do quartzo é variável, desde < 0.007mm à mais de 1cm, dependendo da intensidade dos processos acima mencionados.

Sillimanita sempre ocorre associada com sericita, e há evidências que a sericita substituiu sillimanita (pseudomorfose). Situam-se inclusas no quartzo ou em agregados cujos minerais orientam-se paralelamente ao estiramento do quartzo, neste caso acentuando ou formando a xistosidade da rocha. A quantidade destes minerais varia de rara (neste caso sempre inclusos no quartzo, constituindo os quartzitos) até ~20% (geralmente formando bandas, constituindo os sillimanita-sericita quartzitos). As palhetas de sericita/moscovita são relativamente curtas em comparação com os prismas de sillimanita os quais podem atingir 3mm.

No furo 20 a presença de sillimanita é notada até ~250m de profundidade e, neste intervalo constituído quase essencialmente de quartzito sillimanítico, encontram-se as paragêneses quartzo+almandina+biotita+microclina⁺sillimanita/sericita; e quartzo+almandina+plagioclásio⁺sillimanita/sericita, ambas consideradas como gnaisses e intercaladas ao quartzito. Neste furo nota-se que o quartzito, gradativamente, enriquece-se em feldspatos até constituir os gnaisses. Após 250m há enriquecimento em biotita⁺grunerita iniciando o aparecimento dos xistos biotita-gruneríticos.

TABELA II
ANÁLISES QUÍMICAS DE GNAISSE E QUARTZITO

	GNAISSE	SUPERIOR	GNAISSE INFERIOR		QUARTZITO
	F 25 72-73m	F 16 241-242 m	F 25 507,8-508,8m	F 19 365-366m	F 20 122-123m
SiO ₂ (%)	73,5	72,80	75,30	71,10	91,60
Al ₂ O ₃ (%)	13,7	11,40	12,60	13,00	4,20
CaO (%)	0,27	0,34	0,89	1,60	< 0,10
MgO (%)	0,24	2,30	0,08	2,00	0,14
Fe ₂ O ₃ (%)	1,10	1,60	0,29	1,30	0,34
FeO (%)	1,30	3,40	1,00	1,73	1,22
TiO ₂ (%)	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
P ₂ O ₅ (%)	0,05	< 0,05	< 0,05	0,05	< 0,05
Na ₂ O (%)	4,20	4,40	5,60	6,50	0,10
K ₂ O (%)	3,40	1,60	2,50	0,62	1,10
Cr ₂ O ₃ (%)	0,031	0,031	0,026	0,031	0,044
S (%)	0,02	0,02	< 0,01	0,01	0,16
CO ₂ (%)	0,26	0,36	0,36	0,36	0,26
H ₂ O ⁺ (%)	0,46	0,30	0,20	0,39	0,19
H ₂ O ⁻ (%)	0,11	0,06	0,06	0,15	0,10
Cu (ppm)	52	460	28	76	774
Mn (ppm)	656	1092	536	836	828
V (ppm)	54	29	< 5	< 5	8
Ni (ppm)	30	30	10	52	22
Co (ppm)	< 5	18	< 5	13	< 5
Cl (ppm)	100	43	120	300	98
F (ppm)	312	152	132	376	132
TOTAL	98,64	98,67	98,9	98,84	99,45

Os processos metamórficos e retrometamórficos, os tectônicos regionais e locais e os metassomáticos locais, impediram que qualquer textura original tenha sido preservada. A suposição de que este tipo litológico tenha sido oriundo de um arenito/wacke quartzoso baseia-se exclusivamente na menor ou maior presença de sillimanita, aliada à passagem gradativa para gnaisses verificada no extremo oeste da área que, neste local, poderiam ter advindo de arenitos/grauvacas feldspáticos.

III.2.2 - GNAISSES QUARTZO-FELDSPÁTICOS

FOTO 02 - F-16/240-241m; Aumento 33x, XN
Clorita-quartzo-plagioclásio gnaiss granoblástico.

FOTO 03 - F-15/72,8m; Aumento 33x, XN
Quartzo-plagioclásio gnaiss blastomilonítico.

Em termos composicionais os Gnaisses Superior e Inferior podem ser considerados similares (Tabela II, fotos 2 e 3).

Constituem-se essencialmente de quartzo e plagioclásio tendo como acessórios zirconita, rutilo e rara apatita. Localmente es-

tes gnaisses apresentam conteúdo significativo de biotita, e/ou almandina, e/ou hornblenda e/ou microclina; mais raramente grunerita magnetita e sulfetos. Turmalina ocorre nas zonas milonitizadas ou metassomatizadas.

Os cristais de quartzo possuem as mesmas feições encontradas nos quartzitos.

Os cristais de plagioclásio são anédricos, geminados ou não polissinteticamente, e sua granulometria varia desde 0,5mm até + 1cm (fotos 02 e 03).

Podem ou não apresentar sericitação. As composições foram intensamente estudadas por métodos óticos, difratométricos e micro-analíticos. Albita ($An_{0,5-5}$) e oligoclásio (An_{15-20}) são os mais comuns, como também o é a coexistência de ambos numa mesma rocha.

Os cristais de plagioclásio são encontrados desde inalterados até completamente cloritizados num intervalo de apenas alguns metros num mesmo furo de sondagem. A cloritização deu-se posteriormente à sericitação. Esta afirmativa é baseada em evidências microscópicas, onde o plagioclásio sericitizado dá lugar a pequenas massas de clorita muito fina no seu interior, perdurando nestas a sericitação com o mesmo padrão textural reticulado que apresenta no plagioclásio não cloritizado. Pode-se seguir a evolução deste processo gradativamente até uma rocha (sericita)quartzo-cloritito, onde a sericita apresenta a textura em mesh e a clorita substitui pseudomorficamente o plagioclásio sem alterar a textura da sericita.

O Gnaiss Superior (Furos 13, 14, 15, 16, 25, etc.) frequentemente apresenta textura cataclástica, menos frequentemente blasto-milonítica. Localmente encontram-se algumas texturas granoblásticas grosseiras à médias apresentando pontos tríplexes. Mais de 60% das amostras estudadas encontram-se cloritizadas pseudomorficamente (90-100% de cloritização do plagioclásio).

O Gnaiss Inferior (Furos 11, 12, 18, 25, etc.) apresenta as mesmas texturas do Gnaiss Superior, porém se encontram mais comumente texturas granoblásticas e gnáissicas em detrimento das blasto-miloníticas. Embora haja cloritização, esta é quantita-

tativamente inferior à do Gnaiss Superior (em média 10-20% de cloritização do plagioclásio).

Os tipos gradativos de gnaisses, como os citados no F-20 e encontrados esporadicamente em outros furos (foto 04), inclusive a leste da LT-00 (foto 05), não serão abordados com destaque por terem volume pouco expressivo.

FOTO 04 - F-12/229, 35m Aumento 33x, XN
Biotita-plagioclásio-quartzo sillimanita/sericita-microclina gnaiss.

FOTO 05 - F-24/290m Aumento 33x, XN
Biotita-sillimanita/sericita-quartzo-plagioclásio gnaiss.

III.2.3 - ROCHAS A CORDIERITA+ANTOFILITA+ALMANDINA⁺ QUARTZO, BIOTITA, PLAGIOCLÁSIO

As paragéneses encontradas são:

- (quartzo) + almandina+antofilita+cordierita (foto 06)
- quartzo+biotita+almandina+cordierita⁺antofilita
- quartzo+biotita+almandina+plagioclásio+cordierita+antofilita.

FOTO 06 - F-20/495m Aumento 33x, XN
Almandina-antofilita-cordierita fels.

Todas estas litologias estão contidas no Furo 21 entre 150 e 270m, embora sejam encontradas também nos furos 18, 19 e 20.

A primeira paragênese apresenta cristais centimétricos, sem quaisquer orientação. A segunda e terceira paragêneses exibem xistosidade dada pela biotita e antofilita, sendo esta xistosidade frequentemente associada à foliação milonítica.

Almandina é sempre porfiroblástica, euédrica ou subédrica, às vezes peciloblástica com inclusões de quartzo, e mede de 3 a 5mm, em média. Localmente forma agregados contínuos paralelos à xistosidade, associada à biotita e aos outros minerais da rocha.

Cordierita apresenta-se pouco a totalmente transformada em sericita+quartzo sendo raros os locais onde esta transformação não seja relevante; os cristais tem granulação entre 1 e 4mm (somente na primeira paragênese encontram-se cristais centimétricos), com formas anédricas, às vezes podendo formar pontos tríplexes. É o mineral mais abundante na primeira paragênese, e bastante variável quantitativamente nas outras.

O quartzo, na primeira paragênese ocorre como produto da transformação da cordierita exibindo formas vermiformes ou de gota; raramente encontra-se incluso na almandina. Nas outras paragêneses a

inda pode ser um constituinte da rocha, ocorrendo intergranularmente, anédrico, com forte extinção ondulante, exibindo recuperação/recristalização, e podendo atingir mais de 10%.

Biotita, normalmente se apresenta em palhetas de comprimento sub à milimétrico, sempre muito bem orientada, e quando seu conteúdo é significativo imprime a xistosidade na rocha. O aparecimento da biotita coincide, também, com o do quartzo intergranular e com o processo de milonitização das rochas da primeira paragênese.

A terceira paragênese é constituída por gnaisses, e menos comumente por xistos biotíticos. A almandina tem granulometria centimétrica, às vezes peciloblástica com inclusões de quartzo. A biotita tem palhetas de até 5mm de comprimento ocorrendo em agregados e orientada formando a xistosidade. O plagioclásio tem grãos entre 0,5 e 2mm, mas a granulometria não é muito variada numa mesma lâmina. Os cristais de plagioclásio têm contornos retos, formam pontos tríplexes (textura glanoblástica) mas raramente se conectam porque uma fina película de clorita, carbonato e raramente biotita, de granulometrias muito finas, desenvolve-se por todo o seu contorno. Cordierita tem granulometria entre 0,15 e 0,44mm, apresenta-se parcial a totalmente transformada em sericita e quartzo; seus contornos são os mais variados, desde retilíneos até sinuosos abrangendo formas denteadas. Os cristais de cordierita que se posicionam intergranularmente ao plagioclásio têm sua forma definida pelos minerais ao seu redor (plagioclásio e as películas de clorita+carbonato+biotita); os que se situam inclusos no plagioclásio tem sua forma circular. Antofilita/gedrita associa-se à biotita e tem granulação submilimétrica. Ocorre parcialmente substituída por silicato fibroso ou venulada por provável serpentina. O quartzo é escasso e aparece no contato entre antofilita e biotita, ou incluso na almandina, e sua tensão interna é fortíssima. Tais aspectos texturais favorecem a hipótese de que estes gnaisses tenham se desenvolvido a partir das rochas a cordierita+antofilita+almandina pela substituição metassomática de cordierita por plagioclásio. Estes gnaisses, ao apresentarem milonitização, também se enriquecem em biotita.

Admite-se que na área de influência de um contato tectônico entre duas unidades litológicas de competências distintas, o produto metassomático acima descrito tenha sido colocado nos xistos biotíticos adjacentes, semelhante ao ocorrido nas rochas a fayalita (ver item III.2). Porém, não se descarta a possibilidade do aparecimento de alguma biotita também por metassomatismo, uma vez que há poucas evidências de substituição de antofilita por biotita, porém este fato seria local.

Rochas a cordierita+antofilita+almandina da primeira paragênese, foram consideradas como "dalmatianitos" em concordância com Rosen-Spense (1969): "as rochas a cordierita+antofilita da região de Rouyen-Noranda foram interpretadas como lavas cloritizadas por emanções vulcânicas mineralizantes e que foram posteriormente metamorfozadas pelo contato de uma intrusão". Rochas deste tipo foram descritas em várias jazidas vulcanogênicas/exalativas, sempre interpretados como hornfelses, de acordo com a reação $\text{clorita} + \text{quartz} = \text{cordierita} + \text{antofilita} + \text{água}$.

Na área Noranda há uma nítida associação entre o minério e os dalmatianitos. Na mina de Millenbach elas são a encaixante do minério (Riverin & Hodgson, 1980), fato este até então não verificado em Salobo 3A. Sabe-se que os maiores volumes de rochas a cordierita+antofilita+almandina no Salobo 3A ocorrem a NW da LT-00 (LT-600 e 800 NW) sendo que o minério associa-se à formação ferrífera e é bem representado a SE da LT-00. Entretanto, verificou-se que parte dos gnaisses do F-19 (LT-800 SE) e do F-5 (LT-1225 SE), próximos do minério são na realidade antigas rochas a cordierita+antofilita+almandina substituídas por plagioclásio e gnassificadas ou milotinizadas. Além dos dados texturais referidos acima, tem-se a associação do F-19, onde estas rochas a cordierita+antofilita+almandina ocorrem como delgadas (centimétricas) intercalações, ou como relíctos, numa sequência predominantemente gnáissica.

Aceitando-se esta interpretação, então as rochas a cordierita+antofilita+almandina, atualmente metassomatizadas, poderiam ter tido um volume maior do que o atual, situando-se bem próximo ao minério (assim definido até o momento) e, talvez, até mesmo ter tido uma estreita relação com o mesmo, semelhantemente à área de Noranda. Estudos sistemáticos seriam necessários para a

confirmação da extensão entre a associação gnaiss (dalmatianitos) e minérios e, conseqüentemente, a confirmação ou não da hipótese acima levantada.

Embora a origem acima das rochas a cordierita+antofilita+almandina não seja escopo deste trabalho, vale ressaltar um outro aspecto, qual seja: estas rochas, no F-21, ocorrem também intercalados à associação quartzo+almandina+biotita+sillimanita (interpretada como metassedimentar) e pela associação hornblenda+plagioclásio (oligoclásio ou andesina)[±] biotita com textura local blastoofítica (interpretada como meta-ígne), o que justifica em se considerar este pacote litológico como sedimentar com intercalações vulcânicas (lavas e/ou tufos).

III.2.4 - XISTOS BIOTÍTICOS

FOTO 07 - F-12/209m Aumento 33x, XN
Almandina-quartzo-biotita-xisto.

FOTO 08 - F-29/545,7m Aumento 33x, XN
Almandina-cummingtonita/grunerita-bioti
xisto.

Os xistos biotíticos e os a grunerita/cummingtonita, aparentemente, são as rochas mais abundantes do Salobo 3A. Inúmeras associações são encontradas nos xistos biotíticos, a saber:

- biotita+quartzo+almandina⁺plagioclásio⁺magnetita (foto 07)
- biotita+hastingsita⁺quartzo⁺almandina⁺magnetita
- biotita+grunerita⁺quartzo⁺hornblenda⁺almandina⁺magnetita (foto 08)
- biotita+quartzo+grunerita+almandina⁺plagioclásio⁺magnetita
- biotita+quartzo+almandina+hornblenda⁺plagioclásio

A biotita ocorre em palhetas variando de 0,3mm a 5mm. A SE da LT-00 os xistos biotíticos constituem-se de 30 a 100% de biotita. Os acessórios mais comuns nestas rochas são a zirconita, rutilo, magnetita, apatita e turmalina.

Os biotititos (100% de biotita) são rochas de espessura centimétrica e ocorrem intercalados à quaisquer das associações acima, sugerindo ser apenas locais de maior concentração de biotita. Geralmente, o tamanho e a composição da biotita é similar ao da rocha soto e sobreposta.

Na paragênese biotita-quartzo-almandina, o quartzo pode constituir até 15%. Comumente não forma bandas, encontrando-se disperso por entre as palhetas de biotita. A granulação varia sendo em média 0,3mm, raramente encontrando-se grãos com 1,5mm ou 0,03mm. A tensão interna é sempre forte, mesmo nas rochas onde os efeitos tectônicos rígidos mais recentes não estão bem definidos, mas o fraturamento quando existe é consequência direta destes efeitos. A almandina porfiroblástica e/ou peciloblástica com inclusões de quartzo, raramente biotita, chega a atingir mais de 1cm, apresenta-se euédrica e pode constituir mais de 15% da rocha. As inclusões na almandina mostram vários aspectos. a) dispersas e decussadas, de tamanho ~0,07mm; b) idem concentrados no núcleo; c) idem concentrados nos bordos; d) qualquer um dos anteriores mas com orientação segundo uma direção que nem sempre coincide com a xistossidade atual; e) concentradas em cordões sinuosos - textura rotacional. No item "b" algumas almandinas possuem inclusões, nos bordos, de minerais que estão em continuidade ótica e cristalina com o meio externo (quartzo e biotita). Estas observações sugerem que

a almandina tenha cristalizado pré, sin e pós deformação milonítica.

A maior ou menor quantidade de plagioclásio, nesta paragênese, não modifica os aspectos do quartzo, biotita e almandina. O plagioclásio, geralmente albita, menos comumente oligoclásio, pode se apresentar ou não geminado polissinteticamente. Os grãos são anédricos, de tamanho relativamente iguais numa mesma lâmina, possuindo as mesmas dimensões do quartzo (em média 0,03mm). Também não forma bandas, encontrando-se disperso por entre as palhetas de mica, e sua quantidade, em média, não ultrapassa 10%.

A associação biotita+hastingsita⁺quartzo e almandina é bastante difundida no F-24, onde forma níveis de até 5m de espessura aparente (ex. F-24/139 a 144m). Biotita, quartzo e almandina guardam as características já mencionadas. Hastingsita, normalmente sub-milimétrica, localmente pode apresentar prismas de até 3mm de comprimento e 0,3mm de espessura. Seu contato com biotita é bastante nítido, podendo ser retilíneo, curvilíneo ou sinuoso; biotita e hastingita guardam texturas as mais variáveis. Localmente a hastingita ocorre parcial ou totalmente imersa numa bem formada palheta de biotita, a qual se orienta obliquamente à principal xistosidade, sugerindo que a biotita recrystalizou-se posteriormente ao evento milonítico. Em outros locais (lâminas F-24/46,64m; 47,70m; e 48m, F-12/245,2m e F-26/120,5m) a hastingita se encontra muito fraturada e orientada segundo esta citada direção. No prosseguimento das descrições litológicas, este fato se repetirá, sugerindo que o processo de recrystalização da biotita esteja intimamente ligado ao evento pós-tectônico que produziu os milonitos. Neste caso, o metamorfismo teria sido temporalmente mais longo do que esta deformação. Os acessórios mais frequentes nestas rochas são a alanita parcialmente metamítica, apatita e turmalina.

A associação biotita-grunerita, bem representada nos furos 12 e 24 (embora ocorram em praticamente todos os furos), é constituída por mais de 60% de biotita e menos de 30% de grunerita, raramente apresentando quartzo que pode chegar a 8%. Não é comum a presença de almandina, embora localmente seja encontrada. Estas rochas formam níveis de dezenas de centímetros (de até 0,5m) intercaladas às rochas a grunerita+almandina, e às rochas a fayalita,

porém não preservando textura indicativa da presença pretérita deste mineral (item III.2.6). Podem conter alguma quantidade de hastingsita intimamente associada à grunerita. Por vezes a grunerita é bicolor (incolor à verde de vários tons). A biotita tem granulação variável de sub-milimétrica até mais de 4mm, orientada segundo a xistosidade. O quartzo, quando presente, tem granulação média de 0,3mm, anédrico, contornos sinuosos a endentados, quando em agregados pode formar pontos tríplexes, e extinção ondulante forte à extrema. A grunerita apresenta prismas desde 0,3 a 2mm, encontra-se inclusa e dispersa na biotita, mostra contornos sinuosos e ponteados sugerindo ser um mineral relícto de uma fase pretérita tectônica e/ou metamórfica.

A associação biotita+quartzo+grunerita+almandina⁺plagioclásio é encontrada nas adjacências da formação ferrífera, exibindo aspectos texturais de que contiveram fayalita, e serão abordadas posteriormente (item III.2.6). Além destes aspectos, esta associação mineral pode também ser encontrada associada aos xistos biotita+quartzo+almandina⁺plagioclásio, sem a presença textural acima citada, e neste caso a grunerita exhibe as mesmas feições descritas na associação biotita-grunerita.

A paragênese quartzo+biotita+almandina+hornblenda⁺plagioclásio, de menor expressão volumétrica, é bastante controvertida. Normalmente os minerais possuem as características já citadas e a hornblenda é peciloblástica com inclusões de sericita as quais ainda exibem relíctos de plagioclásio. Muitas destas rochas estão próximas à meta-ígneas (anfíbolitos senso estrito), como no F-12/216,9m; porém em outros locais não se verificaram estas relações, e as rochas estão associadas aos xistos biotíticos e as hornblendas nem sempre são peciloblásticas. Um dos aspectos mais difundidos é que, geralmente, o opaco (traços) é ilmenita ou magnetita vanadínifera.

Todas as paragêneses apresentam acentuada xistosidade, localmente crenulação. Frequentemente pode-se definir a natureza milonítica desta xistosidade, e menos frequente estas rochas estão cataclásadas.

III.2.5 - ROCHAS A GRUNERITA/CUMMINGTONITA

FOTO 09 - F-32/219m Aumento 33x, XN
Almandina-magnetita-grunerita xisto

FOTO 10 - F-47/654,05m Aumento 33x, XN
Espinélio-ilmenita-Mg clorita-cum-
mingtonita xisto.

As principais paragêneses são:

- grunerita⁺almandina⁺magnetita⁺quartzo; (foto 09)
- grunerita/cummingtonita+biotita+clorita⁺almandina, quartzo, magnetita, espinela; (foto 10)
- cummingtonita+flogopita⁺talco.

A grunerita e a cummingtonita normalmente não se apresentam coloridas. Porém, localmente, há grunerita verde e pleocrôica sendo que frequentemente os cristais são zonados de incolor a verde forte.

Na paragênese grunerita+almandina⁺magnetita há duas texturas principais. Na primeira e mais representativa volumetricamente, a grunerita é milimétrica a centimétrica; a almandina, euédrica e

subédrica, centrimétrica, é pórfito-peciloblástica. Os prismas de grunerita orientam-se segundo uma direção demarcando a xistosidade de rocha (foto 09). As inclusões na almandina são de grunerita sub-milimétrica dispersas caoticamente, mas podendo localizarem-se: a) no centro do cristal; b) nos bordos do cristal; c) em auréolas concêntricas. Aqui também, à semelhança das almandinas dos xistos biotíticos, a granada pode conter nos bordos, parcialmente, prismas de grunerita do meio externo. Há ainda inclusões aciculares em formas de leque, e raramente inclusões que se apresentam iso-orientadas ou evidências de rotação do cristal da almandina. Na segunda textura a granulometria do anfibólio é dual (foto 10). Há como que uma matriz de finíssima grunerita/cumingtonita (prismas de 0,015 a 0,07mm), geralmente sub-orientada, truncada por porfiroblastos euédricos e dispersos decussadamente de grunerita milimétrica à centimétrica; localmente estes porfiroblastos podem apresentar ligeira orientação paralela à xistosidade. É comum, na matriz destas rochas, aparecer biotita, de tamanho idêntico ao da grunerita (0,015 - 0,07mm). Das inúmeras lâminas estudadas depreende-se que, tanto a almandina quanto a grunerita, ou tiveram duas gerações (crystalização em dois eventos metamórficos de mesma condição PT), ou estas rochas foram submetidas à milonitização sin-metamórfica cuja duração foi inferior àquela de todo o metamorfismo.

Nas Tabelas III e IV as análises 10, 13, 14, 19 e 20 são referentes à esta associação e, exceto a amostra 21, não pertencem à qualquer campo da Fig. 03.

As amostras portadoras de quartzo, como as de números 16 e 20, representadas na Fig. 03 e situadas no Campo III, indicam a possibilidade destes xistos serem horizontes de uma formação ferrífera, ricos em alumínio, magnésio e cálcio. Estas rochas, inicialmente, haviam sido consideradas como pertencentes à formação ferrífera (BIF).

A segunda paragênese apresenta os mesmos aspectos texturais da primeira, somente com adição de biotita e/ou clorita em quantidades significativas. As rochas com clorita incolor (micro-porfiroblastos similares aos de grunerita) e espinélio verde são muito

TABELA III

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS AMOSTRAS ANALISADAS QUIMICAMENTE

MINERALOGIA	Nº DA AMOSTRA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Magnetita		61	40	25	30	20	24	45	65	42	13	43	64	1	8	19	3	3
Fayalita		-	-	-	25	-	53	21	-	20	-	13	-	-	-	46	-	-
Diopsídio		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grunerita		-	18	4	-	52	-	-	20	-	60	-	-	59	48	-	38	55
Almandina		10	-	37	28	23	15	15	-	8	18	10	-	33	22	1	16	6
Quartzo		-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	32	-
Greenalita		20	15	13	8	-	4	6	3	9	3	10	18	3	-	16	4	-
Minesotaita		-	15	-	7	-	5	6	-	9	-	10	-	-	-	-	-	-
Stilpnomelana		-	-	12	-	-	-	-	3	-	-	-	-	3	-	-	5	-
Biotita		-	-	-	-	2	-	7	tr	10	3	-	-	-	14	9	2	18
Clorita		5	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-	-	16
Pirossmalita		-	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Alanita		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rutilo		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Turmalina		-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	-	tr	2	7	-	-
Fluorita		-	-	5	r	-	-	-	-	1	-	10	11	-	-	-	-	-
Tremolita		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Espinélio		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Calcopirita		-	1	-	tr	-	tr	tr	-	1	-	r	-	-	-	1	-	-
Bornita+Calcosita		3	1	3	2	tr	tr	tr	8	tr	2	4	6	tr	-	r	r	-
Grafita		tr	tr	-	tr	-	-	tr	1	tr	r	tr	1	-	-	tr	-	-
Molibdenita		-	-	1	-	-	-	-	tr	-	-	-	r	-	-	-	-	-
Ilmenita		-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	1	tr	2
Saflorita		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	r	-	-	-	-	-	-
S-Co-Ni		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	r	r	-	-	-	-	-
S-Fe-Ni		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	r	-	-	-	-	-
Arsenopirita		1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pirita		-	-	-	-	-	-	-	-	r	-	-	-	-	-	-	-	-
Ouro		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	r	-	-	-	-	-	-

MINERALOGIA	Nº DA AMOSTRA	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Magnetita		3	30	5	6	19	10	55	24	36	18	15	28	3	72	25	64	36
Fayalita		-	-	-	-	35	75	-	41	20	25	42	-	-	-	10	9	10
Diopsídio		tr	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grunerita		61	46	17	60	-	tr	-	14	4	15	15	50	82	tr	35	7	18
Almandina		-	20	53	20	14	-	tr	-	5	27	20	14	-	-	-	8	10
Quartzo		-	-	16	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	1	-
Greenalita		-	2	-	-	-	10	25	15	15	12	3	5	3	13	2	6	9
Minesotaita		-	-	-	-	5	3	-	2	5	-	3	-	-	13	18	-	-
Stilpnomelana		-	2	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-
Biotita		20	-	4	-	21	-	15	-	8	1	-	-	-	-	-	1	15
Clorita		15	-	4	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pirossmalita		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Alanita		-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rutilo		tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Turmalina		tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
Fluorita		-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-
Tremolita		tr	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-
Espinélio		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-
Calcopirita		-	-	-	tr	2	tr	-	4	1	-	1	-	-	-	-	3	1
Bornita+Calcosita		-	-	-	15	tr	tr	4	tr	1	-	1	1	-	2	r	1	j
Grafita		-	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	5	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr
Molibdenita		-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilmenita		1	-	1	1	1	-	-	-	-	2	-	-	1	-	-	-	-
Saflorita		-	-	-	-	-	r	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S-Co-Ni		-	-	-	-	r	r	-	-	r	-	-	-	-	r	-	-	-
S-Fe-Ni		-	-	-	-	r	-	-	-	-	-	-	-	-	r	-	-	-
Arsenopirita		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pirita		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ouro		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Os nºs das amostras correspondem aos nºs que estão entre parêntesis na Tab. IV.

magnesianas, e neste caso, o anfibólio é cummingtonítico. Há sugestões de que a biotita possa ser um produto retro-metamórfico ou tardi-metamórfico do anfibólio, porque algumas feições indicam substituição de grunerita por biotita. As análises 17, 18, e 30 constantes das Tabelas III e IV, são representativas deste tipo de rocha e todas possuem $F < 768.50\%$.

A terceira paragênese, cummingtonita+flogopita+talco, é rara, somente encontrada no F-19/360 a 362m, e 376 a 379,5m intercalada em gnaisses blasto-miloníticos os quais por sua vez intercalam-se a meta-máficas. Tem textura lepidoblástica com micro-porfiroblastos de cummingtonita e/ou flogopita dispersos decussadamente no talco interseptando orientações pretéritas (lâmina F-19/361,9m). Uma destas amostras apresenta magnetita euédrica, cromífera, com $Fe > Cr$, e magnetita venular onde nenhum Cr foi detectado. Estes minerais foram considerados, respectivamente, como magnetita primária e magnetita neoformada, e a rocha interpretada como meta-ultramáfica (lâmina F-19/367,95m).

As duas primeiras paragêneses ocorrem tanto intercaladas à formação ferrífera como também intimamente associadas à paragênese mais abundante que é grunerita+biotita+almandina⁺quartzo⁺magnetita.

III.2.6 - FORMAÇÃO FERRÍFERA

Considerar-se-á como formação ferrífera as rochas que posicionam no Campo I do diagrama Fig.03. Somente as rochas constituídas por magnetita+fayalita⁺grunerita⁺greenalita/minnesotaita, onde os minerais hidratados provieram de fayalita e com conteúdo de almandina e/ou biotita não relevantes, podem ser quimicamente consideradas como formação ferrífera (BIF). Outras rochas cujo conteúdo da biotita e/ou almandina, e/ou grunerita (item III.2.5) são relevantes serão consideradas como xistos ricos em ferro, como se verá a seguir.

As melhores exposições de formação ferrífera e xistos ricos em ferro, estão nas LT-400 SE (Furo 50), LT-800 SE (Furos 12 e 24), LT-1.000 SE (Furos 23 e 32), LT-1.100 SE (Furo 61), LT-1.200 SE (Furo 54), LT-1.400 SE (Furos 35 e 46) e LT-1.500 SE (Furo 29).

III.2.6.1 - ROCHAS A MAGNETITA+FAYALITA+GRAFITA

FOTO 11 - F-35/787,8m Aumento 33x, XN
Rocha a fayalita (magnetita);textura gra
noblástica com pontos tríplexes.

Rochas com conteúdo em fayalita entre 10-90% e magnetita entre 90-10%constituem níveis centimétricos dispersos em rochas das mais variadas composições, principalmente biotíticas, e mais raramente com plagioclásio. Localmente pode-se confeccionar uma lâmina ou seção onde a fayalita ou magnetita, respectivamente, apresentam-se com cerca de 100% enquanto o outro mineral é traço.

A fayalita, nas áreas quase monominerâlicas, apresenta-se com granulometria centimétrica, podendo um único cristal atingir cerca de 5cm. Nos locais biminerâlicos (os mais frequentes) apresenta-se principalmente com granulação milimétrica (nunca inferior a 1mm, exceto nas áreas cataclásticas). Frequentemente apresenta granulação homogênea, contornos retilíneos e pontos tríplexes, ocorrendo sempre, muito fraturada (foto 11).

A magnetita, em seção polida, apresenta-se em massas contínuas (foto 12) onde não se delimitam os cristais. Raramente pode-se notar contornos poligonais com a formação de pontos tríplices (foto 13). Fraturamento é semelhante ao da fayalita. A esta magnetita dá-se o cognome de magnetita¹.

FOTO 12 - F-24/108,8m Aumento 53x, - N. Seção polida - Magnetita¹ maciça. Em x=0,5cm e y=7,3cm há magnetita³ (item IV. 3.1) associada a bornita com relictos de calcopirita.

FOTO 13 - F-22/516,7m Aumento 53x, - N. Seção polida - Magnetita¹ com contornos tendendo a poligonal.

As relações entre magnetita¹ e fayalita são as mais variadas. Magnetita¹ pode ocorrer intergranular à fayalita ou nela incluída, e vice versa, dependendo da quantidade de cada mineral. Os contatos entre ambas são curvilíneos a retilíneos.

FOTO 14 - F-24/70,54m Aumento 133x, -N
Magnetita² envolvendo grunerita e em con-
tato com fayalita.

FOTO 15 - F-24/108,8m Aumento 53x, -N
Seção polida. Magnetita² ripiforme entre
fayalita e grunerita.

FOTO 16 - F-24/70,54m Aumento 133x, XN.
Grunerita em contato (reação) com fayalita

Os acessórios comuns destas rochas são a grafita em palhetas às vezes bem desenvolvidas, e calcopirita. Frequentemente encontra-se bornita sempre associada à calcopirita com a qual faz contatos sinuosos podendo apresentar cáries (da bornita na calcopirita). Localmente ocorrem molibdenita, ouro, safflorita, gersdofita, nicolita e pentlandita, sendo que o ouro associa-se, principalmente, aos minerais de As.

Em termos volumétricos esta paragênese é a de maior expressão, comportando-se como relícta dentro de extensões consideráveis (métricas a dezenas de metros) das paragêneses que se seguem (vide Anexo 03 - Localização das amostras estudadas nos furos de sondagem). Nas dimensões das amostras utilizadas neste trabalho (~15cm) é impossível fugir-se da presença das transformações pelas quais passaram as rochas a magnetita+fayalita.

III.2.6.1.1 - PARAGÊNESE MAGNETITA+GRUNERITA+MINNESOTAITA⁺GREENALITA⁺FAYALITA

A transformação mais difundida é a da fayalita em grunerita e magnetita, designada de magnetita², (foto 15) sem a presença de quartzo. A textura resultante é a de pseudomorfose à fase múltipla (um único cristal é substituído por um agregado de cristais de espécies diferentes, orientadas ou não ao acaso). Neste caso a disposição da grunerita é a decussada, enquanto a magnetita² (foto 15) ocorre em filetes condicionada pela forma da grunerita.

Esta textura é observada em todas as rochas, desde as pouco deformadas até as miloníticas, indicando que a pseudomorfose se processou em ambiente estável, portanto pós-milonitização.

É comum haver uma fina película de magnetita² envolvendo a grunerita e em contato direto com fayalita (foto 14). Raramente encontra-se grunerita em contato direto com fayalita, e quando isto acontece os limites são de reação (foto 16). Esta pseudomorfose é encontrada em todas as fases de desenvolvimento, inclusive numa mesma lâmina (vide fotos 21, 22 e 23).

A outra transformação, menos difundida por ser local, é a transformação da fayalita, ou do agregado grunerita+magnetita² an

terior, em greenalita+minnesotaita, com rara pirosmalita, sem a presença de quartzo. Se o tamanho dos cristais neo-formados de grunerita é da ordem (média) de 0,07x0,01mm, os de greenalita minnesotaita são micro-cristalinos, formando uma massa compacta esverdeada numa pseudomorfose do mesmo tipo anterior. Pode-se também seguir o desenvolvimento desta transformação em todas as suas fases, identicamente à anterior (fotos 21, 22 e 23). A transformação em greenalita+minnesotaita é encontrada próxima a veieiros de quartzo (principalmente quartzo+turmalina) e o nas zonas cataclásticas e áreas marginais, sugerindo que esteja associada aos processos fluidais finais da fase de tectônica rígida.

No diagrama Fig. 03, as rochas pertencentes a este item caem todas no Campo I, a saber:

- amostra 2 = F-12/252,7m (toda fy transformada em gru, min, e gre)
- amostra 12 = F-35/724,5Am (gre)
- amostra 25 = F-35/788,0m (fy parcialmente transformada em gru, min e gre)
- amostra 31 = F-46/429,8m (toda fy transformada em gre, min)
- amostra 32 = F-50/139,7m (fy parcialmente transformada em gru, min, gre).

Depreende-se que as transformações que houveram (vide Tabela IV) não modificaram o conteúdo relativo dos elementos originais, uma vez que todas ainda possuem quimismo de formação ferrífera (BIF).

III.2.6.2 - ROCHAS A MAGNETITA+FAYALITA+GRAFITA+ALMANDINA

Magnetita¹ e fayalita comportam-se identicamente à paragênese anterior. Almandina é porfiroblástica, localmente milimétrica, euédrica a subédrica, contendo inclusões de magnetita¹ (às vezes de magnetita³ = euédrica, item III.3.1) e fayalita. No contato entre fayalita e almandina a sempre magnetita² ou grunerita; raramente estão em contato direto e quando isto acontece, os limites são de reação (fotos 17 e 18).

FOTO 17 - F-35/718m. Aumento 133x, -N. Almandina em contato de reação com fayalita. Magnetita² envolvendo grunerita e em contato com fayalita. Em x=0,8cm, e y=8,0cm há biotita envolta por magnetita².

Foto 18 - F-35/718m. Aumento 133x, XN. Idem foto anterior com nicóis cruzados.

As rochas do item anterior intercalam-se a estas, e é óbvio encontrar-se as mesmas transformações já citadas. Nas rochas transformadas em greenalita+minnesotaita, a almandina apresenta-se parcial a totalmente cloritizada, sendo o desenvolvimento desta transformação diretamente proporcional à quantidade da transformação em greenalita+minnesotaita.

Como acessórios, estas rochas podem conter, além dos já citados anteriormente, turmalina, fluorita e apatita.

Este tipo de rocha também é escasso, embora mais difundido do que o anterior, comportando-se como finos níveis dentro da associação (magnetita¹+fayalita)grunerita+magnetita²+almandina+biotita.

No diagrama Fig. 03 as rochas deste item se distribuem:

amostra 1 = Campo I; ~15% alm (F-12/189,6m)
 amostra 3 = Sem campo definido; ~37% alm (F-12/301,4m)
 amostra 4 = Campo II; ~18% alm (F-12/312,0m)
 amostra 6 = Campo I; ~15% alm (F-22/471,8m)
 amostra 11 = Campo I; ~10% alm (F-24/108,8m)
 amostra 28 = Sem campo definido; ~20% alm (F-39/319,0m)
 amostra 29 = Campo I/II; ~14% alm (F-39/490,0m)

Sendo a Fig. 03 um diagrama químico, o conteúdo de Al_2O_3 , nessas rochas, correspondentes à presença da almandina, foi o fator preponderante para que algumas amostras (onde $F > 84\%$) não se situassem no Campo I. Para estas rochas se situarem no Campo I, o limite máximo, aproximado, do conteúdo de almandina é de 15%. Na amostra 29 outro fator foi o conteúdo em MgO , muito provavelmente contido na grunerita/cummingtonita.

III.2.6.3. - ROCHAS A MAGNETITA+FAYALITA+ALMANDINA+BIOTITA⁺HASTINGSITA/HORNBLENDAS

Qualquer que seja o conteúdo de biotita nesta associação, a mica não está em contato direto com fayalita (fotos 17 e 19) entre fayalita e biotita há uma fina película de magnetita² ou grunerita (localmente podendo chegar esta espessura à 0,07mm). Raríssimos os locais onde há contato mútuo e, neste caso, os limites são de reação. As propriedades óticas e químicas da biotita são similares às das biotitas dos xistos biotíticos.

Verificou-se que é raro milonito de rochas a fayalita sem a presença de biotita. Nos milonitos são encontradas todas as proporções entre os relictos de fayalita e a quantidade de biotita, bem como entre a quantidade das transformações à grunerita+magnetita². As feições texturais e seus relacionamentos com as rochas soto e sobrepostas demonstram que, se a rocha fayalita+magnetita¹ (item III.2.6.1) contém fayalita transformada em grunerita+magnetita² em perto de 30%, na associação com biotita esta relação se mantém. Os níveis sentimétricos da paragênese III.2.6.1 estão disseminados na associação biotítica.

FOTO 19 - F-37/80,25m Aumento 33x, -N. Fayalita, biotita e hastingsita. Fayalita em $x=3,5\text{cm}$ e $y=3,5\text{cm}$. Hastingsita com magnetita² no contato com fayalita em $x=3,0\text{cm}$ e $y=6,0\text{cm}$. O outro cristal de hastingsita, imediatamente ao lado do anterior, encontra-se em contato de reação com fayalita e biotita.

FOTO 20 - F-24/112,8m Aumento 33x, -N Rocha bandeada com níveis de fayalita e biotita alternados e níveis de magnetita. Fayalita com menos de 5% de transformação em grunerita+magnetita².

Depreende-se disto que o aparecimento da biotita não está associado às transformações da fayalita em grunerita+magnetita², caso contrário não existiriam rochas como a mostrada na Foto 20, onde há perto de 25% de fayalita com rara grunerita e 75% de biotita; e rochas a fayalita completamente transformadas em grunerita+magnetita² e sem a presença de biotita.

As amostras analisadas deste item, em relação ao diagrama Fig. 03, tem o seguinte comportamento:

- amostra 5 = Campo II; ~23% alm, ~2% bt (F-21/143,9m)
- amostra 7 = Campo I; ~15% alm, ~7% bt (F-22/507,1m)
- amostra 8 = Campo I; ~tr bt (F-22/516,7m)

FOTO 21 - F-61/191,7m
Aumento 33X, - N
Fayalita + Grunerita +
Magnetita².
Fayalita + minnesotaita +
greenalita.

FOTO 22 - F-61/191,7m
Aumento. 133x, XN
Detalhe da foto anterior. Fayalita + Grunerita + Magnetita.

FOTO 23 - F-61/191,7m
Aumento 133x, XN
Detalhe da foto 21.
Fayalita + minnesotaita +
greenalita.

amostra 9 = Sem campo definido; ~8% alm, ~10% bt (F-23/186m)
 amostra 15 = Campo I; ~1% alm, ~9% bt (F-28/336,6m)
 amostra 22 = Sem campo definido; ~14% alm, ~21% bt (F-35/708m)
 amostra 24 = Sem campo definido; ~tr alm, ~15% bt (F-35/775,85m)
 amostra 26 = Campo I; ~9% alm, ~8% bt (F-39/364,5m)
 amostra 27 = Sem campo definido; ~27% alm, ~1% bt (F-39/292,28m)
 amostra 33 = Campo I; ~8% alm, ~1% bt (F-54/199,1m)
 amostra 34 = Campo II; ~10% alm, ~15% bt (F-61/191,6m).

Estas amostras tem como parâmetro $F > 83\%$. Analisando-se o grupo de amostra 22 (21% bt, 14% alm) e 27 (27% alm, 1% bt) com $F \geq 90\%$, vê-se que em uma o conteúdo de biotita foi o fator preponderante para que seu posicionamento ficasse próximo à linha AF, e em outra o alto conteúdo em almandina. As amostra 9 e 24, também com $F \geq 90\%$, situam-se muito próximas ao Campo I.

Na amostra 9 há 8% de alm e 10% bt, e na amostra 24 há 15% bt. Isto leva a um conteúdo máximo entre 10 e 15% de biotita para que uma rocha, sem almandina, caísse dentro do Campo I.

Nas rochas deste item é frequente a presença de hastingsita/hornblenda (foto 19). Em relação à fayalita, a hastingsita comporta-se identicamente à biotita, isto é, envolta por magnetita ou em contato de reação. Exibe também feições associadas aos eventos tectônicos, porém em quase todos os intervalos estudados dois são os aspectos relevantes. No aspecto mais frequente a hastingsita sugere ser um mineral contemporâneo da biotita. Com ela mantém contatos normais e orienta-se segundo a mesma direção. No outro, há locais em que as relações indicam possibilidades da hastingsita ser pós-biotita e outros pré-biotita (foto 19). Localmente há ainda sugestões de que a hastingsita possa ter substituído grunerita numa pseudomorfose à um cristal (quando um único cristal é substituído por um único cristal de outro mineral) ou do tipo pseudomorfose de agregado (quando um agregado de um mineral é substituído por um único cristal de outro mineral). É interessante ressaltar ainda a presença de cristais com associação hastingsita+tremolita em continuidade ótica.

Os aspectos acima citados sugerem que biotita e hastingsita re cristalizaram-se em diversas fases ao longo do evento de deformação

plástica, que ocorreu num determinado período do processo metamórfico.

III.2.6.4 - ROCHAS A (FAYALITA+MAGNETITA)+ALMANDINA+GRUNERITA+BIOTITA+QUARTZO⁺HASTINGSITA

FOTO 24 - F-24/62,95m Aumento 33x, -N Agregado de grunerite+magnetita² relícto (em cima na foto) envolto por agregado de grunerite decussada muito fina, os quais estão em contato com o quartzo e biotita.

FOTO 25 - F-24/62,95m Aumento 33x, XN Relíctos de fayalite (em cima na foto) na transformação grunerite+magnetita²; bordos de agregados de grunerite (sem magnetita²); magnetita² ou³ delineando o pseudomorfo textural.

A presença de quartzo desestrutura completamente a fayalita, e nesta associação é incomum a presença de relíctos de fayalita, sendo a presença da transformação pseudomórfica grunerite+magnetita² a mais difundida. A fayalita quando em contacto com o quartzo transforma-se diretamente em grunerite, sem magnetita² a qual, possivelmente, também reagiu com quartzo formando grunerite. Nestas rochas a

associação grunerita+magnetita² comporta-se como relícta envolta pelos pseudomorfos constituídos somente por grunerita muito fina, decussada (foto 24) onde magnetita² ou³ existem somente delineando o contorno poligonal do mineral original (fayalita). Em raríssimas lâminas (F-24/62,95m e F-36/760,0m) encontrou-se relíctos de fayalita, e quando isto acontece, a fayalita esta protegida por uma massa de magnetita envolta por grunerita (foto 25).

III.2.6.5 - ROCHAS A (FAYALITA+MAGNETITA)+PLAGIOCLÁSIO⁺ BIOTITA⁺ALMANDINA⁺QUARTZO

Nesta associação a fayalita e suas transformações comportam-se identicamente, com relação aos seus limites, às associações anteriormente descritas. O quartzo, quanto presente, ocorre incluso no plagioclásio (F-16/612,6m) raramente posicionando-se intergranularmente e, neste caso, a fayalita e suas transformações comportam-se identicamente à associação biotita+quartzo (F-39/159,2m) onde os agregados de grunerita sem magnetita² margeiam a associação antiga (foto 21).

O plagioclásio é pórfiro-peciloblástico de até 4mm, incluindo biotita e raramente quartzo (F-16/612,6m) às vezes recristalizados, e os agregados de grunerita+magnetita apresentam, também, recristalização. A xistosidade é dada pela biotita, sendo esta xistosida-de associada à foliação milonítica.

III.2.6.6 - ROCHA A EULITA+ALMANDINA+MAGNETITA+CALCOPIRITA+BORNITA+CUMMINGTONITA+QUARTZO

Esta associação foi encontrada somente em um local de todos os estudados na área Salobo 3A. Ocorre no furo 12/416,6m. Superiormente contata com diabásio não metamorfoseado, e inferiormente com quartzo-biotita-almandina xisto o qual possui intercalações de gnáisses à microclina. Estimativa no furo de sondagem indica uma espessura aparente aproximada de 2m.

A rocha é constituída por almandina (~45%), eulita (~35%), calcopirita ≥ bornita (~5%), magnetita (~8%), quartzo (~3%), ilmenita (~2%), e traços de fayalita, cummingtonita, biotita, alanita e molibdenita.

Texturalmente a rocha é um milonito brechado, onde as fraturas estão preenchidas por greenalita+minnesotaita+calcopirita+magnetita ou somente por quartzo, ou por magnetita e/ou calcopirita.

Os porfiroblastos de almandina variam de 0,5mm, muito fraturados, cujas fraturas são preenchidas por magnetita e/ou calcopirita+bornita, à submilimétricos, estes representando a cominuição devido à cataclase.

Os cristais de eulita mostram-se prismáticos, com aproximadamente 1mm, orientados paralelamente a foliação milonítica, e também quebrados, com granulometrias sub-milimétrica representando a cominuição e dispostos caoticamente. Apresentam relíctos de fayalita inclusa cujos contatos são de reação, e alguma biotita associada.

Fayalita, além de relícta na eulita, raramente ocorre em cristais sub-milimétricos inclusos em magnetita, predominando associada/inclusa no ortopiroxênio.

Quartzo ocorre em veieiros (já citados) ou em cristais sub-milimétricos e dispersos podendo ocorrer em contato normal com eulita.

Biotita, em cristais sub-milimétricos, ocorre associada à eulita, no contato desta com as áreas cataclásticas e também inclusa na eulita sempre próxima à uma fratura. Os contatos entre biotita e eulita são de reação.

A cummingtonita ocorre em pequenos cristais euédricos associada ou inclusa na eulita, sendo que no contato entre ambas há magnetita.

Os opacos podem ocorrer em massas intergranulares, ou inclusos nos minerais (principalmente almandina), porém mais frequentes preenchendo fraturas da rocha. Calcopirita e bornita ocorrem predominantemente em cristais isolados e raramente associados entre si, com bornita exibindo finíssimas inclusões de calcopirita vermiforme. Há três tipos de magnetita. O tipo mais difundido é uma magnetita titanífera, localmente formando textura simplectítica com silicatos. Esta magnetita está sempre associada com cristais de ilmenita, geralmente estes

ocorrendo inclusos na magnetita. Este tipo de magnetita é o predominante. O segundo tipo é o que se denominou de magnetita¹. À esta magnetita associa-se calcopirita+bornita. O terceiro tipo é o que se denominou de magnetita³ (item III.3.1), menos abundante do que a magnetita titanífera, mais abundante que magnetita¹. Ocorre em cristais euédricos inclusos na calcopirita (neo-formados), ou como crescimento secundário ao redor da magnetita¹.

III.2.7 - OUTRAS LITOLOGIAS

Além da associação com eulita foram encontrados outros tipos de litologias pouco expressivas.

A única rocha a hedenbergita encontrada no Salobo 3A pertence ao F-17/191,4m, e se constitui de albita An₀₅(35%), hornblenda(30%), hedenbergita(30%) e magnetita(5%) com traços de ilmenita, bornita+calcosita e carbonato venular. A rocha é algo orientada, o plagioclásio possui textura microscópica em mosaico, enquanto os máficos formam concentrações com hedenbergita no centro e hornblenda nos bordos, dando à rocha um aspecto maculado (minerais analisados por micro-sonda, Tab. I). Abaixo desta rocha encontram-se as paragêneses quartzo + biotita+almandina+sillimanita (334,6m), à biotita+microclina+quartzo+sillimanita (386,7m).

No F-10/155,2m uma rocha à plagioclásio com textura em mosaico de granulação fina exibe megacristais de plagioclásio fortemente tensionados com textura de recuperação e recristalização. Esta rocha ainda apresenta cristais de grunerita prismáticos e decussados em pseudo-agregados também de granulação fina. Este fato sugere a possibilidade de rochas anteriormente interpretadas pela autora como andesinitos, poderem ser produtos de recristalização dos gnaisses.

A turmalina ocorre em quase todas as litologias do pacote. Há determinados intervalos, em alguns furos de sondagem, onde ela é escassa ou mesmo inexistente (por exemplo, na maioria das rochas a cordierita+antofilita+almandina pouco metassomatizadas). Em diversos e inúmeros locais sua presença é superior a 5%. Num levantamento mineralógico executado nas descrições dos furos 1 a 51 (Relatório de Pesquisa, Projeto Cobre Carajás) e lâminas, parece haver uma ligeira preferência da turmalina pelos xistos biotíticos e pelos gnaisses, o que não impede de ser encontrada em menor quantidade nas outras litologias, principalmente nas zonas milonitizadas. Ocorrem ainda rochas a quartzo-turmalina onde este último mineral chega a atingir concentrações da ordem de 30%. Raramente a turmalina ocorre com feições texturais (forma e fraturamento) semelhante à dos minerais ao seu redor. Sua forma preferida é a euédrica ou subédrica. Pode ocorrer

rer dispersa na rocha ou formar concentrações associadas ao quartzo, ou mesmo formar pequenos níveis dando à rocha um aspecto bandado. A maioria das rochas a quartzo-turmalina apresenta discordância aparente com o plano de xistosidade mais evidente no local, e foram designadas a priori de "veieiros", os quais são centimétricos. Nestes veieiros o quartzo estirado apresenta-se com fortíssima tensão interna, recuperação/recristalização, enquanto a turmalina na maioria das vezes evidencia pouquíssimo efeito tectônico, podendo mesmo agregar-se dispondo-se em forma de leque.

Localmente a turmalina existe nos xistos, anfibolitos, gnaisses e formação ferrífera com textura tardi-metamórfica/milonítica. Neste caso encontra-se substituindo pseudomorficamente plagioclásio em gnaisses e xistos, e biotita em xistos. Pode associar-se à fluorita, alanita e ao quartzo, o qual também pseudomorfoseia anfibólios e micas. Estas substituições são, descritivamente do tipo "pseudomorfose a um cristal" (quando um único cristal é substituído por um único cristal de outro mineral; ex. no F-47/385,71m) e/ou "pseudomorfose a cristais múltiplos" (quando um único cristal é substituído por um agregado de cristais de outro mineral; substituição esta mais frequente).

Outros fatos evidenciam que houveram condições para recristalização de turmalina, ou aporte/remobilização com consequente recristalização da mesma em período sin a pós-tectônica rígida.

Em alguns locais a turmalinização abrange mais de 60% dos minerais constituindo turmalinitos.

Em diversos locais foram encontrados anfibolitos constituídos por hornblenda+plagioclásio com textura nematoblástica, localmente blasto-ofítica, considerados como meta-ígneas de composição básica a intermediária. Estas rochas encontram-se também milonitizadas e seu volume, aparentemente é pouco expressivo. Possuem como acessórios alguma biotita e quartzo, e traços de epidoto e sericita; outras encontram-se bastante epidotizadas e sericitizadas.

III. 3 - SUMÁRIO DOS ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Faz-se aqui um apanhado de aspectos que servirão de embasamento para alguns capítulos subsequentes.

A caracterização petrográfica da área Salobo 3A evidencia toda a complexidade das associações minerais que trazem o registro de inúmeros processos aos quais foram submetidas.

Parte desta complexidade pode ser atribuída a um relevante processo de formação plástica em ambiente metamórfico, envolvendo ainda a entrada ou rema-

nejamento de fluidos no sistema.

Esta conjuntura produziu o desenvolvimento de uma série de processos, simultâneos ou não, de transformação, recristalização ou destruição de minerais. Mas há ainda aspectos texturais que permitem definir a interligação e a sequência destes processos.

Um aspecto difundido é o das rochas a cordierita+antofilita+almandina mostrarem-se substituídas por plagioclásio, o qual apresenta textura em mosaico (granoblástica), com relíctos de cordierita no seu interior. Os melhores exemplos estão no F-19/154,3m e F-5/137,7m (item III.2.3). Admite-se, a partir destas observações microscópicas que tenha havido uma relevante transformação metassomática de determinadas litologias. A caracterização destas transformações apresenta-se ainda complexa, porém os fatos petrográficos obtidos relacionados à este evento, além da feldspatização das rochas a cordierita, é a provável feldspatização das rochas a fayalita, ambos ocorrendo à SE-NE da área, entre as LT-800 SE e 1.600 SE.

A tectônica dúctil produziu milonitos típicos, os quais foram também afetados pela tectônica rígida.

Os processos tectônicos rígidos responsáveis pela cataclase e/ou brechamento, propiciaram a percolação de fluidos, provavelmente oriundos das intrusões ígneas do Proterozóico Superior, possibilitando a origem de alguns produtos metassomáticos descritos a seguir:

- substituição pseudomórfica de plagioclásio por clorita nas rochas gnáissicas (exemplos nos furos 12, 14, 15, 16, etc.) sendo que em muitos locais não mais existem relíctos do mineral original de modo a que a rocha se apresente como um cloritito ou lembrando um clorita-quartzito, dependendo da quantidade original de plagioclásio;

- nos xistos, anfibolitos e formação ferrífera tem-se, pseudomórfica e localmente, cloritização de granada e biotita, enquanto os minerais mais ricos em ferro (fayalita e grunerita) transformam-se pseudomorficamente em minnesotaita+greenalita+pirosmalita.

Todas estas feições são encontradas nos intervalos intensamente afetados pela tectônica rígida e nas áreas marginais à eles. Estes minerais secundários supracitados apresentam finíssima granulação, enquanto os minerais que foram pseudomorfosados a apresentam geralmente grossa, às vezes fina, dependendo da maior ou menor cominuição cataclástica.

Transformações de natureza semelhante às encontradas nas rochas cataclás-

ticas também são encontradas afetando os milonitos, até apresentarem-se completamente transformados em clorita e/ou minnesotaita+greenalita + pirosmalita, dependendo da sua composição anterior á cataclase. Ressalta-se portanto que determinados processos de transformação que afetaram as rochas miloníticas não estão relacionados à deformação plástica/milonítica, mas sim à tectônica rígida que atuou na área Salobo 3A. Este fato implica, também, que o evento rígido neste local estudado, tem conotação temporal pós-deformação milonítica. A sugestão tem sua origem em vários pontos estudados, onde um milonito típico encontra-se cataclasado e/ou transformado (em vários estágios), e quando transformados completamente (pseudomorficamente) ainda pode se notar que o contato com a rocha a ele soto e/ou sobreposta se faz através de um brechamento; porém não há sistematização deste aspecto.

Até o momento, conforme citado acima, os estudos executados sugerem que a clorita, minnesotaita, greenalita e pirosmalita pseudomorfossem determinados minerais, e estão diretamente associadas ao evento rígido. Este fato pode ser relevante nos estudos macroscópicos, desde que se tenha ainda preservada, mesmo que grosseiramente, a estrutura original da rocha, porém isto nem sempre acontece; às vezes a transformação é tão profunda que a rocha fica descaracterizada macroscopicamente. Tem-se como exemplo as rochas designadas inicialmente como clorita-quartzitos as quais revelaram, após o estudo de inúmeras lâminas, serem gnaisses blasto-miloníticos completamente cloritizados e/ou silicificados (exemplo do furo 15).

III.3.1 - RECRISTALIZAÇÃO E CRESCIMENTO SECUNDÁRIO DE MINERAIS

A biotita apresenta vários aspectos de recristalização em relação ao evento milonítico. Na maioria das vezes sua cristalização é pré-milonítica, e os cristais exibem os efeitos desta tectônica. Localmente a biotita exhibe recristalização pós-milonítica (F-30/330m), com o novo cristal formado incluindo outros minerais, como é o caso da hastingsita já citado.

Esta recristalização estática (Nicolas, 1984) não é um aspecto exclusivo da biotita. Grunerita e magnetita², inicialmente resultantes da transformação da fayalita, também a exibem. Tal recristalização é observada em cristais milimétricos de grunerita provenientes do crescimento secundário a partir dos finíssimos cristais de grunerita originários da fayalita (F-16/612,6m; F-24/145,2m). Estes cristais milimétricos jazem inclusos na estrutura secundária grunerita + magnetita², e às vezes contém magnetita² delimitando limites pretéritos de cristais menores de grunerita decussada.

Também a magnetita², inicialmente em filetes de bordos retilíneos, mostra recristalização estática em cristais euédricos e bem delineados, os quais caracterizam a magnetita³. Evidencia-se ainda, neste contexto, o crescimento de cristais euédricos nos bordos da magnetita¹ ou²; neste caso uma finíssima e descontínua película de minerais transparentes (provavelmente grunerita ou greenalita/minnesotaita) delimitam o contorno dos cristais anédricos preexistentes, aos quais os cristais novos euédricos se unem através de prolongamentos em forma de ístimos.

É frequente a recristalização dinâmica (Nicolas, 1984) dos cristais de plagioclásio do item III.2.6.5 (ex. no F-10/155,2m) e daqueles dos gnaisses metassomáticos a cordierita; é mais rara nos cristais de plagioclásio dos gnaisses quartzo-feldspáticos e xistos. Devido a dificuldade de se discernir entre os cristais de plagioclásio recristalizados estaticamente e os produzidos por metassomatismo, creditou-se a este último processo somente os cristais que evidenciam estar substituindo outro mineral, como é o caso de plagioclásio substituindo cordierita e interpretado como produto de metassomatismo.

Obviamente, este aspecto de recristalização estática e dinâmica é melhor presenciado nos cristais de quartzo. No caso do quartzo, é raro neo-blastos formados por recristalização estática. A textura mortar e a poligonal, intensamente difundidas, representam a recristalização dinâmica, enquanto os cristais neoformados representam a (re)cristalização estática.

Semelhante ao observado nas rochas biotíticas do item III.2.4, nas rochas a grunerita/cunningtonita do item III.2.5, e nos xistos biotíticos intimamente associados à formação ferrífera, a almandina também assume relações texturais diversas. Ocorrem em cristais euédricos apresentando um núcleo anédrico contendo inclusões de pequenas pintas de magnetita (anédrica=magnetita¹ ou², ou euédrica=magnetita³); ou cristais euédricos onde as inclusões formam um anel entre núcleo e bordos límpidos (exemplo no F-24/145,2m). Estas feições sugerem: ou que a almandina tenha iniciado seu crescimento pré-tectônica plástica e continuado até após o cessamento deste evento; ou fases distintas de crescimento. Considerando-se o processo de recristalização dos minerais citados anteriormente, a primeira hipótese é a mais viável.

Estas recristalizações, como descrito acima, indicam que as condições metamórficas permaneceram aproximadamente estáveis desde o período que antecedeu à deformação milonítica até posteriormente ao seu término.

III.3.2 - PROCESSO DE TRANSFORMAÇÕES DAS ROCHAS

A feição mais relevante registrada nas rochas a cordierita+antofilita+almandina é o metassomatismo. Nas rochas assim geradas, e que hoje são representadas por gnaisses a plagioclásio+biotita+cordierita+antofilita+almandina+quartzo (item III.2.3), a rocha a cordierita+antofilita+almandina ocorre como relícto, seja do ponto de vista volumétrico como do espacial. Ao maior grau de milonitização destas rochas está associada a maior quantidade de biotita.

A formação ferrífera (fayalita+magnetita¹+grafita) com textura granoblástica grosseira ocorre como relícto nos xistos biotíticos/miloníticos; bem como a associação grunerita+magnetita²+fayalita é também relícta nos mesmos. Rochas com blastos de plagioclásio, cuja origem pode ser metassomática ou de recristalização estática, também exibem fayalita ou seus produtos como relíctos texturais. Estas rochas, semelhante aos gnaisses com cordierita, também apresentam aumento no teor de biotita frequentemente associado à foliação milonítica.

As texturas mineralógicas encontradas nos gnaisses a cordierita são consideradas como de substituição metassomática (envolvendo perda e ganho de elementos), e o mesmo não foi definido para os gnaisses a fayalita. As texturas mineralógicas encontradas na formação ferrífera (fy+mt¹+grf originando gru+mt²) são de substituição envolvendo apenas a entrada de fluidos, substituição esta que será considerada como retrometamorfismo. Identicamente, as texturas mineralógicas das transformações fy e/ou gru originando gre+min também serão consideradas como de substituição retrometamórfica.

As rochas a fayalita do item III.2.6 exibem relações texturais que indicam:

- a) a paragénese fayalita+magnetita¹ é uma associação compatível;
- b) a paragénese grunerita+magnetita² é uma associação compatível;
- c) a paragénese greenalita+minnesotaita é uma associação compatível;
- d) as paragêneses b e c são incompatíveis com a paragénese a; e a paragénese c é ainda incompatível com a paragénese b;
- e) a paragénese plagioclásio+fayalita é uma associação incompatível;
- f) a paragénese biotita+almandina+quartzo é incompatível com a paragénese a)

Tendo em vista estas texturas, a possibilidade da associação fayalita+biotita ser originária de metamorfismo regional progressivo fica eliminada, já que este processo não produziria biotita a partir de fayalita. Pelo contrário, o metamorfismo teria homogeneizado o sedimento original resultando em uma paragénese compatível, e os relíctos ou minerais incompatíveis porventura existentes, seriam de uma paragénese metamórfica de grau inferior.

Outra hipótese seria a biotitização da formação ferrífera. Neste caso a sugetão de um evento retrometamórfico metassomático, sin a pós tectônica plástica, teria produzido os xistos biotíticos a partir da formação ferrífera e os relíctos ora existentes de fayalita e suas transformações seriam os indícios. Nesta biotitização teria prevalecido o aporte de grandes quantidades de SiO_2 , Al_2O_3 (vide análise de biotita, Tab. I, cujo teor médio é da ordem de 35% de Al_2O_3) e K_2O , menor quantidades de MgO e Cl , em se supondo que FeO , TiO_2 e parte do MgO já estivessem presentes como contribuição dos minerais da formação ferrífera.

Como já enfatizado anteriormente, dentre os xistos existentes na área Salobo 3A, os biotíticos aparentemente sugerem ser os mais expressivos volumetricamente. Estender-se a esta paragénese compatível (biotita+quartzo+almandina) o processo de metassomatismo a partir de rochas da formação ferrífera (senso estrito e lato, neste incluindo os xistos gruneríticos) não seria coerente, uma vez que estas rochas refletem sedimentos originalmente argilo-aluminosos. Fica fortalecida assim a hipótese onde as rochas biotíticas foram colocadas, como consequência de processos tectônicos, em contato com rochas anhidras. Isto explicaria as evidências de reações entre minerais anhidros e hidratados encontradas localmente.

Do diagrama Fig. 1a conclue-se que os minerais pertencentes ao BIF, fayalita e grunerita dela provinda, possuem $\text{Fe} > 90\%$, enquanto a fayalita que deu origem a eulita e a cummingtonita possui $\text{Fe} \sim 85\%$. Gruneritas com Fe entre 75-85% constituem xistos gruneríticos (formação ferrífera senso lato).

Embora o número de análises seja pequeno, os dados obtidos até agora sugerem que as posições relativas destes minerais, neste diagrama, não deverão variar sobremaneira para cada tipo de rocha. Isto é, fayalita e grunerita do BIF possivelmente sempre terão $\text{Fe} \geq 90\%$, enquanto nas outras litologias da formação ferrífera os minerais terão $\text{Fe} \leq 90\%$. Este fato pode ser tanto reflexo do metamorfismo (já que nas formações ferríferas do tipo carbonático o magnésio usualmente substitui ferro nos carbonatos e silicatos) como representar variações químicas composicionais do sedimento primitivo.

Levando-se em conta os diversos aspectos expostos sejam composicionais, texturais ou de distribuição, acredita-se que: 1) não houve "biotitização" da formação ferrífera; 2) um processo de metassomatismo afetou as rochas a cordierita, e talvez tenha afetado as rochas a fayalita, estas representadas pelas rochas a plagioclásio do item III.2.6.5; 3) este processo metassomático tem conotação pré-milonítica, pois as rochas enfocadas ocorrem também milonitizadas; 4)

as associações hoje existentes de fayalita+biotita, cordierita+biotita, eulita+biotita, e outras, são produtos da tectônica plástica/milonítica em ambiente me tamórfico compatível com a estabilidade destes minerais; e 5) portanto, as rochas refletem diferenças mineralógicas e químicas (xistos biotíticos, xistos gruneríticos/cummingtoníticos, formação ferrífera, BIF e gnaisses) que caracterizam composições diferentes de sedimentos primitivos. Localmente há transição entre alguns destes sedimentos, mas o tipo puro pode ainda ser discernido, a despeito do intenso processo de deformação plástica/milonítica, devido ao cará ter anisotrópico do processo.

Há ainda rochas a grunerita/cummingtonita com alto conteúdo em Ni, V e Cr. Este fato aliado aos conteúdos relativos de CaO, MgO e Al_2O_3 destas amostras (vide análises químicas das amostras 10, 13, 14, 17, 18, 21 e 30, Tab.IV) deixam dúvidas sobre a origem essencialmente sedimentar, e permitem aventar a possibilidade de contribuição vulcânica máfica/ultramáfica; não se podendo ainda e liminar a hipótese de origem vulcânica.

Outras rochas a grunerita (amostras 5 e 29) estão diretamente associadas a formação ferrífera- BIF (Fig. 3) senso estrito aqui estudada, acreditando-se que façam parte do conjunto de estratos transicionais denominados de formação ferrífera (senso lato).

III.4 - MINERAIS MINÉRIOS E SUAS RELAÇÕES COM A FORMAÇÃO FERRÍFERA

Os estudos petrográficos realizados na DIPEG/SUTEC sempre foram acompanhados do estudo minerográfico, preferencialmente com a seção polida confeccionada na parte gêmea daquela onde foi confeccionada a lâmina delgada. Este dado vem enfatizar os aspectos que se seguem, e que representam as mais frequentes relações entre minério e formação ferrífera e rochas associadas.

Os sulfetos são encontrados:

- nas rochas a fayalita+magnetita¹ (item III.2.6.1). Predomina calcopirita com rara bornita. Estes sulfetos podem ocorrer em cristais isolados, mas comumente exibem intercrescimento simplectíticos. Os aspectos são: a) comumente associados com magnetita¹, inclusos ou em contato sinuosos; b) intergranulares aos silicatos e magnetita; c) raramente em fraturas que interseptam os minerais; d) na clivagem dos minerais.

- nas rochas a fayalita+magnetita¹+almandina (item III.2.6.2). Ocorrem em quantidades similares, predominantes, com rara calcosita/digenita. Os aspectos texturais são idênticos aos do item anterior predominando simplectitas;

- nas rochas a fayalita+magnetita¹+biotita (item III.2.6.3). Predomina bornita sobre calcosita/digenita em intercrescimento simplectítico, com rara calcopirita. Aspectos texturais idênticos aos anteriores.

- nas rochas com grunerita+magnetita² (item III.2.6.1.1). O aparecimento destes minerais retrometamórficos coincide, quantitativa, proporcional e diretamente, com o de calcosita/digenita; e inversamente com a quantidade de calcopirita. Estão associados com bornita, simplectiticamente, em quantidades variáveis, porém nunca predominam completamente sobre bornita. Além das texturas acima descritas, ocorrem também: e) ripiformes entre os cristais de grunerita advindos de fayalita, substituindo parcialmente magnetita²;

- nas rochas a greenalita+minnesotaita (item III.2.6.1.1). Predomina calcosita/digenita sobre bornita (simplectitas) e não há calcopirita. Podem apresentar todas as texturas anteriores, e é frequente em veieiros interseptando os minerais da rocha.

É comum encontrar-se calcopirita+bornita e bornita+calcosita/digenita, porém é raro a coexistência dos três minerais, e quando isto acontece, não se encontrou contato mútuo entre calcopirita e calcosita/digenita. Bornita e calcopirita apresentam contatos sinuosos nas rochas do item III.2.6.1, e é comum a bornita provocar cáries na calcopirita. Os intercrescimentos simplectíticos tornam-se mais finos à medida que o retrometamorfismo torna-se mais baixo (ou hi-

dratado). É raro os sulfetos apresentarem fraturas, mesmo sob a influência da tectônica rígida.

A magnetita quando inclusa nos sulfetos é euédrica; quando parcialmente inclusa apresenta os limites que estão em contato com o sulfeto euédrico, enquanto o restante do cristal permanece na forma anédrica. Considerou-se anteriormente a recristalização da magnetita² e cristalização de magnetita através de ístimos (nucleação) como magnetita³, ocorrendo nas rochas afetadas pelo evento plástico e com conotação tardi a pós-milonítica. Estando os sulfetos, principalmente a associação calcopirita+bornita, ligados texturalmente a um período tardi a pós evento milonítico, optou-se pela denominação de magnetita³ àquela (re)cristalizada associada aos sulfetos.

À magnetita que se associa à calcosita/digenita das rochas com greenalita+minnesotaita, anédrica, ocorrendo predominantemente em veieiros, denominou-se de magnetita⁴.

É possível que a entrada de água no sistema tenha favorecido a diminuição da f_{S_2} , e conseqüentemente da a_{S_2} , o que justificaria a transformação da calcopirita em bornita, e desta ou destas em calcosita/digenita, nas rochas do BIF retrometamorfoseadas. É também possível que as condições do fluido nas rochas a biotita, P_{H_2O} maior, tenham provocado algo similar. Mas os dados ainda são insuficientes para afirmar-se que: a bornita tenha substituído calcopirita; ou que a solução sólida constituída por S-Fe-Cu tenha inicialmente originado calcopirita e posteriormente bornita e calcosita/digenita; ou que o processo de geração dos sulfetos tenha sido contínuo.

A tentativa de se definir tal aspecto não foi bem sucedida, principalmente porque não há análises quantitativas das fases sulfetadas, não se tendo podido utilizar com rigor dos diagramas contidos em Barton & Skinner (1979).

Devido a estas limitações, optou-se por utilizar o diagrama Fig. 2 (em Barton & Skinner, 1979) para embasar algumas interpretações, as quais levaram às seguintes possibilidades:

a) no diagrama Fig. 02a vê-se a possibilidade dos sulfetos primitivos terem sido pirita+bornita, ou calcopirita ($pi+bn=cp$). Neste caso, levando-se em conta a raríssima pirita existente na formação ferrífera, a pouca calcopirita e a profusão de bornita, entende-se que, se os sulfetos primitivos tivessem sido pirita+bornita deveria ter havido muito pouca pirita para se ter também tão pouca calcopirita. O inverso não seria admissível devido as relações quantitativas atuais.

FIG. 02: Métodos comumente empregados para representar equilíbrios multicomposicionais não interferentes. O mesmo tipo de linha é usado para indicar cada tipo de reação em cada figura, mas é impraticável plotar a série inteira de linhas em cada tipo de reação em cada figura. Todos esses diagramas são calculados para 150°C e uma pressão de H₂O de 40 bars. Abreviações: py = pirita; gn = galena; ang = anglesita; ccp = calcopirita; bn = bornita; mag = magnetita. O campo de estabilidade para sulfato ferroso deveria aparecer em (a), mas não foi incluído; e ele estaria fora do diagrama em baixo pH em (c). (em Barton e Skinner, 1979).

b) Do diagrama Fig. 02c vê-se a possibilidade dos sulfetos primitivos terem sido bornita, ou calcopirita ($cp=bn+mt$). Sugerir-se que a calcopirita tenha sido o sulfeto primitivo parece bastante aceitável, tendo em vista as quantidades relativas atuais destes sulfetos, e o fato da magnetita³ apresentar-se euédrica quando em contato com os sulfetos.

Para completar o quadro textural existente, restaria aventar-se a hipótese de que a cristalização da magnetita³ teria desestruturado a solução sólida, com relação à quantidade de Fe, propiciando a formação de calcosita/digenita. Neste caso o eutectóide resultante seria triplo, do tipo degenerado (na qual uma fase não é nucleada até que a fase anterior tenha se cristalizado totalmente). Isto é, somente após o término da cristalização da magnetita numa fase independente, teria havido a cristalização da calcosita/digenita ($cp=mt^3+bn+cc$).

As texturas sugerem também, que a fase fluida associada à tectônica rígida, além de propiciar a formação de maior quantidade de calcosita/digenita, também remobilizou localmente estes sulfetos.

IV - ESTUDO DO FÁCIES DA FORMAÇÃO FERRÍFERA

A classificação dos BIFs como óxido, carbonato, silicato ou sulfeto corresponde às fácies sedimentárias PRIMÁRIAS. As rochas do tipo quimicogênico ocorrem na forma pura: no contexto geral o fácies óxido sempre contém uma certa quantidade de carbonato, assim como as rochas do fácies silicato e carbonato, respectivamente, sempre contém algum carbonato e silicato e/ou óxidos.

Geoquimicamente estas rochas são similares no conteúdo de SiO_2 e Fe com variações da relação FeO e Fe_2O_3 . Outros constituintes incluem Al_2O_3 e álcalis em pequenas quantidades. As únicas exceções são o MgO e o CaO, ambos ocorrendo em tipos de fácies carbonato, com MgO usualmente substituto dos Fe-carbonatos e Fe-silicatos.

Os BIFs exibem, frequentemente, mudança na associação mineral, diferentes graus de oxidação, diferentes capacidades de oxidação-redução, diferentes conteúdos originais de água e CO_2 , e distribuição desigual dos carbonatos e silicatos.

A composição de um BIF atual foi predeterminada pelas condições fisicoquímicas dos processos diagenéticos e protometamórficos controlando a formação dos minerais cineticamente metaestáveis e estáveis; quando a rocha é metamorfoseada, sua composição torna-se uniforme pelo desaparecimento de um ou mais minerais primitivos, estando este fato vinculado ao grau do metamorfismo e aos fluidos dominantes. Assim as formações ferríferas atuais apresentam uma composição mineralógica que não deve ser considerada como correspondente do sedimento quimicogênico primário.

Seria pois necessário estudar-se as características geoquímicas primitivas da rocha para se ter subsídios na configuração do seu fácies primário.

IV.1 - ANÁLISES DE REGRESSÃO-COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO DE PEARSON.

Tendo-se em vista o acima exposto, optou-se por Gross e McLeod(1980), os quais trabalhando com modelos conhecidos de formações ferríferas, utilizando análises químicas de elementos móveis e imóveis, e efetuando análises estatísticas definiram uma série de características e diferenças entre os vários tipos e fácies de formação ferrífera.

Estudando-se os dados obtidos por estes autores, conseguiu-se um número de 11 elementos diagnósticos para a definição do fácies de uma formação ferrífera, em detrimento dos 26 por eles analisados, desde que estas rochas pertençam à um

BIF, a saber: Fe^{2+} , Fe^{3+} , TFe^{3+} , Ti, V, Co, Ni, Cr, Mg, K, Cu e S, onde TFe^{3+} significa o total de ferro calculado como Fe_2O_3 .

Primitivamente foram consideradas como formação ferrífera da área Salobo 3A as rochas constituídas por grunerita (item III.2.5) e as rochas constituídas por magnetita+fayalita (item III.2.6) transformadas ou não. Sob este critério escolheu-se 31 amostras dentre as coletadas, acrescentando-se mais 3 amostras que, a priori, já se supunha não pertencerem à formação ferrífera (amostra 17, 18 e 30, por serem magnesianas).

Inicialmente processaram-se análises de regressão com todas as 34 amostras analisadas quimicamente, e outra com as 31 amostras constituídas de rochas que se considerava formação ferrífera, supondo-se encontrar algum resultado incompatível relevante. Os resultados obtidos foram, praticamente, idênticos. Pesquisou-se então parâmetros que distinguíssem quimicamente as diversas rochas de formação ferrífera (senso lato e restrito).

Para se diferenciar com segurança as rochas da formação ferrífera (BIF) das rochas argilosas a ela associadas e metamorfoseadas, tendo em vista a aplicação dos dados obtidos por Gross e McLeod (já cit.), utilizou-se dos coeficientes A, F e M. Para tal, além dos elementos acima mencionados, analisou-se também CaO e Al_2O_3 ; SiO_2 foi também requerido para melhor fechamento das análises. Todas as análises constam da Tabela IV.

Para o cálculo destes coeficientes foram utilizados os critérios de Mel'nik (1982, p.27), onde F = conteúdo em Fe, A = conteúdo em alumina, C = conteúdo em cálcio e álcalis, e $M = \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, calculados através das razões molares.

A distinção química dos horizontes ricos em ferro e ricos em argila foi feita tomando-se por base as relações dos coeficientes AFM, como exemplificado na Fig. 3, extraída de Mel'nik (1982). Segundo este autor, todas as formações ferríferas estão dentro do Campo I e são representadas por um valor de $F \geq 76\%$ e $A \leq 5\%$, embora as rochas a hematita e/ou magnetita estejam caracterizadas por um alto valor de F (97-100%) e A mínimo (0,0 - 1,5%). Somente quando aparecem as bandas argilosas e o valor de A aumenta (até 10%) mantendo o conteúdo em F (76-87%) é que se distingue um campo que reflete as finas lentes de argilitos interbandeadas ao BIF (Campo II). O Campo III representa diversos xistos que contêm finas lentes ou horizontes de BIFs.

Assim, processaram-se mais três análises de regressão: uma onde todas as amostras têm coeficiente $F \geq 76\%$; outra onde além de $F \geq 76\%$, possuam também $A \leq 5\%$; e outra constituída somente das amostras que se posicionam no Campo I

TABELA IV
ANÁLISES QUÍMICAS DAS ROCHAS DA ÁREA SALOBO 3A

(Nº AMOSTRA) FURO/METRAGEM	SiO ₂ %	FeO %	Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	K ₂ O %	TiO ₂ %	Cu %	S %	Co ppm	Ni ppm	V ppm	Cr ppm	TOTAL
(1) 12/189,6	15,61	26,2	50,21	2,58	1,00	1,05	0,17	0,132	1,98	0,69	714	102	62	208	99,62
(2) 12/252,7	21,92	33,6	30,36	2,57	1,00	3,88	0,21	0,225	2,41	1,10	129	77	97	162	97,27
(3) 12/301,4	26,61	31,0	18,46	7,58	0,21	3,72	0,15	0,351	3,24	1,20	88	84	183	453	92,52
(4) 12/312,0	23,81	33,1	23,80	6,07	1,50	3,17	0,14	0,422	2,61	1,20	96	95	249	687	95,82
(5) 21/143,9	35,28	35,9	17,09	5,64	2,90	0,69	0,07	0,263	0,05	0,05	83	519	131	2936	97,93
(6) 22/471,8	23,12	45,3	21,56	3,22	0,96	1,28	0,03	0,244	1,24	0,75	98	93	181	183	97,70
(7) 22/507,1	15,76	34,5	36,02	3,83	1,70	1,00	0,80	0,289	1,71	1,20	99	102	125	529	96,81
(8) 22/516,7	8,77	29,9	45,64	0,99	1,90	2,45	0,06	0,026	6,61	2,50	62	94	99	65	98,84
(9) 23/186,0	17,60	35,9	30,35	3,84	1,20	2,00	1,00	0,373	2,65	1,70	122	62	122	187	96,61
(10) 23/316,8	39,04	25,9	12,98	5,22	6,80	1,22	0,21	0,525	2,65	0,67	148	643	259	818	95,21
(11) 24/108,8	15,91	34,5	30,46	2,03	0,86	6,15	0,03	0,120	4,29	1,80	107	101	61	91	96,15
(12) 24/156,1	4,77	28,7	44,28	1,29	0,99	5,57	0,15	0,070	5,31	2,0	89	108	26	80	93,13
(13) 25/370,3	41,26	27,9	6,81	9,24	7,70	1,78	0,10	0,519	0,09	0,07	97	505	248	1311	95,47
(14) 25/382,4	39,85	30,8	6,19	7,86	7,00	1,56	1,40	0,586	0,02	0,03	83	527	235	1387	95,29
(15) 29/336,6	26,67	44,6	14,47	4,01	1,90	0,84	1,70	0,690	0,58	0,57	119	264	203	557	96,03
(16) 29/380,0	60,26	19,3	3,02	4,39	2,40	4,41	0,15	0,295	0,27	0,10	67	156	185	355	94,59
(17) 29/509,0	42,23	23,6	5,62	8,89	10,10	2,20	1,40	0,816	-0,01	0,01	114	701	327	1780	94,86
(18) 29/539,3	43,15	16,7	3,59	8,56	14,70	2,90	2,00	0,661	-0,01	0,01	91	893	364	1435	92,27
(19) 31/201,8	31,47	29,0	23,75	4,27	6,40	0,89	0,16	0,332	0,06	0,05	116	189	182	140	96,38
(20) 32/184,9	46,13	28,5	5,43	12,94	3,10	1,42	0,15	0,617	0,01	0,02	69	137	343	379	98,31
(21) 32/219,2	34,45	25,6	9,73	6,50	9,20	2,26	0,35	0,525	3,55	1,40	77	232	259	1723	93,56
(22) 35/708,0	25,83	39,7	16,37	5,89	0,28	1,72	1,80	0,651	1,12	1,10	101	61	157	128	94,46
(23) 35/724,5A	28,85	61,3	6,62	0,71	1,60	0,61	0,02	0,062	0,23	0,30	142	72	-15	29	100,30
(24) 35/775,85	11,79	32,2	39,20	3,91	1,20	3,11	1,80	0,426	3,12	1,10	123	110	76	52	97,85
(25) 35/788,0	24,24	46,3	17,59	2,26	1,30	1,68	0,20	0,229	1,71	2,00	113	50	107	65	97,51
(26) 39/364,5	20,19	35,6	29,02	2,55	2,10	1,22	0,63	0,240	2,08	2,60	126	110	121	461	96,23
(27) 39/292,28	30,01	41,9	13,86	6,39	0,22	1,85	0,02	0,848	0,01	0,03	109	66	152	321	95,14
(28) 39/319,0	27,50	46,3	12,77	3,94	1,10	1,68	0,02	0,848	1,12	0,81	118	96	1294	625	96,09
(29) 39/490,0	32,89	33,6	21,45	3,58	4,10	0,44	0,09	0,285	0,69	0,36	95	130	187	111	97,48
(30) 47/654,15	44,90	18,1	4,70	9,48	14,80	2,32	0,16	0,723	0,04	0,03	91	747	283	1742	95,25
(31) 46/429,8	6,15	35,4	51,15	1,46	1,40	0,47	0,07	0,115	2,06	1,30	85	101	50	40	99,57
(32) 50/139,7	47,20	29,0	20,22	1,03	0,53	0,61	0,07	0,062	0,05	0,03	81	32	-15	248	98,80
(33) 54/199,1	7,78	34,2	46,27	1,73	0,90	4,42	0,06	0,142	2,06	1,60	85	63	60	114	99,16
(34) 61/191,6	22,12	34,5	26,61	6,19	1,60	1,74	2,70	0,342	1,04	0,56	173	94	159	139	97,40

/dnst.

Fig. 3 - Características petroquímicas da formação ferrífera e xistos da área Salobo 3A. **CAMPO I:** rochas a magnetita+fayalita+grunerita(+fy) + greenalita/minnesotaita(+fy,gru), amostras 2, 12, 25, 31 e 32; magnetita+fayalita+grunerita(+fy)+almandina(até 15%)+greenalita/minnesotaita(+fy,gru), amostras 1, 6, 11; magnetita+fayalita+almandina(<15%)+biotita(até 15%)+grunerita(+fy)+greenalita/minnesotaita(+fy,gru), amostras 7, 8, 15, 26 e 33. **CAMPO II:** rochas a magnetita + fayalita +almandina(>15%) +biotita(>10%), amostras 4, 5, 29 e 34. **CAMPO III:** rochas a grunerita+almandina+magnetita, amostras 16 e 20. Os campos I, II e III foram definidos por Mel'nik (1982, p.28, Fig. 12), onde F=conteúdo em Fe, A = conteúdo em alumina e $M = \text{MgO}/\text{MgO}+\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$.

da Fig. 3.

As análises de regressão foram executadas através de um terminal de teleprocessamento (DIPEG/SUTEC) ligado ao Centro de Processamento de Dados (CPD) da CVRD em Tubarão (ES), e também na DOCEGEO/Belo Horizonte.

Os coeficientes de correlação de Pearson são representados do seguinte modo: coeficientes de correlação positiva $\geq .70$ são representados por um sinal positivo grande; coeficientes de correlação positiva $\geq .40$ são representados por um sinal positivo pequeno; coeficientes de correlação negativa $\leq .40$ são representados por um sinal negativo. Os coeficientes de correlação de Pearson obtidos por Gross e McLeod (já cit.) estão representados deste modo na Fig. 4, contendo os coeficientes correspondentes aos 13 elementos enfocados. Os coeficientes obtidos para as rochas do Salobo 3A estão contidos na Fig. 5 (numérica). Na Fig. 6 estão representados somente os coeficientes relevantes encontrados no Salobo 3A, ou seja, aqueles que possuem correspondentes na Fig. 4, com a finalidade comparativa, e portanto identicamente a representação da Fig. 4.

Nas Figs. 4 e 6 os elementos considerados pouco móveis, ou "imóveis" estão num campo separado (TFe^{3+} à Mg, inclusive).

As análises de regressão executadas com as 34 amostras (similar a executada com as 31 amostras), encontra-se nas Figs. 5 e 6 com o cognome de "Total". Estes resultados não devem ser considerados fielmente como relevantes, uma vez que existem amostras aí incluídas e que não pertencem à formação ferrífera e/ou a rochas a ela associadas, além de não existirem critérios químicos. Estão incluídas para efeito comparativo.

O primeiro parâmetro utilizado ($F \geq 76\%$) eliminou as amostras 10, 13, 14, 16, 17, 18, 19, 20, 21, e 30, sendo que as amostras 17, 18 e 30 possuem $F \leq 50\%$ e não estão representadas na Fig. 3. As correlações referentes a estas análises constam das Figs. 5 e 6 com o cognome de " $F \geq 76\%$ ". Este parâmetro eliminou todas as amostras constituídas por cummingtonita e praticamente todas constituídas por grunerita (item III.2.5).

A inclusão do parâmetro $A \leq 5\%$ reduziu o número de amostras para 18 e as análises encontram-se nas Figs. 5 e 6 com o cognome de " $F \geq 76\%; A \leq 5\%$ ". As amostras 3, 4, 5, 22, 27 e 34 eliminadas com este parâmetro estão distribuídas nos itens III.2.6.2 e III.2.6.3 (conteúdo significante de almandina e/ou biotita, vide Tab. III).

Para serem relevantes as comparações entre os dados obtidos no Salobo 3A com os obtidos por Gross e McLeod (já cit.), é necessário que as rochas equivalham quimicamente às rochas de BIF. Assim, processou-se as análises contendo so

Fig. 4

COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO OBTIDOS POR GROSS E McLEOD(1980)

FIG. 6

COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO OBTIDOS DA ÁREA SALOBO 3A.
REPRESENTAÇÃO GRÁFICA IDÊNTICA A DA FIG.4, CONSTANDO
SOMENTE OS COEFICIENTES QUE POSSUEM CORRESPONDENTES NA
CITADA FIGURA.

mente as amostras que se situaram no Campo I da Fig. 3, e que nas Figs. 5 e 6 estão representadas com o cognome de "Campo I".

Na Tab. V encontram-se as amostras utilizadas em cada análise de regressão.

TABELA V

AMOSTRAS UTILIZADAS EM CADA ANÁLISE DE REGRESSÃO																																				
CORRELAÇÃO	A M O S T R A S																																			
TOTAL	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34		
F ≥ 76%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	15	22	23	24	25	26	27	28	29	31	32	33	34												
F ≥ 76%; A ≤ 5%	1	2					6	7	8	9	11	12	15	23	24	25	26					28	29	31	32	33										
CAMPO	1	2					6	7	8			11	12	15	23				25	26							31	32	33							
Números das amostras correspondem aos números (entre parênteses) da Tab. IV																																				

A Tab. VI é uma variante da Fig. 6, para mostrar a equivalência dos dados obtidos. Nesta tabela levou-se em conta o sinal do coeficiente de correlação, se negativo ou positivo e sua correspondência com os dados de Gross e McLeod (já cit.). Assim, se dois determinados elementos possuem "r" positivo, tanto na análise do Salobo 3A quanto na de Gross e McLeod (já cit.) num determinado fácies (não influenciando se um for positivo $>.70$ e outro $>.40$), ele é representado por um sinal de igualdade. Se ao contrário, forem opostos (um positivo e outro negativo) ele é representado por um sinal de desigualdade.

Como resultado, as sugestões obtidas entre todas estas comparações são: a formação ferrífera da área Salobo 3A, quimicamente equivalente à BIF, seria do tipo Algoma, e seu fácies seria um misto entre os fácies carbonato e sulfeto.

TABELA VI

a)- Comparações entre os dados obtidos por Gross e McLeod(1980) e os obtidos na área Salobo 3A.

TOTAL	LAGO SUP.			ALGOMA		
	O	Si	C	O	C	Su
TixAl	=	=	=	=	=	=
TFe ³⁺ xFe ³⁺	=	=	=	=	=	=
TixFe ³⁺						
VxFe ³⁺						
NixFe ³⁺						
CrxF ³⁺						
AlxFe ³⁺						
MgxFe ³⁺						
TFe ³⁺ xFe ²⁺						
NixFe ²⁺						
MgxFe ²⁺						
TFe ³⁺ xTi						
TFe ³⁺ xNi						
TFe ³⁺ xCr						
TFe ³⁺ xAl						
TFe ³⁺ xMg						
TixV						
TixCr						
TixMg						
NixCr						
NixMg						
CrxAl						
CrxMg						
AlxMg						
SxFe ³⁺						
SxTFe ³⁺						
SxTi						
CuxTi						
SxNi						
SxCr						
SxAl						
CuxAl						

F > 76%	LAGO SUP.			ALGOMA		
	O	Si	C	O	C	Su
TixAl	=	=	=	=	=	=
TFe ³⁺ xFe ³⁺	=	=	=	=	=	=
TixFe ³⁺						
AlxFe ³⁺						
Fe ²⁺ xFe ³⁺						
TFe ³⁺ xTi						
TFe ³⁺ xAl						
TixV						
NixCr						
NixMg						
SxFe ³⁺						
SxTFe ³⁺						
CuxTi						
CuxFe ²⁺						

F > 76% A ≤ 5%	LAGO SUP.			ALGOMA		
	O	Si	C	O	C	Su
TixAl	=	=	=	=	=	=
AlxK	=	=	=	=	=	=
TFe ³⁺ xFe ²⁺	=	=	=	=	=	=
Fe ²⁺ xFe ³⁺						
TixFe ³⁺						
TixV						
TixCr						
TixK						
NixCr						
NixMg						
CrxAl						
VxCr						
VxAl						
SxFe ³⁺						
SxTFe ³⁺						
CuxFe ²⁺						

CAMPO 1	LAGO SUP.			ALGOMA		
	O	Si	C	O	C	Su
TixAl	=	=	=	=	=	=
AlxK	=	=	=	=	=	=
TFe ³⁺ xFe ³⁺	=	=	=	=	=	=
Fe ²⁺ xFe ³⁺						
TFe ³⁺ xCr						
TixV						
TixCr						
TixMg						
TixK						
NixCr						
NixMg						
CrxAl						
CrxMg						
CrxK						
VxCr						
VxAl						
SxFe ³⁺						
CuxFe ²⁺						

O = FÁCIES ÓXIDO

Si= FÁCIES SILICATO

C = FÁCIES CARBONATO

Su= FÁCIES SULFETO

TABELA VI

b)- Comparações entre os dados obtidos por Gross e McLeod(1980) e os obtidos na Fm. Salobo 3A. Somente correlações relevantes.

TOTAL	LAGO SUP.			ALGOMA		
	O	Si	C	O	C	Su
TixV				=		
TixCr			≠			=
TixMg				=		=
NixCr				=		=
NixMg				=		=
CrxAl		≠				
CrxMg			≠			
AlxMg						=
TFe ³⁺ xTi						=
TFe ³⁺ xNi			≠			=
TFe ³⁺ xCr		≠				=
TFe ³⁺ xAl						=
TFe ³⁺ xMg						=

F ≥ 76%	LAGO SUP.			ALGOMA		
	O	Si	C	O	C	Su
TixV						
NixCr				=		=
NixMg				=		=
TFe ³⁺ xTi				=		=
TFe ³⁺ xAl				=		=

F ≥ 76% A ≤ 5%	LAGO SUP.			ALGOMA		
	O	Si	C	O	C	Su
TixV					=	
TixCr			≠			=
NixCr				=		=
NixMg				=		
CrxAl		≠				
VxCr			=			
VxAl			=			

CAMPO 1	LAGO SUP.			ALGOMA		
	O	Si	C	O	C	Su
TixV					=	
TixCr			≠			=
TixMg						=
NixCr				=		=
NixMg				=		=
CrxAl		≠				
CrxMg			≠			
CrxTFe ³⁺		≠				
VxCr			=			
VxAl			=			

O = FÁCIES ÓXIDO
 Si= FÁCIES SILICATO
 C = FÁCIES CARBONATO
 Su= FÁCIES SULFETO

IV.2 - DISCUSSÕES

Nas análises estatísticas o primeiro fato que chama a atenção é a redução consecutiva do número de pontos com a adição dos parâmetros escolhidos e, conseqüentemente, sua representatividade. Acredita-se que, se se considerar os resultados de Gross e McLeod (já cit.) como válidos, não seria necessário um grande número de amostras para a sugestão do tipo e do fácies de uma formação ferrífera, sem que isto signifique não haver necessidade de estudos complementares. O número de pontos a que ficou reduzida a análise "Campo I" é pequeno, necessitando que sejam feitas análises estatísticas abrangendo um número maior de amostras para a confirmação da sugestão aqui exposta. Isto é viável, uma vez que se mostrou que as rochas da formação ferrífera quimicamente compatível com BIF são somente aquelas constituídas por magnetita+fayalita, com ou sem transformações, e com pouca ou nenhuma biotita e/ou almandina, e a coleta pode ser seletiva.

As inúmeras comparações efetuadas atestam que a partir da análise do "Total" de amostras até a análise "Campo I" (vide Tab. VI) há uma constante indicando o tipo Algoma e o fácies carbonato-sulfeto, em que se pese a análise do "Total" de amostras conter várias não representativas de formação ferrífera ou mesmo de horizontes ou níveis à ela associados.

Comparando-se os elementos da Tab. VI vê-se que não há qualquer incompatibilidade com relação ao fácies óxido-Algoma, porém a quantidade de análises onde "r" é negativo (Figs. 4 e 6) depõem quanto a se considerar este fácies como um componente a mais na associação carbonato-sulfeto.

Entre os elementos considerados imóveis ou pouco móveis, os coeficientes de correlação de Pearson obtidos entre os elementos CrXTi , CrXAl , CrXMg e CrXTFe^{3+} (Campo I), sugerem que o tipo Lago Superior, fácies silicato e carbonato, não deva ser considerado, uma vez que são opostos ($\neq$). Há uma correlação entre os elementos considerados móveis, $\text{Fe}^{2+} \text{ x } \text{Fe}^{3+}$ (negativa), que somente existe no fácies carbonato-Lago Superior. Este fato ratifica o fácies carbonato, colocando em dúvida o tipo da formação ferrífera e, possivelmente, sua origem, uma vez que os clássicos BIFs do tipo Algoma são interpretados como "sedimentários-vulcanogênicos" e os do tipo Lago Superior como "sedimentários-clásticos".

De acordo com os estudos de Mel'nik (1982), no fácies silicato à 640-690°C, a transformação da grunerita em fayalita é acompanhada pela formação de quartzo, e a associação fayalita+quartzo é estável nas condições de fácies granulito (Fig. 74, em Mel'nik, 1982). Na deposição e diagênese este tipo de fácies não contém siderita, o silicato de Fe^{2+} estável é um mineral do ti-

po greenalita, há excesso de sílica, com possíveis óxidos férricos presentes, e a fase fluida nos espaços intergranulares consiste principalmente de água. No fácies carbonato a reação magnetita+quartzo+C = fayalita, sem a formação de quartzo, se dá acima de 500-600°C e é estável desde o fácies anfibolito baixo, sendo que neste tipo de fácies a feição típica da deposição e diagênese é a associação siderita+quartzo usualmente com a presença de óxidos de ferro (magnetita e hematita) e presumindo-se que não haja Fe^{2+} em silicatos hidratados.

Nas rochas da formação ferrífera da área Salobo 3A não há quartzo em presença de fayalita. Nas rochas ricas em ferro (xistos, principalmente a biotita), quando há quartzo o mesmo exhibe feições de que não pertenceu à associação magnetita+fayalita ($\rightarrow$ gru+mt²), e a fayalita não é estável em sua presença, evidenciando condições inferiores às aquelas granulíticas.

Os estudos estatísticos levados a efeito sugerem fácies carbonato-sulfeto, o que justifica a presença da grafita nas rochas fayalíticas. Em se levando em conta que no fácies carbonato a associação típica por deposição ou diagênese é siderita+quartzo, a probabilidade de se obter a associação atual de magnetita + fayalita no fácies anfibolito é bastante provável. Por outro lado, o tipo sulfeto existente na área Salobo 3A foi considerado por R.W. Hutchinson (Rel. Int., 1979) como do tipo vulcanogênico, e o minério associa-se intimamente com a formação ferrífera. Sabe-se que formações ferríferas do tipo Algoma estão intimamente relacionadas aos processos de vulcanismo submarino.

Portanto, os dados e sugestões ora emitidos, estão em concordância com os dados petrográficos, químicos e com o tipo de jazida sulfetada que a formação ferrífera contém.

V - METAMORFISMO DA FORMAÇÃO FERRÍFERA

Como subsídio deste capítulo seriam necessários estudos geotermométricos e geobarométricos, os quais poderiam ter sido executados nas rochas a cordierita+antofilita+almandina (par cordierita+almandina) ou nas rochas a eulita+fayalita+almandina [par eulita+almandina, Sack(1980) em Gole e Klein(1981a)]. Sendo o par cordierita+almandina o mais conhecido ele havia sido eleito para tais estudos. Porém, os mesmos não se concretizaram a tempo da execução desta dissertação.

Em virtude disto, o estudo metamórfico abordado, caracteriza-se pelo estabelecimento de vários parâmetros, com base em dados mineralógicos e texturais atuais, além dos dados obtidos no item anterior, bem como discussões sobre os mesmos.

As interpretações seguintes serão válidas somente para as rochas que hoje se apresentam como magnetita+fayalita+grafita, isto é, quimicamente equivalente às rochas de BIF.

V.1 - AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO

Segundo Cordani et alii(1984) há possibilidades do primeiro metamorfismo na área Salobo 3A ter se originado ainda no Arqueano.

Segundo Mel'nik(1982) em condições Arqueanas o estágio de deposição quimicogênica do ferro pode ser dividido em:

carbonato(siderita)

onde nas condições de pH=4,58 tem-se sedimentos amorfos, e de pH=3,85 tem-se minerais cristalinos:

ou silicatos(greenalita)

onde nas condições de pH=5,17 tem-se sedimentos amorfos, e de pH=4,91 tem-se minerais cristalinos.

O exposto no capítulo anterior sugere a possibilidade da formação ferrífera em questão ser do fácies carbonato e sulfeto. Portanto admite-se como hipótese aquela onde a deposição quimicogênica do ferro se deu em forma de carbonato cristalino [reação (1)], e onde a sílica amorfa ou cristalina não produziria greenalita devido ao pH. A associação estável seria então siderita+quartzo não tendo havido a interrelação governada pela reação (3) e conhecida

Fig.7. Diagrama de relações entre sedimentos metaestáveis primários (linha tracejada) e minerais diagênicos (linha contínua) num sistema aberto com $a_{Fe} = 10^{-2}$ g.íon/l: a)- ácido; b)- silicato; c)- carbonato (antes da precipitação de $FeCO_3$ é mostrado para $P_{CO_2} = 1$ bar); d)- sulfeto ($a_S = 10^{-3}$). (Extraído de Mel'nik, Y.P., 1982, p.168, Fig. 58).

Fig.8. Diagrama composto de equilíbrio mineral após o final da diagênese em rochas óxido-silicato-carbonato-sulfeto num sistema aberto ($a_{Fe} = 10^{-2}$ g.íon/l): a)- em coordenadas de Eh-pH para $a_S = 10^{-3}$; b)- em coordenadas de Eh- a_S para pH = 6; c)- em coordenadas de Eh - a_S para pH = 8. (Extraído de Mel'nik, 1982, p. 170, Fig. 59).

como o primeiro tampão controlador da pressão parcial do dióxido de carbono nas formações ferríferas sílico-carbonáticas Precambrianas.

A diagênese deste sedimento quimicogênico (Fig. 7) é controlada pelo conteúdo de dióxido de carbono dissolvido, P_{CO_2} , e pela presença de matéria orgânica reativa. A formação de silicatos no processo diagenético é também controlada pela presença de componentes de enxofre na água (Fig.8), e a greenalita só é formada em pH alcalinos (> 8).

As transformações de fases ocorridas durante a diagênese são irreversíveis, pois acontecem espontaneamente sendo acompanhadas de grande liberação de energia e uma forte diminuição de solubilidade.

V.2 - REAÇÕES E AMBIENTE METAMÓRFICO

V.2.1 - Evolução metamórfica a partir do fácies carbonato-sulfeto.

Considerando-se como primário o produto da diagênese, tem-se:

- Em sendo o fácies sulfeto, não há argumentos que apoiem a presença de sulfetos de ferro (pirita, pirrotita) primário. Considerando-se a jazida de cobre como vulcanogênica, em sendo o cobre cogenético com a formação ferrífera, e tendo havido relativamente pouco enxofre para a formação de sulfeto de ferro + sulfeto de cobre, todo o enxofre associar-se-ia ao cobre e ferro produzindo uma solução sólida S-Fe-Cu, possivelmente cristalizando-se na forma de calcopirita como aventado no item III.4. Somente o excedente em enxofre produziria sulfeto de ferro.

- Como constituintes na associação carbonática ter-se-ia a siderita como constituinte principal, o quartzo (não em excesso), possivelmente óxidos de ferro (hematita e magnetita, não em excesso). Assumir-se que grafita ou material carbonoso também estivesse presente é bastante razoável, visto ser comum como constituinte traço em inúmeras rochas Arqueanas. A grafita também pode ter se formado como resultante da diagênese ou do metamorfismo (início do fácies xisto verde) no decurso de reações de oxidação-redução conjugadas de dissociação dos carbonatos (4) e (5), com subsequente dissociação de CO de acordo com a reação (6)

Fig.9. Curvas P-T de reações de descarbonatação de minerais de formações ferríferas. (Extraída de Mel'nik, 1982, p. 214, Fig. 77).

Fig.10. Composição calculada de uma fase gasosa em equilíbrio com grafita como função de temperatura para valores de f_{O_2} especificados pelo tampão quartzo-fayalita-magnetita. Pressão total de gás igual a 1.000 bars (esquerda) e 10 kb (direita). Valores de $\log_{10} P_i$ para CO₂, CO, H₂O, H₂ e CH₄ são plotados contra temperatura na parte superior dos diagramas; valores correspondentes de $\log_{10} f_{O_2}$ são plotados na parte inferior. (Extraído de French, 1966, p. 233, Fig. 4).

Fig. 11. Metamorfismo BIF carbonáticos (diagramas de $\log f_{O_2}$ - T). Diagramas para $P = P_f = \Sigma(P_{CO_2}, P_{CO}, P_{O_2}) = 5$ kbar. Isolinhas de $\log(f_{CO}/f_{CO_2})$ são mostrados pelas linhas tracejadas. O campo de metaestabilidade abaixo da linha da grafita está hachureado. (Extraído de Mel'nik, 1982, p. 217, Fig. 78).

Fig. 12. Temperatura calculada - curvas de pressão total de gás representando os limites superiores de estabilidade de várias associações tampões de fases sólida com grafita e uma fase gasosa. As curvas são, na realidade, projeções de curvas univariantes ao longo do eixo f_{O_2} sobre o plano $P_{gás}$ - T . (Extraído de French, 1966, p. 237, Fig. 11) HM = Hematita + magnetita; NNO = níquel (Ni) + bunsenita (NiO) (correspondente à parte superior do campo de estabilidade da magnetita); QFM = quartzo + fayalita + magnetita; MW = magnetita + wüstita.

Como resultado da água na presença de grafita, a fase gasosa em equilíbrio será uma mistura complexa de H_2O , CO_2 , CO , H_2 e CH_4 (French, 1966; Mel'nik, 1982). Dependendo da quantidade de água toda a grafita poderia ter se transformado segundo a reação

pois a grafita não pode coexistir com água pura nas condições de $P_{\text{gás}} = 100-1.000$ bars. Mesmo nas mais baixas temperaturas, o maior conteúdo de água permissível é próximo a $0,85 P_{\text{gás}}$ (French, 1966). Admitir-se a estabilidade da grafita é razoável visto que, segundo Cordani et alii (1984), a provável idade do principal metamorfismo das rochas da área seria em torno de 2.900 m.a.. E segundo diversos autores (em Mel'nik, 1982) a evolução da atmosfera e do oceano estariam intimamente relacionadas geoquimicamente: na oxidação do metano há formação de água e carbono livre, porém sem a oxidação imediata da grafita, a qual só se iniciaria após a oxidação de boa parte do metano; e o processo de oxigenação da atmosfera estaria completo no período entre 1,7 e 1,2 b.a., quando a formação de oxigênio excederia sua consumação. Em vista disto, supõe-se que o fluido inicial tenha sido rico em $CH_4 > CO_2 + CO + H_2$, pobre em H_2O , e grafita permanecendo estável.

Nestas condições, se tivesse havido hematita, no início do fácies xisto verde, e na presença de grafita, ela se transformaria irreversivelmente em siderita ou magnetita, segundo as reações

e/ou reagiria com siderita (Fig. 9) segundo a reação

Como resultado deste processo toda a hematita teria se transformado, e a associação mineral nas condições de fácies xisto verde seria siderita+magnetita+grafita+quartzo (não em excesso).

Estudos sobre o equilíbrio da associação siderita+magnetita+grafita (French 1971) mostra que no início do fácies anfibolito a siderita não mais está presente, decompondo-se em magnetita (p. ex. à $P = 2$ kbar a decomposição inicia-se em $462^\circ C$ e termina em $469^\circ C$), segundo a reação

Sendo a siderita um componente em excesso, após a hematita ter sido consumida, presuppõe-se que ainda houvesse siderita, a qual se transformaria em magnetita. Pode-se portanto presumir que à $T \sim 500^\circ C$, e 2kbar, a associação estável seja magnetita+grafita+quartzo (não em excesso).

Nestas condições, a magnetita na presença de quartzo torna-se instável (Figs. 9 e 10) reduzindo-se em fayalita segundo a reação

fato este que pode ser relacionado com a decomposição da siderita (French, 1971), exemplificado no parágrafo anterior), pois das Figs. 9 e 10 extrai-se que à P=1 kbar e T=440°C esta reação já poderia estar se processando.

Nesta hipótese, portanto, no início do fácies anfibolito, a associação só lida estável existente seria magnetita+fayalita+grafita

De acordo com French (1966), esta paragênese estaria compreendida entre as curvas (3) e (4) da Fig. 12, não se constituindo uma associação tampão para oxigênio devido a presença da grafita, qual seja, sua estabilidade ocupa amplos limites de temperatura (T=500-900°C) e pressão (P=1-10 kbar).

De acordo com os dados apresentados, a despeito da ampla faixa de temperatura em que a associação magnetita+fayalita+grafita é estável, considera-se como limite inferior de temperatura desta associação metamórfica T=500°C, e como limite inferior de pressão P=2 kbar.

Fig.13. Diagramas de equilíbrio de fase no sistema Fe-Si-C-O₂ (sessões isotérmicas em coordenadas de log f_{CO_2} -log f_{CO}): 1= limites estáveis; 2= limites metaestáveis; 3= linha da estabilidade da grafita; 4= isôbaras de pressão de fluido ($P_f = P_{\text{CO}_2} + P_{\text{CO}}$, em kbar). O campo de condição de metaestabilidade está hachureado. (Extraído de Mel'nik, 1982, p. 218, Fig.79)

Da Fig. 13 extrai-se que a 627°C o ponto trivariante magnetita+fayalita+grafita (isóbara de pressão de fluido igual a 8 kbar para $P_f = P_{CO_2} + P_{CO}$, em kbar) situa-se quase no limite superior do diagrama; e a 827°C este ponto não ocorre, sendo que o limite de estabilidade da magnetita torna-se quase assintótico ao limite de estabilidade da grafita. Infere-se que a temperatura máxima do metamorfismo deva ser bem inferior a 827°C e pouco maior que 627°C, e que a pressão máxima deva ser inferior a 8 kbar.

V.2.1.1 - Discussões/Aspectos bibliográficos (resumo)

Estas discussões tem por finalidade dar suporte às estimativas de temperatura e pressão máximas que se admitirá para o metamorfismo da área em foco.

A associação eulita+magnetita+fayalita (item III.2.6.6) embora isolada, foi considerada pelo grupo de trabalho do Projeto (Martins et alii, 1982) e pela autora, como indicativa de fácies granulito, principalmente porque nesta época supunha-se que tal associação não devesse ser tão restrita como se caracterizou posteriormente. Os comentários que se seguem são, em parte, pertinentes à esta associação.

As texturas observadas em lâmina delgada, indicam que a reação mais provável para o surgimento do ortopiroxênio é:

onde a relação de ferro e magnésio é, aproximadamente, 70/30 ($X_{Fe}^{eu} \sim 0,72\%$; Tab. I).

Em metamorfismo regional a alta pressão e temperatura a olivina está ausente das associações minerais, como foi observado por Klein (1978) em Gagnon, Mountain Reed, e Lac des Silicates, áreas do Labrador Trough; o que não ocorre na área Salobo 3A. Nas duas primeiras áreas as condições estimadas foram $P = 10-11$ kbar e $T = 700-750^\circ C$, e as associações minerais constituídas de ortopiroxênio + quartzo+magnetita.

No metamorfismo regional à médias pressões foi observado que à $P = 4-6$ kbar e $T = 650-750^\circ C$, a associação opx+fy+q está localizada perto do campo da grunerita. Na Fig. 14 o ponto D representa tal associação, onde $T \sim 650^\circ C$ e $\log f_{O_2} \sim -17,7$ (Immega e Klein, 1976). Tal observação foi também feita por Dahl (1979); dado este mais próximo, como se mostrará, das condições da área em estudo.

As formações ferríferas que estiveram sob os mais altos graus metamórficos são caracterizadas por associações essencialmente anhidras, e quantidades variáveis nas predominantes, de orto e clinopiroxênio. Fayalita pode estar presente, assim como carbonato e granada, e menor quantidade de anfibólio. Tais associa-

Fig. 14. Condições $\log f_{O_2}$ -T para algumas formações ferríferas Arqueanas metamorfoseadas regionalmente do Southwestern Montana (relações de fases de média pressão, ~ 6 kbars). O ponto D representa associações $opx+ol(0,9 X_{Fe}^{ol} 1,0)+qtz$ e é instável neste diagrama. (Extraído de Miyano e Klain, 1983, p. 710, Fig.8).

Fig.15. Condições $\log f_{O_2}$ -T para algumas formações ferríferas Arqueanas metamorfoseadas regionalmente do Western Austrália (relações de fases de baixa pressão, ~3 kbars). O ponto D representa associações $opx+ol+qtz+mt+gru$. O campo do ortopiroxênio depende da grandeza da f_{H_2O} . (Extraído de Miyano e Klain, 1983, p. 710, Fig. 9).

ções de alto grau são o resultado de condições metamórficas enquadradas na isógrada da sillimanita das rochas pelíticas, ou variam entre o fácies anfibólito superior até o granulito.

Minerais do grupo piroxênio podem ser esporadicamente encontrados nos graus metamórficos médios, com ocorrência bem menor do que a do anfibólio. Floran e Papike(1978) descrevem hedenbergita como par de associações ricas em grunerita na sua zona metamórfica 3 do BIF Biwabic. Klein(1966) cita ocorrência de eulita, ferrosalita e aegirina-augita em formações ferríferas ricas em anfibólio da área Labrador City, e Haase(1982) descreve minerais da série ferro-salita-salita como localmente abundantes em algumas partes da formação ferrífera Negaunee. Klein(1983) sustenta que estas associações contendo piroxênios são resultados de uma redução na P_{H_2O} ou aumento na X_{CO_2} , não refletindo temperaturas maiores do que aquelas das associações anfibolíticas.

Fayalita é um mineral raro em BIFs metamorfoseados regionalmente. Aparece comumente em BIFs que estiveram sob metamorfismo de contato de médio grau. Floran e Papike(1978) e Morey et alii(1972) assinalam sua ocorrência em associações com grunerita e hedenbergita em suas zona metamórfica 3 (BIF Biwabic). Haase e Klein(1978) e Haase(1982) assinalam alguma fayalita na BIF Negaunee (também metamorfismo de contato). Fayalita é também encontrada em rochas metamorfoseadas em alto grau, como local e em pequena quantidade em BIFs cujas associações predominantes são constituídas por orto e clinopiroxênios (Klein, 1983).

Associações ricas em anfibólio são diagnósticas de metamorfismo de médio grau, e comumente consideradas como originadas sob condições de alto P_{H_2O} . Haase(1982) concluiu que, com o aumento do grau metamórfico do BIF Negaunee, a X_{CO_2} da fase fluida, aparentemente teve um aumento considerável. Klein (1983) considera que estes Mg-Fe-anfibólitos, em BIF metamorfoseados, são estáveis desde a isógrada da biotita até as isógradas da granada e estauroлита correspondentes aos xistos pelíticos.

French(1968), Bonichsen(1969) e Gundersen e Schwartz(1962) descrevem associações ricas em quartzo+hedenbergita+magnetita+ortopiroxênio+fayalita e pirrotita perto do contato da formação ferrífera Biwabic; a presença ou ausência de fayalita depende da razão $Fe/(Mg+Fe)$, do total da composição original e da pressão total. Simmons et alii(1974) encontraram associações similares na formação ferrífera Gunflint, também na zona próxima do contato. Os cristais de opx tem inúmeras lamelas de exsolução de augita e são interpretados como pigeonita invertida, isto é, cristalizaram-se inicialmente como pigeonita durante o pico da

temperatura do metamorfismo de contato, após o resfriamento estes grãos inverteram-se para o atual ortopiroxênio, conservando-se nas lamelas de exsolução.

Gole e Klein(1981) assinalam associações $\text{cpx}+\text{opx}+\text{mt}+\text{fy}+\text{q}+\text{gru}$ advindas de metamorfismo regional nas BIFs Arqueanas no Yilgarn Block. Como não há evidências deste opx ter se formado pela inversão da pigeonita (French, parágrafo anterior), suas associações puderam ter uma temperatura de origem um tanto menor (620-720°C) que aquelas das zonas do Biwabic e Gunflint. Os parâmetros mais importantes nestas avaliações são a razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ do piroxênio e a pressão total durante o metamorfismo.

Resumindo-se, as associações que refletem as mais altas temperaturas são resultantes de metamorfismo de contato, como é o caso das BIFs Biwabic e Gunflint, e situadas perto do contato com o complexo gabróico Duluth. Temperaturas menores e pressões maiores são avaliadas para BIFs metamorfoseados regionalmente, como os da parte sudoeste do Labrador Trough, e no sudoeste de Montana. Minerais esporádicos (no caso em foco hedenbergita e eulita) não refletem temperaturas maiores do que aquelas das paragêneses associadas.

O ortopiroxênio da área Salobo 3A não contém lamelas de exsolução de augita e ocorre em apenas um ponto do pacote litológico. A falta destas lamelas e a pouca expressividade quantitativa da associação, resulta em que a BIF da área Salobo 3A não é comparável com outras formações ferríferas de alto grau onde o ortopiroxênio e o piroxênio são abundantes. Os grãos em si são comparáveis com os encontrados por Gole e Klein (1981) no BIF Arqueano do Yilgarn Bloc(Fig.15), porém assume-se que seu aparecimento foi função de um abaixamento local da $P_{\text{H}_2\text{O}}$, ou principalmente aumento na X_{CO_2} , sem aumento de temperatura.

V.2.2 - RETROMETAMORFISMO

Quando os fluidos contendo H_2O , que transformaram a fayalita, aportaram, encontraram uma associação constituída de fayalita, magnetita e grafita.

Segundo Klein(1983), a paragênese grunerita+granada indica coexistência de fluidos durante o metamorfismo, principalmente CO_2 (sendo esta uma das paragêneses da área Salobo 3A; item III.2.5); e associações com fayalita entre $T=450-600^\circ\text{C}$ indicam fluidos ricos em CO_2 . A presença de grafita na formação ferrífera indica que o fluido é rico em CO_2 . Ter-se-ia portanto uma composição onde CO_2 deveria predominar sobre H_2O ; o que é imprescindível para a estabilidade da grafita, uma vez que ela permanece na associação $\text{fy}+\text{mt}+\text{gru}+\text{grf}$.

Na associação metamórfica enfocada (fy+mt+grf original produzindo grunerita a partir de fayalita) não há quartzo livre, e a decomposição da fayalita em grunerita+magnetita² pode ter se efetuado através das seguintes reações:

ou

a) conjugadas com a reação

O exposto até agora indica que o fluido é rico em CO_2 , que esta fase retrorretrometamórfica abordada, texturalmente, tem caráter tardi à pós-milonitização (item III.2.6.1), e que a grafita é um mineral pré-milonitização. Sendo assim, é bem provável que não tenha ocorrido a reação (13), cujo um dos produtos é grafita. Opta-se pois pela reação (14) para a formação da magnetita².

Nas formações ferríferas onde ocorre a reação (15) o limite máximo de temperatura é 540-690°C, abaixo do qual a grunerita se forma. Porém, se o fluido contiver uma mistura de CO_2 , esta temperatura pode ser rebaixada (Fig.16). Atenção-se para o fato de que a presença de grande quantidade de fayalita indica ainda condições de no mínimo fácies anfibolito.

b) reação (14) conjugada com a reação

Nas formações ferríferas onde ocorre a reação (16), a grunerita está em equilíbrio com magnetita à baixas e médias pressões ($P_f = 5-6$ kbar). À 8 kbar (Fig. 17) esta associação não mais está em equilíbrio.

Depreende-se destes dados que o limite para a formação da grunerita+magnetita² é abaixo de 540-690°C. O sugerido no item V.2.1 foi temperatura mínima de 500°C e máxima pouco superior a 627°C para a estabilidade da associação magnetita+fayalita+grafita; o retrorretrometamorfismo responsável pelo aparecimento da grunerita+magnetita² ocorreu na mesma faixa de temperatura de estabilidade da fayalita; e a quantidade de H_2O no fluido foi insuficiente para transformar totalmente a fayalita e a grafita. O que em linhas gerais está de acordo com as composições mineralógicas e as texturas encontradas.

Quanto à pressão, o limite máximo para a formação de fayalita+magnetita² é $P = 5-6$ kbar, e a presença de fayalita corresponde à pressões médias (por ex. $P = 3-5$ kbar, Fig. 12); donde a coexistência da associação magnetita+fayalita + grafita+grunerita pode se dar à $P = 3-6$ kbar e $T = 500-600^\circ\text{C}$.

Fig. 16 Curvas teóricas P-T de estabilidade da grunerita. Os números sobre as curvas indicam a porcentagem molar da água no fluido. (Extraído de Mel'nik, 1982, p. 209, Fig. 72).

Fig. 17 Diagrama de sessões isobáricas de equilíbrio mineral em formações ferríferas silicato-carbonato metamorfoseadas sob condições redutoras (tampão oxigênio-grafita). (Extraído de Mel'nik, 1982, p.226, Fig 84).

V.3 - COMPARAÇÕES E GRAU METAMÓRFICO

A fayalita e a magnetita são o silicato e o óxido, respectivamente, mais abundantes na formação ferrífera, quimicamente equivalente à BIF, da área Salobo 3A, com magnetita quantitativamente superior à fayalita.

Almandina é um mineral essencial e disseminado nos xistos biotíticos, gruneríticos, nas rochas a cordierita e a fayalita. Esporadicamente é encontrada nos quartzitos e gnaisses.

Sillimanita ocorre em diversas rochas, predominantemente nos quartzitos e gnaisses e menos frequentemente nos xistos biotíticos. Pode ou não associar-se à almandina.

A série almandina-espessartita é encontrada na BIF Negaunee, e foi usada para definir associações da sub-zona 3a de Haase(1982).

Aliando-se os dados de estabilidade da formação ferrífera fayalita+magnetita com os de estabilidade das associações à sillimanita, ou cordierita e/ou almandina (Mueller e Saxena, 1977, p.183; Miyashiro, 1973, p. 212), tem-se:

1) As temperaturas alcançadas durante o metamorfismo regional progressivo da área Salobo 3A situou-se entre 500-650°C, correspondendo a pressões entre 4,5 e 5,5 kbar.

2) Nestas condições a presença local de eulita é justificada por um aumento na quantidade da X_{CO_2} ou diminuição na P_{H_2O} .

3) Nesta faixa de temperatura todas as associações encontradas no pacote litológico são estáveis.

4) No metamorfismo da formação ferrífera predominaram fluidos com alta P_{CO_2} , enquanto no retrorretrometamorfismo a pressão da água aumentou, embora a atmosfera continuasse rica em CO_2 devido à presença de grafita.

5) Considera-se pois o pico do metamorfismo como 650°C. A diminuição de temperatura, provavelmente causada pela entrada de água no sistema, evidencia-se pela transformação da fayalita, e provavelmente pela da sillimanita. Este retrorretrometamorfismo torna-se local quando analisado volumetricamente, bem como a sericitização da cordierita e da sillimanita. Estes fatos vêm sugerir que a água no fluido retrorretromórfico (P_{H_2O}) foi relativamente escassa.

Devido a pouca expressividade dos produtos retrorretromórficos, esta fase poderia não significar um evento regional, podendo estar associada a fase de metassomatismo que teria ocorrido a NE da área, responsável pela substituição de cordierita por plagioclásio descrita no item III.2.3. A percolação dos fluidos teria sido facilitada pela deformação plástica e zonas de cisalhamento, especi-

almente nestas zonas, uma vez que esta fase de "retrometamorfismo" ocorreu durante o evento plástico/milonítico (Fig. 18), como atestam as texturas encontradas em lâminas delgadas.

O posicionamento textural dos sulfetos, tardi a pós-retrometamorfismo da fayalita e pós-cisalhamento, poderia sugerir que a fase sulfetada tivesse se originado num período tardi/pós este evento, e portanto não ser cogenético com a formação ferrífera. Levando-se em consideração que a temperaturas da ordem de 500°C, dependendo da relação Fe/Fe+Cu, parte da solução sólida já deveria ter se liquefeito (Barton & Skinner, 1979) e que a deformação ocorreu em ambiente metamórfico de fácies anfibolito, é lógico supor-se que os sulfetos tenham se mobilizado localmente, ocupando as posições atuais (texturalmente de último evento) justificando portanto sua origem cogenética com a formação ferrífera como o sugerido anteriormente.

A estabilidade da calcopirita gira em torno de 550-600°C, acima da qual só high bornita e/ou high digenita podem ocorrer. Neste caso, a presença de calcopirita nas rochas a fayalita+magnetita indicará: ou que à temperaturas superiores (650°C) toda a calcopirita teria se transformado em bornita e, durante o retrometamorfismo a bornita teria originado calcopirita. Neste caso, segundo o diagrama Fig. 7.17 contido em Barton e Skinner(1979), a relação Fe/Fe+Cu estaria entre 0,5 e 0,6, e a associação high bornita+calcopirita+iss estaria na faixa de 200-550°C para a relação Fe/Fe+Cu entre 0,5 e 0,2.

Esta discussão vem fundamentar a necessidade de estudos quantitativos das fases sulfetadas, pois os mesmos contribuiriam para uma maior aproximação das condições de metamorfismo e retrometamorfismo. Porém tais estudos deverão ser executados em amostras selecionadas, de acordo com critérios mineralógicos (as associações silicatadas) e texturais, uma vez que se está propondo duas cristalizações de calcopirita e bornita, respectivamente nos períodos metamórfico e retrometamórfico.

Além deste retrometamorfismo enfocado, responsável pela transformação da fayalita produzindo grunerita, há um segundo evento ligado à tectônica rígida, provavelmente de temperatura inferior a 300°C e expresso por transformações minerais tais como: cloritização pseudomórfica de plagioclásio, biotita e almandina, e substituição pseudomórfica de fayalita e grunerita por minnesotaita ± greenalita. Este processo é também local, se bem que mais generalizado do que o anterior. Em lâminas estas transformações correspondem a micro-áreas constituídas por vênulas de magnetita⁴, vênulas de minnesotaita±greenalita, às vezes de pirosmalita, interceptando os minerais e a textura da rocha, com a transforma-

ção dos minerais apresentando-se progressiva (completa nas imediações dos veios, diminuindo gradativamente com a distância do mesmo). Em macro escala tem-se rochas isotrópicas, de finíssima granulação, podendo atingir poucos metros em furos de sondagem. Os xistos biotíticos e os gnaisses, nas zonas de falha, podem ocorrer completamente cloritizados (já descrito).

O sulfeto intimamente associado a este evento é a calcosita, raramente encontrando-se bornita, e quando esta ocorre é somente em intercrescimento simplectítico com calcosita, sendo que quantitativamente a bornita é inferior.

Haase (1982) descreve 3 zonas metamórficas na formação ferrífera Negaunee, sendo que a zona 3 constitui-se das sub-zonas: **3a**, reconhecida pela ocorrência de associações contendo granada e Ca-anfibólios coexistindo com grunerita, tais como $\text{gru} \pm \text{alm} \pm \text{q} \pm \text{calcita} \pm \text{mt}$, ou $\text{gru} + \text{ho} \pm \text{q} + \text{mt}$; e a **3b**, reconhecida pela ocorrência de associações contendo fayalita e clino-piroxênio, tais como $\text{gru} + \text{fy} + \text{cpx} \pm \text{ho} \pm \text{q} + \text{mt}$, $\text{gru} + \text{fy} \pm \text{q} + \text{mt}$, $\text{ho} + \text{fy} \pm \text{q} + \text{mt}$, e $\text{gru} + \text{cpx} \pm \text{calcita} \pm \text{q} \pm \text{mt}$. Na área Salobo 3A as litologias mais expressivas são $\text{gru} + \text{alm} \pm \text{q} \pm \text{mt}$, e $\text{gru} + \text{ho/ha/act} \pm \text{alm} \pm \text{mt} \pm \text{q}$, o que configura a sub-zona 3a de Haase. Embora os estudos petrográficos não tenham registrado a presença de cpx, em algumas ocasiões diopsídio foi detectado pela difratometria de raios-X. A sub-zona 3b não está perfeitamente configurada, tendo-se em vista as associações encontradas, principalmente da formação ferrífera, onde quartzo não ocorre em presença de fayalita; mas, de um modo genérico, as associações da área Salobo 3A estão compreendidas nesta zona 3.

A Tab. VII resume as proposições evolutivas da área enfocada. Na associação mineral desta tabela, os silicatos estão restritos aos de ferro. Porém atenta-se para o fato de que o BIF enfocado tem um volume pequeno em relação às outras rochas contendo, além de $\text{fy} + \text{mt} \pm \text{gru}$, também almandina e/ou biotita.

TABELA VI I
RESUMO DA EVOLUÇÃO METAMÓRFICA PROPOSTA

	Associação Mineral (Produtos)	Reações	Fluídos Predominantes	Temperatura Pressão	Principais Sulfetos
Diagênese	Siderita Quartzo Grafita Hematita	$\text{Fe}^{2+}(\text{CO}_2)_{\text{gás}} + (\text{H}_2\text{O})_{\text{lq}} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{H}^+ \quad (1)$	CO_2, CH_4		Calcopirita (pirita/pirrotita)
Met. Fácies Xisto Verde	Siderita Quartzo Magnetita Grafita	$2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{C} + 3\text{CO}_2 = 4\text{FeCO}_3 \quad (8)$ $6\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{C} = 4\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO}_2 \quad (9)$ $\text{FeCO}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO}_2 \quad (10)$	CO_2, CH_4		Calcopirita (pirita/pirrotita)
Met. Fácies Anfibolito	Magnetita Fayalita Grafita	$2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2 + \text{C} = \text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{CO}_2 \quad (11)$	CO_2, CH_4	500-650°C 4,5-5,5 Kbar	High bornita >> >> calcopirita
1ª Fase Retrometamorfica	Magnetita Grunerita	$3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CO}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2 + 2\text{CO} \quad (14)$ $7\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 9\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 \quad (15)$	$\text{CO}_2, \text{H}_2\text{O}$		Calcopirita + bornita >> calcosita/digenita
2ª Fase Retrometamorfica	Magnetita Minnesotaita Greenalita Pirosmalita		$\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$		Calcosita/ Digenita >> >> Bornita
Os números entre parênteses correspondem aos números das reações do item V. Os minerais entre parênteses significam que poderiam ter existido.					

VI - CONCLUSÕES

Como consequência dos estudos químicos e da interpretação do diagrama AFM tem-se que a única paragênese equivalente à formação ferrífera bandada (BIF) é magnetita+fayalita+grafita. Esta associação (sem almandina) corresponde a pequenas espessuras nos furos de sondagem, as quais não ultrapassam um metro. A associação com almandina, representando mistura de materiais argilosos durante a sedimentação possui, em média, espessuras que podem ultrapassar um metro.

A associação grunerita+magnetita+quartz+almandina teria sido originalmente sedimento rico em ferro - formação ferrífera - contendo relevante quantidade de material argiloso (proporcional à quantidade de almandina); motivo pelo qual suas relações químicas não foram compatíveis com BIF.

Os efeitos do processo tectônico em ambiente metamórfico de grau anfibolito, exemplificados por dobramentos dúcteis e por milonitos em zonas de cisalhamento simples, são comuns em todas as paragêneses metamórficas. Genericamente, para a formação ferrífera (BIF), estas zonas de cisalhamento são traduzidas mineralogicamente por associações incompatíveis como fayalita(e suas transformações)+biotita e eulita+biotita.

Esta colocação tectônica implica em que a maioria das associações descritas no item III não refletem diferenças composicionais primitivas. Neste caso, a área Salobo pode ser descrita como constituída por:

- formação ferrífera equivalente a BIF fácies carbonato-sulfeto, representada por rochas a fayalita+magnetita+grafita, posicionadas no Campo I da Fig. 3;

- xistos ricos em ferro, cabendo a conotação de formação ferrífera, possivelmente fácies silicato-carbonato, representadas por rochas a grunerita+magnetita+quartz+almandina, posicionadas no Campo II da Fig. 3;

- sedimentos argilo-aluminosos-magnesianos, representados por rochas a cummingtonita, sem campo definido na Fig. 3 e com $F < 76\%$, e rochas a cordierita+antofilita+almandina;

- sedimentos quartzosos clásticos (arenito/wacke quartzoso) ou químicos (chert), representados por quartzitos sillimaníticos;

- sedimentos clásticos do tipo grauvaqueano, localmente sillimaníticos, representados por gnaisses quartzo-feldspáticos;

- rochas de origem ígnea, de composição entre intermediária e ultramáfica, representadas por hornblenda+plagioclásio+biotita+quartz (anfibolitos) e rochas a talco+flogopita+cummingtonita+cromita.

Observa-se que os sedimentos argilo-alumino-magnesianos podem ter tido contribuição ígnea, ou mesmo serem de origem ígnea, e que localmente há passagem gradativa entre os sedimentos.

Este pacote vulcano-sedimentar foi metamorfoseado regionalmente até o fácies anfibolito alto. A evolução dos tipos litológicos esteve intrinsecamente ligada às características diagenéticas próprias de cada litologia.

Na formação ferrífera (senso lato) o metamorfismo progressivo consistiu principalmente de reações de descarbonatação, e em segundo lugar, de desidratação, onde minerais originais, carbonato e filossilicatos, foram convertidos em fayalita (associação $fy+mt+grf$) e grunerita (associação $gru+mt+qt+alm$), e em menor quantidade em hornblenda/hastingsita. Tal metamorfismo sugere ter sido isoquímico, com exceção da perda de voláteis.

Entende-se que a quantidade de magnetita na rocha atual (muito superior à da fayalita) sofreu uma diminuição em relação a quantidade existente no BIF durante o intervalo considerado de fácies xisto verde, uma vez que parte dela foi utilizada na geração de fayalita. Consequentemente, todo o quartzo existente neste mesmo intervalo estaria representado pelo silício existente na fayalita.

O retrometamorfismo consistiu, principalmente, de reações de hidratação dos silicatos anhidros, com a formação de anfibólios às expensas de fayalita, e reações de exsolução dos sulfetos de cobre, produzindo sulfetos de cobre pobres em ferro. A quantidade de magnetita gerada nestes processos (retrometamorfismo I e II), aparentemente, não provocou um aumento significativo na quantidade deste mineral.

As rochas situadas à NE da área exibem substituições de minerais metamórficos por plagioclásio, processo este considerado como de metassomatismo.

Todas as paragéneses referidas, incluindo as rochas metassomatizadas, estiveram sob efeito do cisalhamento dúctil durante o metamorfismo e o retrometamorfismo de fácies anfibolito. É provável que este evento tectônico tenha propiciado a entrada de água no sistema.

As evidências de retrometamorfismo nos milonitos são pontuais, encontrando-se biotita substituindo anfibólios e alguns contatos de reação entre minerais hidratados e anhidros. Muitas texturas podem ser explicadas pela colocação de paragéneses anhidras em paragéneses hidratadas através dos processos tectônicos. No que se refere à formação ferrífera (BIF) a colocação de rochas a fayalita em rochas com quartzo livre provocou bordas de reação, uma vez que a fayalita não é estável em presença de quartzo no fácies anfibolito.

Posteriormente ocorreu uma tectônica rígida à qual se associou a intru-

são de diabásio. Esta tectônica é representada por brechamento o qual atinge todas as litologias do pacote enfocado incluindo os milonitos. Intensa percolação fluidal, com fluidos ricos em H_2O , provocou metassomatismo cloritizando plagioclásio, almandina e biotita, bem como transformando os silicatos de ferro anidros ou não em greenalita+minnesotaita+magnetita. Tal metassomatismo ocorreu em ambiente redutor, haja visto a não formação generalizada de hematita.

Quando a área de influência destes fluidos finais atingem um milonito, o produto final é uma rocha isotrópica de finíssima granulação. Eventualmente pode ser feita uma distinção, ao microscópio, do tipo de rocha pré-metassomatismo, distinguindo-se relíctos de milonitos provenientes de rochas a grunerita/cummingtonita pouco ou nada mineralizadas, e aqueles provenientes de rochas a fayalita+magnetita mineralizadas.

Acredita-se que estas rochas isotrópicas sejam relevantes, porque indicam zonas de grande percolação de água que se estendem por uma área de influência marginal podendo atingir vários metros. Ao afetarem rochas da formação ferrífera (BIF) e suas variantes miloníticas, deve predominar calcosita entre os sulfetos de cobre, porque a entrada de água no sistema auxilia a exsolução diminuindo a a_{S_2} .

Na Fig. 18 estão resumidas as idéias sobre o relacionamento temporal entre estes eventos, que em síntese são:

O sedimento original foi submetido a um gradiente ascendente de temperatura até atingir seu ponto máximo estimado em $650^{\circ}C$, gerando um metamorfismo progressivo. Ocorreu em seguida diminuição de temperatura, acompanhada por transformações de caráter retrometamórfico, dentro do intervalo $650-500^{\circ}C$ (portanto ainda na fácies anfibolito).

O pacote litológico foi também submetido a um gradiente de deformação plástica/dúctil concomitante com o metamorfismo, porém não coincidente, sendo que o máximo de deformação foi atingido quando a temperatura já estaria na sua curva descendente (aumento da P_{H_2O}). O que explicaria as associações minerais retrometamórficas em rochas miloníticas, bem como recristalizações e crescimentos secundários dinâmicos e estáticos.

As últimas transformações de caráter retrometamórfico são de temperatura baixa e se associam ao evento de tectônica rígida.

Fig. 18 - Síntese esquemática das relações temporais entre os eventos geológicos na área Salobo 3A.
 1 = percurso termal; 2 = percurso de deformação; 3 = processo metamórfico; 4 = processo de tectônica rígida; AB = recrystalizações/crescimentos secundários pós-deformação; BC = possível intervalo ainda representado recrystalizações e crescimentos secundários; CD = intervalo entre eventos sem registros de dados.

AGRADECIMENTOS

A autora agradece:

À Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) pela liberação das atividades rotineiras para obtenção dos créditos de mestrado.

À Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO), na pessoa do então Diretor Superintendente Francisco Franco de Assis Fonseca, pela anuência ao tema sugerido. À DOCEGEO-Belém pela logística rápida e eficiente, em especial aos geólogos Breno Augusto dos Santos, Vanderlei Beisegel, Neidemar de Farias, Ricardo Sauressig e Luiz Pedro Martins pelo incentivo, discussões e colaboração direta.

À Superintendência de Tecnologia da CVRD (SUTEC), com destaque ao Gerente da Divisão de Petrografia (DIPEG) Rodrigo Otávio Santos Luz, pelo apoio na continuidade e término desta pesquisa.

Agradeço ao orientador, Prof. Dr. Vicente Antônio Vitório Girardi pela atenção dedicada e pelo estímulo com os quais me acompanhou durante todos estes anos, e pelas sugestões e discussões durante a elaboração desta tese. Extensivamente agradeço ao Prof. Dr. Rainer Schultz pela orientação na pesquisa bibliográfica e sugestões durante o desenvolvimento das interpretações estatísticas, bem como à Profa. Dra. Lisbeth K. Cordani. À Profa. Dra. Maria Ângela Fornoni Candia agradeço as sugestões durante o desenvolvimento do tema metamorfismo. Ao Prof. Dr. Fernando R. M. Pires agradeço por algumas sugestões que auxiliaram na fase final desta tese.

Apresento minha gratidão aos colegas: Tânia Mara Dossin e César Mendonça Ferreira pelo auxílio na obtenção de bibliografia; Marco Antônio Marzano Amaral pela qualidade e rapidez das análises difratométricas; Luiz Rodrigues Armôa Garcia pela paciente dedicação e prontidão das análises estatísticas e micro-analíticas; Edmar Vaz de Melo Araújo pela presteza das análises químicas; Ana Maria Soares de Sousa e Maria Beatriz Harmendani Vieira pela expressividade com a qual participaram na evolução desta pesquisa contribuindo no aprimoramento das idéias; e Maria Auxiliadora de Melo Vieira e Eliane Porto Grimaldi de Castro pela revisão desta dissertação.

A Carlos Alberto Porto, Osvaldo Nunes da Silva e Márcio Helvécio Ribeiro Guimarães agradeço pela execução das figuras deste texto.

As datilógrafas Margareth Terenzi e Cunha e Solange Edna Barbosa que confeccionaram estas páginas em horário noturno, meus sinceros agradecimentos.

BIBLIOGRAFIA

- Alexandrov, E.A.(1973). The precambrian banded iron-formation of the Soviet Union. *Economic Geology*, v.68, p. 1035-1062.
- Amstutz, C.C., Gorey, A., Frenzel, C. Kluth, C., Moh, C., Wauschkuhn, A., & Zimmerman, R.A. (1982). *Ore genesis*. Springer-Verlag, 804 pp.
- Barton Jr, P. B. & Skinner, B. J.(1979). Sulphide mineral stabilities. In *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, H.L. Barnes Editor, 798 pp.
- Bayle, R. W. & James, H.L. (1973). Precambrian iron-formation of United-States. *Economic Geology*, v. 69, p. 934-959
- Beukes, N. J. (1973). Precambrian iron-formations of Southern Africa. *Economic Geology*, v. 68, p. 960-1004.
- Bonichsen, B. (1969). Metamorphic pyroxenes and amphiboles in the Biwabic Iron Formation, Dunka River Area, Minnesota. In J.J. Papike, Ed., *Pyroxenes and amphiboles: cristal chemistry and phase petrology*, p. 217-239. Mineralogical Society of America, Special Paper, 2.
- Burcher-Nurminem, K. & Droop, G.(1983). The metamorphic evolution of garnet-cordierite-sillimanite gnaisses of the Gruf-Complex, Eastern Pennis Alps. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v.84, p. 215-227.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S. & Kawashita, K. (1979). Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos II Congresso Geologico Chileno, Arica, p. 130-147.
- Coördani, U.G. (1981). Resultados de determinações geocronológicas, Relatório Interno DOCEGEO/CPGeo.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G. & Kawashita, K. (1984). A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, nº 9 Sociedade Brasileira de Geologia.
- Dahal, P. S. (1979). Comparative geothermometry based on major-elements and oxygen isotope distributions in Precambrian metamorphic rocks from South-Western Montana. *American Mineralogist*, v.64, p. 1280-1293.
- Deer, W. A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1972). *Rock-forming minerals*. Longman, v. 1, 2, 3, 4 e 5.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1978). *Rock-forming minerals*. Longman, v. 2a, 668 pp.
- Dorr II, J. V. N. (1973). Iron-formations in South America. *Economic geology* v. 68, p. 1005-1022.
- Edwards, A.B. (1965). *Texture of the ore minerals*. Australasian Institute of

- Mining and Metallurgy, Australia, 242 pp.
- Farias, N.F. (1981). Relatório de Pesquisa do Projeto Cobre Carajás. Jazidas de Cobre Salobo 3A e 4A, para o DNPM. V. I - Texto, 208 pp; v. II- Mapas de Cobre Salobo 3A e 4A, para o DNPM. v. I - Texto, 208 pp; v. II -Mapas e Seções Geológicas.
- Farias, N.F. & Sauressig, R. (1982). Jazida de Cobre Salobo 3A. Anexo dos Anais do I Simpósio de Geologia da Amazônia, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, Belém, p.61-74.
- Floran, R.J. & Papike, J.J. (1978). Mineralogy and petrology of the Gunflint Iron-Formation, Minnesota-Ontario: correlation of the compositional and assemblage variations at low to moderate grade. *Journal of Petrology*, v.19 p. 215-288.
- French, B.M. (1966). Some geological implications of equilibrium between graphite and a C-H-O gas phase at high temperatures and pressures. *Reviews of Geophysics*, v. 4, p.223-253.
- French, B.M. (1968). Progressive contact metamorphism of the Biwabic Iron-Formations, Mesabi Range, Minnesota. *Minnesota Geological Survey, Bulletin*, 45.
- French, B.M. (1971). Stability relations of siderite (FeCO_3) in the system Fe-C-O. *American Journal of Science*, v. 271, p. 37-78.
- French, B.M. (1973). Mineral assemblages in diagenetic and low-grade metamorphic iron-formation. *Economic Geology*, v.68, p. 1063-1074.
- Frost, B.R. (1982). Contact metamorphic effects of the Stillwater Complex, Montana: the concordant iron-formation: a discussion of the role of buffering in metamorphism of iron-formation. *American Mineralogist*, v.67, p. 142-148.
- Geologia do Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984, 501 pp.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K. & Olsewski, W.J. (inédito). Age and composition of the Grão Para Group volcanics, Serra dos Carajás.
- Gole, M.J. & Klein, C. (1981). Banded iron-formations through much of Precambrian time. *Journal of Geology*, v.89, p. 169-183.
- Gole, M.J. & Klein, C. (1981a). High-grade metamorphic Archean banded iron-formation, Western Australia: assemblages with coexisting pyroxenes + fayalite. *American Mineralogist*, v.66, p. 87-99.
- Gole, M.J. (1981). Archean banded iron-formation, Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*, v.76, p. 1954-1974.
- Gomes, C.B., Cordani, U.G. & Basei, M.A.S. (1975). Radiometric ages from the Serra dos Carajás area, Northern Brazil. *Geological Society of America*,

- Bulletin, v. 86, p. 939-942.
- Goodwin, A.M. (1973). Archean iron-formation and tectonic basin of the Canadian Shield. *Economic Geology*, v. 68, p. 915-933.
- Gross, G.A. & McLeod, C.R. (1980). A preliminary assessment of the chemical composition of iron-formations in Canada. *Canadian Mineralogist*, v. 18, p. 223-229.
- Gross, G.A. (1965). Nature and occurrence of iron ore deposits. Geological Survey of Canada, Ottawa, Technical Papers, p. 13-30.
- Guimarães, I.G. (1978, 1979, 1980). 16 Relatórios Internos de Estudos, Projeto Cobre Carajás. CVRD/DOCEGEO, total de 344 pp.
- Guimarães, I.G. & Amaral, M.A.M. (1978, 1979, 1981, 1982). 19 Relatórios Internos, Projeto Cobre Carajás, CVRD/DOCEGEO, total de 206 pp.
- Guimarães, I.G., Garcia, L.R.A. (1980, 1982). 2 Relatórios Internos, Projeto Cobre Carajás, CVRD/DOCEGEO, total de 46 pp.
- Guimarães, I.G., Vieira, M.A.M. & Amaral, M.A.M. (1980). Relatório Interno de Estudos, Projeto Cobre Carajás, CVRD/DOCEGEO, 35pp.
- Guimarães, I.G., Salas, H.T., Amaral, M.A.M. & Garcia, L.R.A. (1980). Relatório Interno de Estudos, Projeto Cobre Carajás, CVRD/DOCEGEO, 84 pp.
- Guimarães, I.G., Vieira, M.A.M., Amaral, M.A.M. & Garcia, L.R.A. (1981). Relatório Interno de Estudos, Projeto Cobre Carajás, CVRD/DOCEGEO, 457 pp.
- Gundersen, J. N. & Schwartz, G.M. (1962). The geology of the metamorphosed Biwabic Iron Formation, Eastern Mesabi District, Minnesota. *Minnesota Geological Survey Bulletin*, 43.
- Haase, C.S. & Klein, C. (1978). Paragenesis of olivine in the regionally metamorphosed Negaunee Iron Formation, Abstracts with Programs, v. 10, p. 414.
- Haase, C.S. (1982). Metamorphic petrology of the Negaunee Iron Formation, Marquette District, Northern Michigan: mineralogy, metamorphic reactions, and phase equilibria. *Economic Geology*, v.77, p. 60-81.
- Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadaku, K., Cordeiro, A.A.C. & Meireles, C.C. (1982). Geologia regional da Província Mineral de Carajás. Anais do I Simposio de Geologia Amazônico. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, Belém, v.1, p.100-110.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. & Williams, P.F. (1976). An outline of structural geology. John Wiley & Sons, 571 pp.
- Hutchinson, R.W. (1979). Report on DOCEGEO Cooper Projects MM-1, Salobo and regional geologic relationships, Pará, Brazil. Relatório interno, 17 pp.
- Hutchinson, R.W., Spence, C.D. & Francklin, J.M. (Editores) (1982). Precambrian sulphid deposits. Geological Association of Canada, Special Paper 25, 791

pp. H.S. Robinson Memorial Volume.

- Immega, I.P. & Klein, B. (1976). Mineralogy and petrology of some metamorphic Precambrian iron-formations in Southwestern Montana. *American Mineralogist* v. 61, p. 1117-1144.
- Klein, C. (1966). Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush Iron-Formation, Southwestern Labrador. *Journal of Petrology*, v. 7, p. 246-305.
- Klein, C. (1973). Changes in mineral assemblages with metamorphic of some banded precambrian Iron-Formation. *Economic Geology*, v. 68, p. 1075-1088.
- Klein, C. Jr. (1974). Greenalite, stilpnomelane, minnesotaite, crocidolite and carbonates in a very low-grade metamorphic Precambrian iron-formation.
- Klein, C. (1978). Regional metamorphism of Proterozoic iron-formation, Labrador Trough, Canada. *American Mineralogist*, v. 63, p. 898-912.
- Klein, C. (1983). Diagenesis and metamorphism of Precambrian Banded Iron-Formation. *Iron-Formations facts and problems*. Elsevier Scientific Publ. Co. *Developments in Precambrian Geology*, v.6.
- Krank, S.H. (1961). A study on phase equilibria in a metamorphic Iron Formation. *Journal of Petrology*, v.2, p. 137-184.
- Lima, M.I.C. (1985). Compartimento lito-estrutural do Craton Amazônico (Brasil) e suas potencialidades metalogenéticas. *Anais do II Simpósio de Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, Belém, v.3, p.62-78.
- Lindenmayer, Z.G. (1981). Geologia do Depósito do Salobo 3A. Relatório Interno, DOCEGEO, 37 pp.
- Martins, L.P.B., Sauressig, R., & Vieira, M.A.M. Aspectos petrográficos das principais litologias da Sequência Salobo. *Anais do I Simpósio de Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, Belém, PA, v.2, p. 253-262.
- Mel'nik, Y.P. (1982). Precambrian Banded Iron-Formations. Physicochemical conditions of formations. Elsevier Scientific Publ. Co. *Developments in Precambrian Geology*, v.5.
- Miyano, T. & Klein, C. (1983). Phase relations of orthopyroxene, olivine and grunerite in high-grade metamorphic iron-formation. *American Mineralogist*, v. 68, p. 699-716.
- Miyashiro, A. (1965). Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin LTD., 492 pp.
- Montalvão, R.M.G., Bezerra, P.E.L., Silva, S.J., Araújo, H.J.T., & Prado, P. (1984). Petrologia e química das rochas vulcânicas e piroclásticas do Super Grupo Uatumã na região sul da Amazônia. *II Simpósio Amazônico*, DNPM.

- Morey, G.B., Papike, J.J., Smith, R.W. & Weiblen, P.W. (1972). Observations on the contact metamorphism of the Biwabic Iron Formation, East Mesabi District, Minnesota. Geological Society of America Memoir, v. 135, p. 225-263.
- Mueller, R.F. & Saxena, S.K. (1977). Chemical Petrology. Springer-Verlag, 394 pp.
- Nicolas, A. (1984). Principes de tectonique. Masson Editeur, 196 pp.
- Parák, T. (1975). Kiruna iron ores are not "intrusive-magmatic ores of the Kiruna Type". Economic Geology, v.70, p. 1242-1258.
- Parák, T. (1985). Phosphorus in different types of ore, sulphides in the Iron Deposits, and the type and origin of ores at Kiruna. Economic Geology, v. 80, p. 646-665.
- Pettijohn, F.J. (1975). Sedimentary Rocks, Harpes & Row Publ., 628 pp.
- Ramdohr, P. (1969). The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, 1174 pp.
- Riverin, G. & Hodgson, C.J. (1980). Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn Mine, Noranda, Quebec. Economic Geology, v. 75, p. 424-444.
- Robinson, D.J. (1984). Silicate facies Iron-Formation and strata-bound alterations: Tuffaceous exhalites derived by mixing-evidence from Mn-garnet-stilpnomelane rocks at redstone, Timmins, Ontario. Economic Geology, v. 79, p. 1796-1817.
- Rosen-Spence, A. (1969). Genèse des roches à cordiérite-antophyllite des gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Noranda, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Science, v.6, p. 1339-1345.
- Sack, R.O. (1980). Some constraints on the thermodynamic mixing properties of Fe-Mg orthopyroxenes and olivines. Contribution to Mineralogy and Petrology, v.71, p. 257-269.
- Simmons, B.D. (1973). Geology of the Millenbach massive sulphide deposit, Noranda, Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgical, Bulletin, v. 66, N° 739, p. 78-87.
- Simmons, E.C., Lindsley, D.H. & Papike, J.J. (1974). Phase relations and crystallization sequence in a contact metamorphosed rock from the Gunflint Iron-Formation, Minnesota. Journal of Petrology, v. 15, p. 539-565.
- Souza, A.M.S. & Amaral, M.A.M. (1981, 1982). 02 Relatórios Internos, Projeto Cobre Carajás, CVRD/DOCEGEO, total de 44 pp.
- Spry, A (1974). Metamorphic Textures. Pergamon Press, 350 pp.
- Stanton, R.L. & Vaughan, J.P. (1979). Facies of ore formation: A preliminary account of the Pegmont Deposits as an example of potential relations

- between small "Iron Formations" and Stratiform Sulphides ores. Proc. Inst. Min. Metall., nº 270, p. 25-38
- Teixeira, J.B.G & D'el Rey Silva, L.J. (1987). Jazida do Salobo 3A. Caracterização geológica do minério e sua aplicação no aproveitamento econômico do depósito. Relatório Interno, DOCEGEO/GICOR,
- Trendall, A.F. (1973). Precambrian iron-formations of Australia. Economic Geology, v. 68, p. 1035-1062.
- Vaniman, D.T., Papike, J.J. & Labotka, T. (1980). Contact metamorphic effects on the Stillwater Complex, Montana: the concordant iron-formation. American Mineralogist, v. 65, p. 1087-1102.
- Vieira, M.A.M., Guimarães, I.G. & Amaral, M.A.M. (1984). Perfil de alteração de xistos da Jazida de Cobre Salobo 3A, PA. II Symposium Amazônico, Manaus, DNPM, p. 313-325.
- Walter, M.R. (1972). A hot spring analog for the depositional environment of Precambrian Iron Formations of the Lake Superior region. Economic Geology, v. 67, p. 965-980.
- Wirth, K.R., Gibbs, A.K. & Olszewski Jr., W.J. (1985). U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite. Pará, Brazil. Submitted to II Simpósio de Geologia Amazônico. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte.

ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

ANEXO III

**REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DE FUROS DE SONDAGEM COM A LOCALIZAÇÃO
DAS AMOSTRAS ESTUDADAS**

CONVENÇÕES

db

gr

qtz

q-pg

q-bt-pg⁺alm⁺gru

q-bt-alm⁺mt

q-bt-gru⁺mt

q-bt-alm-gru⁺mt

q-alm-gru

bt-gru

alm-gru/alm-mt/alm-gru-mt/gru-mt

bt-alm-gr

crd-atf-alm⁺bt

crd-atf⁺alm⁺bt⁺sm

crd-q-bt-alm⁺pg

fy-mt⁺gru (←fy)

fy-mt⁺gru (←fy) ⁺bt⁺alm

fy-mt⁺gru (←fy) ⁺bt⁺alm⁺q

q-ho-se⁺sm

q-bt-alm-sm⁺pg⁺mc

diabásio = db
granito = gr
quartzito = qtz
actinolita = act
alanita = aln
almandina = alm
antofilita = atf
biotita = bt
bornita = bn
calcopirita = cp
calcosita = cc

clorita = chl
cordierita = crd
espinela = epl
fayalita = fy
fluorita = flu
grafita = grf
greenalita = gre
grunerita = gru
hastingsita = ha
hornblenda = ho

ilmenita = ilm
magnetita = mt
microclina = mc
minnesotaita = min
molibdenita = mlb
muscovita/sericita = ser
plagioclásio = pg
quartzito = q
sillimanita = sm
stilpnomelana = stp
turmalina = tur
pirosmalita = pir