



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

Renato Vieira Passos

**CARACTERIZAÇÃO DA GEOMETRIA DE ZONAS DE ALTERAÇÃO
HIDROTHERMAL – ESTUDO DE CASO NO DEPÓSITO AURÍFERO DE BRUMAL,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**

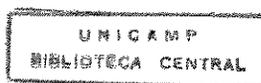
Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências - Área de Metalogênese.

Orientador: Professor Doutor: Carlos Roberto de Souza Filho

Esta dissertação contém o texto
redigido por Renato Vieira Passos
e aprovado em 20/08/1999
p. Carlos R.S. Filho
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

JULHO - 1999



B03915

NIDADE BC
I.ª CHAMADA: 1
- 20
/ Ex
FONTE BS/ 39173
PREÇO 229.199
C D
PREÇO R\$ 11,00
DATA 22/10/98
N.º CPD

FICHA CATALOGRAFICA ELABORADA
PELA BIBLIOTECA IG - UNICAMP

CM-00136452-7

P268c Passos, Renato Vieira
Caracterização da geometria de zonas de alteração hidrotermal –
Estudo de caso no depósito de Brunal , Quadrilátero Ferrífero , Minas
Gerais / Renato Vieira Passos.- Campinas,SP.: [s.n], 1999.

Orientador: Carlos Roberto de Souza Filho
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências.

1. Alteração Hidrotermal. 2. Espectroscopia. 3. Ouro –
Quadrilátero Ferrífero I. Souza Filho, Carlos Roberto de.
II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
III. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: Renato Vieira Passos

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: CARACTERIZAÇÃO DA GEOMETRIA DE ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL – ESTUDO DE CASO NO DEPÓSITO AURÍFERO DE BRUMAL, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS.

ORIENTADOR: Carlos Roberto de Souza Filho

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho / IG-Unicamp

Prof. Dr. Alfonso Schrank / IG-Unicamp

Prof. Dr. Lênio Soares Galvão / INPE

Carlos R. S. Filho
Alfonso Schrank
Lênio Soares Galvão

Campinas, de de 1999

Ao meu pai, Joanito Gonçalves Passos.

Agradeço a todas as pessoas e instituições que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, e em especial:

- à Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudo concedida durante o período de realização deste trabalho.

- à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio ao trabalho de tese através do Projeto Jovem Pesquisador (processo No. 1996/11139-2) coordenado pelo orientador.

~~- à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), Mina de Caeté, pelo apoio e infra-estrutura oferecidos durante as etapas de trabalhos de campo e pela concessão de dados imprescindíveis ao desenvolvimento deste trabalho. Reitero meus agradecimentos aos colegas Eng. Geólogo Tadeu e Geóloga Cristina e ao Xitara pelas discussões a respeito da geologia da área e pelo auxílio nos trabalhos de campo.~~

- ao orientador, Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho, pelo incentivo, contribuições, discussões científicas, amizade e respeito durante este trabalho.

- à Silvia Beatriz Alves Rolim por todo o carinho, paciência e amizade durante este nosso período convivência, e em especial pela imprescindível colaboração durante os trabalhos de campo. Ah, também pelo estímulo, dedicação, discussões,...

- à Silvana Maria Netto pela amizade, empenho e colaboração na realização das análises de difratometria de RX e na interpretação dos difratogramas.

- ao Prof. Dr. Alfonso Schrank pela participação na banca do exame de qualificação, discussões científicas e sugestões que contribuíram para esta dissertação.

- ao Professores Doutores Roberto Perez Xavier e Asit Choudhuri pelo auxílio prestado na descrição de algumas lâminas petrográficas.

ao Prof. Dr. Álvaro Crosta pela leitura minuciosa do texto e contribuições durante a sua participação na banca do exame de qualificação.

- ao Prof. Marcelo Ganzarolli (IQ/UNICAMP) pelas discussões técnicas e pelo uso do espectrômetro do IQ.

- aos geólogos e amigos: Marcelo Guitarrari, Marcelo Bendelak, José Adilson, Hector Barrueto, Marcão, Renato Neder, Alexandre, Marmota, Porpeta e Hortênsia pela amizade, apoio e pelas discussões científicas.

- aos demais professores, funcionários e alunos da pós-graduação do IG/UNICAMP pelos momentos compartilhados nesta casa, especialmente à Dorinha, Valdirene, Creusa, Juarez, Seu Anibal e Dailto.

- à minha mãe, Darcy Vieira Passos, por todo o amor, estímulo e dedicação que sempre me dedicou. E também os meus mais sinceros agradecimentos pelo constante incentivo a toda minha família, em especial aos meus irmãos Eduardo e Natália, vovó Mariquinha e à minha tia Edir.



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**CARACTERIZAÇÃO DA GEOMETRIA DE ZONAS DE ALTERAÇÃO
HIDROTHERMAL - ESTUDO DE CASO NO DEPÓSITO DE AURÍFERO DE BRUMAL,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS.**

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Renato Vieira Passos

Este trabalho foi dedicado ao estudo do depósito aurífero de Brumal, a avaliação da espectroscopia de reflexão como uma ferramenta para a caracterização de rochas hidrotermalmente alteradas e a sua utilização para o mapeamento das zonas de alteração hidrotermal presentes nas encaixantes e hospedeiras da mineralização em Brumal.

O depósito aurífero de Brumal localiza-se na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero e está inserido em uma seqüência de rochas vulcano-sedimentares Arqueas que compõe a base do Grupo Nova Lima. A sucessão litológica presente nesta área é caracterizada por duas seqüências distintas: (i) uma seqüência basal dominada por rochas vulcânicas máficas e ultramáficas e, (ii) uma seqüência de topo dominada por rochas sedimentares clásticas e químicas. Duas fases de deformação afetaram a área do depósito de Brumal, D_1 e D_2 . As estruturas pertencentes a estas fases são coaxiais e provavelmente foram geradas no mesmo evento de deformação, associadas a esforços compressivos para WNW. Este evento teve caráter heterogêneo, não coaxial e progressivo. A mineralização aurífera encontra-se hospedada principalmente na camada de formação ferrífera bandada, em geral no seu contato inferior e superior com os xistos carbonosos. A mineralização está relacionada à presença de sulfetos, especialmente de arsenopirita. O ouro ocorre principalmente incluso neste mineral, ou em suas bordas, e mais raramente associado à pirrotita ou na forma livre. A formação ferrífera bandada, em função de suas características químicas, texturais (porosidade primária e permeabilidade) e estruturais (permeabilidade secundária), favoreceu a percolação de fluidos hidrotermais mineralizantes e funcionou como um forte controle litológico para a deposição do ouro. Os fluidos hidrotermais alteraram tanto as rochas hospedeiras, quanto as encaixantes da mineralização aurífera. Nas rochas encaixantes foram caracterizadas três zonas de alteração que compreendem: zona da clorita, zona do carbonato e zona da sericita. Já na formação ferrífera foram observadas duas zonas arranjadas de acordo com a distância dos corpos de minério: zona do carbonato (mais distante) e zona da estilplomelana (mais próxima).

A comparação dos diferentes métodos de análise mineral realizada nas distintas assembléias de alteração identificadas no depósito de Brumal, mostrou que a espectroscopia de reflexão é um método viável para a caracterização preliminar de rochas. Os tipos litológicos, bem como as zonas de alteração, podem ser distinguidos por sua assinatura espectral, ou seja pela forma e pela posição dos picos de absorção. A análise espectral fornece um resultado qualitativo, sensível para a detecção de argilo minerais, micas, carbonatos, óxidos e hidróxidos de ferro. Estes minerais são comumente encontrados em zonas de alteração hidrotermal (inclusive no depósito estudado). A ampla aplicação desta técnica em diversos furos de sondagem na área do depósito de Brumal possibilitou a geração de mapas de distribuição de assembléias minerais, algumas das quais representam as zonas de alteração hidrotermal presentes no depósito. Segundo estes mapas, as zonas de alteração hidrotermal não apresentam um arranjo simétrico de zonas de alteração sucessivas, mas sim se apresentam de forma alternada e intercalada, sem nenhuma simetria.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

CHARACTERIZATION OF THE GEOMETRY OF HYDROTHERMAL ALTERATION ZONES : A CASE STUDY IN THE BRUMAL GOLD DEPOSIT, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS.

MASTER DISSERTATION

ABSTRACT

Renato Vieira Passos

The Brumal gold deposit is located in the northeastern portion of the Quadrilátero Ferrífero region. It is enclosed within an Archaean volcano-sedimentary sequence (i.e., Nova Lima Group). Regional host rocks comprise two distinct greenstone assemblages, from bottom to top: (i) mafic to ultramafic volcanics and (ii) clastic and chemical sediments. At least two phases of deformation affected these rocks. These two phases were coaxial and probably evolved under a single deformation event associated to compression towards WNW.

The gold mineralization is intrinsically associated to banded iron formations (BIFs), which are usually constrained within carbonaceous-rich schists at both hangingwall and footwall. The ore bodies contain a wealth of sulphides but especially arsenopyrite. Gold occurs mostly as inclusions in arsenopyrite. The development of sulphide-rich BIFs involved the percolation of mineralizing fluids through structural traps, triggering the sulphidation of iron carbonates and magnetite. Chemical (iron-rich), textural (primary porosity and permeability) and structural (secondary permeability) characteristics of BIFs favoured the percolation of fluids. The hydrothermal fluids altered both wallrock and host rocks. Wallrock alteration comprises three main zones with particular mineral assemblages. These are chloritic, carbonatic and sericitic zones. Mineralized BIFs (host rocks) comprise two alteration zones which differ spatially in relation to the main ore zones. These are the carbonatic zone (more extensive but away from the ore bodies) and the stilpnomelane-rich zones (closest and within the ore).

The comparison between different analytical methods applied to distinct assemblages in the Brumal deposit proved that reflectance spectroscopy is a suitable technique to provide a reliable identification of alteration minerals. The method is rapid, efficient and can distinguish minerals based on their particular spectral signature. The technique is extremely sensitive to alteration minerals such as clays, micas, carbonates, iron oxides and hydroxides and selected sulphates, most of which were documented in Brumal. SWIR analysis is also sensitive to elemental substitution and changes in order or crystallinity in minerals. Having proved its suitability, the technique was employed to map alteration zones throughout the deposit. The results show that alteration zones transcend the notion of symmetric haloes and instead are a complex of alternating and intercalated mineral assemblages with no particular zoning. These conclusions added new constraints on the geometry and evolution of hydrothermal systems associated to mesothermal gold mineralizations hosted by Archaean greenstone belt sequences.

Índice

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Apresentação	1
1.2 - Objetivos	3
1.2.1 - Estrutura da Dissertação	4
1.3 - Localização da Área de Estudo	4
1.4 - Geologia Regional	5
CAPÍTULO II – GEOLOGIA DO DEPÓSITO AURÍFERO DE BRUMAL	8
2.1 - Geologia da Região de Santa Bárbara/ Barão de Cocais	8
2.1.1 - Geologia Estrutural	10
2.1.2 - Mineralizações auríferas da região de Santa Bárbara - Barão de Cocais	11
2.2 - Geologia do Depósito de Brumal	15
2.2.1 - Litoestratigrafia	15
2.2.1.1 - Complexo Santa Bárbara	17
2.2.1.2 - Unidade metavulcânica máfica/ultramáfica	19
2.2.1.3 - Unidade metassedimentar químico/clástica	20
2.2.1.4 - Corpos intrusivos de gabro - dolerito	25
2.2.2 - Análise Estrutural Descritiva	26
2.2.3 - Discussão	38
2.2.3.1 - litoestratigrafia	38
2.2.3.2 - Evolução Estrutural	39
CAPÍTULO III – DA MICROSCOPIA ÓTICA À ESPECTROSCOPIA DE REFLEXÃO: UMA AVALIAÇÃO DE MÉTODOS DE IDENTIFICAÇÃO MINERAL APLICÁVEIS AO ESTUDO DE MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS	42
3.1 - Introdução	42
3.2 – Materiais e Métodos	43
3.2.1 - Petrografia - microscopia ótica	46

3.2.2 - Difractometria de Raios X	4'
3.2.2.1 - Princípio	4'
3.2.2.2 - Metodologia	4'
3.2.3 - Microscopia Eletrônica	4'
3.2.4 - Espectroscopia de Reflexão	5'
3.2.4.1 - Princípio	5'
3.2.4.2 - Interação da REM com minerais e rochas	5'
3.2.4.3 - Espectroscopia de Campo	5'
3.2.4.4 - Seleção das Amostras	5'
3.2.4.5 - Condições de Análise	5'
3.2.4.6 - Interpretação dos Resultados	6'

3.3 - Resultados

Erro! Indicador não definido

3.3.1 - Classe 1 - Rochas Máficas pré-alteração hidrotermal	6'
3.3.1.1 - Análise Petrográfica	6'
3.3.1.2 - Difractometria de Raios X	6'
3.3.1.3 - Espectroscopia de Reflexão	6'
3.3.2 - Classe 2 - Rochas máficas com cloritização	6'
3.3.2.1 - Análise Petrográfica	6'
3.3.2.2 - Difractometria de Raios X	7'
3.3.2.3 - Espectroscopia de Reflexão	7'
3.3.3 - Classe 3 - Rochas máficas com carbonatação	7'
3.3.3.1 - Análise Petrográfica	7'
3.3.3.2 - Difractometria de Raios X	7'
3.3.3.3 - Espectroscopia de Reflexão	8'
3.3.4 - Classe 4 - Rochas máficas com carbonatação e sericitização/biotitização	8'
3.3.4.1 - Análise Petrográfica	8'
3.3.4.2 - Difractometria de Raios X	8'
3.3.4.3 - Espectroscopia de Reflexão	8'
3.3.5 - Classe 5 - Rochas máficas e sedimentares com biotitização	8'
3.3.5.1 - Análise Petrográfica	8'
3.3.5.2 - Difractometria de Raios X	8'
3.3.5.3 - Espectroscopia de Reflexão	9'
3.3.6 - Classe 6 - Rochas máficas e sedimentares com sericitização	9'
3.3.6.1 - Análise Petrográfica	9'
3.3.6.2 - Difractometria de Raios X	9'
3.3.6.3 - Espectroscopia de Reflexão	9'
3.3.7 - Classe 7 - Rochas ultramáficas com carbonatação	10'
3.3.7.1 - Análise Petrográfica	10'
3.3.7.2 - Difractometria de Raios X	10'
3.3.7.3 - Espectroscopia de Reflexão	10'
3.3.8 - Classe 8 - Rochas sedimentares com carbonatação e sericitização	11'
3.3.8.1 - Análise Petrográfica	11'
3.3.8.2 - Difractometria de Raios X	11'
3.3.8.3 - Espectroscopia de Reflexão	11'
3.3.9 - Classe 9 - Formação Ferrífera Bandada	11'
3.3.9.1 - Análise Petrográfica	11'
3.3.9.2 - Difractometria de Raios X	11'
3.3.9.3 - Espectroscopia de Reflexão	11'

3.4 - Discussão

121

3.4.1 - Considerações Finais

127

CAPÍTULO IV – A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E A GEOMETRIA DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DO DEPÓSITO DE OURO DE BRUMAL. 129

4.1 - Introdução	129
-------------------------	------------

4.2 – Aspectos metalogenéticos do Depósito de Brumal	131
---	------------

4.2.1 - Tipologia do Minério	132
------------------------------	-----

4.2.2 - Tipologia dos Veios	137
-----------------------------	-----

4.3 – Alteração Hidrotermal	141
------------------------------------	------------

4.4 – Alteração Hidrotermal no Depósito Aurífero de Brumal	144
---	------------

4.4.1 - Zona da Clorita	147
-------------------------	-----

4.4.2 - Zona do Carbonato	148
---------------------------	-----

4.4.3 - Zona da Sericita	151
--------------------------	-----

4.4.4 - Zona do Carbonato - FFB	154
---------------------------------	-----

4.4.5 - Zona da Estilpnomelana - FFB	155
--------------------------------------	-----

4.5 – A Geometria das Zonas de Alteração em Brumal	156
---	------------

4.5.1 - Metodologia	156
---------------------	-----

4.5.2 - Resultados	159
--------------------	-----

4.5.3 - Discussão	171
-------------------	-----

4.5 – Sumário e Implicações do Estudo	175
--	------------

CAPÍTULO V – CONCLUSÕES 178

Referências Bibliográficas	182
-----------------------------------	------------

Índice de Figuras

Figura 1.1 – Mapa de localização do depósito de Brumal e vias de acesso	5
Figura 1.2 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero.....	7
Figura 2.1 – Mapa geológico da porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero, com a área de estudo indicada	9
Figura 2.2 – Mapa geológico da região de Brumal.	16
Figura 2.3 – Empilhamento litológico das unidades presentes na área do depósito de Brumal:	18
Figura 2.4 – Litotipos diferenciados de formação ferrífera bandada estéril identificados no depósito de Brumal.....	24
Figura 2.5 – Principais elementos estruturais presentes no depósito de Brumal em relação aos eixos do elipsóide de deformação e o acamamento primário.....	27
Figura 2.6 – Dobras do tipo F_n	29
Figura 2.7 – Foliação principal S_n	31
Figura 2.8 – Clivagem espaçada S_{n+1}	33
Figura 2.9 – Estruturas lineares: lineação de estiramento mineral L_m e lineação de interseção entre a foliação S_n e a clivagem S_{n+1}	36
Figura 2.10 – Indicadores cinemáticos observados na área de Brumal.....	37
Figura 2.11 – Evolução estrutural da área de Brumal. A) situação posterior à deposição das unidades; B) dobramento das unidades e geração da foliação plano-axial – S_n ; C) falhamento no flanco inverso da grande dobra e geração da clivagem espaçada- S_{n+1}	41
Figura 3.1 – Representação do espectro eletromagnético, com algumas de suas sub-divisões. Destaque para a região do visível.	44
Figura 3.3 – Difração de raios X em um conjunto de planos cristalinos.....	47
Figura 3.3 – Interação da Energia Eletromagnética com a matéria.	51
Figura 2.5 – Espectrorradiômetro portátil de campo, Fieldspec FR, pertencente ao LER do Instituto de Geociências em operação com iluminação artificial (A) e, com iluminação natural (B).	56
Figura 2.6 – Curvas espectrais três amostras do Depósito de Brumal com diferentes tamanhos de granulação. As curvas pertencem a tipos litológicos distintos.	60
Figura 3.6 – Curva espectral da amostra 33-12A, mostrando o traçado do contínuo.	63
Figura 3.7 – Amostra 03 - foto da amostra, fotomicrografia e análise através do SIMIS	68
Figura 3.8 - Amostras da classe 2. - fotomicrografia, análise de DRX e análise através do SIMIS	70
Figura 3.9 – Curvas espectrais das amostras com cloritização (classe 2).	71
Figura 3.10 – Amostra 03-09 - foto da amostra e análise através do SIMIS.....	75
Figura 3.11 – Amostra 34-05 - fotomicrografia, difratograma e análise da curva espectral através do SIMIS.....	76
Figura 3.12 – Amostra 47-06 - difratograma e análise do espectro através do SIMIS.....	77
Figura 3.13 – Amostra 49-06 - fotomicrografia, difratograma e análise da curva espectral através do SIMIS.	78
Figura 3.14 – Amostra 49-13 - fotomicrografia, difratograma e análise da curva espectral através do SIMIS.	79
Figura 3.15 - Curvas espectrais das amostras de rochas máficas alteradas da zona de carbonatação do depósito aurífero de Brumal (classe 3).	80

Figura 3.16 – Amostras 33-10 e 33-12A - difratograma da amostra 33-12A e análise através do SIMIS das amostras 33-10 e 33-12 A.	84
Figura 3.17 – Amostra 47-03 - fotomicrografia, difratograma e análise através do SIMIS	85
Figura 3.18 - Curvas espectrais das amostras reunidas na classe 4.	86
Figura 3.19 – Amostra 03-08 - fotomicrografia, difratograma e análise da sua curva espectral através do SIMIS....	89
Figura 3.20 – Amostra 43-03 - fotomicrografia, difratograma e análise através do SIMIS.	90
Figura 3.21 – Curvas espectrais de amostras pertencentes a zona de biotitização (grupo 5)	92
Figura 3.22 – Amostra 34-06 - fotomicrografia, difratograma C) análise do seu espectro através do SIMIS.....	96
Figura 3.23 – Amostras 34-07 e 34-08 - fotomicrografia, difratograma e análise espectral da amostra 34-07, e análise espectral da amostra 34-08.....	97
Figura 3.24 - Amostras de alteração hidrotermal pertencentes a zona de sericitização. As curvas em preto representam a primeira subclasse, enquanto as amostras coloridas representam a segunda subclasse.....	98
Figura 3.25 – Amostras de rochas máficas com alteração sericitica, reagrupadas e separadas das rochas sedimentares também em função de seu comportamento espectral.	99
Figura 3.26 – Curvas espectrais de amostras com alteração hidrotermal com sericitização, reunidas na segunda subclasse.....	100
Figura 3.27 – Amostra 34-13 - fotomicrografia, difratograma e análise através do SIMIS.	102
Figura 3.28 – Amostra 33-17 - foto, difratograma e análise através do SIMIS.....	103
Figura 3.29 – Amostra 47-04 - difratograma, difratograma do MEV para o talco e análise através o SIMIS.....	106
Figura 3.30 – Amostra 01-04 - fotomicrografia, análise através do MEV do cloritóide, difratograma e análise através do SIMIS.	107
Figura 3.31 – Amostra 11-04 -difratograma e análise através do SIMIS.....	108
Figura 3.32 – Curvas espectrais de amostras de rochas metassedimentares com alteração carbonática (11-04) e alteração carbonático/sericitica (01-04).....	109
Figura 3.33 – Amostra 33-12 - foto, difratograma e análise através do SIMIS.....	112
Figura 3.34 – Amostras 47-08 e 34-11A - fotomicrografia, difratograma e análise através do SIMIS da amostra 47-08, e análise através do SIMIS da amostra 34-11A.	113
Figura 3.35 - Amostras de rochas ultramáficas alteradas por carbonatação (classe 7).	114
Figura 3.36 – Amostra 33-15A, FFB com estilpnomelana - foto, fotomicrografia, difratograma, análise da estilpnomelana através do MEV e análise através do SIMIS.....	117
Figura 3.37 – Amostra 33-16 - foto, difratograma da amostra 33-16 e análise através do SIMIS.....	118
Figura 3.38 – Curva espectral das amostras de formação ferrífera bandada (classe 8).....	119
Figura 4.1 – Mapa geológico da área de pesquisa do depósito de Brumal, com a localização dos corpos mineralizados e das obras de pesquisa do depósito	133
Figura 4.2 – Formação ferrífera bandada com sulfetos dispostos segundo o seu bandamento.....	134
Figura 4.3 – Formação ferrífera bandada sulfetada na borda dos veios de quartzo e carbonato.....	135
Figura 4.4 –Veios discordantes injetados na formação ferrífera e se propagando segundo o acamamento da rocha (aspecto de apófise).....	138

Figura 4.5 –Veios posicionados em fraturas de tração na formação ferrífera	140
Figura 4.6 – Formas de ocorrência do ouro através do depósito aurífero de Brumal	143
Figura 4.7 – Alterações hidrotermais da zona de carbonatação.	150
Figura 4.8 – Outros tipos de alteração.....	153
Figura 4.9 – Mapa geológico do depósito de Brumal, baseado na projeção isométrica dos furos de sondagem.	161
Figura 4.10 – Seções verticais ao longo do depósito de Brumal.	162
Figura 4.11 – Mapa da associação clorita – anfibólio (zona da clorita).....	163
Figura 4.12 – Mapa da associação carbonato - clorita (zona do carbonato).....	165
Figura 4.13 – Mapa da associação talco - carbonato (zona do carbonato).....	166
Figura 4.14 – Mapa da distribuição da siderita.	168
Figura 4.15 – Mapa da associação muscovita - carbonato (zona da sericita).....	169
Figura 4.16 – Mapa da associação carbonato - biotita.....	170
Figura 4.17 – Mapa da distribuição das zonas de alteração hidrotermal através do Depósito de Brumal.....	172
Figura 4.18 – Seção vertical NW-SE ao longo dos furos F-43 e F-41 com as associações de alteração hidrotermal.....	173
Figura 4.19 – Seção vertical NW-SE ao longo dos furos F-33 e F-13 com as associações de alteração hidrotermal.....	174

Índice de Tabelas

Tabela 3.1 - Amostras selecionadas do depósito de Brumal individualizadas em diferentes grupos de assembléias minerais.	45
Tabela 3.2 - Comparação qualitativa dos métodos de análise mineralógica utilizados neste trabalho. Os pesos foram atribuídos de acordo com uma escala de 10 a 4, segundo uma confrontação direta dos métodos.	127
Tabela 4.1 - Associações mineralógicas das zonas de alteração hidrotermal reconhecidas nas rochas encaixantes da mineralização aurífera de Brumal (com exceção da formação ferrífera bandada).	145
Tabela 4.2 - Associações minerais das zonas de alteração hidrotermal hospedadas na formação ferrífera bandada.	146
Tabela 4.3 - Comparação entre os minerais presentes ao longo das zonas de alteração de Brumal, com as alterações descritas para o Grupo Nova Lima.	146

Lista de abreviaturas de minerais

Act = actinolita.

Alb = albita.

Anf = anfibólio.

Ank = ankerita.

Aspy = arsenopirita.

Bio = biotita.

Calc = calcita.

Carb = carbonato.

Clo = clorita.

Clod = cloritóide.

Clz = clinozoisita.

Dolo = dolomita.

Epi = epidoto.

Estilp = estilpnomelana.

Fuch = fucsita.

Mag = magnetita

Mus(c) = muscovita.

Opac = minerais opacos (óxidos e sulfetos).

Plag = plagioclásio.

Po = pirrotita.

Py = pirita.

Qtz(o) = quartzo.

Ser(c) = sericita.

Serp = serpentina.

Sider = siderita.

Sulf = sulfetos.

Talc = talco.

Tit = titanita.

Tre(m) = tremolita.

Capítulo I - Introdução

1.1 - Apresentação

O *Greenstone Belt* Rio das Velhas situa-se na porção centro meridional do Estado de Minas Gerais, imediatamente ao sul da capital, Belo Horizonte. Esta entidade geológica foi edificada no Arqueano e constitui uma das principais unidades de uma área clássica na geologia do Brasil, o Quadrilátero Ferrífero (Q.F.).

O Q.F. tornou-se conhecido no final do século XVII, quando os bandeirantes descobriram ouro nos aluviões dos seus rios. As principais riquezas minerais atualmente exploradas em grande escala na região são o ouro e o minério de ferro. Este último motivou uma pesquisa sistemática da região em meados deste século por uma equipe de geólogos americanos e brasileiros. Nesta época, a região do Q.F. foi cartografada em escala 1:25.000, sendo os resultados documentados em uma série de publicações do USGS e sintetizados por Dorr (1969). Estes trabalhos levaram ao estabelecimento de uma coluna estratigráfica definitiva para o Supergrupo Minas, e uma subdivisão preliminar da seqüência *greenstone*, denominada Supergrupo Rio das Velhas.

Recentemente, um convênio entre a CPRM e algumas empresas mineradoras da região proporcionou a realização de um amplo mapeamento geológico e geofísico de alta resolução em grande parte do Q.F., cobrindo os principais depósitos e ocorrências de ouro localizados no *greenstone belt* Rio das Velhas.

Além do ferro e do ouro, o Q.F. hospeda também respeitáveis depósitos e ocorrências de manganês, topázio imperial (de ocorrência única no país), bauxita, urânio, barita, mercúrio, turmalina, água marinha e esmeralda e também de minerais industriais tais como feldspato, caulim, cristal de rocha, cianita e esteatito.

Este quadro coloca o Quadrilátero Ferrífero como uma notável Província Metalogenética, com vasta ocorrência de diferentes depósitos minerais. Os depósitos auríferos possuem lugar de destaque nesta província. Mais de uma centena de importantes minas e escavações antigas encontram-se citadas e documentadas em

diversas fontes da literatura geológica (Schrank & Silva 1992). Destes depósitos, os principais encontram-se hospedados na unidade *greenstone belt*.

Durante o século XVIII a região do Q.F. foi a principal produtora mundial de ouro. A mina de Morro Velho (Mina Velha) se destaca pela permanência em atividade desde esta época, constituindo a mina subterrânea mais profunda do país (2.450 m), tendo produzido cerca de 500 toneladas de ouro.

Em que pese o esforço realizado nos últimos anos no sentido de melhor compreender a geologia e a gênese dos depósitos auríferos do Q.F., diversas controvérsias ainda permanecem sobre os controles lito-estratigráficos e estruturais das mineralizações. Da mesma forma o debate também existe tanto sobre a gênese destas jazidas (se singenética ou epigenética), quanto em relação à idade de formação das mesmas.

Atualmente, o modelo epigenético vem ganhando um certo consenso e sua validade tem sido comprovada em diversos trabalhos de detalhe nos principais depósitos de ouro do Q.F.. Este modelo é mais viável, pois explica melhor as diversas feições presentes nestes depósitos, como por exemplo a alteração hidrotermal que acompanha os corpos de minério em todas as mineralizações da região. Esta alteração hidrotermal, apesar de bastante estudada e descrita, ainda não teve a sua geometria analisada em detalhe, o que torna os modelos geométricos até então concebidos demasiadamente esquemáticos.

O principal desafio deste estudo foi justamente abordar em detalhe a geometria da alteração hidrotermal do depósito aurífero de Brumal, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, procurando caracterizar as fases minerais presentes na zona de alteração hidrotermal e a distribuição destas fases nas faixas adjacentes aos corpos de minério.

A espectroscopia de reflexão foi utilizada como principal ferramenta para o mapeamento das zonas de alteração hidrotermal, tendo sido aplicada de forma sistemática em uma grande quantidade de furos de sondagem ao longo do depósito. Métodos difratométricos e petrográficos foram utilizados com o objetivo de complementar a caracterização das assembléias de alteração.

Estes dados foram integrados e analisados juntamente com dados estruturais, com o intuito adicional de contribuir para o entendimento dos parâmetros que controlaram a formação e a deposição do minério.

1.2 - Objetivos

Este trabalho tem como objetivo central o modelamento da geometria da zona de alteração hidrotermal do depósito aurífero de Brumal e a discussão dos fatores que controlaram a evolução destas faixas alteradas.

Entre os objetivos específicos deste projeto, destacam-se:

(i) avaliar a viabilidade da espectroscopia de reflexão como método para a caracterização mineralógica qualitativa de rochas e a sua utilização para o mapeamento de minerais em zonas de alteração hidrotermal;

(ii) caracterizar as assembléias mineralógicas e suas distribuições nas zonas de alteração hidrotermal que acompanham faixas mineralizadas e não mineralizadas, através de dados espectroscópicos obtidos por espectrorradiometria de campo (afloramentos) e laboratório (testemunhos de sondagem), complementados por análises difratométricas, estudos petrográficos de detalhe e análises em microscópio eletrônico de varredura (MEV);

(iii) levantar as estruturas da região associada às zonas mineralizadas e áreas adjacentes;

(iv) estudar a distribuição das assembléias minerais caracterizadas através da área do depósito de Brumal, para modelar a geometria das zonas de alteração hidrotermal com base nos dados espectrais de campo e laboratório, e nos dados estruturais.

1.2.1 – Estrutura da Dissertação

Esta dissertação de mestrado está dividida em quatro (4) capítulos. Os três capítulos seguintes são autoconsistentes, escritos sob a forma ou adaptáveis para a publicação em revistas arbitradas. Muito embora os assuntos dos capítulos não estejam diretamente relacionados entre si, há uma tentativa de distribuição para que os assuntos sejam apresentados de forma coordenada.

O Capítulo II diz respeito à geologia local da área onde encontra-se inserido o depósito aurífero de Brumal. Este capítulo constituirá um artigo pequeno de interesse para a geologia do Q.F.. Este artigo deverá ser entregue à Revista Escola de Minas (REM) ou à Geonomos para avaliação.

O Capítulo III é um capítulo que aborda diferentes metodologias (microscopia ótica, difração de raios X, espectroscopia de reflexão e microscopia eletrônica de varredura) para a caracterização mineralógica de zonas de alteração hidrotermal. Este capítulo deverá ser sumarizado, traduzido para o inglês e submetido ao *International Journal Remote Sensing*.

O Capítulo IV constitui uma aplicação da espectroscopia de reflexão para o mapeamento de zonas de alteração hidrotermal. Através deste método foi possível definir a distribuição geométrica das zonas de alteração hidrotermal em um depósito típico de greenstone belt (depósito de Brumal). Este artigo deverá ser submetido à *Economic Geology* ou à *Precambrian Research*.

1.3 - Localização da Área de Estudo

Este estudo foi desenvolvido no depósito aurífero de Brumal em Minas Gerais, pertencente à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD). Este depósito possui uma reserva já cubada, com 5 corpos de minério encaixados em uma formação ferrífera bandada de idade Arqueana, perfazendo uma jazida com 535 mil toneladas de minério a 2,97 g/t,

até 70m, totalizando 1,58 t de metal contido. Esta jazida encontra-se em fase de avaliação econômica e sua exploração deve ser iniciada em breve.

A área total do depósito de Brumal tem aproximadamente 11 km² e localiza-se no distrito homônimo, entre as cidades de Barão de Coxaes e Santa Bárbara, no nordeste do Quadrilátero Ferrífero, distando cerca de 100 km de Belo Horizonte (BH). O acesso (Figura 1.1) é realizado por vias asfaltadas de BH pela BR-262 até o trevo de Santa Bárbara, a partir do qual segue-se pela MG-436 até o distrito de Brumal. O depósito localiza-se 1 km à leste do distrito.

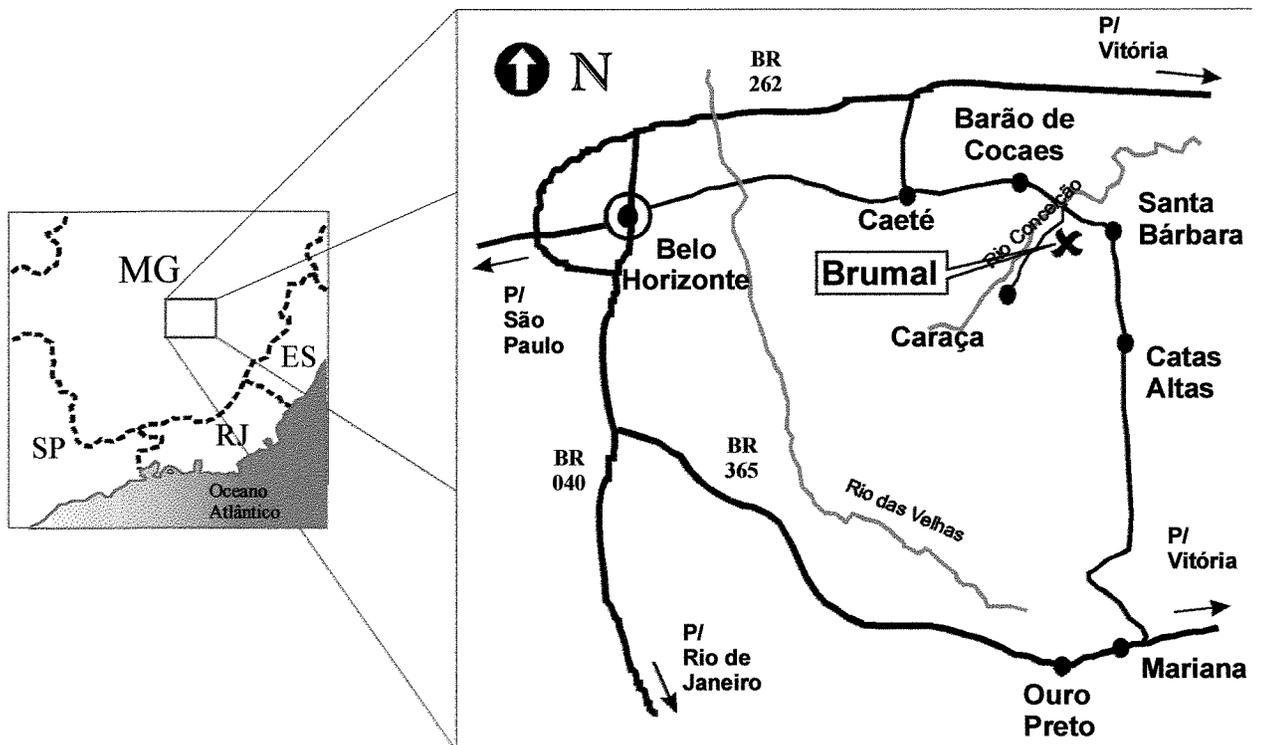


Figura 1.1 – Mapa de localização do depósito de Brumal e vias de acesso

1.4 - Geologia Regional

O Quadrilátero Ferrífero encontra-se inserido no extremo sul do Cráton São Francisco. Este cráton corresponde a uma região da crosta estabilizada desde o Paleoproterozóico, circundada por faixas orogênicas Neoproterozóicas, geradas durante o Evento Brasileiro (680-450Ma).

As rochas que compõem o Quadrilátero Ferrífero podem ser divididas em quatro conjuntos principais:

(i) um embasamento infracrustal representado pelo complexo cristalino. O Complexo Cristalino é composto predominantemente por vários corpos de rochas granito-gnáissicas localmente migmatizadas, de composição tonalítica a granítica, e mais restritamente, por granodioritos, intrusões máficas e ultramáficas [Herz 1970, Cordani *et al.* 1980, Jordt-Evangelista & Muller 1986, Carneiro 1992 (a),(b)]. Atualmente se reconhece que existem porções deste complexo que representam uma crosta mais antiga, que serviu de embasamento para a deposição do Supergrupo Rio das Velhas, e possível fonte de sedimentos desta unidade (Machado *et al.* 1996). Estas rochas apresentam idades variando entre 3,38 e 2,86 G.a. (Machado *et al.* 1992; Machado & Carneiro 1992, Machado & Schrank 1989, Noce 1995, Teixeira *et al.* 1996).

(ii) uma unidade vulcano-sedimentar representada pelo Supergrupo Rio das Velhas (SGRV). Esta unidade ocupa as porções centro-norte e sul do Q.F, constituindo a unidade de maior expressão areal da região. O SGRV foi dividido por Gair (1962), da base para o topo em dois grupos: Nova Lima e Maquiné. Há uma predominância de lavas máficas na pilha vulcânica do SGRV, enquanto as lavas ultramáficas e *sills* são subordinados e restritos a sua base; verifica-se uma falta considerável de lavas intermediárias e félsicas. Já a seqüência sedimentar é composta principalmente por turbiditos, corresponde a 60 % das rochas encontradas no SGRV (Schrank & de Souza Filho 1998). Carneiro (1995) considera que a principal fase de vulcanismo félsico do SGRV ocorreu entre 2,78 - 2,772 G.a., contemporânea, portanto, ao retrabalhamento dos TGGs adjacentes.

(iii) uma unidade essencialmente sedimentar formada pelo Supergrupo Minas (SGM). O SGM sobrepõe-se às rochas dos complexos granito-gnáissicos e ao SGRV, geralmente em contato tectônico. Esta unidade corresponde a uma seqüência sedimentar Paleoproterozóica.

(iv) depósitos Cenozóicos (bacias do Gandarela e Fonseca), além de diques intrusivos de várias idades

As três grandes unidades litoestratigráficas que compõem o Q.F. são mostradas na Figura 1.2.

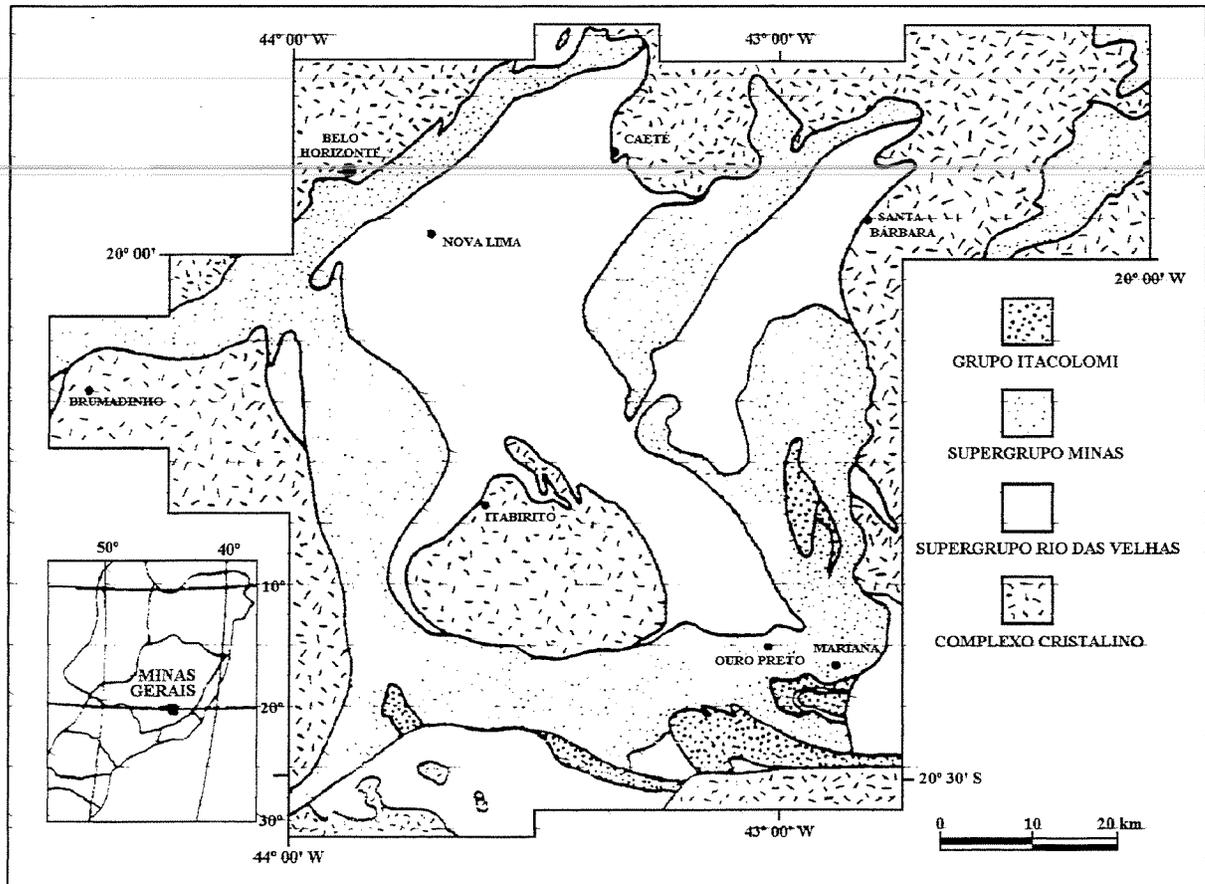


Figura 1.2 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero (adaptado de Dorr, 1969).

A complexa estruturação dos terrenos polideformados do Quadrilátero Ferrífero é sujeita a controvérsias, e diferentes interpretações tectônicas são propostas para a região, de acordo com vários autores (Dorr 1969, Ladeira 1980, Ladeira & Viveiros 1984, Vieira & Oliveira 1988, Marshak & Alkmim 1989, Chemale Jr *et al.* 1992, Marshak *et al.* 1992, Chauvet *et al.* 1994, Corrêa Neto & Baltazar 1995, Endo 1997, Schrank & de Souza Filho 1998, Alkmim & Marshak 1998).

Capítulo II – Geologia do Depósito Aurífero de Brumal

2.1 - Geologia da Região de Santa Bárbara/ Barão de Coxaes

Os levantamentos geológicos da equipe do USGS/DNPM (Dorr (1969) e Simmons (1968)), na década de 60, e aqueles da CPRM (1996) na década de 90, foram os principais trabalhos regionais na área do depósito de Brumal. Além destes, deve-se destacar os vários estudos realizados na mina de São Bento, localizada a poucos quilômetros do depósito em questão (Abreu *et al.* 1988, Martins Pereira 1995, Alves 1995, Pereira 1996).

Fisiograficamente, a área pode ser dividida em seis domínios (Simmons 1968): as colinas e morros de Coxaes e Santa Bárbara, correspondentes à área de granito-gnaisses; a Serra de Cambotas e a Serra do Tamanduá, sustentada por quartzitos; as cristas e vales ao longo do rio Conceição, sobre rochas vulcano-sedimentares do Supergrupo Rio das Velhas; e o platô de Petí, onde localiza-se o granito Borrachudos (Figura 2.1).

O Supergrupo Rio das Velhas, representado na região exclusivamente pelo Grupo Nova Lima, ocupa a maior parte da área. Segundo Simons (1968) as rochas pertencentes a este grupo são constituídas na área por xistos e filitos, formações ferríferas e rochas quartzosas (quartzo-xistos, quartzitos e conglomerados). Estas rochas afloram em uma banda de direção (*trend*) sudoeste para nordeste, entre o Sinclinal Gandarela, a leste, e o complexo Santa Bárbara, a oeste (Figura 2.1).

A espessura estimada para esta unidade na área é de 2.300 metros, porém são observados diversos dobramentos que podem duplicar as camadas.

As rochas do Grupo Nova Lima, na área de Santa Bárbara/Barão de Coxaes, encontram-se muito alteradas formando um manto de intemperismo com aproximadamente 40 metros de espessura. Rochas frescas são raras e observadas quase exclusivamente em amostras de testemunhos de sondagem.

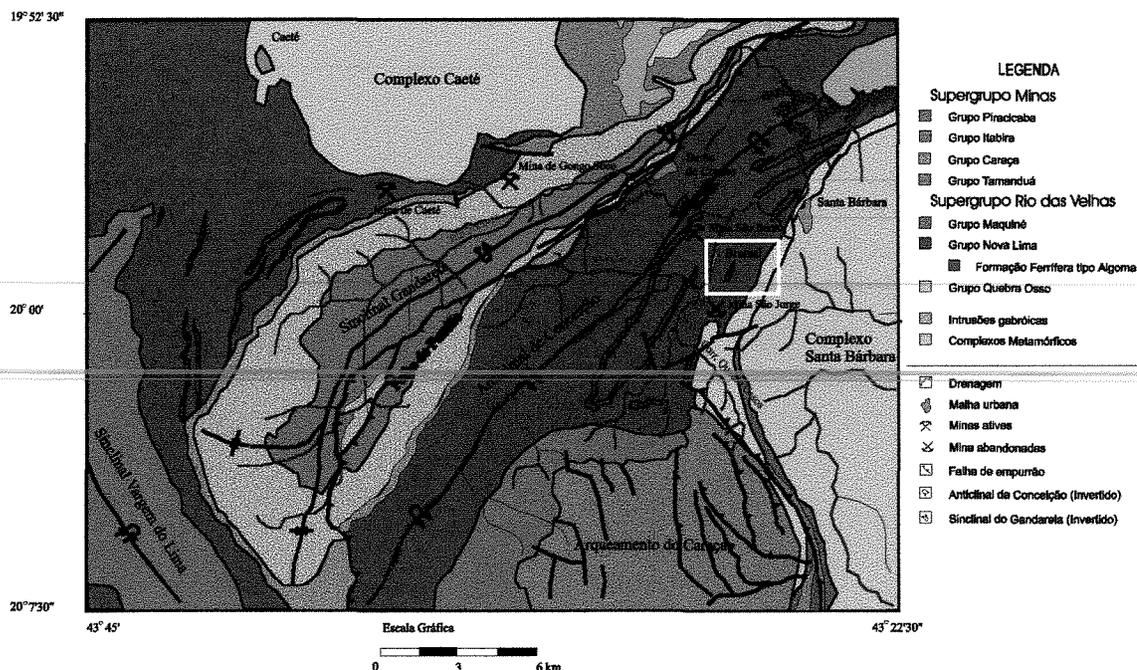


Figura 2.1 – Mapa geológico da porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero, com a localização da área de estudo indicada (adaptado de Dorr 1969).

De acordo com o mapeamento da CPRM, quatro unidades ocorrem na região, a saber: unidades Quebra Osso, Santa Quitéria, Córrego do Sítio e Mindá.

A unidade Quebra Osso constitui a unidade basal da seqüência estratigráfica, encontra-se muito transformada e tectonizada e compreende três tipos litológicos principais: (i) o serpentínico/talcoso, constituído por serpentina, talco, carbonato, tremolita e opacos; (ii) o anfibolítico, constituído por actinolita, clorita, plagioclásio, quartzo, titanita, opacos e apatita; e (iii) o clorítico, composto por clorita, quartzo, rutilo, óxido de ferro e mica branca (CPRM 1996).

A unidade Santa Quitéria é representada na área tipo, localizada na mina homônima, principalmente por metassedimentos químicos e clásticos finos metamorfizados na fácies xisto-verde. Os metassedimentos clásticos são constituídos por xistos muito finos formados principalmente por clorita e sericita. Apresentam cores variadas de acordo com o grau de intemperismo e a presença de carbonato. Estes xistos são intercalados com lentes de xisto/filito carbonosos, formação ferrífera bandada e metachert. As formações ferríferas, que constituem horizontes-guia estratigráficos e guias para prospecção aurífera, formam as cristas das serras

presentes ao longo do curso do rio Conceição. Estas serras encontram-se alinhadas nos denominados alinhamentos São Bento e Brumal.

A unidade Córrego do Sítio é composta por metassedimentos, predominantemente metapelitos bandados, com uma alternância rítmica de bandas siltosas e argilosas, com lentes subordinadas de metapsamitos. Níveis delgados de xistos carbonosos e formação ferrífera podem também estar presentes. Estas rochas são formadas essencialmente por clorita, mica branca e quartzo.

Já a unidade Mindá é constituída por metapsamitos com quartzo, mica branca e clorita, apresentando um bandamento representado pela alternância de níveis filossilicáticos e níveis quartzosos. Esta unidade não se encontra presente na área de Brumal.

2.1.1 - Geologia Estrutural

Simmons (1968) denomina a região localizada a sudeste e paralela ao Sinclinal Gandarela de Cinturão Nova Lima de Dobras Isoclinais (*Nova Lima Belt of Isoclinal Folds*). De acordo com este autor, a foliação tem atitude variando de N35° E na parte oeste da área, a N70° E na parte leste, com um mergulho constante para 55° SE. O acamamento, observado principalmente nas formações ferríferas, é aproximadamente paralelo à foliação. Grandes dobras isoclinais são inferidas e mapeadas nas quadrículas de Catas Altas e Conceição do Rio Acima (Maxwell e Moore, *apud* Simmons 1968). Falhas normais também estão presentes nesta área. Estas são verticais a subverticais e mergulham na direção perpendicular ao *trend* do cinturão.

Segundo Abreu *et al.* (1988) a estrutura da área de São Bento é mais simples do que em outros locais do Quadrilátero Ferrífero (e.g., distrito de Nova Lima). A grande estrutura da região corresponde a um homoclinal com as camadas orientadas na direção N30° - 35°E, mergulhando para SE. Ladeira (1988) observa que esta atitude corresponde à xistosidade regional que se encontra dobrada segundo dobras apertadas, anisópacas, com charneiras transpostas. Nesta mesma região, Simmons (1968) e Dorr (1969) já sugeriam a existência de intensa repetição entre as formações ferríferas do Grupo Nova Lima por dobramentos isoclinais apertados.

Martins Pereira (1995) apresenta uma visão diferente para a área da mina de São Bento, propondo uma repetição de camadas da formação ferrífera hospedeira dos corpos de minério por dobramento, com o desenvolvimento posterior de uma zona de cisalhamento transcorrente com rejeito direcional. Estes dois estágios deformacionais seriam de idade Arqueana e estariam associados a D_1 . Em uma segunda etapa, D_2 , de idade Proterozóica, teria havido a nucleação de dobras em bainha, deformação e estiramento de todo o pacote segundo a direção $S50^\circ E/55^\circ$. A última etapa seria caracterizada por deformação de caráter rúptil, com geração de fraturas e clivagens de crenulação e de fratura.

O mapeamento da CPRM (1996) apresenta dados estruturais que indicam que as unidades litoestratigráficas do Grupo Nova Lima comportaram-se como um cinturão alongado, limitado ao norte pelo Sistema de Cisalhamento Fundão-Cambotas e ao sul pela Falha de Água Quente. Esta noção é contrária àquela de Dorr (1969), que sugere uma grande estrutura denominada Anticlinal de Conceição. Os traços estruturais, mais importantes, conforme Silva (1996), são extensas zonas de cisalhamento, em domínios de rampa frontal e oblíqua, respectivamente, na parte sul e norte da folha Santa Bárbara. Estas estruturas teriam sido geradas por um evento progressivo de caráter compressional, com transporte tectônico de E para W.

Pereira (1996) também caracteriza duas fases deformacionais para a região da Mina de São Bento, também denominadas D_1 e D_2 , de caráter coaxial, associadas a esforços compressivos de direção ESE-WNW. Diferente da interpretação de Martins Pereira (1995), que sugere a formação de uma dobra em bainha, o paralelismo dos eixos de dobras B_1 com relação à lineação de estiramento mineral Lm_1 é atribuído a uma inclinação das camadas, orientadas obliquamente em relação à direção de máxima compressão do evento D_1 .

2.1.2 – Mineralizações Auríferas da região de Santa Bárbara - Barão de Cocais

O *greenstone belt* Rio das Velhas hospeda os principais depósitos auríferos no Quadrilátero Ferrífero. Na área de Santa Bárbara/Barão de Cocais, estes depósitos

encontram-se associados à formação ferrífera bandada, às venulações de quartzo e sulfeto em quartzo-sericita xistos ou clorita xistos, à horizontes contendo metachert fuchsítico e apófises granítico/granodioríticas em rochas metaultramáficas do Grupo Quebra Osso, ou em depósitos secundários. Os principais depósitos, a exemplo do que ocorre no restante do Quadrilátero Ferrífero, estão encaixados na formação ferrífera (minas de São Bento, Santa Quitéria e Brumal).

A mina de São Bento é a única mina em atividade na região. Uma sequência estratigráfica informal foi proposta para o depósito de São Bento por Abreu *et al.* (1988). Quatro unidades, da base para o topo, foram definidas:

Formação Ferrífera Inferior: constituída por uma formação ferrífera finamente bandada, fácies óxido, silicato e carbonato, composta por quartzo, magnetita, clorita e carbonato.

Formação Grafítica Basal: constituída por quartzo-clorita xistos carbonosos e carbonáticos de coloração cinza escura a negra, com intercalações quartzo-carbonáticas milimétricas a métricas, com a presença de nódulos de pirita.

Formação Ferrífera São Bento: constituída essencialmente por formação ferrífera bandada fácies óxido, carbonato, silicato e sulfeto. Esta formação apresenta-se como uma sucessão de estratos milimétricos a centimétricos, constituídos principalmente por quartzo, ankerita, siderita, magnetita e clorita, com sulfetos e grafita subordinados. Esta formação foi subdividida em dois membros:

Membro Ferrífero Basal: caracterizado por sua heterogeneidade, é composto por formação ferrífera bandada com intercalações de metassedimentos clásticos finos, xistos carbonosos e carbonáticos. Neste membro, a fácies sulfetada (com pirita, pirrotita e arsenopirita) está bem desenvolvida e compreende os horizontes mineralizados.

Membro Ferrífero do Topo: é uma unidade mais homogênea, sem grandes variações litológicas, constituída por formação ferrífera bandada fácies óxido, carbonato e silicato.

Formação Carrapato: seqüência relativamente monótona de mica-xistos de cores cinza claro e escuro com metagrauvacas, quartzo-xistos, xistos carbonáticos ou carbonosos, além de raros horizontes de formação ferrífera.

Além destas unidades, são também documentados diques e *sills* de rochas ígneas básicas metamorfisadas no fácies xisto verde.

O Membro Ferrífero Basal hospeda quatro horizontes mineralizados bem definidos. A rocha hospedeira é sempre constituída de bandas beges e rosadas, que consistem de quartzo, carbonato e magnetita. As zonas mineralizadas estão relacionadas à associação mineralógica quartzo-carbonato-sulfeto (Martins Pereira 1995) e invariavelmente à ocorrência de sulfetos, sendo a arsenopirita, a pirrotita e a pirita os mais importantes em ordem de ocorrência (Pereira 1996). O ouro ocorre na forma de inclusões, agregados, nos intertícios dos cristais ou partículas de sulfetos e, ocasionalmente, como ouro livre (Silva 1996), havendo uma estreita relação entre Au e As, e Au e S (Martins Pereira 1995).

A mineralização aurífera é considerada epigenética, sendo atribuída a fraturas geradas por uma zona de cisalhamento reversa (Zona de Cisalhamento São Bento - Pereira 1996), ou a fraturas *en échelon* de arranjo sinistrógiro, desenvolvidas em uma zona de cisalhamento transcorrente dextral (Martins Pereira 1995). Zonas de alteração hidrotermal, com cloritização, carbonatação, sericitização, e silicificação são observadas (Martins Pereira 1995; Pereira 1996), além da própria sulfetação das bandas carbonáticas da formação ferrífera.

A análise geoestatística do Horizonte Oeste, realizada por Pereira (1996), evidenciou que a direção paralela à direção de mergulho da zona de cisalhamento São Bento é a de menor variabilidade da mineralização, enquanto a direção paralela à direção (*strike*) da mesma é a de maior variabilidade. Além disto, a krigagem de blocos demonstra que os corpos mineralizados tendem a se distribuir subparalelamente à direção de mergulho da Zona de Cisalhamento São Bento (i.e., paralelos à lineação de estiramento mineral).

Estudos petrográficos e microscopia de inclusões fluidas em veios (estéreis e mineralizados) da Mina de São Bento realizadas por Alves *et al.* (1992), indicam a presença de três tipos de inclusões com: (i) fluidos aquo-(nitro)-carbônicos (tipo1 - H₂O

+ CO₂ + CH₄ + N₂ + HS⁻ + sais), considerados contemporâneos à formação da jazida, (ii) fluidos nitro-carbônicos (tipo 2 – CH₄ ± N₂ ± HS⁻) e (iii) fluidos aquosos com salinidades variadas (tipo 3), posteriores à deposição do ouro. Estes fluidos são comuns a diversos depósitos de ouro associados a seqüências do tipo *greenstone-belt* arqueanos. Alves (1995) aponta os fluidos aquo-(nitro)-carbônicos como os responsáveis pela remobilização de ouro primário contido, localmente, na Formação São Bento, reprecipitando-o com os veios de quartzo sulfetados, sin-metamórficos, durante uma fase de deformação rúptil-dúctil. As temperaturas mínimas para a formação das inclusões do tipo 1 são de 300 °C e 200 °C. O Au foi precipitado, segundo Alves (1995), através do resfriamento do fluido hidrotermal quente, levando a precipitação de sílica e a desestabilização dos complexos S-Au.

Análises de Pb-Pb de pirita e arsenopirita do minério bandado e remobilizado da mina de ouro de São Bento indicam uma idade de 2,65 G.a.. A pirrotita, que se recristaliza mais facilmente que os sulfetos citados, apresenta idade um pouco distinta, mas dentro do chumbo remobilizado no final do Arqueano (DeWitt *et al.* 1994).

Esta mina possui, segundo Abreu *et al.* (1988), uma reserva potencial da ordem de sete milhões de toneladas de minério com um teor médio de 11 g/t de Au.

Os demais depósitos auríferos conhecidos na região foram minerados no passado, ou têm sido objeto de pesquisas mais recentes. Dentre os mais conhecidos destacam-se:

- Mina de Santa Quitéria: situada a cerca de 1 km a nordeste de São Bento. Esta mina possui reservas medidas de 864 ton. de minério com teor de 8,3 g/t de Au (Ferreira *et al.* 1987), hospedados em xistos carbonosos, metacherts e corpos limonitizados;
- Jazida de Brumal: objeto deste estudo [Figura 3.3(B)];
- Mina de Taquaril, atualmente inativa, porém famosa por ter fornecido grande parte da fortuna do Barão de Catas Altas (a cerca de 1,5 km a sul de Coxaes). Os corpos de minério são encaixados em formações ferríferas bandadas intercaladas a camadas de filitos, atribuídos ao Grupo Tamanduá (Supergrupo Minas - Simmons 1968),

- Algumas escavações, denominadas Divisa e Peixoto (Silva 1996), e depósitos secundários, nos aluviões recentes e terraços dos rios Santa Bárbara, Conceição, Socorro e ribeirão Caraça, também são registrados na área.

2.2 - Geologia do Depósito de Brumal

O depósito de Brumal encontra-se encaixado em rochas pertencentes ao Grupo Nova Lima (Dorr 1969), o qual corresponde à base do *greenstone belt* Rio das Velhas (Schorscher 1978; Ladeira 1980), de idade Arqueana (2,776 G.a., U/Pb em zircões de riolitos, segundo Machado *et al.* 1989).

Em relação ao contexto geológico do Quadrilátero Ferrífero, o depósito localiza-se em uma faixa de orientação NE (Figura 3.1), que encontra-se confinada e cisalhada entre o Sinclinal do Gandarela à NW, a Serra do Caraça à SE e o complexo granito-gnáissico de Santa Barbara à E (Ladeira 1988).

2.2.1 - Litoestratigrafia

As unidades presentes na área de estudo correspondem a rochas sedimentares e vulcânicas, hoje transformadas por deformação, metamorfismo e alteração hidrotermal em uma seqüência de “xistos”, com composições mineralógicas variadas.

A região em torno do depósito de Brumal foi mapeada em escala 1:10.000 (Figura 2.2) durante a fase de pesquisa do depósito pela Docegeo. As litologias presentes na área foram divididas em seis unidades (DOCEGEO 1988):

- Formação Ferrífera Bandada (FF): de fácil caracterização e subdividida em formação ferrífera fáceis óxido e formação ferrífera clorítica;
- Quartzo-sericita xistos (QSX): é uma unidade com rochas de tonalidade esquanquiçada, às vezes levemente amarelada e acinzentada, constituída por quartzo-sericita xisto e sericita xisto;

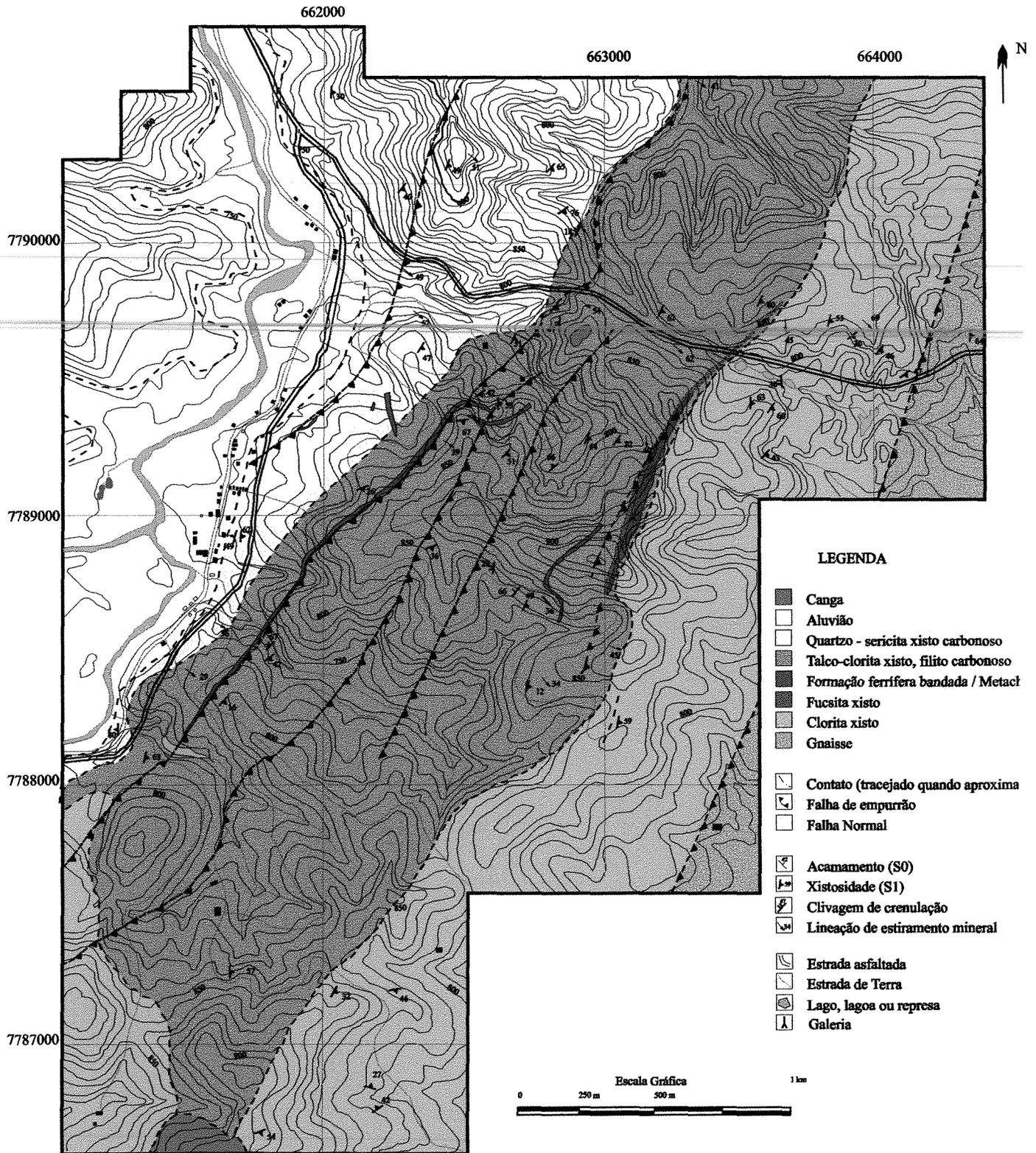


Figura 2.2 – Mapa geológico da região de Brumal (Docege 1988).

- Clorita xistos (CLX): esta unidade engloba diversos litotipos que ocorrem intercalados entre si (quartzo-clorita xistos, clorita xistos, sericita-clorita xistos). Suas cores variam desde tonalidades verde-acinzentadas e esverdeadas, quando frescos, até tons arroxeados, avermelhados, amarelo-ocre e castanho escuro, quando alterados intempericamente. Petrologicamente, esta unidade é interpretada como um pacote de rochas metavulcânica máficas;
- Metacherts: consiste em agregados de quartzo sacaroidal. Esta unidade forma camadas lenticulares extensas de 5 m de espessura, em planta, encaixadas em pacotes de diversas litologias, notadamente sericita-clorita xistos. Estas litologias são interpretadas como metacherts, mas há nítida influência tectônica, com microbrechas, milonitos e veios com a formação de quartzo fumê.
- Xistos carbonosos (XC): constituem rochas com mineralogia muito semelhante aos sericita-clorita xistos da unidade de clorita-xistos, diferindo principalmente pela ampla presença de matéria carbonosa;
- Talco xistos (TX): esta unidade consiste num pacote quase homogêneo de talco xistos, talco-clorita xistos, e clorita-talco xistos. É correlacionada ao Grupo Quebra Ossos, devido a sua natureza básica/ultra-básica.

Durante os nossos trabalhos na região, duas unidades principais foram definidas para a sequência *greenstone-belt* além de corpos máficos intrusivos (Figura 2.3). Uma unidade basal constituída por uma sequência metavulcânica máfica-ultramáfica, e uma unidade de topo metassedimentar químico-clástica. Além do Supergrupo Rio das Velhas, o complexo granítico-gnáissico de Santa Bárbara encontra-se presente a leste da área.

2.2.1.1 - Complexo Santa Bárbara

O complexo granito-gnáissico ocorre a leste da área de estudo, e é localmente denominado de Complexo Santa Bárbara (Gnaisses Santa Bárbara - Simmons 1968).

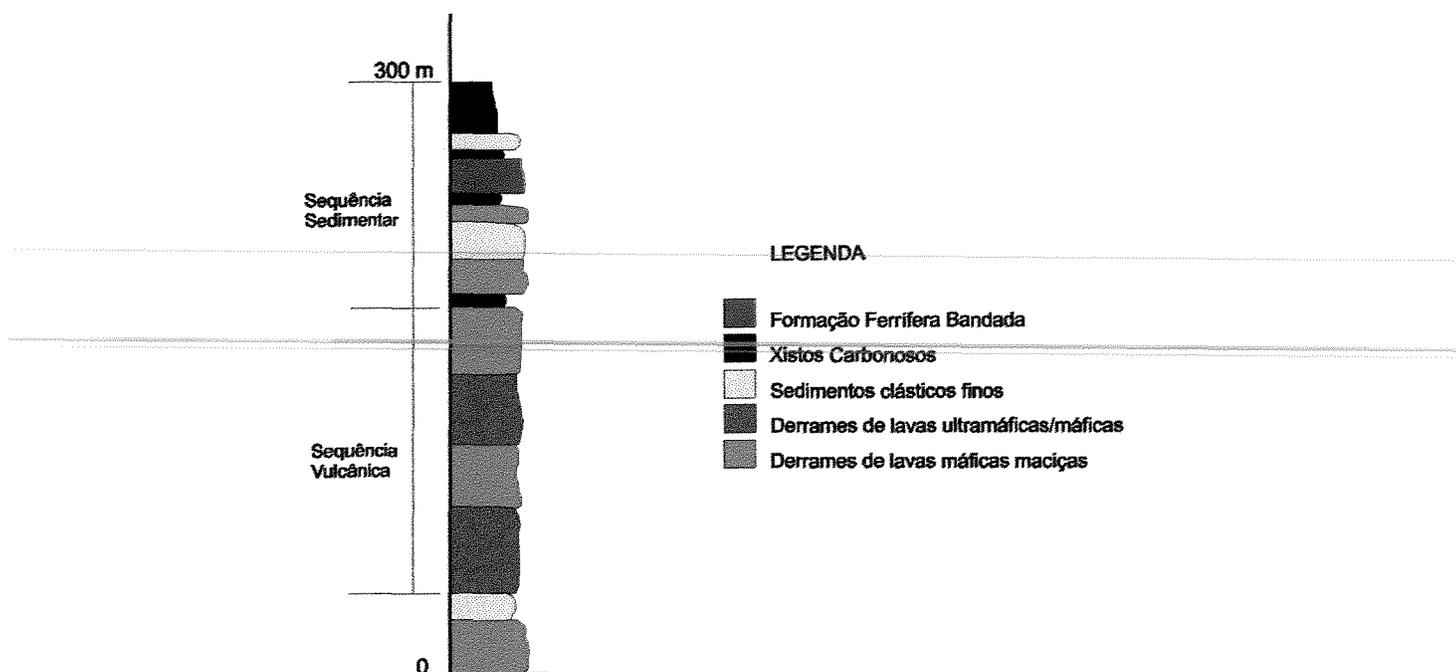


Figura 2.3 – Divisão estratigráfica das unidades presentes na área do depósito de Brumal.

O contato dos gnaisses com o Supergrupo Rio das Velhas não foi encontrado exposto, porém nas suas proximidades as rochas encontram-se muito deformadas, com uma foliação milonítica. Este fato, aliado à presença de lascas de rochas granito-gnáissicas no Supergrupo Rio das Velhas, a cerca de 500 metros do contato, permitem supor um contato tectônico, com o cavalgamento do Complexo Santa Bárbara sobre o Supergrupo Rio das Velhas.

Estas rochas possuem uma composição tonalítica a granodiorítica, e em geral, apresentam como principais constituintes plagioclásio, microclina, muscovita, epidoto, e biotita; ou plagioclásio, biotita e anfibólio. A textura global é fanerítica média a fina. A microclina forma grandes cristais, que podem encontrar-se alongados segundo a foliação da rocha. Localmente, estas rochas encontram-se migmatizadas formando um neossoma leucocrático de composição thondjemítica.

Na área mapeada, o embasamento, apesar de exposto ao longo da rodovia que liga Brumal a Santa Bárbara, encontra-se profundamente alterado. O produto da alteração, no entanto, é típico de rochas de composição granítica, mostrando uma coloração rosada com diversas porções esbranquiçadas.

2.2.1.2 - Unidade Metavulcânica Máfica-Ultramáfica

Esta unidade constitui a unidade basal da seqüência *greenstone-belt* da região, a qual encontra-se invertida.

A unidade metavulcânica é formada principalmente por uma seqüência de clorita-xistos, com quartzo, carbonato, albita, biotita e sericita, intercalados com talco-xistos, com serpentina, tremolita, carbonato e clorita. Estas paragêneses minerais são o resultado do metamorfismo e da intensa alteração hidrotermal que afetou estas unidades.

Entre as amostras estudadas, uma apresenta textura reliquiar variolítica com amígdalas, caracterizada por bolsões de composição distinta de geometria aproximadamente lenticular, constituídos por: (i) quartzo, clorita, epidoto (zoisita) e uma massa acinzentada de composição indefinida, e (ii) quartzo e clorita. A matriz desta rocha é constituída principalmente por clorita e opacos e subordinadamente por quartzo.

Nas proximidades do contato com o Complexo Santa Bárbara, a nordeste da área, a unidade metaultramáfica é representada por um fuchsita-xisto, associado com uma camada de metachert ferruginoso, enquanto que a centro-oeste observa-se a presença de um talco-tremolita xisto.

Estas rochas encontram-se majoritariamente alteradas, por processos hidrotermais, para clorita xistos com quantidades variáveis de carbonato, plagioclásio, biotita, actínolita, sericita, epidoto e pirita. Veios e principalmente venulações de quartzo e carbonato são comuns nesta unidade e ocorrem dispostos paralela a subparalelamente à foliação metamórfica principal. A grande quantidade de venulações confere à rocha um aspecto bandado, semelhante a um bandamento composicional, porém formado pela disposição dos veios.

Estes clorita xistos apresentam os minerais citados acima arranjados em assembléias minerais típicas de ocorrência zonada, produtos da alteração hidrotermal. A alteração hidrotermal em geral provoca uma carbonatação pervasiva no interior da rocha cloritizada, enquanto a biotitização e sericitização encontram-se em zonas mais estreitas e localizadas. Estas zonas serão descritas em detalhe a seguir.

No furo 34, no topo da camada metavulcânica, observa-se uma rocha constituída essencialmente de plagioclásio, clorita e biotita, com alguns opacos como acessórios. Esta rocha têm uma textura granoblástica inequigranular, com uma foliação discreta marcada pela suborientação dos minerais placóides. Os plagioclásios são xenomorfos e encontram-se recristalizados, com diversos cristais menores bordejando os cristais maiores (textura mortar). Alguns destes cristais encontram-se saussuritizados, formando epidoto e carbonato. Trata-se, possivelmente, de uma rocha vulcânica a subvulcânica de caráter intermediário, presente no topo dos derrames basálticos. A mesma não foi identificada nos demais furos, talvez pela sua ocorrência localizada ou, o que é mais provável, devido à intensa alteração hidrotermal que a transformou completamente.

Já as rochas metavulcânicas ultramáficas aparecem inteiramente alteradas nos furos de sondagem realizados ao longo do depósito, não preservando estruturas pretéritas. Fora da área do depósito, porém, são encontrados alguns minerais, tais como serpentina e anfibólio (tremolita/actinolita), que provavelmente constituíam a sua mineralogia pré-alteração hidrotermal.

2.2.1.3 - Unidade Metassedimentar Químico-Clástica

A unidade de topo é formada por uma unidade metassedimentar químico-clástica, representada por intercalações de quartzo-carbonato-sericita-clorita xistos e clorita-xistos, com xistos carbonosos, os quais balizam uma camada de formação ferrífera bandada (FFB). Algumas rochas apresentam um nítido bandamento composicional (principalmente a FFB) e acamamento gradacional.

Quartzo-carbonato-sericita-clorita xisto (\pm plagioclásio)

O quartzo-carbonato-sericita-clorita xisto é uma rocha de coloração verde-acinzentada que quando alterada por intemperismo adquire uma cor amarelo-esbranquiçada. Este litotipo forma camadas de geometria lenticular, com espessura variável, intercaladas com xistos carbonosos e clorita xistos (metavulcânicas máficas).

O seu contato com os xistos carbonosos é em geral gradacional, enquanto com as outras rochas é brusco.

Esta rocha possui um acamamento sedimentar típico, constituído por camadas de granulação grossa e camadas de granulação fina. As camadas grossas são compostas principalmente por quartzo. Este mineral ocorre como camadas contínuas, tabulares ou lenticulares, geralmente associado ao carbonato, com textura granoblástica poligonal, onde os cristais maiores formam sub-grãos e novos grãos. As camadas finas, por sua vez, têm também quartzo subordinado, como pequenos cristais, dispostos nas camadas pelíticas. Estas são compostas principalmente por sericita, clorita e, ocasionalmente, por matéria carbonosa. A sericita encontra-se nestas camadas como um agregado de finas palhetas, associada a matéria carbonosa e opacos. A turmalina ocorre eventualmente como um mineral acessório.

Em alguns pontos e testemunhos descritos, esta rocha possui um acamamento gradacional, normal, com granodecrescência ascendente, bem definido. São comuns níveis arenosos contendo quartzo grosseiro até níveis pelíticos, em geral, compostos por sericita e matéria carbonosa. Esta feição corresponde ao acamamento gradacional sedimentar e a sua disposição é semelhante à seqüência de Bouma, o que caracteriza a rocha como um turbidito. Esta seqüência de turbiditos (agora metamorfisados) provavelmente foi formada em condições distais em relação à fonte dos sedimentos, visto que tem uma granulação fina. As camadas inferiores da seqüência de Bouma, por exemplo, constituída por sedimentos grosseiros, ricos em conglomerados encontra-se ausente, estando representados apenas os níveis superiores, mais finos.

Este litotipo apresenta sulfetos disseminados, principalmente a pirita e pirrotita. A pirita ocorre estirada sobre a foliação principal ou como cristais idiomorfos. Já a pirrotita, também estirada, ocorre preferencialmente na base das camadas carbonosas, em contato com a camada inferior, constituída por grãos de quartzo.

Formação Ferrífera Bandada (FFB)

A formação ferrífera bandada é a principal litologia hospedeira da mineralização aurífera na região. Esta unidade ocorre como uma camada contínua, contida entre camadas de xistos carbonosos.

A formação ferrífera é de fácil distinção devido ao seu bandamento característico, representado por alternâncias rítmicas de bandas silicáticas, carbonáticas, carbonáceas e bandas ricas em óxidos e/ou sulfetos. Estas bandas têm espessura variando da escala de milímetros até poucos centímetros e os contatos entre camadas distintas são bruscos e planares.

A diferença fundamental entre a formação ferrífera estéril e a formação ferrífera mineralizada é a presença de sulfetos nos corpos de minério, principalmente pirita, pirrotita, arsenopirita e calcopirita.

Veios constituídos por quartzo e carbonato ocorrem com frequência na formação ferrífera bandada. Alguns destes veios portam sulfetos, que posicionam-se em suas bordas, em contato com a encaixante. Onde os veios estão presentes, a rocha pode encontrar-se brechada.

A formação ferrífera estéril, por sua vez, pode ser dividida em três tipos litológicos distintos. O primeiro tipo, tipo 1 [Figura 2.4(A) e (B)], é composto por uma intercalação de bandas brancas, beges, negras e/ou esverdeadas. As bandas brancas são compostas por quartzo, com granulação fina, aproximadamente equigranular, xenomorfos, com textura granoblástica poligonal, com carbonato subordinado - este com uma tonalidade mais "leitosa" que o quartzo. As bandas beges são compostas por carbonato, siderita e ankerita, com granulação muito fina (menor que o quartzo), também xenomorfos, e textura granoblástica equigranular (micrítica?), com albita e quartzo ocorrendo de maneira subordinada. Já as bandas negras são formadas por matéria carbonosa e/ou magnetita, com carbonato e quartzo e clorita como minerais acessórios. As bandas esverdeadas são formadas por clorita.

O segundo tipo, tipo 2, é constituído por bandas brancas e beges intercaladas [Figura 2.4(C) e(D)]. A composição das bandas é a mesma observada no primeiro tipo, do qual difere pela inexistência das bandas negras e esverdeadas. A textura das

bandas carbonáticas porém é diferente. Neste tipo os cristais de carbonato são inequigranulares, xenomorfos, e constituem desde agregados de cristais diminutos até grandes cristais porfiroblásticos. Como acessórios destaca-se turmalina e rutilo.

O terceiro tipo de formação ferrífera estéril, tipo 3, é muito peculiar. A exemplo das demais, esta formação ferrífera também possui uma alternância de bandas de composição diferente. Também, neste caso, as bandas são brancas, beges e esverdeadas, e as composições destas bandas equivalem àquelas descrita acima. O que caracteriza e difere esta rocha das demais é a presença de estiplomelana. Este mineral forma cristais tabulares alongados (ripas), distribuídos de forma desordenada, sem nenhuma orientação preferencial [Figura 2.4(F)]. Este mineral ocorre predominantemente nas bandas beges, carbonáticas, e nas bandas esverdeadas, cloríticas

Aparentemente, estas duas últimas tipologias de formação ferrífera bandada constituem tipos alterados por hidrotermalismo. O seu posicionamento adjacente às porções venuladas com quartzo e sulfetos e à formação ferrífera sulfetada sustentam esta hipótese.

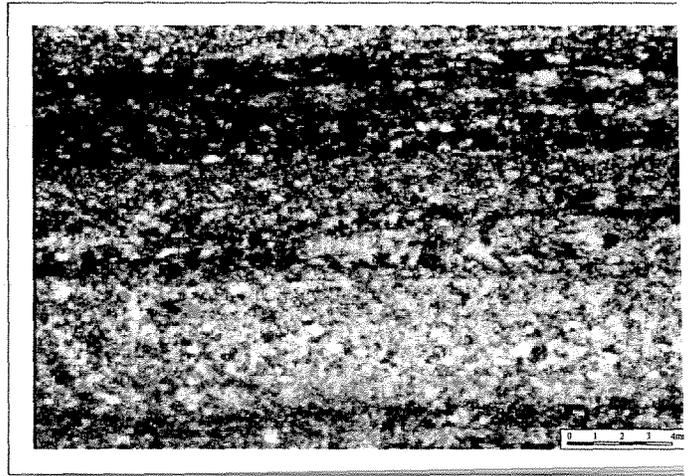
Estes litotipos são interpretados como precipitados químicos formados a partir da interação da água do mar com fluidos exalativos, conforme a concepção de Ladeira (1988) e Vieira (1992). Provavelmente, também ocorreram episódios de deposição de material clástico e, talvez, de vulcanitos.

Filitos ou Xistos carbonosos

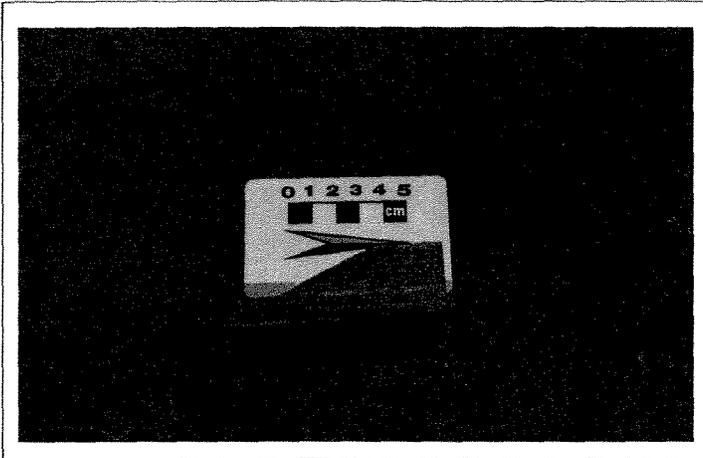
Os xistos carbonosos apresentam-se com uma coloração característica acinzentada a negra, que rapidamente os distinguem das outras litologias. O material carbonoso, amorfo, que define esta litologia, suja a mão ao tato.

Os xistos carbonosos ocorrem como lentes ou camadas, com grande continuidade, adjacentes à camada de formação ferrífera bandada, tanto na lapa quanto na capa, e intercalados com metassedimentos clásticos e com metavulcânicas máficas. O contato desta unidade com as demais é brusco e plano, ou gradacional.

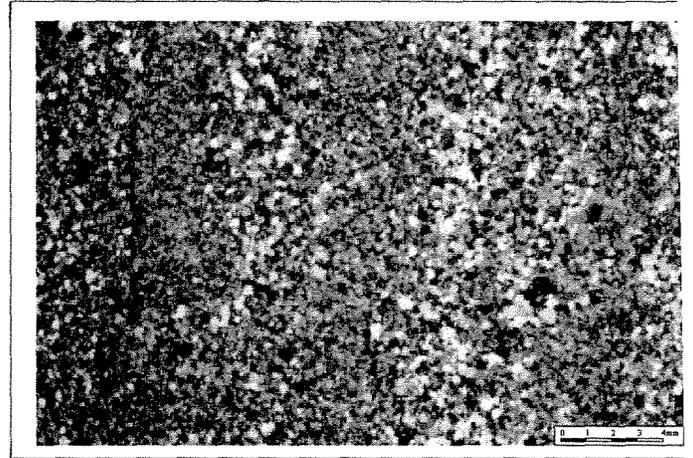
A)



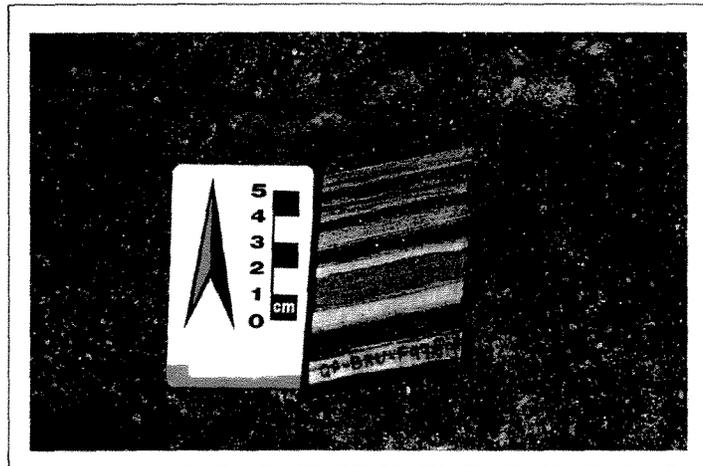
B)



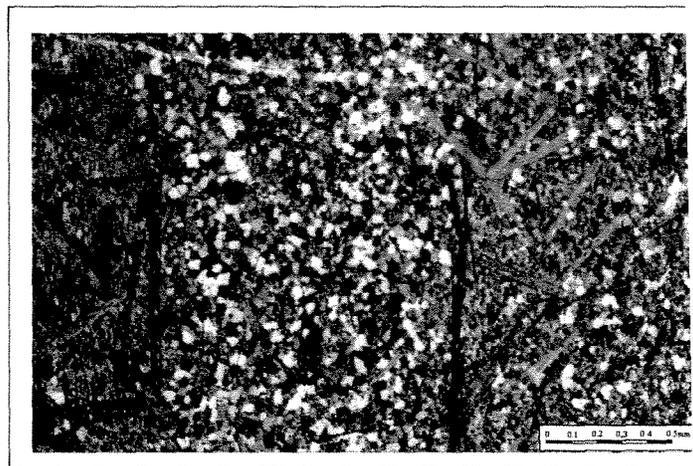
C)



D)



E)



F)

Figura 2.4 – Litotipos diferenciados de formação ferrífera bandada estéril identificados no depósito de Brumal. A) formação ferrífera do tipo 1, intercalação de quartzo, carbonato e magnetita; B) formação ferrífera do tipo 2, intercalação de quartzo e carbonato; C) formação ferrífera do tipo 3, intercalação de quartzo, carbonato e estilpnomelana.

Os xistos carbonosos são em geral de granulação fina e são constituídos por quartzo, sericita, matéria carbonosa, carbonato, clorita e opacos. As porções quartzo-carbonáticas intercalam-se com camadas ricas em material carbonoso, o que confere à rocha uma espécie de bandamento composicional de pequena espessura. Em muitos casos este bandamento constitui pequenas venulações, dispostas paralelamente à foliação principal. Estas venulações podem encontrar-se dobradas e rompidas em seus flancos, com a foliação principal, responsável pela orientação dos filossilicatos, constituindo a foliação plano axial destas dobras. Esta foliação, em muitos casos, transpõe totalmente o bandamento da rocha.

Próximo ao contato com a formação ferrífera, que encontra-se comumente venulado e sulfetado, os xistos carbonosos são ricos em sulfetos. Os sulfetos compreendem principalmente pirrotita e pirita (subordinada) e, em geral, encontram-se estirados sobre o plano da foliação principal ou alinhados segundo a superfície da clivagem.

2.2.1.4 - Corpos Intrusivos de Gabro – Dolerito

Alguns corpos intrusivos encontram-se presentes na sequência. Como foram observados apenas nos testemunhos de sondagem, suas relações de contato não permitem estabelecer se constituem diques ou sills. Estas rochas foram poupadas da alteração hidrotermal, o que nos permite supor uma origem posterior ao evento responsável pela hidrotermalização das rochas da sequência vulcano-sedimentar.

Estas amostras são constituídas predominantemente por actinolita/tremolita, plagioclásio, titanita e epidoto, e, subordinadamente por clorita, carbonato e biotita. As rochas apresentam uma foliação metamórfica incipiente, ou ausente. A ausência de uma foliação marcante permite identificar macroscopicamente esta rocha com facilidade.

Através do microscópio ótico observa-se que os minerais variam de uma granulometria fina a média. A textura da rocha é sub-óptica, onde os fenocristais de plagioclásio e anfibólio formam ripas que envolvem toda a matriz da rocha, constituída por tremolita-actinolita, plagioclásio, titanita e epidoto.

O plagioclásio ocorre tanto como cristais grandes, com faces corroídas e levemente saussuritizados, quanto como cristais pequenos, dispersos na matriz da rocha. Os anfibólios possuem uma hábito semelhante ao do plagioclásio, com duas faces bem desenvolvidas (subidiomorfo). Constituem os cristais de maior tamanho da rocha, depois do plagioclásio. Já a titanita ocorre como cristais de hábito granular, com típicas seções losangulares. O epidoto, de tamanho pequeno, distribui-se irregularmente pela rocha.

Os demais minerais são menos comuns e aparentemente formam-se às custas dos demais. O carbonato ocorre como cristais xenomorfos, de pequeno tamanho. A clorita e a biotita também aparecem como cristais pequenos, porém levemente orientados.

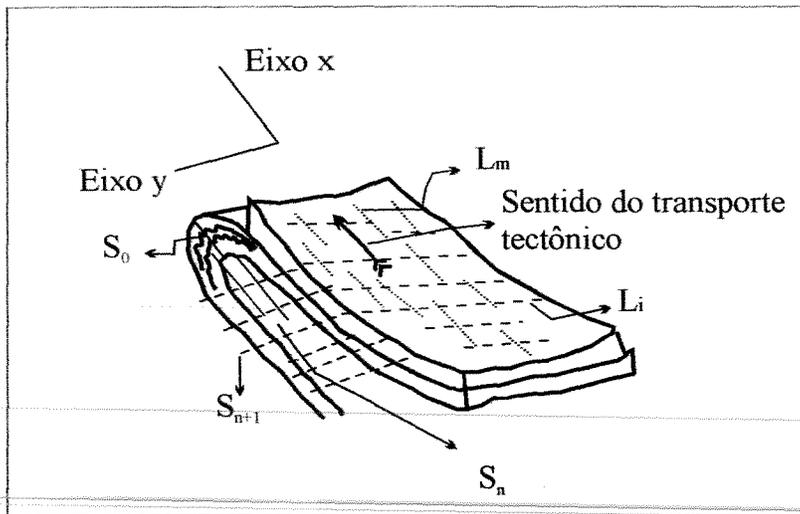
2.2.2 - Análise Estrutural Descritiva

As rochas presentes na área registram uma evolução estrutural complexa, devido a eventos tectono-metamórficos e hidrotermais, que adulteraram a sua composição e estruturação primária.

Aparentemente, a estruturação geral do depósito de Brumal encontra-se arranjada como um homoclinal, com as camadas mergulhando para SE. Porém, a formação ferrífera bandada na porção norte do depósito inflete formando uma curiosa estrutura (Figura 2.2), provavelmente correspondente à porção axial de uma dobra, que entretanto não apresenta o seu outro flanco, possivelmente devido à uma falha de empurrão.

Com o objetivo de compreender o arcabouço estrutural do depósito foram analisadas as estruturas micro e mesoscópicas presentes ao longo da área de estudo. A terminologia adotada segue os mesmos princípios da literatura geológica, objetivando uma uniformidade quanto à utilização de certos termos, normas e conceitos fundamentais, como é apresentado em Ramsay & Huber (1983).

As unidades presentes na área encontram-se afetadas por três famílias de estruturas distintas geradas durante duas fases de deformação denominadas aqui de D_1 e D_2 . Os principais elementos planares e lineares da área são representados na Figura 2.5(A).

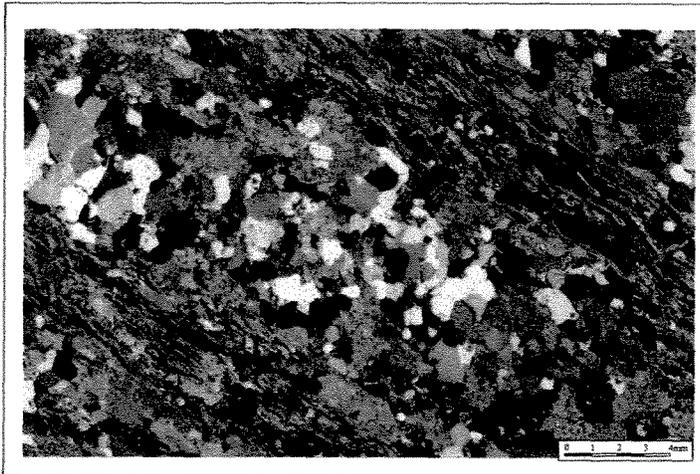


B)

A)

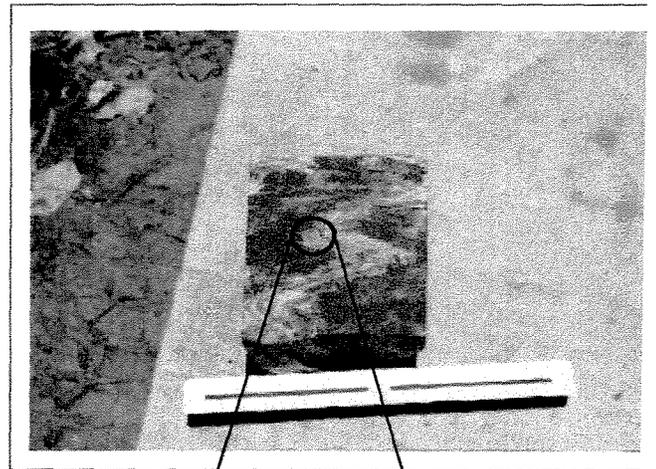


C)

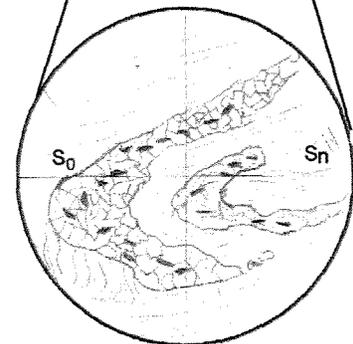


E)

Figura 2.5 – A) Croqui esquemático dos elementos estruturais presentes no depósito de Brumal em relação aos eixos do elipsóide de deformação (S_0 - acamamento, S_n - xistosidade, L_m - lineação mineral, L_i - lineação de intersecção, S_{n+1} - clivagem espaçada). B) unidade metassedimentar, com o acamamento transposto pela foliação S_n . C) acamamento sedimentar definido pelo bandamento composicional da FFB, D) acamamento sedimentar no xisto carbonoso, dobrado por dobras F_n . E) detalhe de lâmina delgada, com o acamamento dos metassedimentos clásticos, marcado por camadas pelíticas, com clorita e sericita, e camadas de quartzo e carbonato, grosseiras.



D)



Acamamento (S_0)

Todas as litologias da região encontram-se deformadas e metamorfasadas, dificultando a identificação de superfícies primárias, sejam de natureza sedimentar ou vulcânica. Estas superfícies constituem o denominado acamamento da rocha (S_0).

O acamamento, no entanto, pode ser definido em alguns afloramentos e testemunhos de sondagem quando a rocha está fresca, e é marcante na formação ferrífera bandada, onde esta estrutura é freqüente.

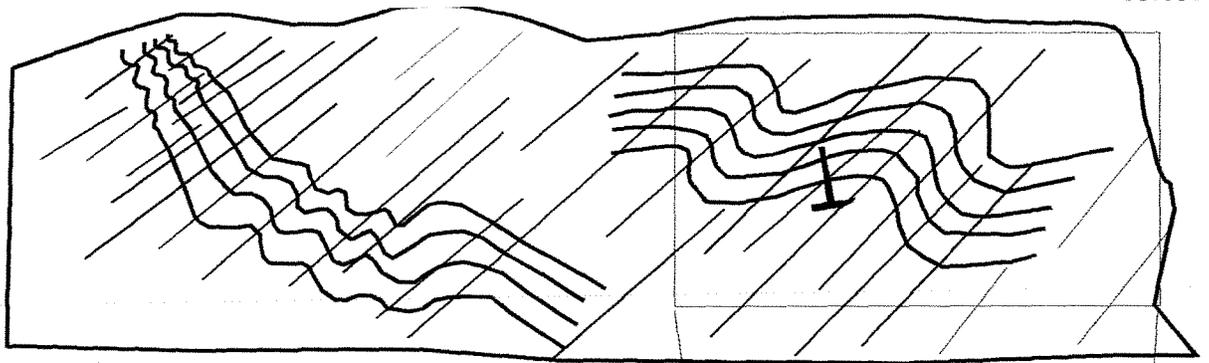
A formação ferrífera bandada [Figura 2.5(C)] comumente apresenta esta estrutura bem preservada, onde o S_0 é marcado por um bandamento rítmico, caracterizado pela alternância de bandas de composição mineralógica diferente. Geralmente, estas bandas são milimétricas a centimétricas, constituídas por intercalações de quartzo, carbonatos de ferro, magnetita e silicatos.

Na unidade metassedimentar [Figura 2.5(D) e (E)], notadamente no quartzo-sericita-clorita xisto, o acamamento, às vezes, encontra-se bem evidenciado pelo acamamento gradacional, com microconglomerados na base da camada que vão afinando em direção ao topo, até metapelitos. Formam uma seqüência com granodecrescência ascendente, produto da sedimentação.

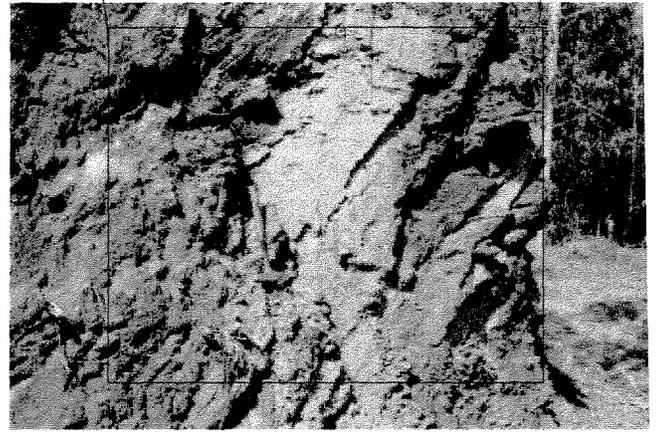
Dobras F_n

As dobras classificadas como F_n (Figura 2.6) são formadas pela deformação e dobramento do acamamento primário das rochas da região. Estas estruturas são mais evidentes na formação ferrífera bandada.

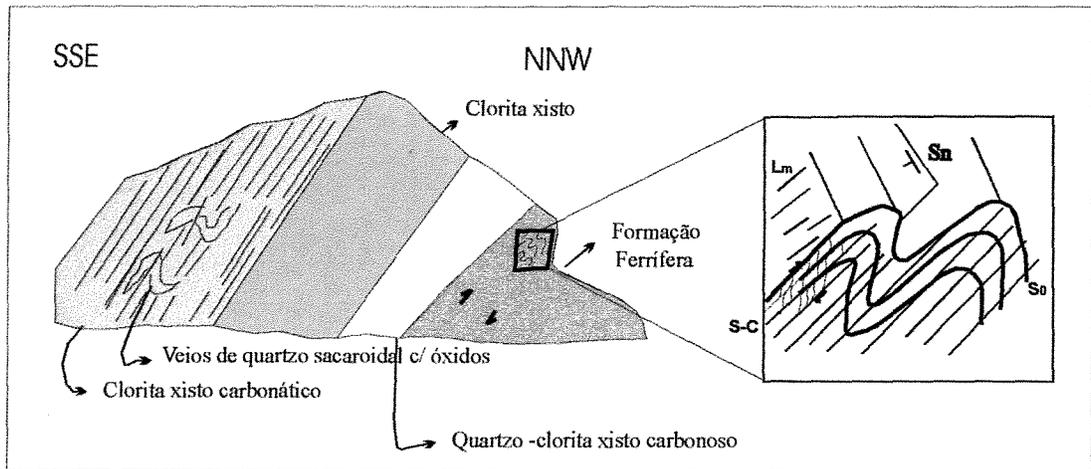
As dobras F_n estão presentes desde a escala megascópica até a escala mesoscópica. As dobras de escala megascópica possuem dimensões de centenas de metros a quilômetros na área de estudo. O principal exemplo destas dobras é materializado na formação ferrífera bandada que ocorre no depósito de Brumal, que constitui uma camada de orientação aproximadamente planar NE-SW, dobrada em sua porção norte por uma dobra fechada rompida no seu flanco leste, como pode observado no mapa geológico da área de pesquisa do depósito (Figura 4.1).



A)



B)



C)

Figura 2.6 – Dobras do tipo Fn e sua relação com a foliação Sn (foliação plano-axial) e com a lineação de estiramento mineral. Observe a geometria e vergência das dobras (A e C). As dobras em (A) e(C) são dobras abertas, enquanto a dobra presente no testemunho (B) é uma dobra cerrada.

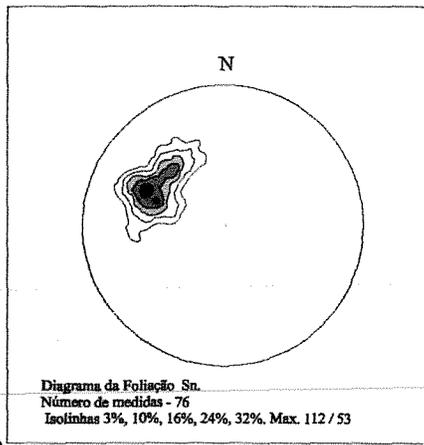
As dobras de escala mesoscópica F_n , possuem dimensões centimétricas a métricas. Estas dobras são também amplamente observadas na formação ferrífera bandada. Estas estruturas são assimétricas, com espessamento das camadas na charneira dobras e adelgaçamento nos flancos, principalmente em seu flanco inverso. Em regiões de maior deformação, os flancos podem estar totalmente rompidos [Figura 4.2(C)].

Em relação ao ângulo de abertura, as dobras variam de abertas a cerradas (quase isoclinais). As dobras F_n podem ser classificadas como dobras da classe 2 de Ramsay (1967), ou seja, dobras similares. As dobras são, em geral, não cilíndricas e encontram-se vergentes para NW [Figuras 2.6(A) e (C)]. Em alguns locais, onde a deformação foi mais intensa, as dobras apresentam-se como dobras em bainha, ou tubulares, com formas elípticas, onde o eixo da dobra é paralelo à lineação de estiramento mineral.

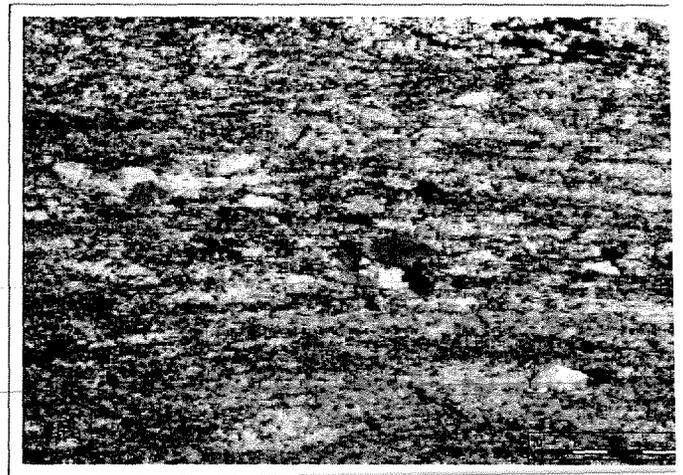
Deve-se ressaltar ainda a ocorrência de dobras desarmônicas, e ptigmáticas, que refletem contrastes de competência entre bandas de composição diferente da formação ferrífera bandada (Ramsay & Huber 1987). Nos xistos carbonosos e clorita xistos, estas dobras são muito raras de se observar, pois o acamamento encontra-se totalmente transposto pela foliação S_n paralela ao plano-axial das dobras F_n .

Foliação Principal – foliação de transposição (S_n)

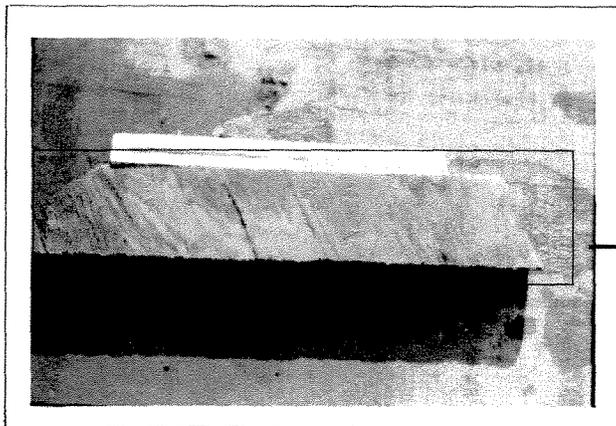
O elemento planar tectônico mais penetrativo e persistente da área é uma foliação metamórfica (S_n), definida pela orientação dos minerais planares, como a clorita, biotita, mica branca e talco, e pelo achatamento de carbonatos, quartzo e sulfetos. A natureza da foliação S_n varia de acordo com a reologia da rocha. Nos metassedimentos clásticos (xistos carbonosos e metaturbiditos) e nas metavulcânicas alteradas, esta foliação pode ser caracterizada como uma foliação de transposição, no seu sentido genético, pois causa o mudança de orientação e o rearranjo da foliação preexistente, que no caso é o acamamento [Figura 2.7(C)]. Nestas unidades a foliação S_n possui um padrão sistemático, formando planos paralelos, com grande penetratividade, e muito persistentes.



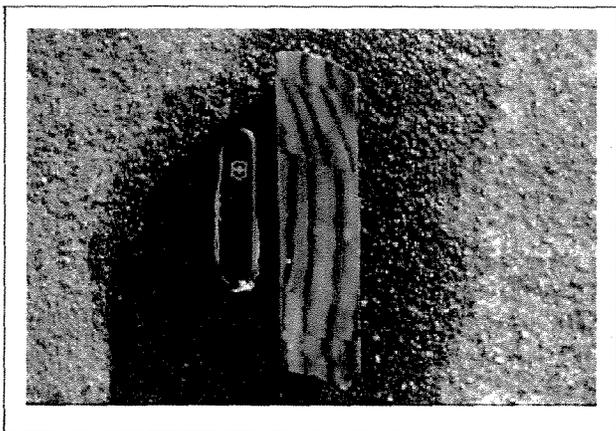
A)



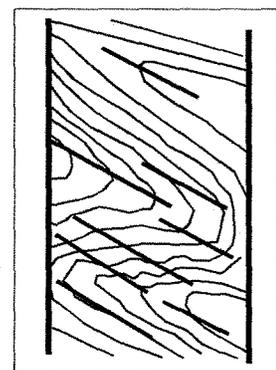
B)



C)



D)



E)

Figura 2.7 – A) Diagrama estereográfico dos pólos da foliação principal S_n , pólo máximo 112/53. B) rocha carbonatada apresentando uma foliação milonítica, C) rocha metassedimentar clástica, com o acumamento bem marcado, que encontra-se transposto pela foliação S_n . D) formação ferrífera bandada, com a foliação S_n caracterizada como uma clivagem espaçada; note a existência de movimentação ao longo das superfícies desta estrutura. E) croqui da formação ferrífera, com o posicionamento dos planos de S_n correspondendo a foliação plano-axial das dobras F_n .

Na formação ferrífera bandada esta estrutura não possui caráter tão penetrativo, devido à sua maior competência em relação às demais rochas. Nesta litologia, a foliação S_n é representada por uma clivagem de fratura, marcada principalmente pela disposição de cristais de clorita, carbonato e sulfetos em seus planos; eventualmente estes planos mostram evidências de movimentação [Figura 2.7(D)]. Esta clivagem corresponde à uma foliação plano-axial de dobras isoclinais, fechadas, de eixo NE, que dobram o bandamento sedimentar das formações ferríferas [Figura 2.7(E)]. O espaçamento entre os planos da foliação é centimétrico.

Localmente a foliação de transposição evolui para uma foliação milonítica, com trajetória anastomosada, contendo estruturas do tipo S-C e porfiroclastos com sombras de pressão [Figura 2.7(B)].

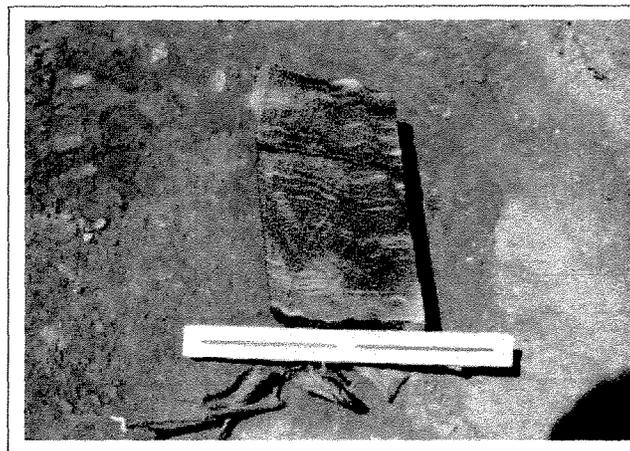
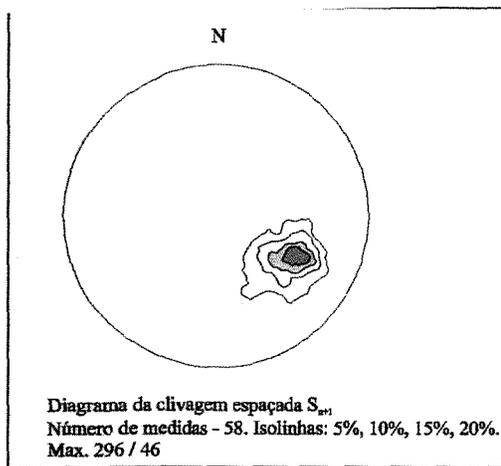
O estereograma da foliação S_n , mostrado na Figura 2.7(A), possui orientação modal média de 112/53 e é constante em toda a área.

Clivagem Espaçada (S_{n+1})

Outra foliação observada na área e bem definida nas unidades de granulometria mais fina, rica em filossilicatos, é uma clivagem espaçada ou uma clivagem de crenulação discreta – S_{n+1} .

Esta foliação define discontinuidades na foliação anterior (S_n), formando superfícies irregulares, com uma trajetória ondulada em direção ao mergulho da camada. A penetratividade desta foliação é relativa, pois estas superfícies cortam algumas camadas porém são freqüentemente interrompidas. As clivagens geram microfalhamentos nas camadas das unidades rochosas causando um deslocamento da foliação S_n . Estes microfalhamentos têm caráter rúptil-dúctil, formando micrólitos, mas não são pervasivos a ponto de transpor totalmente a S_n .

As superfícies da clivagem são abertas e preenchidas. Encontram-se materializadas pela orientação de minerais planares como a clorita, biotita e sericita, e pela disposição de sulfetos em sua superfície. Aparentemente estes minerais podem ter se formado quando da materialização destes planos, ou foram reorientados em relação aos mesmos.

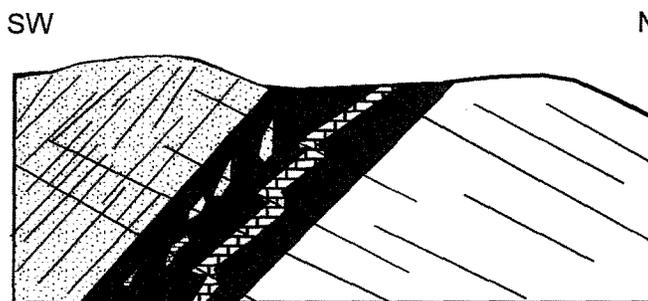


A)

B)



C)



D)



E)



F)

Figura 2.8 – A) Diagrama estereográfico dos pólos da clivagem espaçada S_{n+1} . B) amostra de mão de clorita-xisto apresentando a clivagem espaçada S_{n+1} . C) afloramento em metabasaltos intemperizados, com a clivagem espaçada muito bem marcada (vista para sul). D) afloramento no contato entre a FFB e os xistos carbonosos. A clivagem espaçada deforma a camada de FFB de maneira dúctil-rúptil. E e F) clivagem espaçada em metabasaltos; observar o sentido dos deslocamentos, contrários ao sentido do empurrão.

A atitude média da clivagem espaçada é 296/46, conforme indica a projeção estereográfica dos seus pólos [Figura 2.8(A)]. Nota-se que a clivagem espaçada, S_{n+1} , possui a mesma direção da foliação S_n , mas com mergulho em sentido contrário, quase ortogonal. Esta orientação peculiar das duas foliações mais evidentes da área sugere que estas estruturas foram geradas durante um único evento progressivo, pois podem ser compreendidas num mesmo elipsóide de tensão.

Foliação S_{n+2}

Uma terceira foliação tectônica presente na área do depósito de Brumal foi denominada S_{n+2} . Esta foliação, porém, não pôde ser devidamente caracterizada devido à pequena quantidade de pontos onde foi observada. A foliação S_{n+2} , apresenta-se como uma clivagem de fratura, com atitude em torno de 30 a 40 / subvertical.

Lineação Mineral (L_m)

Sobre o plano da foliação principal S_n , observa-se uma marcante lineação de estiramento mineral, L_m , evidenciada principalmente nas rochas xistosas, onde a foliação também encontra-se melhor desenvolvida [Figura 2.9(B)].

Esta lineação é representada pela direção de estiramento dos filossilicatos (clorita e sericita), quartzo, carbonato, e sulfetos (pirita e pirrotita)[Figura 2.9(C)].

A lineação L_m possui uma atitude média modal de 129/50 [Figura 2.9(A)], e, situa-se portanto, aproximadamente na mesma direção do mergulho da foliação S_n , com a qual faz um ângulo de cerca de 15°.

Lineação de Intersecção (L_i)

Esta feição constitui uma lineação de intersecção contida sobre a foliação S_n . Esta lineação é formada pela intersecção desta foliação com a clivagem S_{n+1} . Sua atitude média modal é 30/06 [Figura 2.9(D)].

Esta estrutura é bastante persistente na região, principalmente nas unidades pelíticas. Em alguns casos pode ser confundida com uma lineação de crenulação, mas uma análise cuidadosa define a sua natureza.

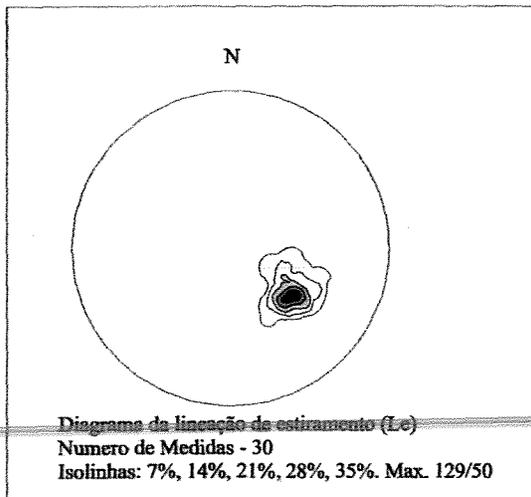
Falhas

Observam-se falhas de empurrão com direção NNE/ SSW, com mergulho médio, em geral, concordante com o mergulho da foliação. Estas falhas parecem ter sido produtos de uma deformação desenvolvida em regime dúctil-rúptil.

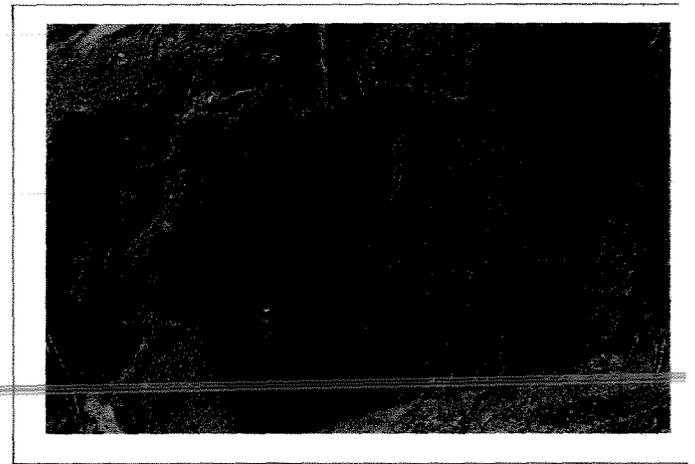
Em geral estas falhas são materializadas por zonas de cisalhamento com espessura centimétrica a métrica, onde observam-se indicadores cinemáticos tais como foliação S-C, porfiroclastos com sombras de pressão, superfícies C' e sigmóides de foliação (Figura 2.10). Tais estruturas indicam uma deformação por cisalhamento simples, desenvolvida sob a atuação de um campo de esforços não coaxial.

O sentido do transporte tectônico é fornecido por estes indicadores cinemáticos e pela vergência de dobras assimétricas, que associadas à lineação de estiramento mineral, assinalam uma movimentação reversa em uma rampa frontal com transporte para WNW.

A principal falha postulada para a área de estudo é responsável pelo posicionamento da unidade vulcânica ultramáfica adjacente à formação ferrífera bandada e às unidades do topo da seqüência estratigráfica. Esta falha provavelmente foi gerada durante a fase de deformação D₁ e causou a inversão da seqüência estratigráfica na região.



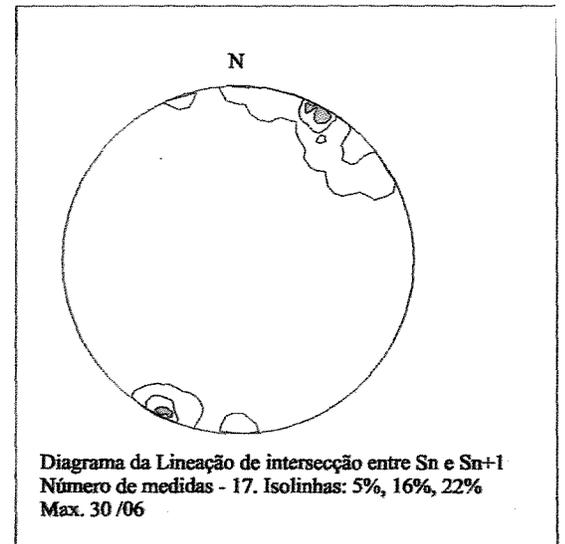
A)



B)

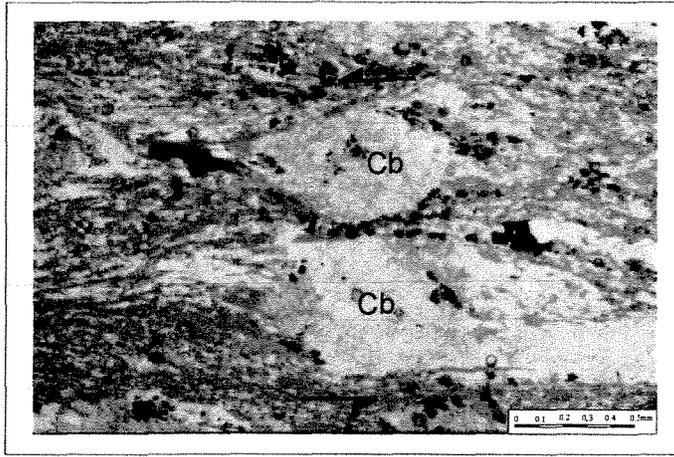


C)

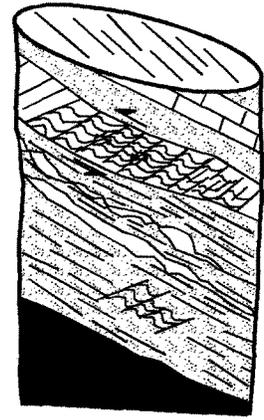


D)

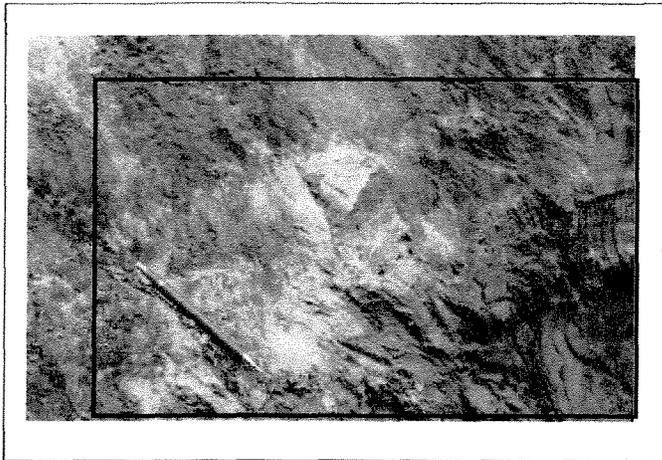
Figura 2.9 – A) Diagrama estereográfico da lineação de estiramento mineral L_m . B) afloramento em metabasaltos com uma nítida lineação marcada pela orientação da clorita e quartzo. C) lineação de estiramento mineral em cristais de pirita. Os cristais romboédricos são carbonatos. D) diagrama estereográfico da lineação de intersecção entre a foliação S_n e a clivagem S_{n+1} .



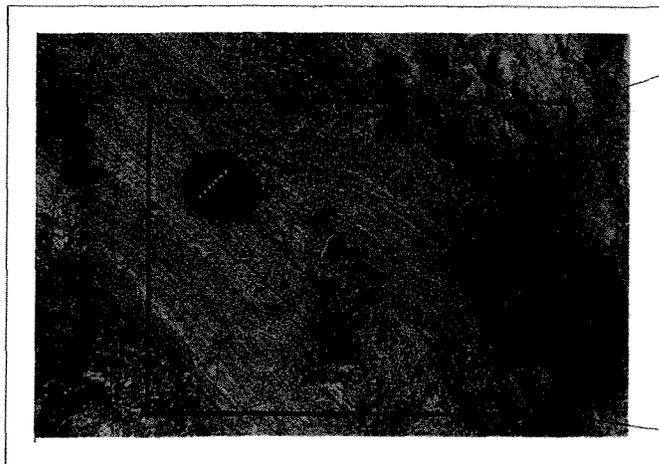
A)



B)



C)



D)

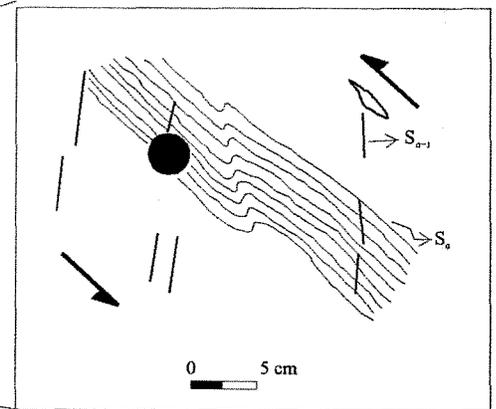


Figura 2.10 – Indicadores cinemáticos observados na área de Brumal. A) porfiroclastos de carbonato rotacionados, com sombras de pressão, indicando uma movimentação reversa. B) estruturas do tipo C' em testemunho de sondagem. C) sigmóide formado por veio de quartzo com movimentação reversa (vista para NE). D) dobra em rochas metavulcânicas ultramáficas, com vergência para NW, próximo ao contato com o Complexo Santa Bárbara.

2.2.3 - Discussão

2.2.3.1 – Litoestratigrafia

As unidades foram definidas e nomeadas neste trabalho segundo o seu empilhamento litológico atual. De acordo com os trabalhos realizados anteriormente no Grupo Nova Lima, estas unidades situam-se: (i) na sua porção média e basal, nas ~~unidades metavulcânica e metassedimentar química, segundo conceito de Ladeira~~ (1980); (ii) na porção basal de acordo com Schorsher (1979); (iii) na unidade inferior de Oliveira *et al.* (1983) e Vieira & Oliveira (1988); (iv) nas unidades Máfica-Ultramáfica e Metassedimentar Pelítica de Belo de Oliveira *et al.* (1987); e (v) podem ser correlacionadas às unidades Quebra Osso e Santa Quitéria, de acordo com a proposta da CPRM (CPRM 1996).

As assembléias minerais presentes nas rochas da área variam de acordo com o tipo de seus protólitos. Nos metabasaltos, a assembléia é composta por tremolita/actinolita, plagioclásio, epidoto, clorita, biotita e quartzo. Nas metaultramáficas, esta assembléia é formada por talco, serpentina, tremolita e clorita, e, nas rochas metasedimentares, a assembléia é constituída por quartzo, sericita, clorita, e carbonato. Estas associações são indicativas de metamorfismo em condições de fácies xisto verde (Yardley 1994).

Acredita-se, portanto, que as rochas presentes na área de Brumal foram formadas em uma bacia sedimentar com exalações vulcânicas. A base da seqüência estratigráfica é dominada por derrames ultramáficos e máficos. No topo destes derrames ocorrem rochas de caráter intermediário e níveis pelíticos, representados por xistos carbonosos. Rochas sedimentares detríticas de granulação fina (turbiditos distais), intercaladas com níveis pelíticos, e uma camada de formação ferrífera bandada ocorrem no topo da seqüência estratigráfica. Estas rochas formaram-se provavelmente durante períodos de quiescência da atividade vulcânica.

Feições sedimentares observadas nas formações ferríferas bandadas com matéria carbonosa na Mina de Cuiabá por Toledo (1997) (rocha também presente em Brumal), indicam uma contribuição clástica durante a sua deposição, relacionadas à

ação de correntes de turbidez, responsável pela classificação granulométrica destes sedimentos.

As rochas podem ter sofrido, em primeira instância, uma alteração metassomática, conhecida como metamorfismo de assoalho oceânico, devido a circulação da água do mar ao longo de fraturas da rocha recém depositada (metavulcânicas). Esta reação comumente resulta em um ganho de Mg. Em um estágio subsequente estas rochas foram deformadas e metamorfisadas em condições de fácies xisto verde, formando as paragéneses minerais e as texturas observadas nas rochas da área. O último evento a transformar a mineralogia destas rochas foi uma pervasiva alteração hidrotermal, que atuou durante a formação da jazida aurífera de Brumal.

2.2.3.2 - Evolução Estrutural

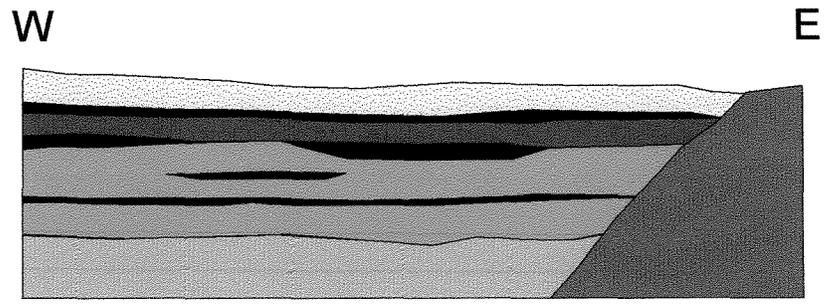
Os indicadores cinemáticos, a vergência das dobras e as demais estruturas observadas na área do depósito de Brumal, indicam a atuação de um único evento deformacional, caracterizado por uma deformação de caráter heterogêneo, não coaxial e progressiva. Os esforços compressivos e transporte tectônico ocorreram de ESE para WNW. Este evento, em virtude das estruturas observadas, pode ser subdividido em duas fases de deformação.

A primeira fase de deformação foi inicialmente responsável pela geração dos dobramentos das unidades (dobras F_n) e pela formação de uma foliação plano-axial, associada a estas dobras [Figura 2.11(B)]. Esta foliação é marcada nas formações ferríferas por uma clivagem espaçada e nas demais unidades por uma foliação de transposição, que constitui a xistosidade destas rochas. Este dobramento possivelmente foi o responsável pelo dobramento de toda a região em uma estrutura sinformal.

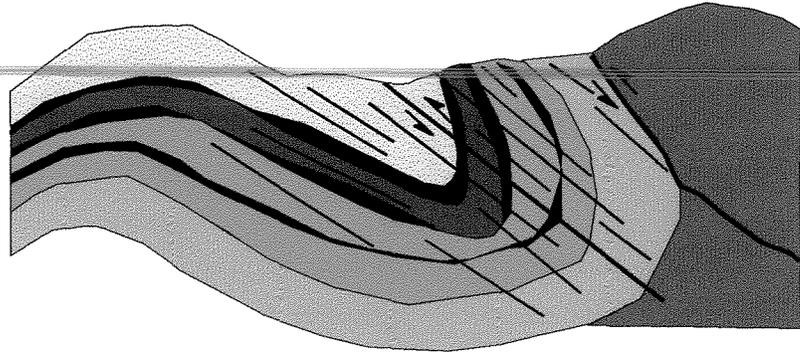
Em alguns locais, onde houve uma concentração da deformação, desenvolveram-se zonas de cisalhamento, subparalelas à foliação de transposição S_n . Estas zonas de cisalhamento situam-se, de forma geral, nos flancos inversos das estruturas dobradas, os quais são freqüentemente adelgaçados e rompidos. Este tipo de estrutura provavelmente levou ao rompimento da unidade de formação ferrífera no

seu flanco invertido, próximo à região de charneira. A ausência deste flanco é portanto atribuída à uma grande zona de cisalhamento reversa, responsável pela justaposição das unidades metavulcânicas máficas e ultramáficas à formação ferrífera bandada [Figura 2.11(C)].

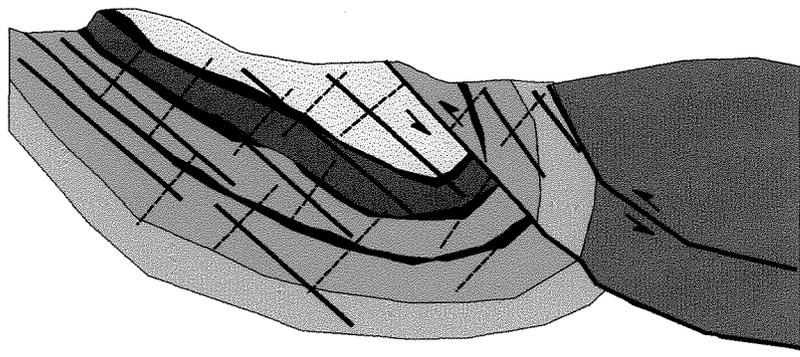
A fase de deformação D_2 é caracterizada como uma progressão da deformação D_1 . Esta fase gerou clivagens e fraturas extensivas, as quais obliteram parcialmente as estruturas pretéritas, mais penetrativas. O campo de esforços durante esta fase permanece constante de SE para NW.



A)



B)



C)

Legenda

-  Unidade Metassedimentar clástica
-  Formação Ferrífera Bandada
-  Xisto carbonoso
-  Unidade Metavulcânica máfica
-  Unidade Metavulcânica Ultramáfica
-  Complexo Santa Bárbara

Figura 2.11 – Evolução estrutural da área de Brumal. A) situação posterior à deposição das unidades; B) dobramento das unidades e geração da foliação plano-axial – S_n ; C) falhamento no flanco inverso da grande dobra e geração da clivagem espaçada- S_{n+1} .

Capítulo III – Da Microscopia Ótica à Espectroscopia de Reflexão: Uma Avaliação de Métodos de Identificação Mineral Aplicáveis ao Estudo de Mineralizações Auríferas

3.1 - Introdução

Rotineiramente, os trabalhos de caracterização qualitativa de minerais em programas exploratórios de mineralizações associadas a processos de alteração hidrotermal é realizado com base na descrição de lâminas delgadas em microscópios óticos e, mais raramente, com base em análise de difratometria de raios X (DRX). Estes métodos são destrutivos, e em geral requerem um tempo considerável para a preparação da amostra e análise.

Outros métodos analíticos também utilizados para a caracterização mineralógica, porém pouco utilizados, são a microscopia eletrônica de varredura e a microsonda eletrônica. Estes métodos são rápidos, porém pontuais, e os custos envolvidos são elevados.

Um outro método de análise mineralógica, rápido, não destrutivo, barato e de fácil operação, é a espectroscopia de reflexão. A espectroscopia de reflexão é a medida quantitativa da reflectância do material, obtida através da comparação da quantidade de energia refletida (radiância) com a quantidade de energia incidente (irradiância) em uma amostra. Este método sofreu um grande avanço nestas últimas três décadas, com o aparecimento de espectrômetros de campo, denominados espectrorradiômetros portáteis, com a finalidade de melhor caracterizar o comportamento espectral de alvos. Estes equipamentos permitem uma análise qualitativa imediata do material *in situ* no campo ou em laboratório. A análise é realizada através de uma varredura contínua na faixa do visível (VIS), infravermelho próximo (NIR), e infravermelho de ondas curtas (SWIR) do espectro eletromagnético, possibilitando a discriminação mineralógica preliminar da amostra.

A espectroscopia de reflexão é um método particularmente sensível ao mapeamento de óxidos e hidróxidos de ferro, filossilicatos, carbonatos e sulfatos,

minerais estes comuns em sistemas hidrotermais. Por conseguinte, é um método bastante empregado para o mapeamento direto de zonas de alteração hidrotermal associadas a depósitos metálicos (p. ex., depósitos de ouro mesotemais e epitermais e depósitos de cobre pórfiro).

Este trabalho faz uma comparação e uma avaliação entre os métodos de microscopia ótica, DRX e espectroscopia de reflexão para a caracterização da composição mineralógica de amostras de rocha hidrotermalmente alteradas. Complementarmente, foram realizadas análises de microscopia eletrônica de varredura para a determinação precisa de alguns minerais, ainda não determinados com segurança pelos métodos anteriores.

As amostras são provenientes do depósito aurífero de Brumal e foram coletadas ao longo de vários testemunhos de sondagem realizados na área do depósito durante a fase de pesquisa da jazida. A área apresenta uma grande variedade de rochas e produtos de rochas alteradas hidrotermalmente, favorecendo a realização de uma boa análise do potencial da espectroscopia de reflexão para a caracterização mineralógica de rochas, especialmente aquelas alteradas por hidrotermalismo.

O espectrorradiômetro utilizado durante a pesquisa, bem como os programas de análise espectral que se utilizam de bibliotecas espectrais de referência, constituem o que há de mais moderno no momento, voltados a estudos em geologia espectral.

3.2 – Materiais e Métodos

Algumas amostras características dos diversos tipos litológicos e assembléias de alteração hidrotermal, presentes ao longo do depósito de Brumal, foram selecionadas e analisadas através de diferentes métodos de identificação mineralógica (Tabela 3.1).

Os métodos empregados neste estudo foram: microscopia ótica, DRX, microscopia eletrônica e espectroscopia de reflexão. Foi dada ênfase à análise dos dados de espectroscopia de reflexão e o seu potencial de utilização em relação aos demais métodos. O desempenho desta técnica para a determinação da composição

mineralógica das amostras foi avaliado comparando-se os resultados obtidos entre os diferentes métodos e os seus procedimentos de análise.

As metodologias utilizadas têm como característica fundamental a utilização da interação da radiação eletromagnética (REM) com os materiais analisados, em diferentes comprimentos de onda ao longo do espectro eletromagnético. A REM é uma forma de energia que comporta-se como onda e como partícula e é transmitida em forma de pacotes denominados fótons e quantas. É comum caracterizar-se as ondas em função da suas posições no espectro eletromagnético (EEM). As unidades de medida mais usadas para medir comprimentos de onda ao longo do EEM são o micron (μm) ($1\mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m}$) e o nanômetro (nm)

O espectro eletromagnético está dividido em várias regiões com nomes específicos (Figura 3.1). Esta divisão é feita basicamente em função de três fatores:

- 1) o tipo de fonte que gera cada radiação;
- 2) o tipo de alteração que a respectiva radiação causa nos sistemas atômico-moleculares;
- 3) o tipo de utilização da respectiva energia (TV/Rádio).

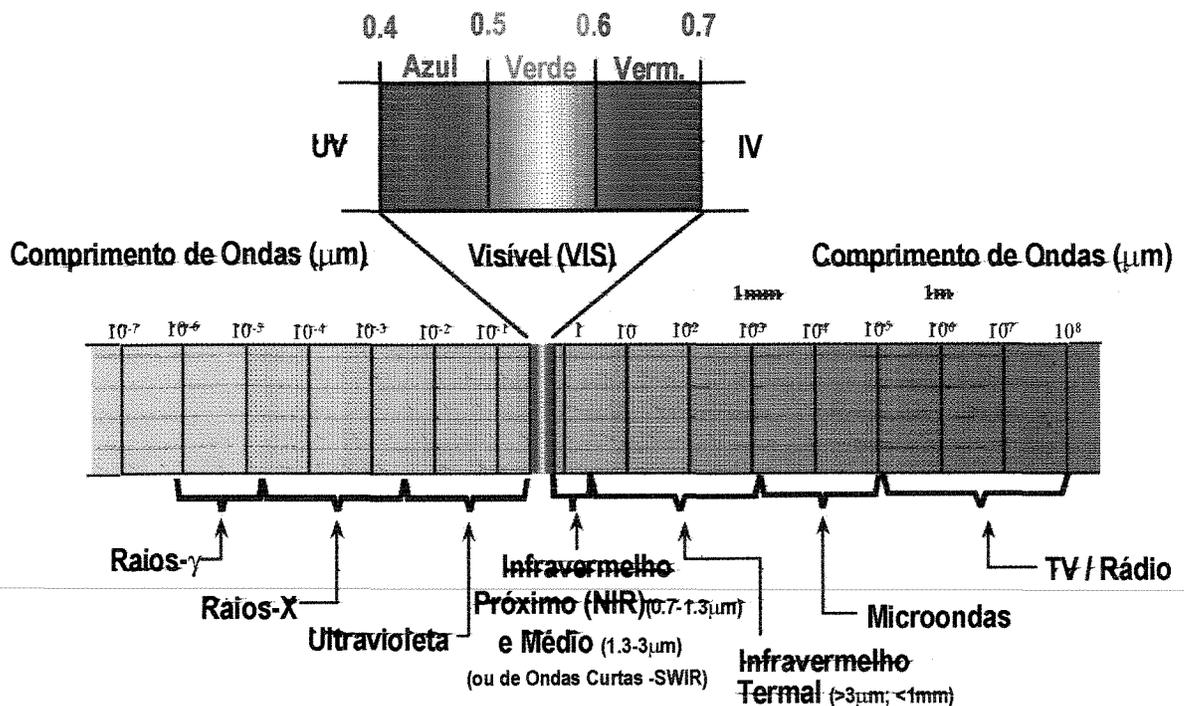


Figura 3.1 – Representação do espectro eletromagnético, com algumas de suas sub-divisões. Destaque para a região do visível.

Tabela 3.1 - Amostras selecionadas do depósito de Brumal individualizadas em classes de assembléias minerais.

Classe	Amostra	Tipo de Alteração	Composição Mineralógica	Protólito
1	03-02	Rocha inalterada	Act/tre,plag,bio,titan,epi	Dique máfico
2	43-09	Cloritização	Clo,qtz,epi	Rocha máfica
2	11-01	Cloritização	Clo	Rocha máfica
2	34-13	Cloritização	Plag,bio,clo	Rocha máfica
3	01-05	Carbonatação	Carb,clo,qtz,epi	Rocha máfica
3	03-09	Carbonatação	Carb,clo,qtz,plag	Rocha máfica
3	33-11	Carbonatação	Clo,plag,carb	Rocha máfica
3	34-03	Carbonatação	Carb,qtz,clo,...,bio	Rocha máfica
3	34-05	Carbonatação	Carb,clo,bio,ser,qtz	Rocha máfica
3	43-07	Carbonatação	Clo,qtz,carb,plag	Rocha máfica
3	47-06	Carbonatação	Carb,clo,plag,qtz,bio	Rocha máfica
3	49-06	Carbonatação	Clo,carb,qtz,ser	Rocha máfica
3	49-13	Carbonatação	Carb,clo,qtz	Rocha máfica
4	33-10	Carb/Seric	Carb,clo,plag,ser,act/tre,epi	Rocha máfica
4	33-12 A	Carb/Seric	Carb,qtz,clo,ser,plag	Rocha máfica
4	47-03	Carb/Biotitização	Carb,plag,clo,bio,qtz	Rocha máfica
5	03-08	Biotitização	Carb,bio,clo,qtz,plag	Rocha máfica
5	43-03	Seric/Biotitização	Carb,clo,qtz,ser,bio	Rocha sedimentar
6	33-08	Sericitização	Mus,seric,clo,carb,anf	Rocha máfica
6	33-09	Sericitização	Mus,clo,act/tre,pla,ser,carb	Rocha máfica
6	33-17	Sericitização	Clo,mus,carb	Rocha sedimentar
6	34-06	Sericitização	Mus,clo,carb,bio,plag,qtz	Rocha máfica
6	34-07	Sericitização	Mus,carb,clo,bio,plag,qtz	Rocha máfica
6	34-08	Sericitização	Carb,Mus,clo,qtz	Rocha máfica
6	34-13	Sericitização	Mus,carb,plag,qtz,clo	Rocha sedimentar
6	47-04	Sericitização	Mus,clo,carb,qtz	Rocha máfica
6	53-01	Sericitização	Mus,clo,plag,qtz	Rocha sedimentar
7	11-04	Carbonatação	Carb,qtz,ser,clo	Rocha sedimentar
7	01-04	Carb/Sericitização	Carb,ser,qtz,clod,epi	Rocha sedimentar
8	34-11A	Carbonatação	Talc,clo,carb,qtz	Rocha ultramáfica
8	47-08	Carbonatação	Talc,carb,clo	Rocha ultramáfica
8	33-12	Carbonatação	Talc,carb,clo	Rocha ultramáfica
8	49-12	Carbonatação	Talc,clo,carb,qtz,act/tre,opac	Rocha ultramáfica
9	03-06	Estilplomelana	Carb,estilp,plag,qtz,clo,po,py,Aspy	Formação Ferrífera Bandada
9	33-15 A	Estilplomelana	Carb,qtz,estilp,clo,py	Formação Ferrífera Bandada
9	33-16	Carbonatação	Carb,qtz,mag	Formação Ferrífera Bandada

Detalhes sobre cada uma das metodologias empregadas neste estudo, assim como os resultados obtidos, são fornecidos a seguir.

3.2.1 - Petrografia - microscopia ótica

A petrografia macroscópica e a microscopia ótica foram as primeiras análises realizadas com o material após a sua seleção prévia no campo, durante a descrição dos testemunhos de sondagem.

As amostras foram selecionadas de duas maneiras: no primeiro furo descrito (F-49) procurou-se amostrar todas as mudanças litológicas importantes observadas ao longo do furo, com o objetivo de definir os tipos litológicos, as assembléias de alteração, e o minério. Já para os demais furos descritos, procurou-se amostrar as assembléias de alteração já identificadas e outras variações litológicas presentes ao longo do depósito.

Um total de 90 amostras foram selecionadas e estudadas através da microscopia ótica. Foram realizadas lâminas delgadas e delgadas/polidas.

Para a preparação de uma lâmina delgada ou polida/delgada, é necessário um processo trabalhoso e demorado, que envolve o corte da amostra em um “bloco”, o qual se cola a uma lâmina de vidro. Esta lâmina de vidro é então desbastada até a espessura de 0,3 μm , ideal para as observações óticas. As lâminas delgadas/polidas ainda passam por um polimento com diamante. Um laminador experiente produz em média 5 lâminas por dia (este número varia de acordo com o tipo de lâmina e a amostra).

As amostras foram estudadas através do microscópio ótico, tanto com luz transmitida quanto com luz refletida, com a finalidade de caracterizar os minerais transparentes, translúcidos e opacos. A análise através da microscopia ótica permite a identificação dos minerais, suas relações genéticas e a textura da rocha.

Este estudo permitiu a caracterização do estilo e das assembléias de minerais das zonas de alteração hidrotermal presentes nas rochas hospedeiras e encaixantes da mineralização.

3.2.2 – Difractometria de Raios-X

3.2.2.1 - Princípio

Os raios X ocupam a porção do espectro eletromagnético com comprimentos de onda entre 100 nm e 10 pm. Os raios X constituem fótons altamente energéticos de ~~comprimento de onda pequeno, formados quando da excitação de um átomo, pela~~ mudança de orbitais (níveis de energia) entre os elétrons. A emissão de raios X ocorre quando o átomo retorna do estado de excitação para o estado normal, com a transição de elétrons de orbitais internos para orbitais externos (Willard *et al.* 1988). Existem diversos métodos que utilizam a emissão de raios X para análises quantitativas ou qualitativas.

A difratometria de raios X (DRX) é um método de uso difundido, que baseia-se na interação da radiação eletromagnética (REM), no campo dos raios X, com a matéria. Este método é bastante empregado em geociências para a caracterização mineralógica de materiais geológicos (solos, rochas, rejeito de plantas de mineração) e estudos cristalográficos.

O método de DRX utiliza o caráter ondulatório dos raios X e a regularidade do espaçamento entre os planos de um cristal para a identificação das fases cristalinas (Figura 3.2).

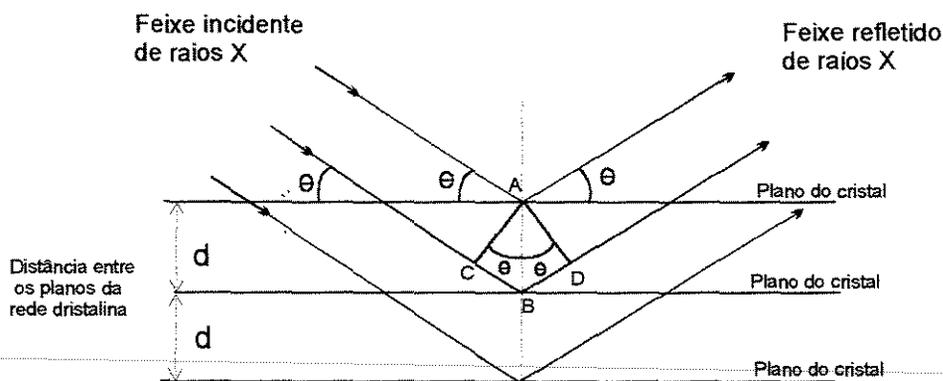


Figura 3.2 – Difração de raios X em um conjunto de planos cristalinos (Willard *et al.* 1988)

Cada átomo de um cristal difrata em todas as direções um feixe incidente sobre ele. Como mesmo os pequenos cristais contém vários átomos, a sua disposição de maneira regular e repetitiva é a responsável pela interferência construtiva.

A condição para a difração é dada pela equação de Bragg (Figura 3.2):

$$m\lambda = 2d\sin\theta$$

onde m representa a ordem de difração, θ é o ângulo de difração, e d é a distância entre os planos atômicos da rede cristalina, como representado geometricamente pela Figura 3.2.

A posição dos feixes difratados por um cristal depende do tamanho e da forma da unidade repetitiva de um cristal e do comprimento de onda do feixe incidente de raios X. Já a intensidade depende dos átomos presentes no cristal e sua localização na unidade fundamental repetitiva. A rigor não existem duas substâncias com o mesmo modelo de difração, e portanto, é possível usar a difração de raios X para a identificação individual dos componentes de uma amostra.

Os difratômetros funcionam com um tubo de raios X, que fornece diretamente a radiação; o gerador consiste em um tubo de alto vácuo com um anticatodo de cobre ou molibdênio. Filtros e colimadores são utilizados para gerar uma radiação mais monocromática. O porta amostra e o detetor giraram sobre seu próprio plano aumentando as possibilidades de analisar planos distintos dos cristais.

3.2.2.2 - Metodologia

As amostras foram analisadas pelo método do pó, onde a amostra é representada por uma coleção de minúsculos cristais aleatoriamente orientados. As amostras mais representativas das associações litológicas e de alteração hidrotermal do depósito de Brumal foram selecionadas para a análise (Tabela 2.2).

Uma pequena fração de cada amostra foi moída inicialmente através de um almofariz de porcelana, até a fração areia, e posteriormente em um almofariz de ágata até reduzir a amostra a um pó fino, fração maior que 250 *mesh* (menor que 0,062 mm). Cada preparação de amostra levou em média 40 min., para um volume de rocha de 10g. em média. As amostras moídas foram então prensadas em um porta amostra, que

consiste em um pequeno cilindro de metal. O suporte do difratômetro permite um máximo de 10 amostras por operação.

As amostras foram analisadas através do difratômetro do Instituto de Geociências da Unicamp. As análises foram conduzidas de maneira a percorrer o intervalo entre os ângulos de difração de $\theta = 10^\circ$ e 60° , com um passo de $0,04^\circ$, para um tempo de leitura de 4 segundos. O tempo total de análise de cada amostra foi portanto de 1 hora e 23 minutos.

Os difratogramas gerados foram analisados através do *software* EVA-DIFFRAC versão 2.10. Para a identificação dos minerais presentes nas amostras é realizada uma comparação do seu padrão de difração com difratogramas de minerais, com picos de difração conhecidos, até que se verifique a igualdade (identificação positiva). O programa já mencionado trabalha com uma biblioteca de minerais.

Em geral os difratogramas obtidos têm uma boa qualidade, com um nível base bem definido, apresentando apenas um problema crônico nas últimas leituras, definido por aumento abrupto da intensidade média de difração (*background*), manifestada como um forte degrau (*step*) no final dos difratogramas. De modo geral, a intensidade dos picos de difração de um mineral em uma mistura é proporcional a quantidade deste mineral na mistura, permitindo uma avaliação quantitativa.

A difração de raios X constitui um método preciso de identificação de fases cristalinas presentes em um material, permitindo uma identificação sensível a ponto de determinar as formas polimorfas como a ankerita e a dolomita, como é observado no depósito de Brumal.

3.2.3 - Microscopia Eletrônica

Alguns minerais, ainda não caracterizados pelos métodos anteriores, foram analisados através do microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo LEO 430i, do laboratório multiusuário FAPESP 95/6401-7, instalado no Instituto de Geociências da Unicamp.

A microscopia eletrônica consiste em um método não destrutivo, que permite uma análise pontual sobre uma amostra sólida (Willard *et al.* 1988). Neste estudo as

medidas foram realizadas nas lâminas delgadas/polidas. Após uma “metalização” da lâmina com carbono, as amostras são montadas no interior do aparelho, sob vácuo.

O MEV consiste em um canhão eletrônico, responsável pelo bombardeamento da amostra por um feixe de elétrons, que excita a produção de raios X característicos. Um espectrômetro de raios X de cristal curvo, ou um detetor semiconductor, é ligado ao sistema com o ponto de foco do feixe eletrônico lhe servindo de fonte de radiação X. O limite de sensibilidade é de cerca de 10^{-14} g.

Este método foi utilizado com a finalidade de caracterizar com precisão os minerais pertencentes às assembléias de alteração hidrotermal de Brumal, principalmente aqueles ainda não identificados com segurança pelos demais métodos. Oito lâminas contendo alguns destes minerais foram então analisadas, totalizando um período total de 10 horas de trabalho.

3.2.4 - Espectroscopia de Reflexão

3.2.4.1 - Princípio

A espectroscopia de reflexão é uma ferramenta para o estudo de superfícies naturais, baseada na interação da REM com os materiais. As explicações modernas para todas as interações da REM usam uma combinação de dois processos. O primeiro a nível macroscópico, teoria ondulatória, considera que a REM propaga-se na forma de uma onda harmônica contínua trafegando a velocidade da luz, cuja interação com as superfícies dos objetos é função de suas propriedades físicas e texturais, e da geometria de iluminação. O segundo processo ocorre ao nível atômico-molecular e é explicado pela teoria da mecânica quântica, que interpreta a REM como uma forma de energia medida em valores discretos de quanta e fótons.

A REM com comprimento de onda específico pode ser transmitida, absorvida, refletida, espalhada (dispersada) ou re-irradiada pela matéria (Figura 3.3). A espectroscopia de reflexão utiliza basicamente os dados desta interação, em geral, determinadas em função da intensidade de resposta do alvo, em termos de reflectância ou radiância por intervalos de comprimento de onda (Hunt 1971).

A radiância é definida como a quantidade de REM que deixa uma superfície em uma determinada unidade de ângulo sólido. A unidade da radiância é $W/m^2 \cdot sr$, onde sr (esteradianos) é a unidade de ângulo sólido. Já a reflectância é a razão entre o fluxo total radiante refletido por uma superfície e o fluxo total irradiante incidente sobre ela. É portanto adimensional.

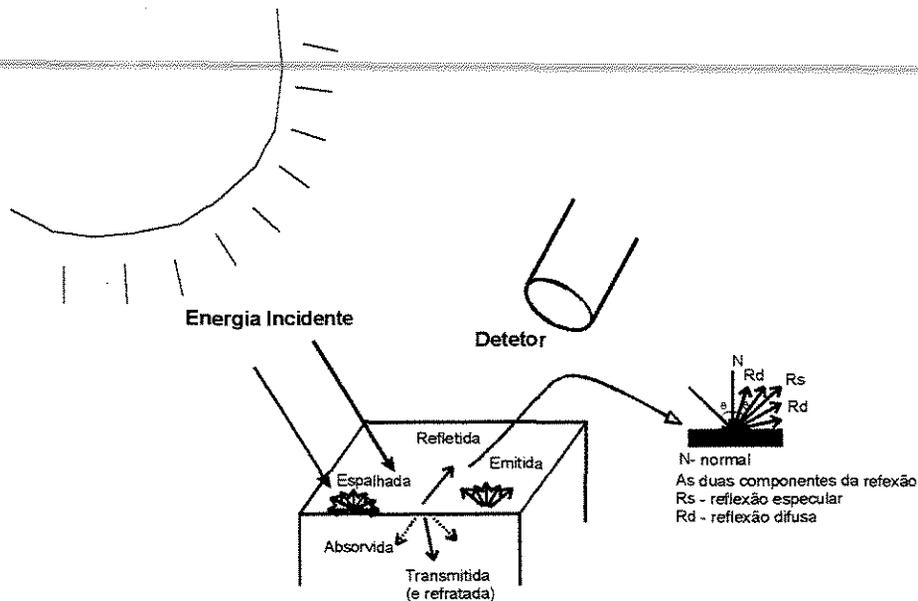


Figura 3.3 – Interação da Energia Eletromagnética com a matéria.

Em geral utiliza-se o Fator de Reflectância Bidirecional (FRB) em espectroscopia de reflexão (Hapke 1981), que pode ser definido como o brilho de uma superfície relativo ao brilho de uma superfície lambertiana idealmente iluminada:

$$FRB = dL_t / dL_p \cdot k$$

onde dL_t é a radiância do alvo, dL_p é a radiância de uma placa de referência de comportamento lambertiano e k é o fator de correção da placa (já que superfícies lambertianas não existem na natureza).

O conjunto de medidas de reflectância ou radiância de um objeto é expresso por uma curva espectral característica, que reflete as propriedades físico-químicas da substância que constitui o objeto (Hunt 1977). O comportamento espectral de um alvo pode então ser definido como sendo a medida da reflectância deste alvo ao longo do espectro eletromagnético. Tipicamente a reflectância de um alvo contém "feições" na forma de linhas, bandas, depressões ou mudanças de inclinação das curvas

espectrais, cujas posições, formas e intensidade são fundamentalmente uma consequência da constituição química particular do material e da geometria do arranjo dos seus átomos (Hunt 1979).

3.2.4.2 - Interação da REM com minerais e rochas

Quando ocorrem a nível macroscópico, as interações entre REM e matéria ~~dependem das propriedades geométricas dos objetos, e envolvem fenômenos de~~ refração, difração e espalhamento. Para analisar estes efeitos deve-se analisar as propriedades óticas dos objetos e as suas propriedades físicas, como granulometria, forma e rugosidade das superfícies.

Já em níveis microscópicos esta interação depende das características físico-químicas do material. Para um simples elemento químico (elétron dos átomos) há diversos estados de energia no qual ele pode existir, cada qual com um nível de energia característico. Um elétron só pode existir em alguns níveis definidos de energia. Assim ele permanece indefinidamente até que algo, como a incidência da energia eletromagnética radiante, provoque transições para níveis excitados, de energia mais alta (Hunt 1979), absorvendo a quantidade de energia necessária para passar do seu orbital normal, para um orbital superior com nível de energia mais elevado. Os valores e arranjos destes níveis de energia são diferentes para cada material, o que possibilita a discriminação ou identificação de alvos por espectroscopia de reflexão.

A absorção de energia para a transição energética causa uma mudança na curva de reflectância espectral do objeto - em geral a curva forma uma feição de "vale". Existem três tipos de transições entre níveis de energia:

1 - Transição Eletrônica: ocorre em sólidos, líquidos e gases, mas são particularmente importantes para elementos de transição, tais como o ferro e o cromo, os quais têm diversos estados de valência possíveis, posições em estruturas moleculares e coordenações nos materiais naturais. Esta transição depende de altas energias para a excitação, nas faixas ultravioleta e visível do espectro;

2 - Transição Vibracional: resulta em vibrações ou pequenas mudanças na disposição relativa dos átomos componentes das moléculas. São também observadas nos três estados físicos. A transição vibracional requer comprimentos de onda menores que os processos eletrônicos, na faixa do infravermelho ou menor;

3 - Transição Rotacional: restrita aos gases, é responsável por mudanças no momento de inércia das moléculas do gás.

Os processos de interesse para a geologia são os processos eletrônicos e os vibracionais, que causam feições de absorção diagnósticas no espectro de reflectância e emitância através da região ótica de 0,4 e 14 μm (Goetz 1992). A espectroscopia de reflexão foi desenvolvida para operar na região de comprimento de onda 0,4-2,5 μm , a qual contém as principais transições eletrônicas e transições vibracionais de vários elementos e moléculas.

Rochas são assembléias de minerais, portanto o seu espectro é composto pelo espectro de cada um dos seus constituintes. Minerais, por sua vez, compreendem várias quantidades de diferentes elementos, ligações químicas e arranjos cristalográficos, agindo juntos para produzir diferentes tipos de interação.

As interações entre a REM e partículas mono-minerálicas são bem entendidas, porém, este entendimento diminui rapidamente quando as interações da REM tornam-se mais complexas, com misturas de diferentes tipos de minerais em rochas de diferentes composições e texturas (Hunt 1991). Os espectros de amostras de rocha apresentam formas claramente associadas a bandas de absorção bem definidas e outras de natureza dúbia.

Os principais elementos formadores de rochas e minerais, como a sílica, alumínio e oxigênio, não têm níveis de energia eletrônicos que mostrem feições na porção do espectro do visível e infravermelho próximo. Portanto o espectro dos minerais é dominado por íons menos comuns e pelas estruturas cristalinas nas quais eles estão inclusos. Entretanto a presença de elementos de transição, tais como Fe, Cr, Ni, Ti, Co, Mn, Wo e Sc, pode determinar modificações da curva espectral, devido às forças eletrostáticas desenvolvidas na estrutura cristalina destes íons.

Os processos de transição eletrônica, que abrangem uma porção do espectro entre o ultravioleta até 1,2 μm , podem ocorrer devido a quatro fatores: (i) efeitos de campo cristalino, causados pela repulsão de caráter eletrostático sofrida pelo orbital 'd' mais externo dos átomos dos metais de transição; (ii) transferência de carga, quando a energia absorvida pelo material propicia a migração de elétrons entre íons vizinhos, ou entre íons e seus ligantes; (iii) centro de cores e; (iv) bandas de condução.

Já os processos vibracionais ocorrem além de 1,2 μm e resultam em mudança da posição relativa dos átomos componentes de molécula. Em geral as feições de absorção são mais intensas que as geradas através de processos eletrônicos, apesar de envolver uma quantidade menor de energia na faixa do infravermelho próximo, médio e distante. As bandas devidas à absorção de radiação infravermelha produzem feições de absorção específica para o nível energético de cada ligação. Uma vibração porém não é necessariamente acompanhada por uma banda de absorção no infravermelho. Uma absorção só ocorre quando a vibração causa uma distribuição de carga dentro da molécula.

As principais bandas da absorção de interesse geológico proporcionadas por este tipo de processo são:

- ▶ 1400 e 2200 nm \rightarrow devido à molécula OH^- ,
- ▶ 1400 e 1900 nm devido à molécula H_2O ,
- ▶ 2200 nm \rightarrow devido à ligação Al-OH^- ,
- ▶ 2300 e 2400 nm \rightarrow devido à ligação Mg-OH^- ,
- ▶ 1900, 2000, 2160, 2350 e 2550 nm \rightarrow devido à molécula CO_3^{2-} ,
- ▶ 906, 1019, 1631 e 2217 nm \rightarrow devido à molécula SO_4^{2-} .

Através da análise dos espectros, principalmente em relação às feições de absorção, pode-se determinar os minerais presentes no material analisado. Atualmente já existe uma série de bibliotecas eletrônicas disponíveis com as curvas espectrais características de diversos minerais, que são utilizadas por programas de classificação mineral, que comparam a curva espectral obtida para uma amostra com as curvas espectrais da biblioteca, identificando assim a composição da amostra.

3.2.4.3 - Espectroscopia de Campo

A espectroscopia de campo é a medida quantitativa da radiância, irradiância, reflectância ou transmitância feita no campo. Espectrorradiômetros portáteis são utilizados para estas medidas.

A espectroscopia de campo é uma técnica de fundamental importância no sensoriamento remoto (SR), sem a qual não é possível o completo entendimento das interações entre matéria e energia, que forma a base do SR (Maracci *et al.* 1992). Através do entendimento de um determinado processo geológico (p.ex., alteração hidrotermal) verifica-se como ele será detectado utilizando SR (Curtiss & Goetz 1997).

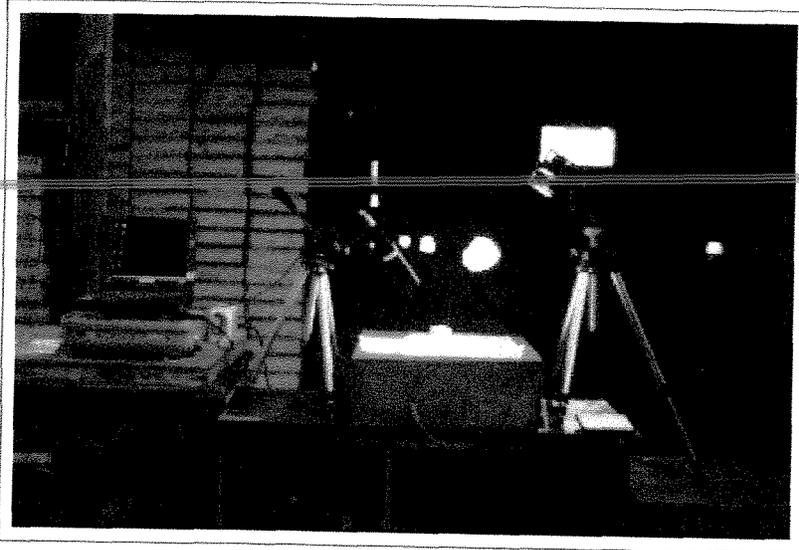
O primeiro instrumento de espectroscopia de reflexão de campo portátil (PFRS) mostrou que a identificação direta do mineral pode ser possível se o imageamento for realizado em bandas espectrais próximas e contínuas (Goetz *et al.* 1975). Porém os equipamentos primitivos eram de grande dimensão, de difícil manipulação e exigiam o trabalho de várias pessoas (em geral, cerca de três) para operá-los no campo. Além disto dependiam fortemente das condições de brilho (iluminação), as medidas eram vagarosas, as baterias tinha pouco tempo de sobrevida, e ainda não havia *software* para interpretação dos espectros obtidos.

Recentemente os espectrômetros portáteis de campo com alta resolução espectral tornaram-se disponíveis (Curtiss & Goetz 1997, Kruse 1997). Com este avanço, os espectrômetros de campo estão sendo cada vez mais empregados em trabalhos que os utilizam para diversas aplicações em geociências, desde a caracterização de zonas de alteração hidrotermal, até estudos de geotermometria e cristalografia (Duke 1994, Martines-Alonso *et al.* 1997).

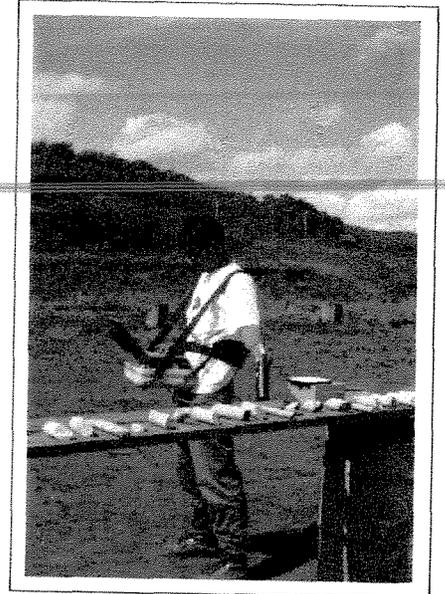
Uma das principais vantagens da utilização da espectroscopia de reflexão para a caracterização litológica e mineralógica de amostras (ou alvos) é a rapidez da análise, feita em tempo real, podendo, por conseguinte, serem realizadas diversas análises por dia.

O instrumento utilizado neste projeto, o *FieldSpec Full Resolution* (FR), é um espectrorradiômetro portátil da Analytical Spectral Devices (ASD), operando na faixa de comprimento de onda entre 0,3 μm e 2,5 μm , pertencente ao Laboratório de Espectroscopia de Reflexão (LER) do Instituto de Geociências da Unicamp (Figura

3.4). Este equipamento pode ser utilizado com relativo conforto no campo. Ele é compacto (35 x 29 x 13 cm), pesa 7 kg + 2.2 kg da bateria, e é bastante robusto, com exceção do *notebook* que vem acoplado sobre o instrumento.



A)



B)

Figura 3.4 – Espectrorradiômetro portátil de campo, *FieldSpec FR*, pertencente ao LER do Instituto de Geociências em operação com iluminação artificial (A) e, com iluminação natural (B).

O espectrorradiômetro é um equipamento relativamente simples e fácil de operação. Duas baterias são utilizadas durante a operação externa (campo): uma para o espectrorradiômetro, e outra para o computador. A bateria do radiômetro tem um tempo de duração longo e pode ser utilizada durante todo um dia. Porém, a bateria do computador tem um tempo menor de sobrevida, em torno de 3 horas, podendo chegar até 6 horas (bateria sobressalente), tempo correspondente ao número de horas com condições de iluminação natural ideal para as análises.

Para se determinar a reflectância de um material, duas medidas são requeridas: a resposta espectral de uma amostra de referência padrão com reflectância conhecida e a resposta espectral do material alvo.

As medidas podem ser realizadas utilizando a iluminação solar ambiente (no campo) ou uma iluminação artificial, com a utilização de uma fonte de luz estável,

constituída por uma lâmpada halógena de 3000° K de temperatura. No campo o material é iluminado por três ou mais fontes, entre elas uma fonte de iluminação direta do sol (fonte de iluminação dominante), uma fonte de iluminação difusa da atmosfera (espalhamento atmosférico) e fontes de iluminação devido ao espalhamento de luz em objetos vizinhos. Cada uma delas tem uma característica espectral particular.

Basicamente, um espectrorradiômetro é constituído por um sistema de dispersão (*dispersing system*), por onde chega a REM refletida do alvo, seguido por um detetor. A coleta e o processamento dos dados é realizada por um *software* controlador. O equipamento utiliza um cabo de fibra ótica para coletar a reflectância do alvo. Uma variedade de frentes óticas (*foreoptics*), cada qual com uma lente que determina o ângulo de abertura do campo a ser amostrado (*Field-of-view – FOV*), estão disponíveis e a sua utilização depende do tamanho do campo a ser medido. Estas frentes óticas são atáveis ao cabo de fibra ótica através de um suporte de mão, com formato de um revólver.

A REM é conduzida através da fibra ótica e projetada dentro de uma grade de difração holográfica (*holographic diffraction grating*), onde os componentes do espectro são separados e refletidos para três detetores independentes (VNIR, SWIR1 e SWIR2): um fotodiodo de silício de 512 canais, que abrange o domínio de comprimento de onda de 0,35-1,05 μm (porção do visível e do infravermelho próximo (VNIR) do espectro EM), e dois fotodiodos de InGaAs termoelectricamente resfriados, para os comprimentos de onda de 1,0-1,8 μm e 1,8-2,5 μm . Cada detetor converte os fótons incidentes em elétrons, que são armazenados, ou integrados, até o detetor ter terminado a leitura.

No final da leitura, a corrente fotoelétrica de cada detetor é convertida em uma voltagem e é transformada por um conversor de dados analógicos para digitais (A/D). Os dados digitais são, então, diretamente transferidos para a memória principal do computador. Ali, os dados espectrais são avaliados para promover o seu processamento pelo *software* controlador, o qual trabalha com uma biblioteca espectral do USGS, promovendo uma análise mineralógica *in situ* do espectro coletado através do programa Spectral Angle Mapper – SAM. O tempo mínimo gasto para a varredura completa de 0,35 a 2,5 μm é de 100 milissegundos.

3.3.4.4 - Seleção das Amostras

As amostras foram selecionadas de acordo com as suas características petrográficas, previamente analisadas no campo e através do microscópio petrográfico, abrangendo a maior parte das associações mineralógicas presentes nas unidades litológicas do depósito (Tabela 3.1). No processo de seleção foi dada ênfase às distintas associações mineralógicas de alteração hidrotermal que caracterizam as ~~zonas da clorita, carbonato, sericita, estilplomelana e carbonato (estas duas últimas relacionadas à FFB).~~

As análises foram realizadas diretamente nas amostras, sem nenhuma preparação prévia. Algumas amostras apresentam a face polida devido ao corte do testemunho de sondagem, por meio de uma serra. Foram realizadas análises tanto nas superfícies polidas quanto nas rugosas, para determinar a influência do tipo de superfície sobre a resposta espectral.

Dois tipos de modelos de mistura podem ser considerados na análise de uma curva espectral. Eles são definidos como mistura espectral macroscópica (Singer & McCord 1979) e mistura espectral íntima (Hapke 1981). A mistura macroscópica é caracterizada por sinais homogêneos de diferentes tipos de minerais, ocorrendo a uma resolução espacial menor que o FOV do instrumento, e a mistura íntima resulta de misturas de minerais onde a luz é multiplamente transmitida e espalhada por mais de uma espécie mineral (Smith *et al.* 1985).

3.3.4.5 - Condições de Análise

Os principais fatores que afetam a determinação da composição mineralógica das rochas são o tipo de superfície, a abundância mineral, o tamanho das partículas, a geometria da iluminação e a atenuação atmosférica (Smith *et al.* 1985). Parâmetros como o tamanho dos minerais e geometria da iluminação causam mudanças nas medidas de reflectância que podem não estar relacionadas à composição mineralógica da amostra.

As curvas apresentadas na Figura 3.5 (a), (b) e (c), mostram a influência do tamanho da partícula sobre a curva espectral de 3 amostras de Brumal, obtidas para três granulações diferentes: grossa (> 1 mm), média ($1 - 0.1$ mm) e fina (< 0.105 mm).

Para as amostras 34-13 e 49-13, o albedo mostrou um aumento geral com a diminuição do tamanho da partícula. Observa-se porém, uma inversão do albedo na porção do visível para a amostra 34-13 de granulação fina, em relação às amostras de granulação grossa e média. Também para a amostra 49-13 há uma inversão do albedo da curva da amostra de granulação fina em relação àquela de granulação média, na porção do infravermelho, entre 1,6 μm e 2,2 μm . A inversão na porção do visível já foi verificada para minerais opacos (Towsend 1987), porém a amostra 34-13 não apresenta uma grande quantidade de minerais opacos. Já a inversão na porção do infravermelho provavelmente deve-se à diminuição da profundidade das bandas de absorção.

A amostra 47-08 mostra uma variação curiosa da reflectância. O particulado de granulação mais fina apresenta valores de reflectância intermediários entre os de granulação grossa e média. Cabe salientar que as medidas foram realizadas com a mesma geometria e condições de iluminação.

Estes resultados indicam que outra variável, além da granulação da amostra, está influenciando o aumento do albedo. Esta variável possivelmente é a composição da mistura mineral presente na rocha e a sua relação textural, e a variação destes parâmetros quando da desagregação e moagem da amostra. Estas três amostras analisadas para ilustrar o efeito da variação do tamanho da partícula, correspondem a uma amostragem muito pequena para permitir uma análise do por quê dos resultados inesperados. Entretanto ela foi suficiente para ilustrar que o aumento da reflectância pode não estar relacionado apenas à variação da granulação das partículas.

A Figura 3.5 mostra ainda que as feições de absorção mais importantes estão presentes em todas as granulações e ocorrem na mesma posição do espectro. Os espectros das três amostras indicam que, com a diminuição do tamanho da partícula, observa-se uma diminuição da intensidade das bandas de absorção. Na amostra 47-08 as feições de absorção mais discretas praticamente desaparecem com a diminuição da granulação. Apesar da diminuição da profundidade, as bandas de absorção ocorrem na mesma posição.

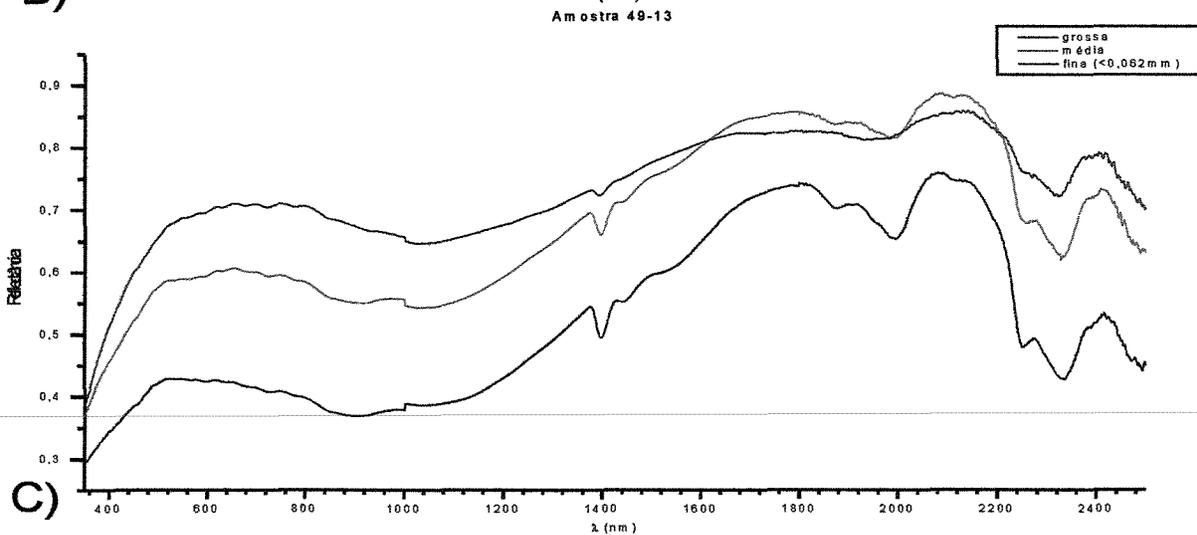
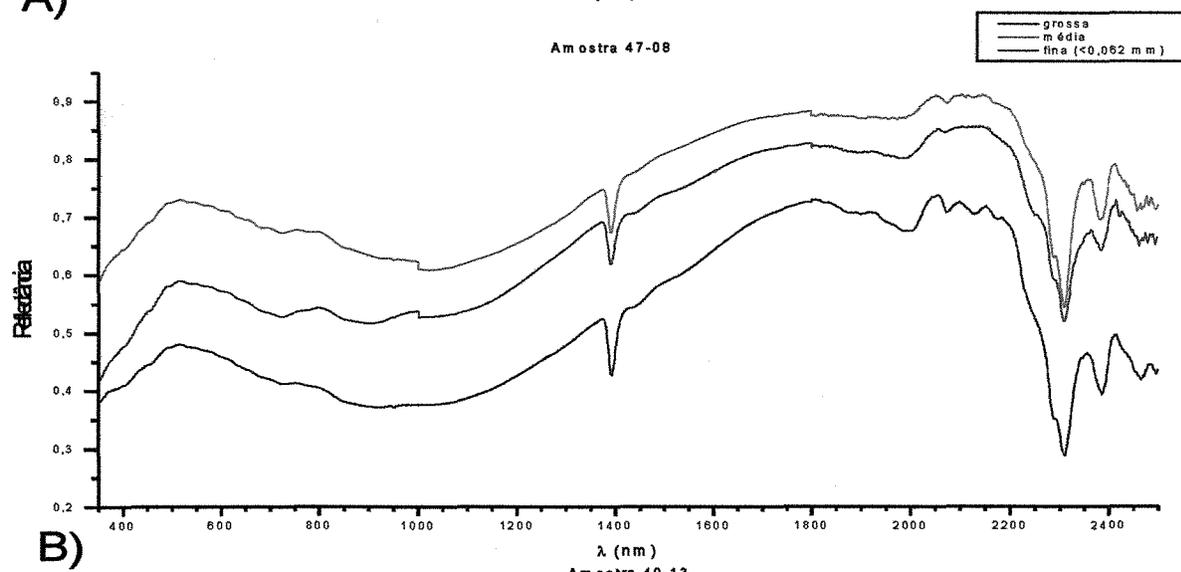
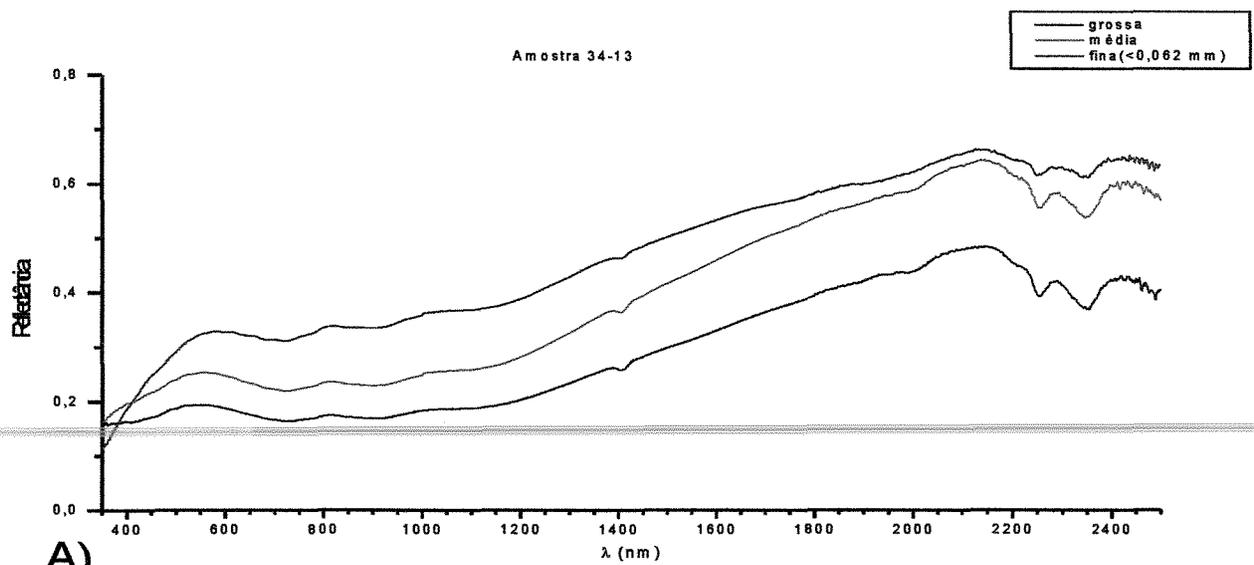


Figura 3.5 – Curvas espectrais três amostras do Depósito de Brumal com diferentes tamanhos de granulação. As curvas pertencem a tipos litológicos distintos.

As amostras utilizadas neste trabalho foram analisadas com ângulos de iluminação e visada fazendo 30 graus em relação ao zênite. Foi utilizada uma lente redutora do campo de visada de 1 grau, que foi posicionada a 20 cm de distância da amostra. A relação entre o ângulo de abertura da lente e a distância da observação fornece o tamanho do campo amostrado pelo equipamento. Por trigonometria esta relação é $y=2 \cdot [x \cdot \text{tg}(\frac{1}{2}\alpha)]$, onde y é o diâmetro do campo analisado, α é o ângulo de abertura da frente ótica, e x é a distância entre a frente ótica e a amostra. Para a configuração utilizada durante o trabalho, este diâmetro é igual a 0,35 cm. Foram testadas outras configurações geométricas e óticas, mas esta foi a que proporcionou os melhores resultados em função da granulometria das rochas sob análise.

De modo geral, as amostras analisadas são xistos, filitos e formações ferríferas bandadas, que possuem granulometria fina, com cristais geralmente de tamanho menor que 100 μm . A área amostrada portanto é significativa para a representação da composição mineralógica da amostra, se considerarmos que ela é homogênea. Porém, se os minerais tiverem uma distribuição heterogênea, ou uma granulação grossa, o que não é o caso da maioria das amostras de Brumal, os resultados são discutíveis.

3.2.4.6 - Interpretação dos Resultados

A análise de espectros de rochas não consiste simplesmente em determinar as feições vibracionais e eletrônicas de minerais conhecidos nas feições de absorção do espectro. O espectro de uma rocha mostra complexas absorções devido ou a misturas íntimas, ou à própria mistura mineral (Hunt 1991), o que complica a interpretação dos espectros. Outros fatores que agravam os erros e dificultam a interpretação são os efeitos atmosféricos, instrumentais e a irradiância solar. A irradiância solar é muito baixa a 1,4 μm e 1,9 μm , o que gera uma razão sinal ruído também baixa que, combinada com efeitos atmosféricos (devido a água presente na atmosfera), gera um grande ruído nestas posições. As curvas geradas pelo instrumento, por sua vez, apresentaram degraus (*steps*) no albedo, a 1,0 μm e 1,8 μm , sendo o primeiro freqüente, e o segundo mais raro. Os degraus são causados em regiões limítrofes de atuação dos detectores do VNIR, SWIR1 e SWIR, que passam a trabalhar fora de fase com o tempo (recentemente o degrau a 1,0 μm foi corrigido). Estes degraus são

claramente distinguidos por um observador atento, porém causam erros de interpretação, como a sua caracterização como uma banda de absorção, quando a análise é realizada através de rotinas computacionais. Outros erros possíveis ocorrem por problemas de calibração do instrumento (mudança na posição das feições) e introdução de ruídos no espectro.

Os espectros das amostras de Brumal utilizadas neste trabalho foram examinados por análise manual das bandas de absorção com o uso de um contínuo e através do *software* para identificação mineral SIMIS-Field (versão 2.8).

O contínuo é uma função matemática usada para discriminar e quantificar as feições de absorção para análise do espectro. Conceitualmente, pode ser descrita como uma linha estendida sobre o espectro. Em termos gerais, a técnica do contínuo realiza uma remoção do *background* de inclinação (tendência) do espectro e fornece uma definição mais consistente para a intensidade (ou profundidade) da banda de absorção.

Para cada amostra o contínuo foi traçado manualmente como uma linha reta traçada pico-a-pico em cada feição de absorção (Figura 3.6). A reflectância normalizada é calculada para cada comprimento de onda através da razão entre a reflectância do espectro e o contínuo equivalente. Portanto, onde o contínuo intercepta o espectro, a razão é igual a 1.

O objetivo desta análise foi o de definir com precisão a forma, a profundidade máxima da banda de absorção (D_b), definida como 1 menos o coeficiente do contínuo, e o comprimento de onda das feições de absorção.

A profundidade e a área das bandas de absorção são comumente utilizadas para a análise de espectros de reflectância e estudos prévios têm mostrado uma correlação positiva entre estes dois parâmetros (Galvão 1994). A remoção do contínuo e a comparação das feições espectrais é, na opinião de Clark (1999), a chave para o sucesso da identificação mineral.

A profundidade da feição de absorção é controlada pela intensidade das vibrações energéticas presentes em comprimentos de onda específicos para cada mineral. Mas, ela não é uma função apenas da concentração do mineral detectado,

mas também de numerosas propriedades físicas dos materiais. Portanto, deve-se tomar muito cuidado quando o objetivo é a quantificação mineralógica por este método.

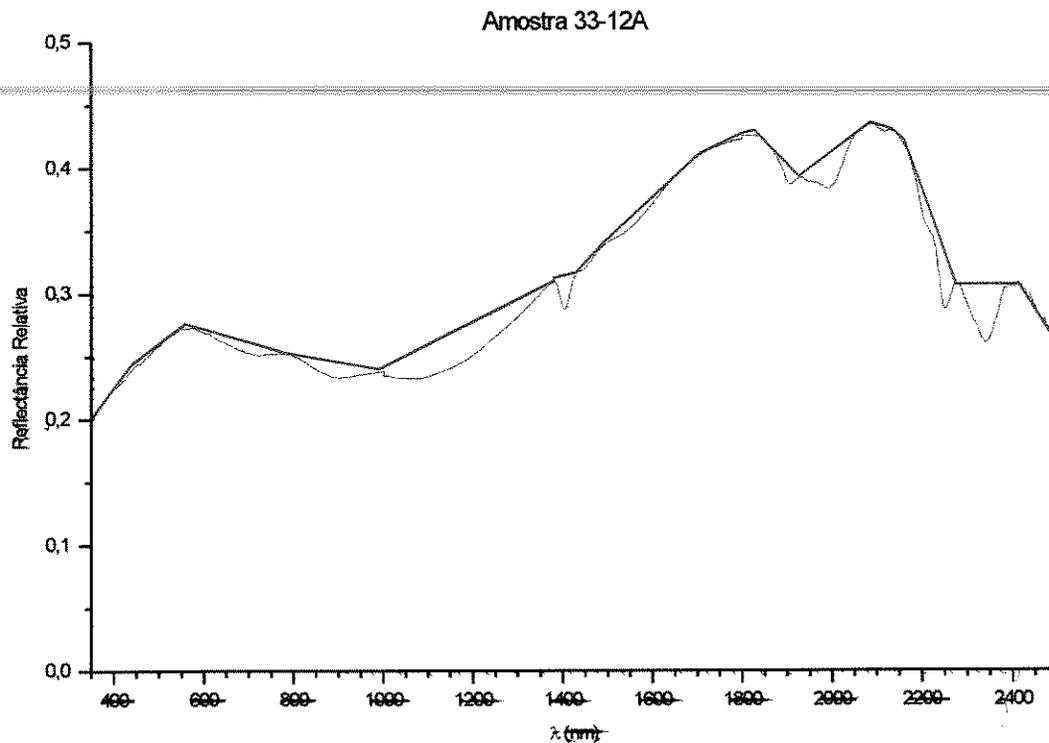


Figura 3.6 – Curva espectral da amostra 33-12A, mostrando o traçado do contínuo.

O *software* SIMIS é um programa de classificação mineral automática para espectros de reflectância. O programa utiliza uma rotina para identificação das misturas minerais. Três parâmetros estão disponíveis para a esta análise:

- a) posição da feição: consiste em um algoritmo para remover o contínuo e as 20 maiores feições do espectro. A posição, largura e profundidade das bandas de absorção são extraídas para análise;
- b) forma da curva: converte a curva espectral em um espectro normalizado, utilizando um algoritmo para correlação cruzada;
- c) separação estatística: a separação estatística utiliza um algoritmo de Separação Linear por Mínimos Quadrados Generalizada (Settle & Drake

1993, *apud* Mackin 1998). Este algoritmo produz uma matriz que é multiplicada ao espectro desconhecido para extrair as proporções minerais.

A análise é realizada através da comparação com bibliotecas espectrais de referência. Uma biblioteca espectral consiste idealmente de espectros de amostras puras, cobrindo uma grande variedade de minerais, em uma faixa ampla de comprimentos de onda com alta precisão. A análise da amostra (DRX, MEV, FRX e estudos petrográficos) e sua documentação estabelecem a qualidade do espectro (Clark *et al.* 1993).

Uma biblioteca espectral do USGS (*usgs.slb* – Clark *et al.* 1993) acompanha o SIMIS. Esta biblioteca contém espectros de 423 minerais, 17 espécies vegetais e algumas misturas de minerais. Todos os espectros desta biblioteca foram adquiridos a partir do espectrômetro Beckman 5270 na faixa de comprimento de onda de 0,2 μm a 3,0 μm e são corrigidos para reflectância absoluta. Alguns minerais disponíveis nesta biblioteca espectral, presentes no depósito de Brumal, ou descritos em zonas de alteração hidrotermal do Quadrilátero Ferrífero, foram selecionados para a criação de uma biblioteca espectral específica para a análise dos espectros das amostras deste trabalho (*brumal.slb*). A biblioteca espectral de Brumal conta com 18 minerais (quartzo; calcita; dolomita; siderita; biotita; clorita; clinocloro; talco; carbono negro; muscovita; paragonita; tremolita; actinolita; flogopita; goethita; kaolinita; hematita; magnetita), e abrange a maioria dos minerais identificados nas amostras da área através de estudos petrográficos e da difratometria de RX. Estilpnomelana e cloritóide, minerais presentes em Brumal, não estão disponíveis na biblioteca do USGS e portanto não foram utilizados na biblioteca. Através desta biblioteca, as curvas espectrais das amostras de Brumal foram analisadas.

As primeiras análises com os espectros das amostras de Brumal utilizando todo intervalo medido pelo *FieldSpec* FR (0,3 a 2,5 μm) mostraram um erro da mistura mineral em relação a curva analisada muito grande (maior que 20). Para minorar os efeitos da mistura espectral, as amostras foram analisadas apenas no intervalo entre 1,3 e 2,5 μm . Esta faixa do espectro eletromagnético é onde caracteristicamente ocorrem as bandas de absorção diagnósticas dos principais minerais formadores de rochas e também dos minerais de alteração hidrotermal.

As amostras foram analisadas utilizando uma variação da posição de absorção de 0,5 μm , e uma quantidade de ruídos de 0,2 %. Foram utilizadas também razões de profundidade de feições de absorção nos espectros entre 0,3 e 1,7.

3.3 - Resultados

A análise petrográfica através das descrições macroscópicas e microscópica, permitiu individualizar 9 classes de amostras, diferenciadas e agrupadas em função do protólito e do tipo de alteração hidrotermal. Estas classes de amostras foram então analisadas em conjunto, com a finalidade de caracterizar os resultados das diferentes metodologias de análise mineralógica para cada tipo de assembléia mineral e separadamente para cada amostra dentro de uma classe.

As classes de amostras individualizadas no depósito de Brumal são:

- 1) classe 1- rochas máficas intrusivas;
- 2) classe 2- rochas máficas com cloritização;
- 3) classe 3- rochas máficas com carbonatação;
- 4) classe 4- rochas máficas com carbonatação e sericitização/biotitização
- 5) classe 5- rochas máficas e sedimentares com biotitização;
- 6) classe 6- rochas máficas e sedimentares com sericitização;
- 7) classe 7- rochas sedimentares com carbonatação e sericitização;
- 8) classe 8- rochas ultramáficas com carbonatação;
- 9) classe 9- formação ferrífera bandada.

Estas classes encontram-se representadas na Tabela 3.1.

3.3.1 - Classe 1 – Rochas máficas intrusivas.

3.3.1.1 – Análise Petrográfica

Estas amostras são constituídas predominantemente por tremolita-actinolita, plagioclásio, titanita e epidoto e, subordinadamente, por clorita, carbonato e biotita. ~~As rochas em geral não apresentam uma foliação metamórfica bem definida, exceto na~~ borda dos corpos intrusivos próximos à encaixante, onde a clorita e a biotita, com cristais pequenos, encontram-se levemente orientadas. A ausência de uma foliação penetrativa permite distinguir macroscopicamente esta rocha com facilidade.

Através do microscópio ótico observa-se que os minerais variam de uma granulometria fina a média. A textura da rocha é porfirítica com fenocristais de plagioclásio e tremolita-actinolita em uma matriz fanerítica. Esta textura corresponde a uma textura subofítica, recristalizada, onde os fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, substituídos por tremolita-actinolita, formam ripas que envolvem uma matriz de plagioclásio, anfibólio, epidoto e titanita (Figura 3.7(B)).

O plagioclásio ocorre tanto como cristais grandes, em geral com faces corroídas e levemente saussuritizados, quanto como cristais pequenos dispersos na matriz da rocha. Os anfibólios possuem uma hábito semelhante ao do plagioclásio, com duas faces bem desenvolvidas (subidiomorfo). Constituem os cristais de maior tamanho da rocha, depois do plagioclásio. Já a titanita ocorre como cristais de hábito granular, com típicas seções losangulares, e o epidoto, de tamanho pequeno, distribui-se irregularmente.

Os demais minerais são menos comuns e aparentemente formaram-se às custas dos demais. O carbonato ocorre como cristais xenomorfos, de pequeno tamanho, assim como a biotita e a clorita.

3.3.1.2 - Difração de Raios X

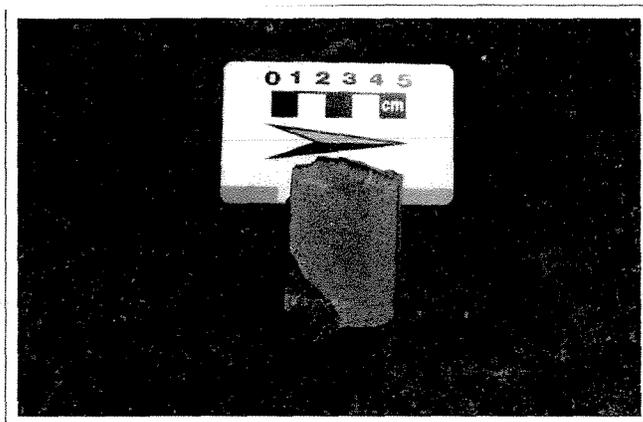
Para estas amostras não foram realizadas análises de DRX, portanto a descrição petrográfica foi comparada apenas com os resultados da espectroscopia de reflexão.

3.3.1.3 - Espectroscopia de reflexão

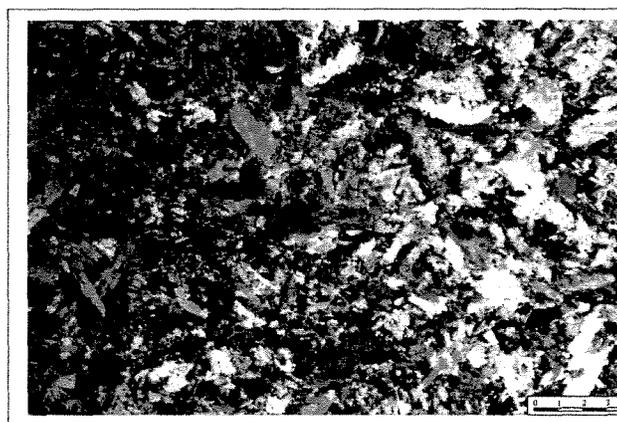
As rochas máficas pouco afetadas pela alteração hidrotermal apresentam uma curva espectral com um albedo baixo (Figura 3.7(C)). Duas largas feições de absorção (grande distância entre os picos), de pequena profundidade, são observadas na região do visível, entre um pico de reflectância a 0,811 μm . As absorções estão localizadas em 0,72 μm e 0,91 μm (Figura 3.7 (C)). Esta região se caracteriza por feições de absorção devido a transições eletrônicas em elementos de transição como o Fe, Ni, Mn, Cu. A absorção próxima a 900 nm é possivelmente devido a ligação [FeO(OH)] presente em algum dos minerais da amostra.

Já no infravermelho, as feições de absorção são mais intensas do que no visível. Estas bandas de absorção são formadas devido a transições vibracionais. A principal feição de absorção encontra-se a 2,33 μm , acompanhada de uma banda de absorção menos intensa a 2,25 μm e um ombro a 2,38 μm . Em 2,46 μm , 1,40 μm e 1,91 μm observam-se feições de menor intensidade. Feições muito sutis são observadas ainda a 1,54 μm e 2,11 μm . As feições de absorção a 1,40 μm deve-se a ligação OH e é observada em praticamente todas as curvas espectrais das amostras de Brumal, como será observado a seguir. A banda em 1,91 μm ocorre em função de uma nova vibração de OH. Quanto à principal banda de absorção em 2,3 μm e às bandas adjacentes, as principais ligações que formam feições de absorção nesta posição devem-se a Fe-OH, Mg-OH e CO₃.

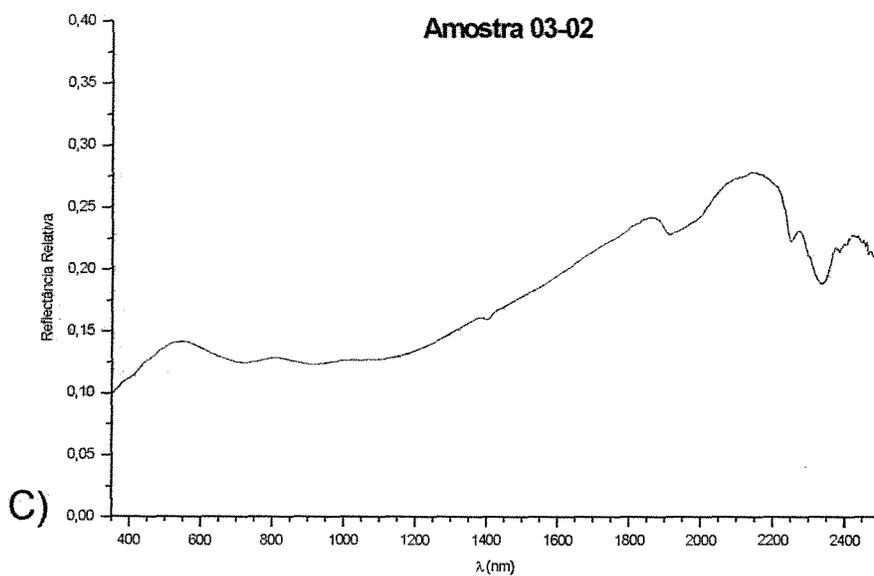
Em função da posição e profundidade das absorções, estes espectros podem ser atribuídos à clorita e ao epidoto. Entretanto, este último possui bandas de absorção em 1.83 e 1.94 μm , não observadas no espectro. Além disto o ombro observado em 2,38 μm permite caracterizar positivamente a clorita.



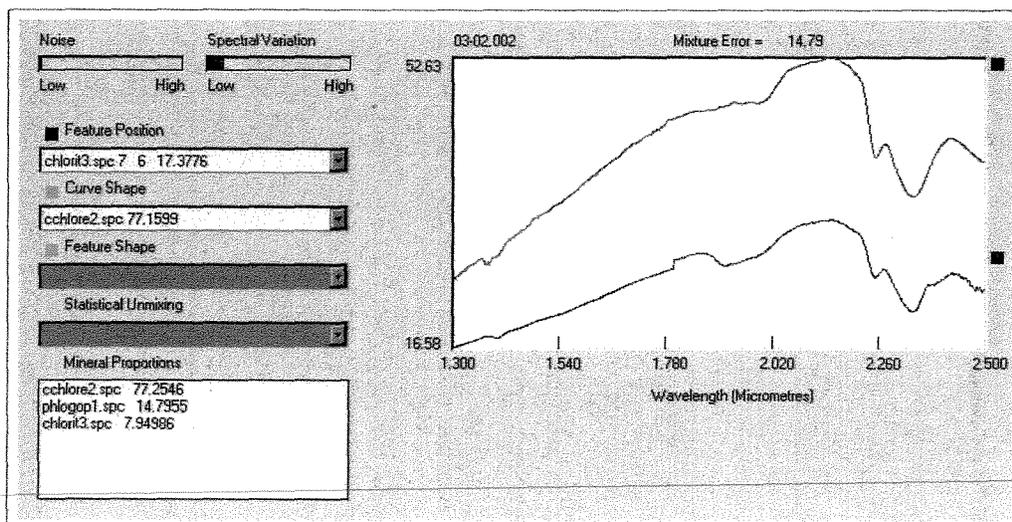
A)



B)



C)



D)

Figura 3.7 – A) Amostra 03-02 B) rocha intrusiva (amostra 03-02) apresentando textura ígnea reliquiar; C) curva espectral da amostra 03-02; e D) análise da curva espectral da amostra 03-02 pelo SIMIS

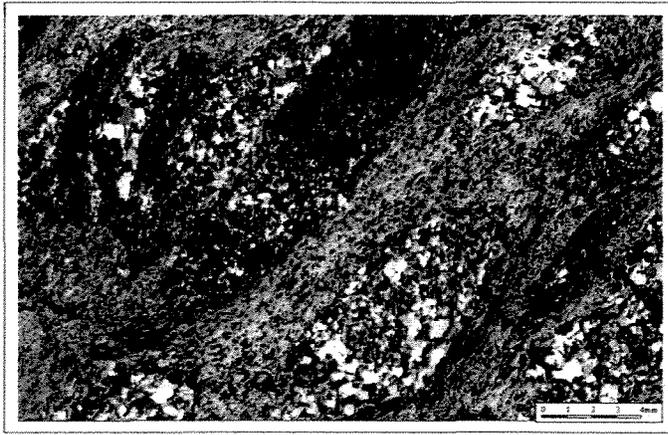
Os resultados da análise do espectro através do SIMIS (Figura 3.7(D)), corroboram a análise anterior. Nesta figura (assim como nas demais análises do SIMIS), a curva espectral da amostra analisada aparece na cor preta, enquanto que a mistura espectral determinada, constituída a partir da biblioteca espectral, é exibida em azul. O erro da mistura espectral, assim como as variações e erros do espectro são mostrados na parte superior da Figura 3.7 (D), enquanto a análise é apresentada ao lado da figura do espectro analisado (negro) e o espectro da mistura (azul). Note na figura que a clorita é principalmente interpretada como clinocloro e, ao invés da mistura clorita/epidoto, a interpretação é de uma mistura de clorita/flogopita. A flogopita, que constitui o membro magnésiano da série das biotitas, possui feições de absorção a 2,322 e 2,379 μm (Clark *et al.* 1990), muito próximas portanto das feições observadas no espectro.

3.3.2 - Classe 2 – Rochas Máficas com cloritização

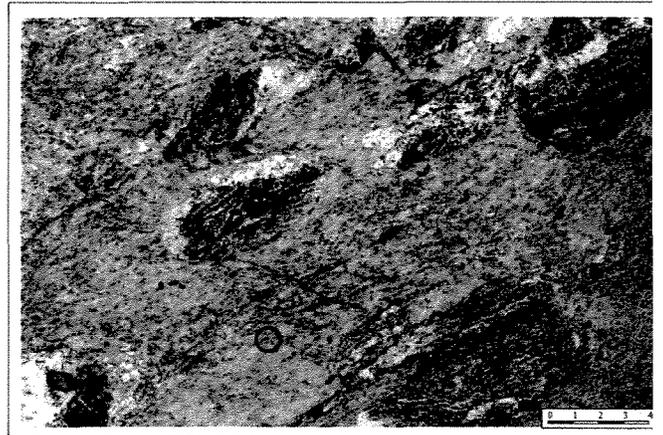
3.3.2.1 – Análise Petrográfica

Estas rochas são bastante homogêneas e se caracterizam por apresentarem acima de 80% de clorita. A textura da rocha é lepidoblástica. A clorita forma pequenos cristais subidiomorfos (ripas), que podem encontrar-se orientados, definindo a foliação da rocha, ou totalmente desordenados. Outros minerais também observados nestas amostras são: biotita, plagioclásio, quartzo e epidoto.

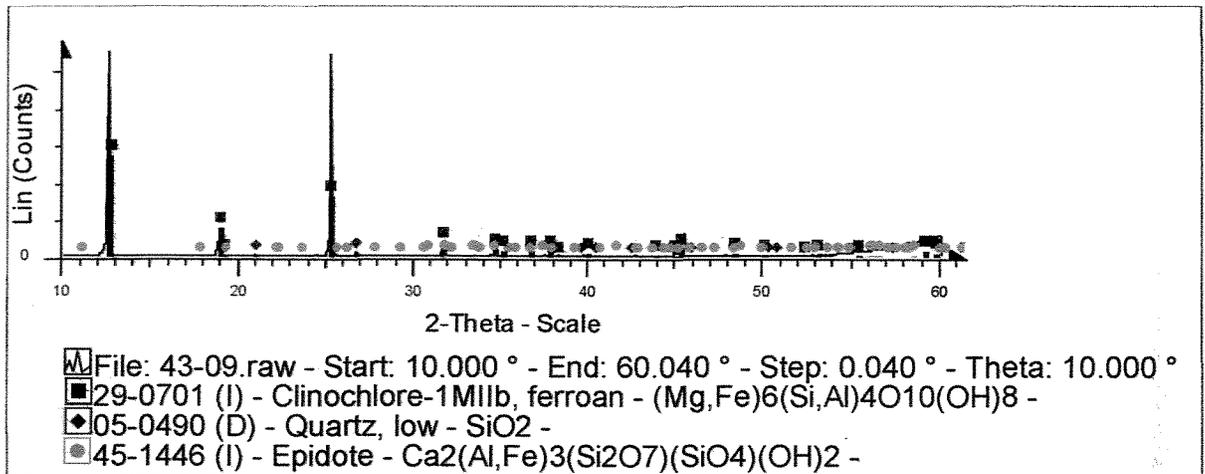
Em uma das amostras (43-09) observa-se uma textura reliquiar de origem ígnea (Figuras 3.8(A) e 3.8(B)). A rocha encontra-se foliada, com as superfícies das foliações definidas pela orientação das cloritas. A matriz da rocha é constituída principalmente por clorita, que juntamente com quartzo e cristais idiomorfos de piritita, envolve bolsões de forma lenticular, estirados segundo a foliação, compostos por: (i) quartzo, clorita, epidoto (zoisita) e uma massa acinzentada de composição indefinida e (ii) quartzo e clorita. Esta textura foi caracterizada como uma textura variolítica com amígdalas, típica de derrames basálticos subaquosos.



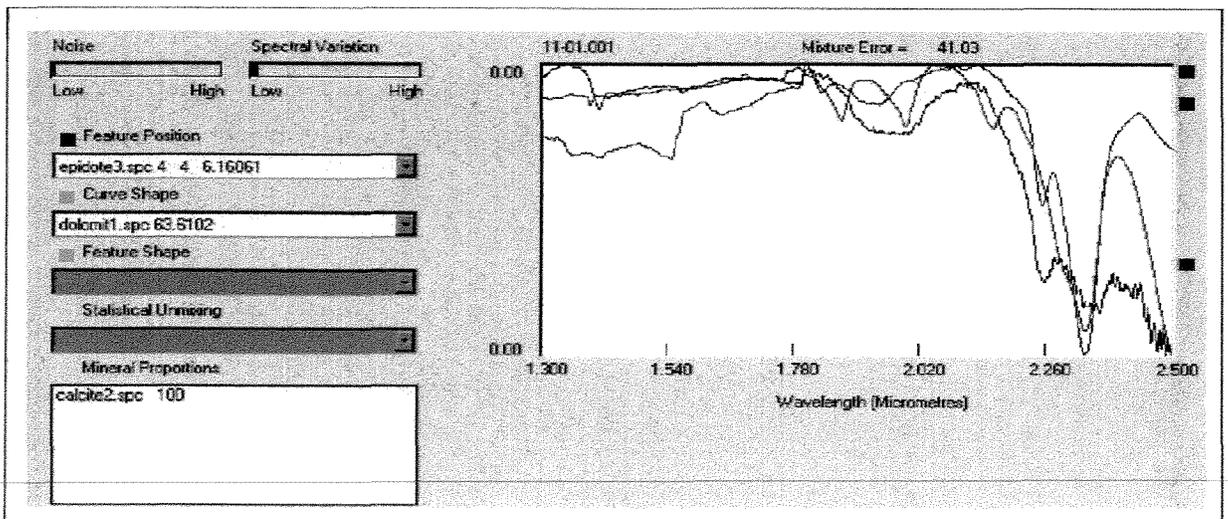
A)



B)



C)



D)

Figura 3.8 - Amostras da classe 2. A e B) textura ígnea reliquiar, provavelmente variolítica (amostra 43-09); C) análise de DRX da amostra 43-09, e D) análise da curva espectral da amostra 11-01 através do SIMIS

3.3.2.2 - Difractometria de Raios X

O difratograma da amostra 43-09 foi consistente com a análise petrográfica. Os picos observados no difratograma (Figura 3.8(C)) determinam claramente uma mineralogia constituída por Fe-clinocloro, epidoto e quartzo.

Este resultado ainda complementa a análise petrográfica, com a caracterização do tipo de clorita.

3.3.2.3 - Espectroscopia de Reflexão

As amostras desta classe encontram-se plotadas na Figura 3.9. As amostras apresentam três largas bandas de absorção em 0,740 μm , 0,910 μm e 1,108 μm . Estas feições devem-se ao Fe^{2+} e ao Fe^{3+} , em diferentes coordenações. A reflectância máxima encontra-se em 0,559 μm , o que explica a coloração verde das amostras, e das cloritas.

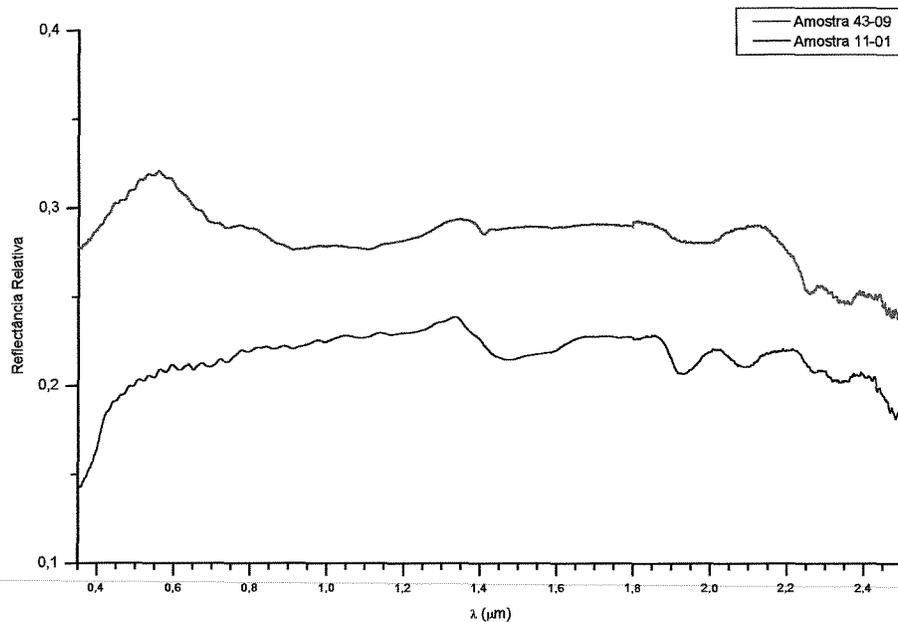


Figura 3.9 – Curvas espectrais das amostras com cloritização (classe 2).

Na região do infravermelho, a principal feição de absorção observada encontra-se em 2,352 μm . Esta banda de absorção está acompanhada por uma de menor intensidade em 2,258 μm . Talvez exista uma outra absorção em 2,425 μm , porém a presença de ruídos impede uma definição mais precisa. Estas feições devem-se a ligação (Fe, Mg) – OH.

O espectro apresenta também um pico de reflectância em 1,349 μm , seguido por uma absorção bem definida em 1,41 μm , e um banda mais larga, assimétrica, centrada em 1,974 μm . A presença de absorções em 1,4 e 1,9 μm caracteriza a presença de água na composição dos minerais presentes na amostra.

A posição das feições observadas pode ser seguramente atribuída à clorita, porém a forma da curva espectral da amostra é bastante distinta da forma das curvas de cloritas. A curva mantém-se aproximadamente plana, com um aumento do albedo na região do verde, e uma pequena diminuição do mesmo em direção ao infravermelho. Esta inclinação do albedo não concorda com os espectros de clorita padrão, e sugere a presença de um outro mineral atenuando a resposta espectral da clorita.

A análise através do SIMIS é claramente inconsistente com a análise do espectro. O resultado aponta a presença de epidoto e carbonato e a resposta final determina a presença exclusiva de calcita na amostra. Na Figura 3.8 (D), além da curva espectral da amostra (em preto), e da resposta da análise do programa (em azul), foi plotado a curva espectral do clinocloro (em vermelho). Como pode-se observar, as feições espectrais deste mineral concordam com as da amostra, porém a inclinação da curva é diferente.

3.3.3 - Classe 3 – Rochas Máficas com Carbonatação

3.3.3.1 - Análise Petrográfica

As rochas pertencentes a esta classe são provavelmente rochas máficas, com uma composição semelhante a basaltos. Estas rochas foram intensamente alteradas por hidrotermalismo, formando uma mineralogia mais simples, composta principalmente por: carbonato, clorita, plagioclásio (albita), quartzo e opacos (principalmente pirita).

Em algumas amostras observa-se a presença de sericita, biotita, e matéria carbonácea. Estes, porém, são subordinados. Podem ocorrer ainda alguns minerais acessórios como epidoto, rutilo e turmalina.

Este tipo de alteração hidrotermal é a mais extensa ao longo das rochas encaixantes do depósito de Brumal. A maioria das rochas observadas nos furos de sondagem possui algum tipo de carbonato em sua composição.

Os carbonatos ocorrem principalmente de três formas:

- como agregados de carbonato e quartzo de textura granoblástica, que formam camadas lenticulares, ou tabulares, geralmente estiradas, ou paralelas à foliação da rocha. Estes agregados de quartzo e carbonato constituem venulações e microvenulações de quartzo e carbonato amplamente distribuídas nas rochas do depósito.

- como porfiroblastos de grande tamanho estirados (alinhados) em relação a foliação da rocha. Localmente os carbonatos encontram-se deformados com sombras de pressão (porfiroclastos);

- como porfiroblastos poiquiloblásticos de tamanhos variados, xenomorfos a idiomorfos, em geral de tamanho grande, desordenados em relação a foliação metamórfica. Já os cristais inclusos nos carbonatos orientam-se segundo a foliação.

A matriz destas rochas tem textura variando de granolepidoblástica a lepidoblástica, sendo constituída por clorita, quartzo e plagioclásio. A clorita é o principal mineral da matriz. Ela ocorre como finos agregados orientados, ou como uma massa xenomorfa, definindo a foliação principal da rocha. Em algumas amostras observa-se clorita, juntamente com os opacos, dispostas nos planos de uma segunda foliação (S_{n+1}).

O quartzo ocorre disperso na matriz clorítica, formando cristais xenomorfos inequigranulares (principalmente como pequenos cristais), que ocasionalmente estão estirados sobre a foliação da rocha. Quando junto ao carbonato, nas venulações, o quartzo encontra-se com tamanhos grandes, em agregados poligonalizados, apresentando sub-grãos e novos grãos.

O plagioclásio encontra-se em cristais de tamanho médio, um pouco maiores que os cristais de quartzo, também xenomorfos. As bordas destes cristais

freqüentemente apresentam-se corroídas e saussuritizadas, com a formação de epidoto e sericita às suas custas.

3.3.3.3 - Difratomia de Raios X

Cinco amostras pertencentes a esta classe foram analisadas por DRX (Figuras 3.10, 3.11, 3.12, 3.13). Estas amostras variam de uma rocha composta apenas por carbonato (65%), clorita e quartzo (amostra 49-13 - Figura 3.14), até rochas com mineralogia mais complexa.

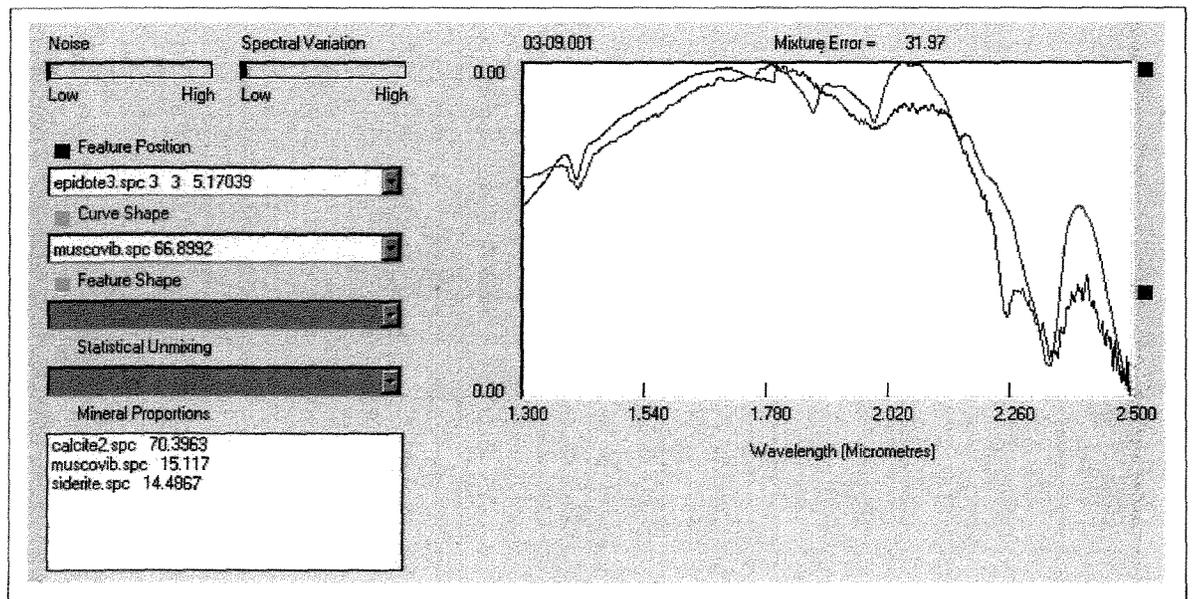
Os resultados foram altamente concordantes com a descrição petrográfica e em diversos casos complementares, exceto para a amostra 34-05, onde a muscovita observada em lâmina não se encontra representada no difratograma (Figura 3.11).

Os minerais discriminados através da difração de raios X, e não individualizados através da microscopia ótica, foram as cloritas, os carbonatos e o plagioclásio. As cloritas são essencialmente clinocloro. Os carbonatos são predominantemente ankerita e dolomita. Em duas amostras (43-07 e 33-11), identificou-se calcita e ankerita, enquanto que apenas a calcita foi identificada na amostra 34-05. Quanto ao plagioclásio, as análises por DRX indicaram uma composição albítica.

Os demais minerais identificados nestas amostras foram: quartzo, biotita, muscovita, flogopita e schorlita (turmalina). A interpretação da muscovita foi duvidosa, pois o seu principal pico de difração não aparece no difratograma, sendo os demais picos condizentes com esta interpretação. A ausência do pico principal provavelmente deve-se à moagem do material numa granulação muito fina.



A)

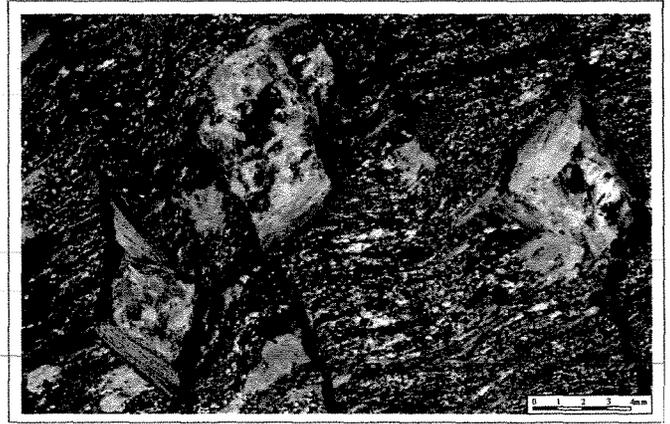


B)

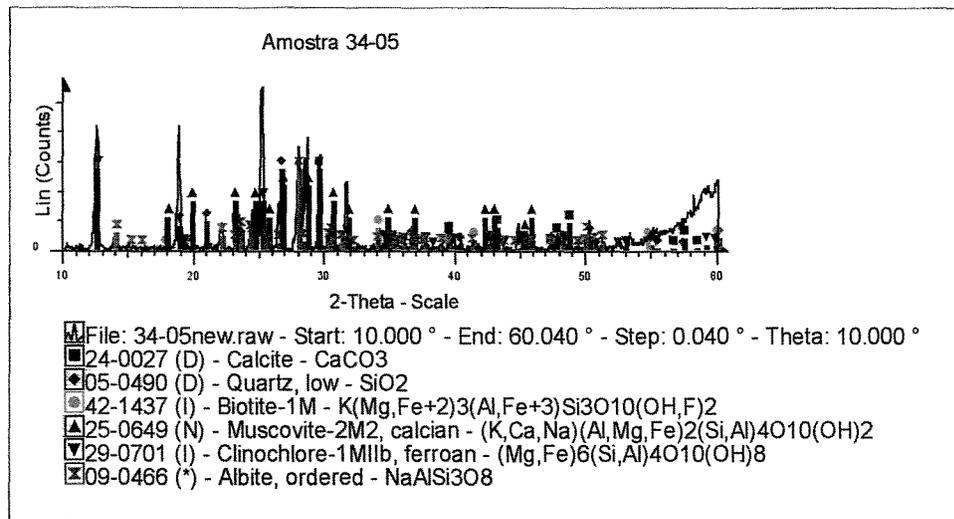
Figura 3.10 – Amostra 03-09. A) foto macroscópica da amostra; os carbonatos são os cristais brancos de tamanho grande. B) análise da curva espectral através do SIMIS.



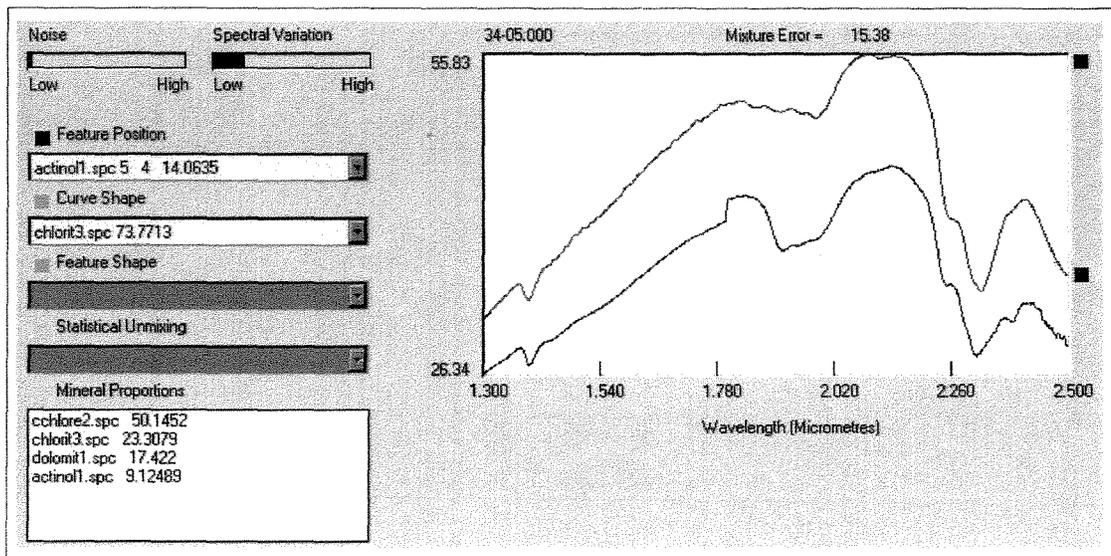
A)



B)

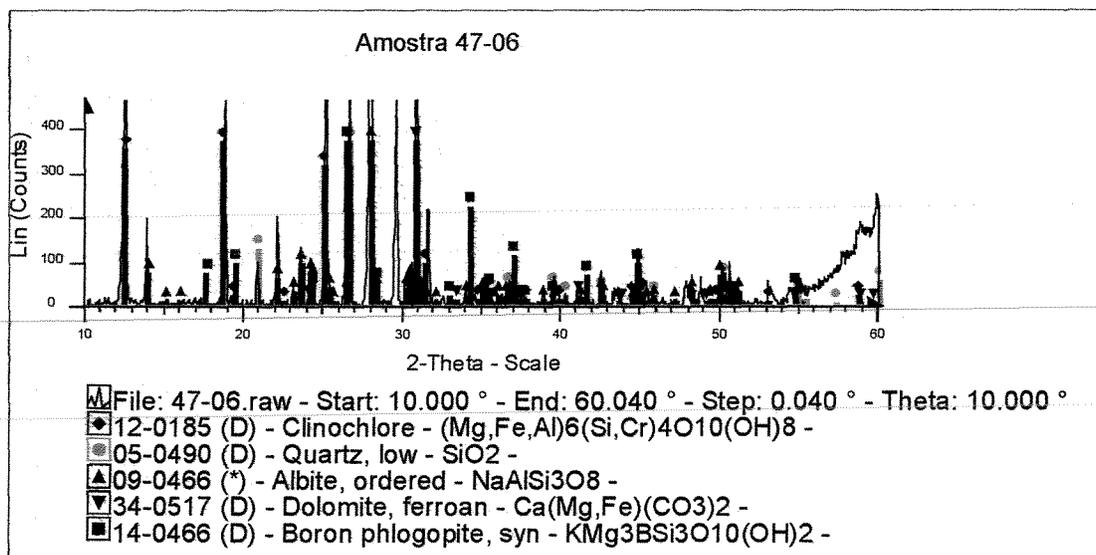


C)

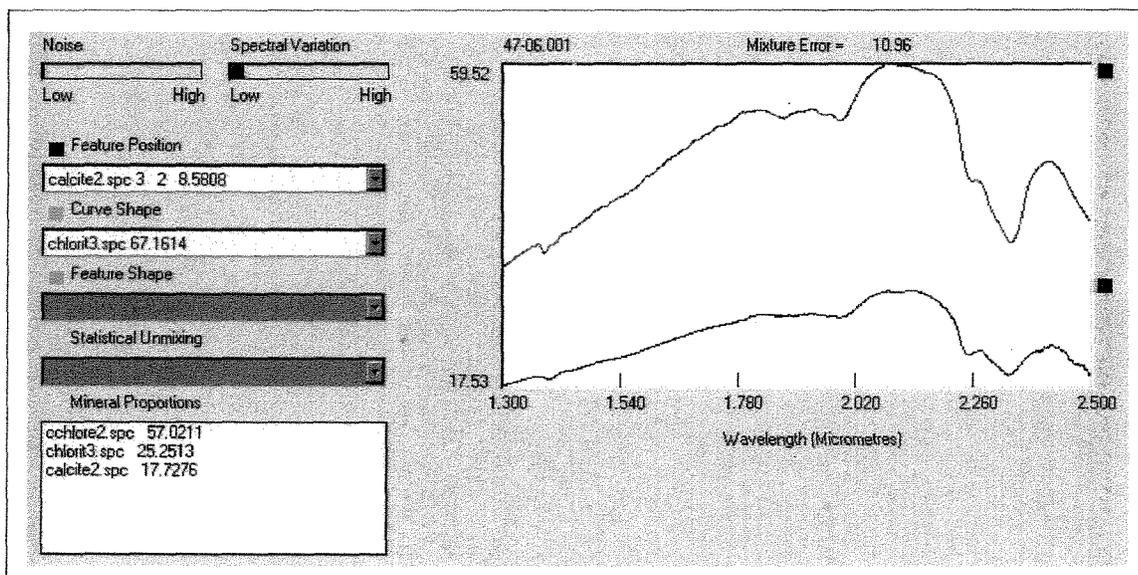


D)

Figura 3.11 – Amostra 34-05. A) e B) fotomicrografia onde se observa o carbonato sendo substituído por muscovita (núcleos) e biotita (borda de suas faces). C) difratograma. D) análise da curva espectral pelo SIMIS

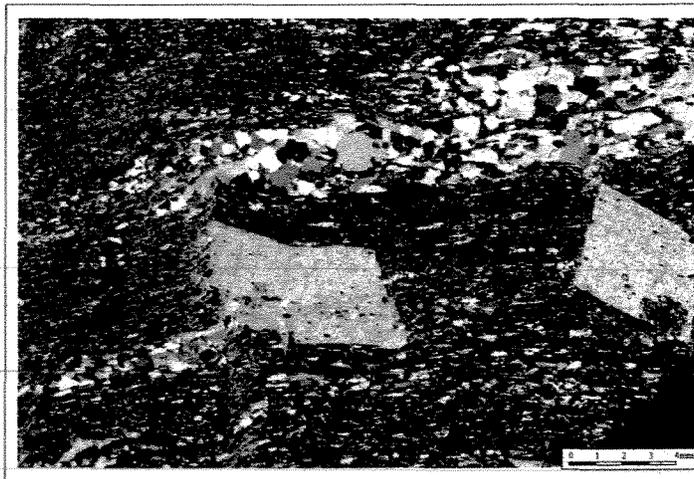


A)

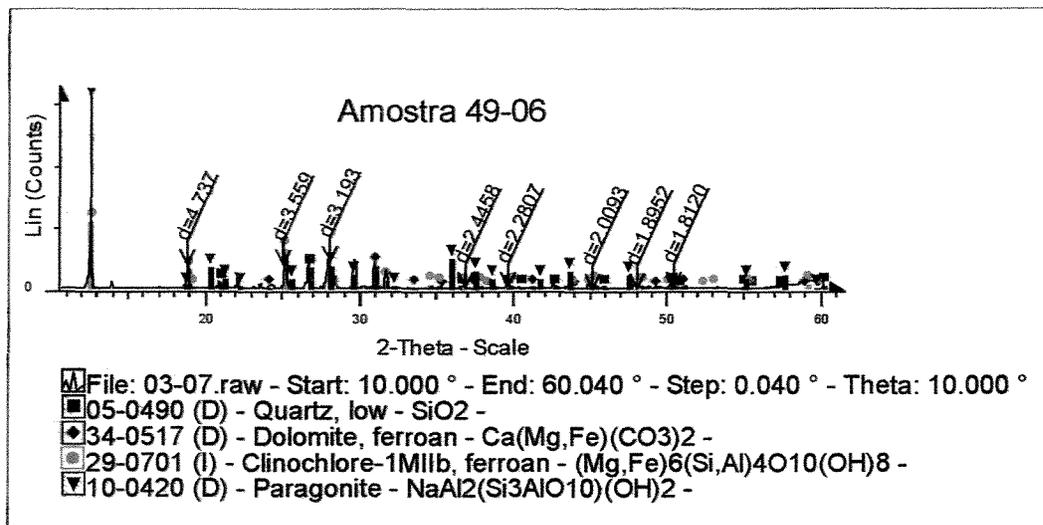


B)

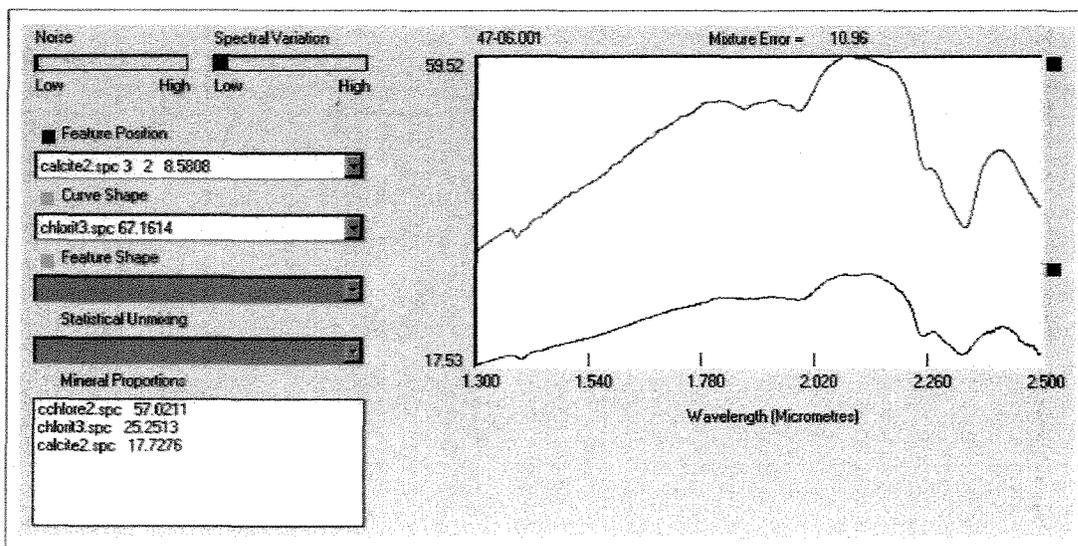
Figura 3.12 – Amostra 47-06. A) difratograma . B) análise do espectro através do SIMIS.



A)

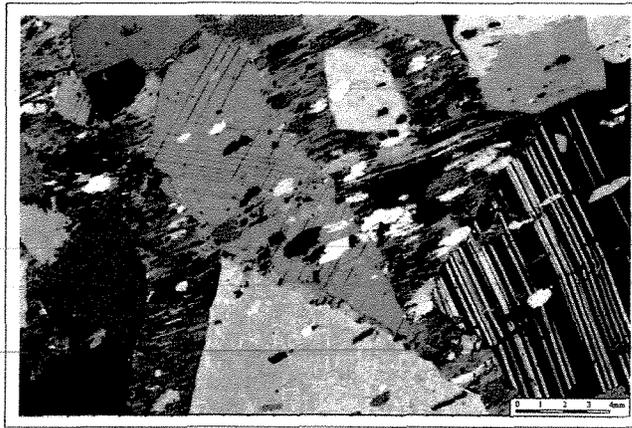


B)

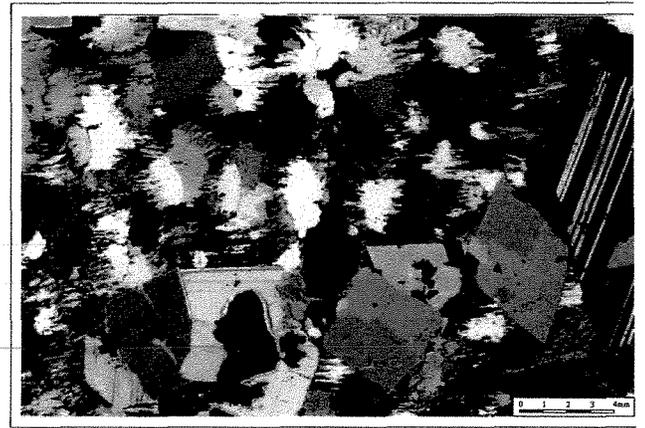


C)

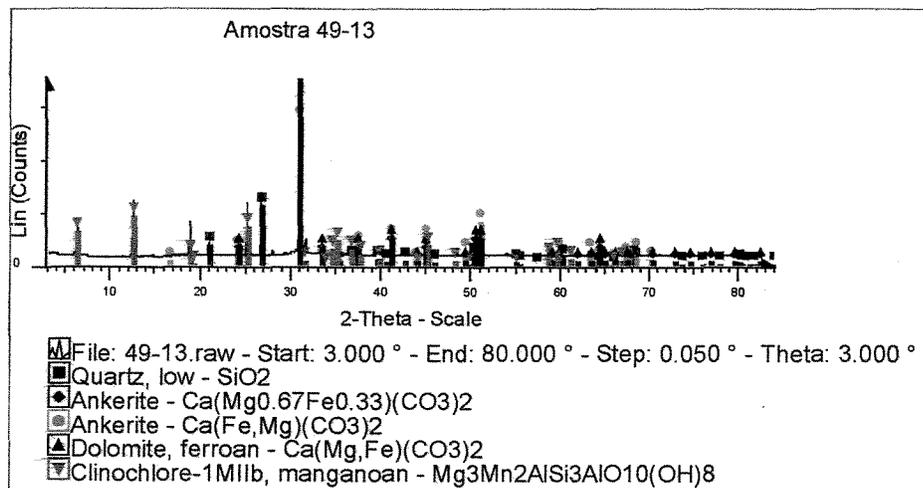
Figura 3.13 – Amostra 49-06. A) fotomicrografia mostrando porfiroblastos de carbonato (notar a deformação destes cristais pela foliação S_{n+1}). B) difratograma. C) análise da curva espectral através do SIMIS.



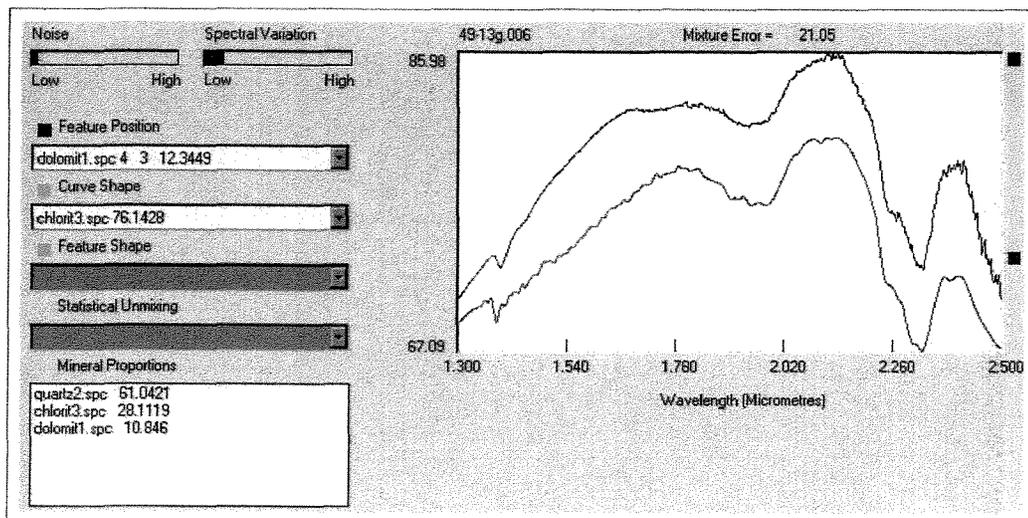
A)



B)



C)



D)

Figura 3.14 – Amostra 49-13. A e B) fotomicrografia mostrando o crescimento de grandes porfiroblastos poiquiloblásticos de carbonato. C) análise de difratometria de raios X. D) análise da curva espectral através do SIMIS.

3.3.3.3 - Espectroscopia de Reflexão

Com relação à espectroscopia de reflexão, as amostras desta classe foram plotadas conjuntamente na Figura 3.15, com a finalidade de ressaltar semelhanças e diferenças entre as curvas espectrais, com relação a forma da curva espectral e a posição das bandas de absorção observadas.

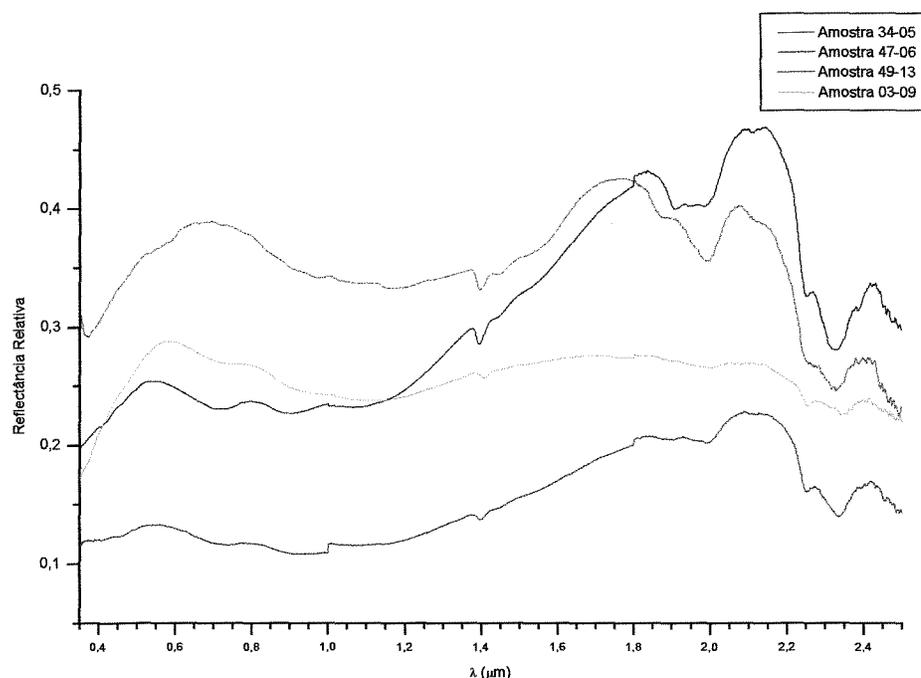


Figura 3.15 - Curvas espectrais das amostras de rochas máficas alteradas da zona de carbonatação do depósito aurífero de Brumal (classe 3).

As amostras representadas nesta classe apresentam uma curva espectral com bandas de absorção praticamente na mesma posição (variação de até 20 nm entre as amostras). A forma da curva, porém, varia bastante de uma amostra para a outra.

Na região do visível observa-se um pico de reflectância em 0,540 μm , porção do verde do espectro EM. As feições de absorção na região do visível caracterizam-se por sua grande amplitude e pequena profundidade. Para as amostras da Figura 2.16, as absorções encontram-se em 0,73, 0,91 e 1,08 μm (esta última de maior amplitude). Entre as duas primeiras bandas ocorre um pico de reflectância a 0,79 μm . Nas amostras 03-09 e 49-13, a última absorção encontra-se com comprimentos de onda

maiores (1,1 μm) e é também mais pronunciada. As feições de absorção nesta porção deve-se ao Fe presente em alguns minerais destas amostras, como a clorita e a biotita.

Na região do infravermelho próximo, o principal pico de absorção (de maior intensidade) ocorre a 2,3 μm ($\pm 0,1$ μm) e é acompanhado por duas bandas menores a 2,25 μm e 2,38 μm . A primeira, destas duas feições subordinadas, encontra-se com maior profundidade nas amostras 49-13, 47-06 e 03-09, enquanto a segunda está mais evidente na amostra 34-05. Estas feições podem ser atribuídas tanto a Mg-OH, quanto ao CO₃, representados pela clorita e os carbonatos, respectivamente. As absorções menores são típicas da clorita.

Uma banda de absorção menor apresenta-se também no final do espectro, porém a sua identificação é complicada em virtude dos ruídos presentes nesta porção do espectro. Esta absorção ocorre em 2,47 μm nas amostras 34-05, 47-06 e 49-13. Para a amostra 03-09 esta feição encontra-se em 2,48 μm . Esta feição, juntamente com a absorção a 2,35 μm , é característica da dolomita.

Duas feições também de interpretação dúbia ocorrem em 1,9 e 1,99 μm . Estas feições encontram-se praticamente conjugadas, principalmente na amostra 03-09, onde parecem constituir uma única feição em 1,99 μm . Nas demais amostras, encontram-se individualizadas, principalmente na amostra 49-13, onde formam uma banda de absorção mais pronunciada em 1,99 μm , devido, provavelmente, à grande quantidade de carbonato presente nesta amostra.

As demais bandas de absorção presentes encontram-se em 1,4 μm na amostra 03-09, e em 1,39 μm nas outras amostras, acompanhadas por um ombro bem definido em 1,44 μm .

As análises realizadas através do SIMIS apresentaram resultados bastante satisfatórios (Figuras 3.10, 3.11, 3.12, 3.13, 3.14), com uma resposta condizente com análise descrita acima.

A amostra 03-09 foi a única que não foi bem caracterizada, como pode ser observado na Figura 3.10(B). Nesta figura, acima da janela onde as curvas espectrais estão plotadas, observa-se que o valor do erro da mistura é grande (*mixture error*); este erro indica uma análise de baixa qualidade. Esta amostra, como mencionado

anteriormente, possui um alto conteúdo de ruídos entre 1,8 e 2,5 μm , o que pode estar dificultando a interpretação automática da curva.

As demais amostras (Figuras 3.11, 3.12, 3.13 e 3.14) têm um erro de mistura pequeno, e apresentaram resultados excelentes, com a identificação precisa dos principais constituintes destas rochas: clorita e carbonatos. Dois detalhes porém podem ser observados. Na amostra 47-06 (Figura 3.12), o carbonato identificado através do SIMIS é a calcita, enquanto a análise de raios X aponta a presença de dolomita. Esta última análise provavelmente é a correta, visto que as feições espectrais de dolomitas e calcitas são muito próximas, dificultando a separação destes carbonatos. Já para a amostra 34-05 (Figura 3.11), ocorreram erros durante a análise espectral, que indica a presença de actinolita, não identificada em lâmina delgada e na DRX.

3.3.4 - Classe 4 – Rochas Máficas com Carbonatação e Sericitização/Biotitização

3.3.4.1 - Análise Petrográfica

Esta classe de amostras é muito semelhante à classe anterior, diferindo desta apenas pelo aparecimento de um outro mineral de alteração hidrotermal (sericita/biotita), ainda em quantidades subordinadas.

As amostras são constituídas por carbonato, clorita, plagioclásio, quartzo, biotita (47-03), ou sericita (33-10 e 33-12A). Epidoto ocorre como um mineral acessório em quase todas as amostras. Na amostra 33-10, a actinolita/tremolita encontra-se presente. Este mineral, porém, está em desequilíbrio e encontra-se comumente alterando-se para clorita.

As amostras desta classe possuem uma textura variando de granolepidoblástica a lepidogranoblástica, com uma foliação metamórfica muito bem marcada pela orientação da clorita e das micas (sericita/biotita). Constituem carbonato-clorita-plagioclásio-quartzo-mica xistos, derivados, provavelmente, de rochas ígneas máficas.

A clorita, como observado na amostra 33-10, forma-se às custas da actinolita/tremolita. Este mineral pode ocorrer de forma concentrada em algumas porções da amostra, quando constitui uma massa clorítica, ou como finas palhetas distribuídas por toda amostra.

O carbonato, como na classe anterior, continua sendo um dos principais minerais constituintes destas rochas. Ele ocorre como porfiroblastos inequigranulares, em geral xenomorfos, que podem estar junto ao quartzo e ao plagioclásio em alguns bolsões (vênulas), ou estar dispersos pela rocha. Estes carbonatos, encontram-se estirados segundo a foliação metamórfica e, em alguns casos, têm suas faces limitadas por ripas de cloritas.

Os cristais de plagioclásio são também inequigranulares, xenomorfos, e freqüentemente, quando junto aos bolsões carbonáticos, possuem tamanho grande. Encontram-se deformados, formando sub-grãos e novos grãos. Os seus limites com os demais minerais são corroídos e estão alterados por saussuritização, com a formação de sericita e epidoto. O quartzo ocorre nas vênulas com tamanho grande e no restante da rocha, com tamanho pequeno, porém inequigranular.

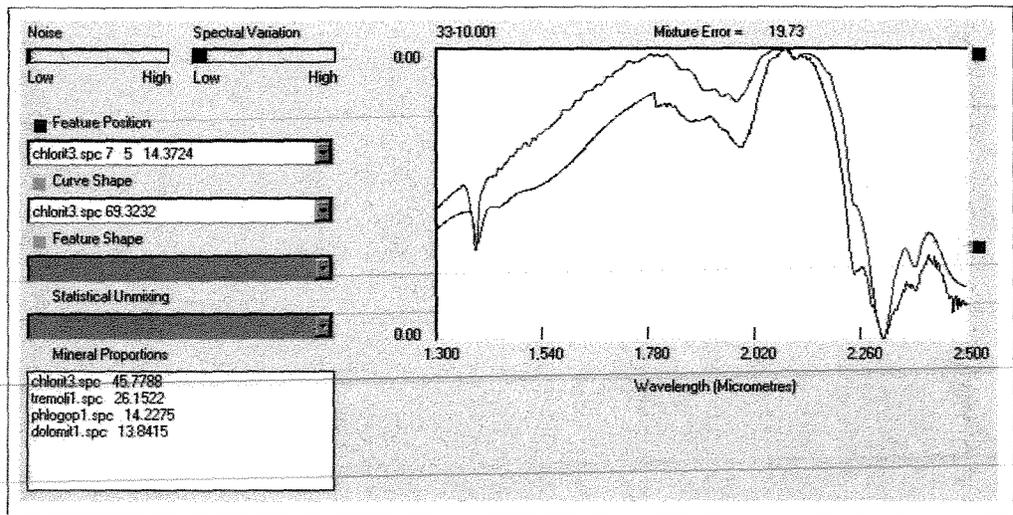
A sericita e a biotita ocorrem junto à clorita e provavelmente se formam às custas deste mineral [Figura 3.16 (A)]. Elas se posicionam principalmente nas bordas dos cristais de clorita e, no caso da biotita, podem substituir totalmente este mineral.

3.3.4.2 - Difração de raios X

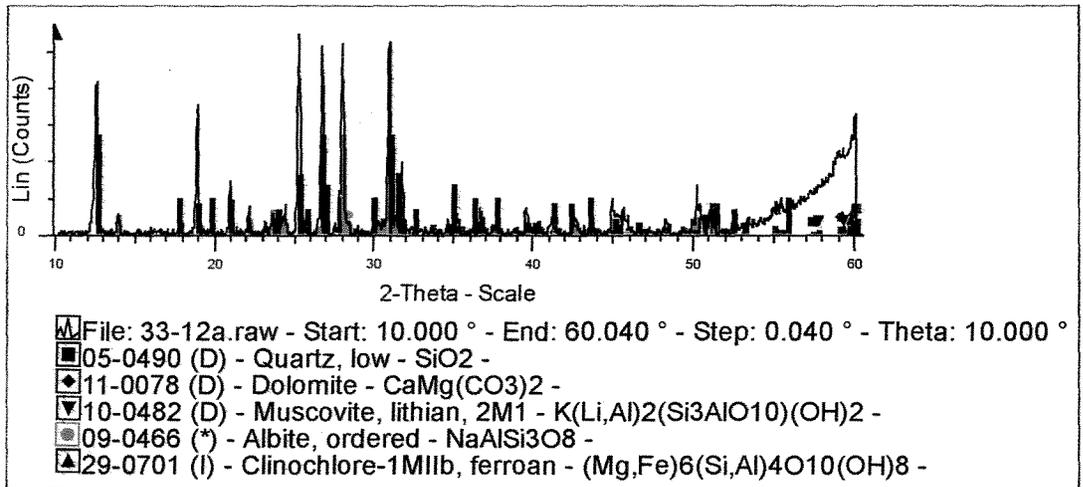
As análises por DRX realizadas em três amostras desta classe concordam com os resultados da petrografia, descrita acima.

Os resultados da amostra 33-12A concordam e complementam os dados prévios [Figura 3.16(B)]. O carbonato é caracterizado como dolomita, a clorita como Fe-clinocloro, o plagioclásio como albita, e a sericita como uma muscovita de lítio.

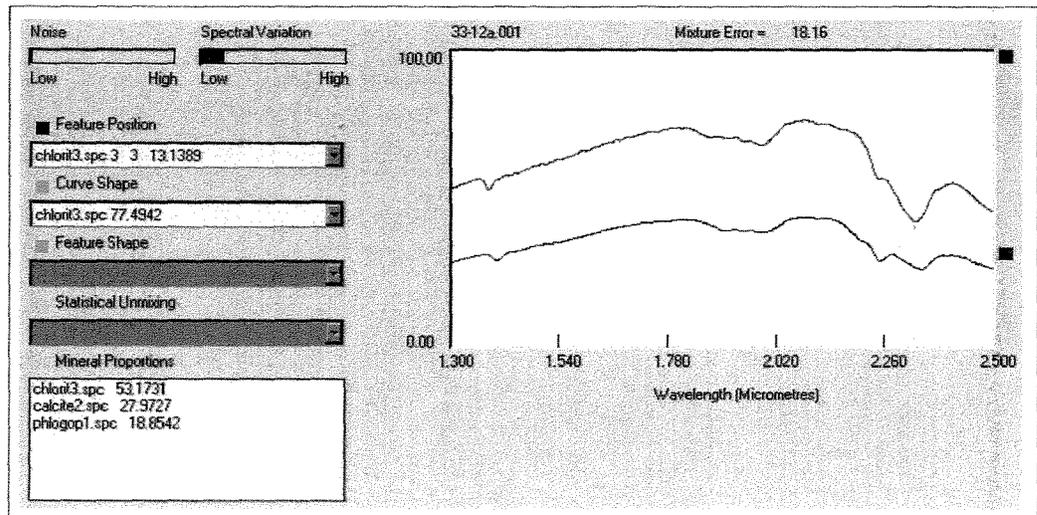
O mesmo ocorre para a amostra 47-03 [Figura 3.17(B)], onde os picos de difração indicam a presença de Fe-clinocloro, albita, quartzo, Mg-calcita e biotita.



A)

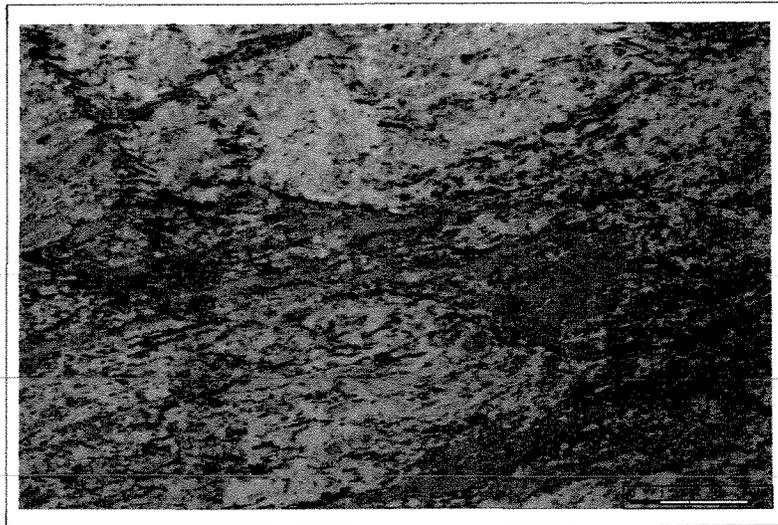


B)

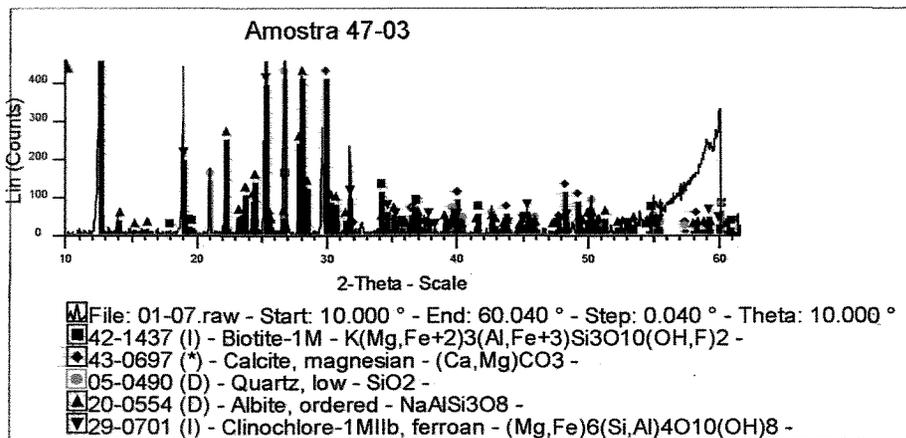


C)

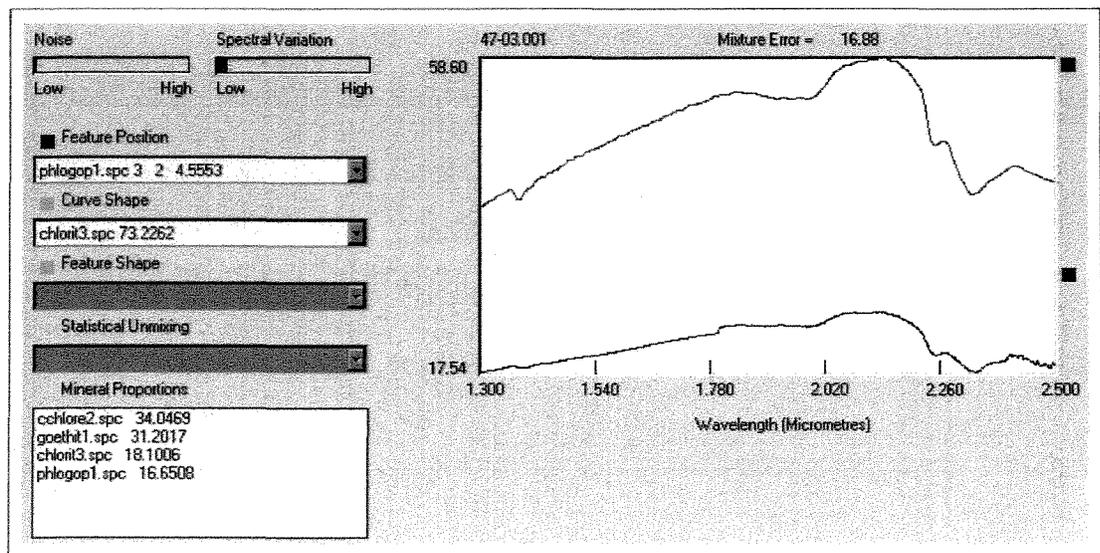
Figura 3.16 – Amostras 33-10 e 33-12A. A) resposta da análise através do SIMIS da curva espectral da amostra 33-10. B) difratograma da amostra 33-12A. C) análise através do SIMIS da curva espectral da amostra 33-12A.



A)



B)



C)

Figura 3.17 – Amostra 47-03. A) fotomicrografia mostrando a alteração da clorita para biotita. B) difratograma da amostra 47-03. C) análise através do SIMIS da curva espectral da amostra 47-03

3.3.4.3 - Espectroscopia de Reflexão

As amostras desta classe acham-se representadas na Figura 3.18. Um ponto importante é que as amostras desta classe possuem as bandas de absorção, bem como a forma das curvas, semelhantes às das amostras descritas na classe 3.

As curvas de reflectância destas amostras aumenta do visível em direção ao infravermelho, sendo que o albedo da amostra 33-10 é bem maior que as demais.

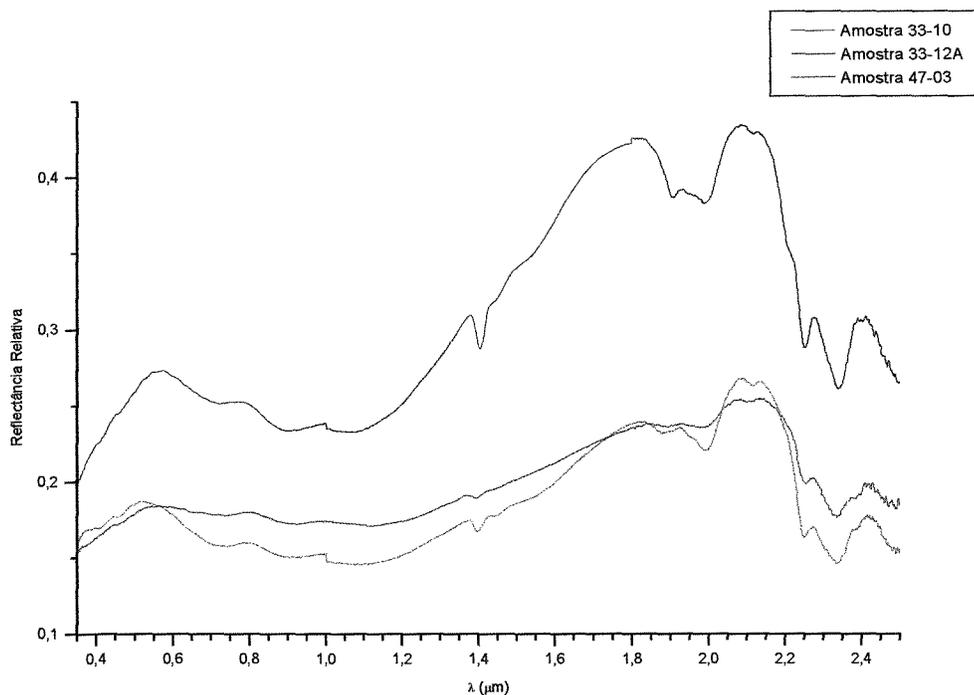


Figura 3.18 - Curvas espectrais das amostras reunidas na classe 4.

Na região do visível as três amostras apresentam bandas de absorção em 0,724, 0,912 e 1,075 μm. Estas feições devem-se ao Fe. Após esta última absorção, a reflectância das amostras cresce até um pico em 2,08 μm, a partir do qual a reflectância volta a diminuir. Novamente observa-se uma banda de absorção em 1,4 μm (O-H).

Na região do infravermelho próximo, a principal feição de absorção encontra-se em 2,336 μm, acompanhada por uma feição de menor intensidade em 2,251 μm. Esta

conjugação de bandas é própria das cloritas, indicando a presença deste mineral. Uma feição menor, obscurecida pelos ruídos, encontra-se em 2,46 μm , a qual, juntamente com a feição em 2,33 μm , caracteriza o carbonato.

Bandas de absorção menos intensas ocorrem em 1,90 e 1,99 μm . Estas feições são contíguas, dificultando a sua individualização em algumas amostras. Na amostra 33-12A, porém, elas se encontram muito bem definidas. Isto provavelmente deve-se à maior quantidade de carbonato nesta amostra em relação às demais. Uma banda bem discreta é observada ainda em 2,119 μm e deve-se provavelmente à clorita.

A análise através do SIMIS para estas amostras foi bastante compatível com os resultados anteriores, e as considerações feitas acima.

Estas análises [Figuras 3.16 (A) e (C) e 3.17(C)] apresentaram um resultado preciso, com a identificação correta dos principais minerais presentes nas amostras com bandas de absorção na região estudada. Estes minerais são a clorita, identificada em todas as amostras; carbonato, identificado como calcita na amostra 33-12A (enquanto o DRX identificou dolomita), como dolomita na amostra 33-10, porém não identificado na amostra 47-03; e biotita, identificada como flogopita. Nas amostras 33-10 foi também determinada a presença de anfibólio, tremolita, concordando com a descrição petrográfica.

3.3.5 - Classe 5 - Rochas Máficas e Sedimentares com Biotitização

3.3.5.1 - Análise Petrográfica

Duas amostras foram reunidas nesta classe com base na presença de porfiroblastos de biotita, que aqui constitui a principal fase mineral de alteração. A mineralogia principal das rochas desta classe é formada por: clorita, carbonato, biotita, quartzo, \pm plagioclásio. Como acessórios encontra-se epidoto e opacos (pirita, magnetita). A amostra 43-03 exhibe, além da biotita, porfiroblastos de muscovita, que juntamente com o bandamento composicional da rocha, expõe o seu caráter sedimentar. Este bandamento composicional é paralelo à orientação da clorita, que define a foliação da rocha. É formado por camadas pelíticas ricas em finas palhetas de

clorita, e camadas mais grosseiras, ricas em quartzo e carbonato. A textura geral da rocha é granolepidoblástica.

Nestas amostras, a clorita está se alterando para biotita e muscovita. Os porfiroblastos destes minerais têm tamanho grande e podem estar orientados ou não com a foliação metamórfica.

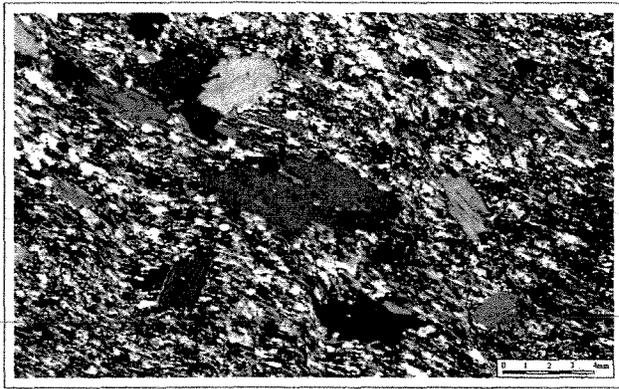
Os carbonatos encontram-se distribuídos por toda a lâmina, mas ocorrem preferencialmente nas camadas quartzosas, sendo xenomorfos a subidiomorfos. Cristais de muscovita limitam, em alguns casos, as suas faces.

A amostra 03-08 [Figura 3.19(A)], ao contrário da amostra anterior, possivelmente deriva de um protólito ígneo. A rocha pode ser classificada como um clorita-biotita-carbonato-quartzo-plagioclásio-xisto. Possui textura lepidogranoblástica e inequigranular porfiroblástica. A matriz da rocha é constituída por clorita, quartzo, opacos e plagioclásio. A orientação dos cristais tabulares de clorita definem a foliação principal da rocha. Uma segunda foliação, secante em relação à primeira, também foi observada. Esta foliação é marcada pelo rearranjo da clorita e dos opacos sobre sua superfície. Os porfiroblastos são constituídos por biotita e carbonato, que encontram-se com tamanhos grandes. Os carbonatos estão nitidamente associados a venulações quartzo/carbonáticas, onde, juntamente com o plagioclásio, possuem um maior desenvolvimento. Já a biotita encontra-se disseminada, formando porfiroblastos poiquiloblásticos orientados aleatoriamente em relação à foliação principal da rocha.

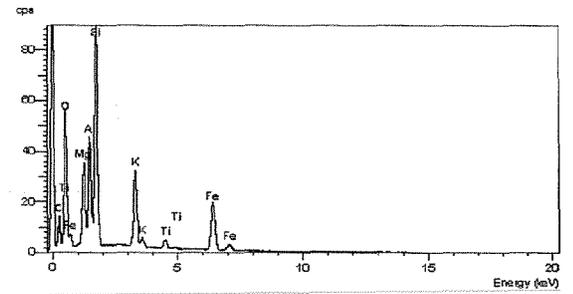
Os porfiroblastos de biotita possuem uma coloração acinzentada com brilho metálico quando vistos macroscopicamente e uma forte coloração acastanhada quando vistos através do microscópio ótico. Esta coloração indica presença de titânio, identificado com segurança pelas análises de MEV [Figura 3.19(B)]. A titanobiotita forma-se principalmente em rochas magmáticas (Evangelista 1988), o que concorda com o caráter ígneo da rocha.

3.3.5.2 - Difractometria de Raios X

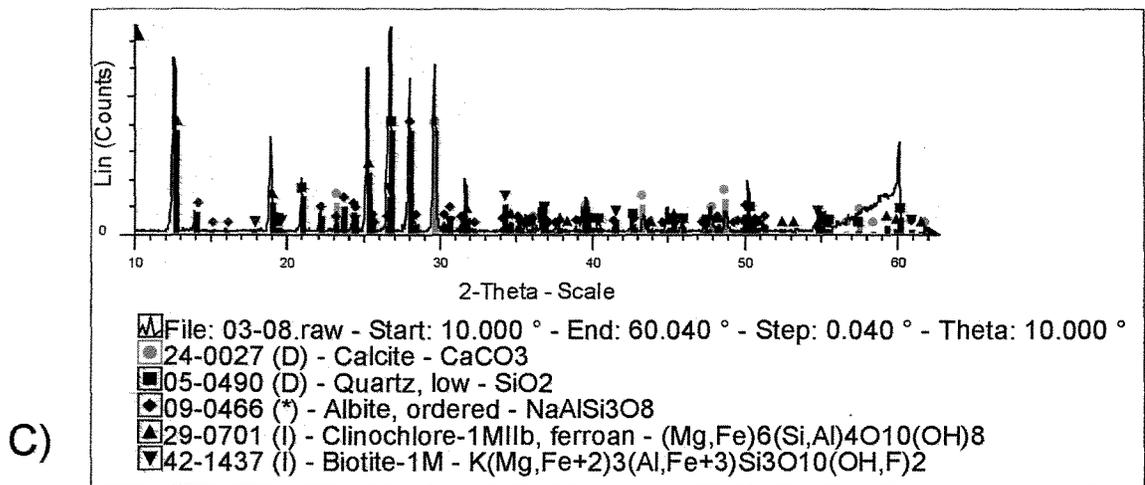
As análises destas amostras através da DRX concordam os dados petrográficos, com raras exceções.



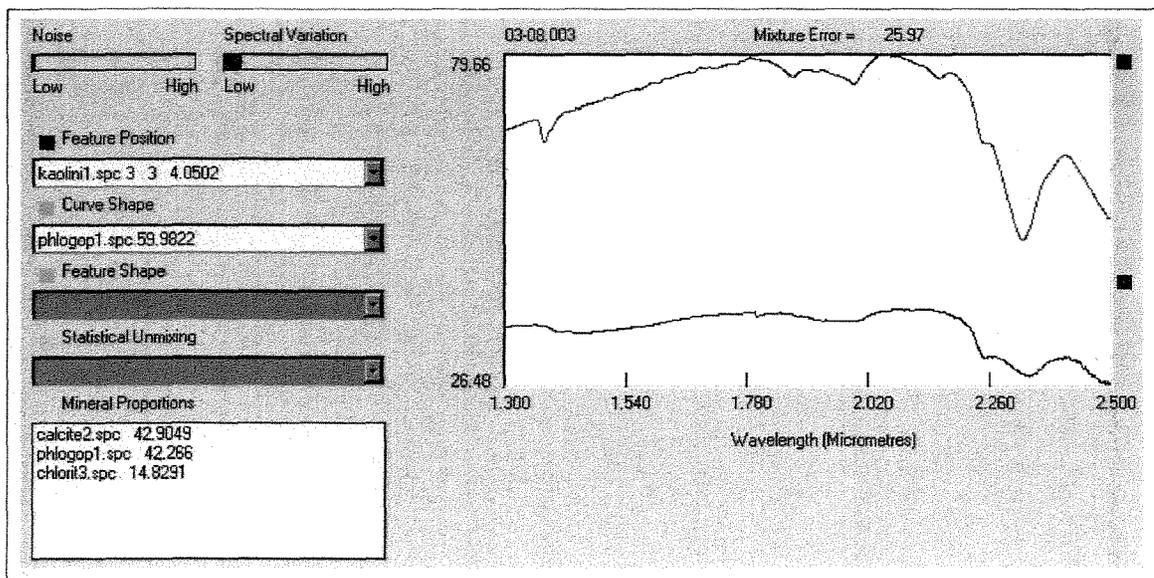
A)



B)

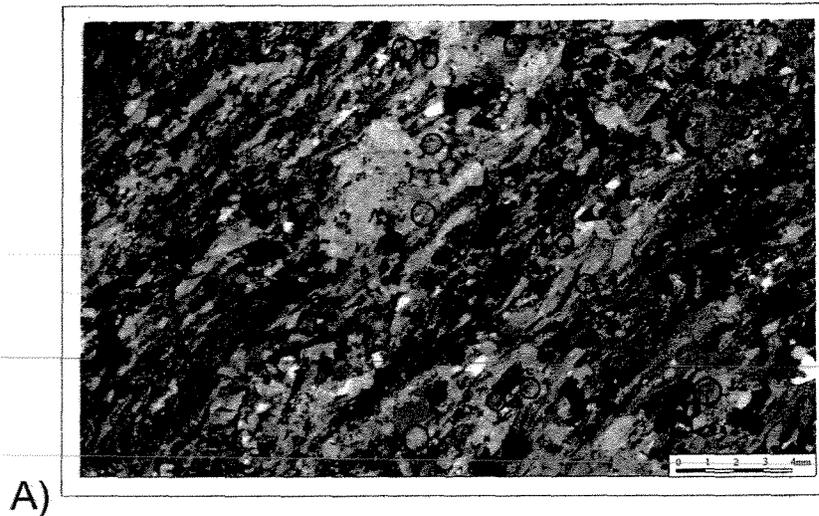


C)

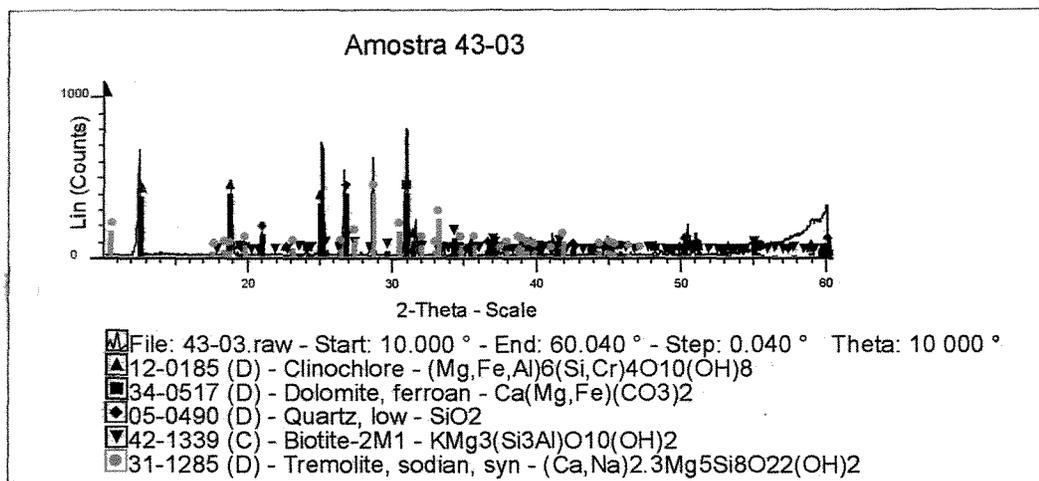


D)

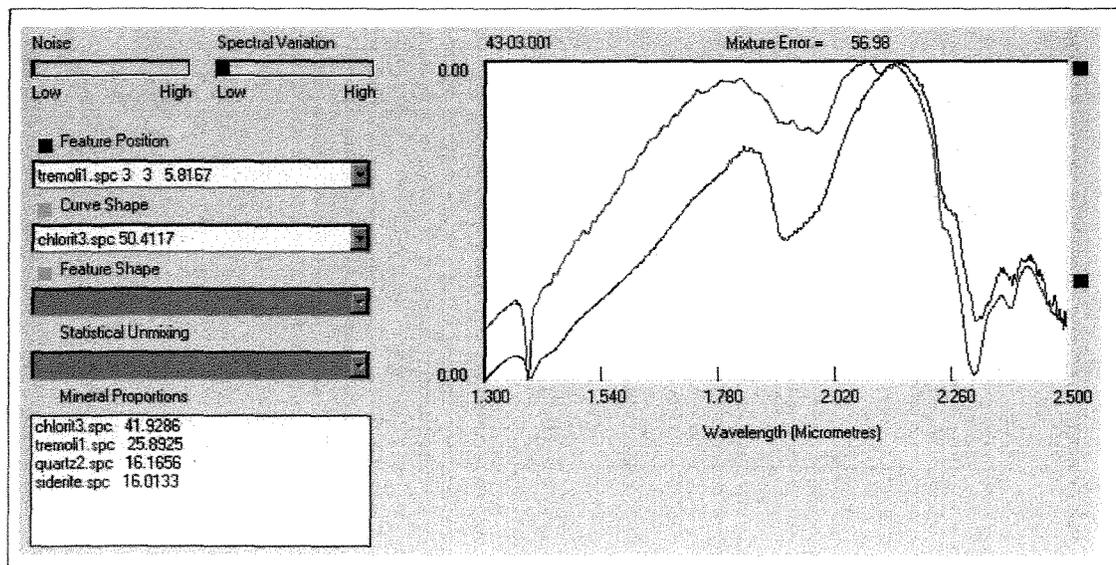
Figura 3.19 – Amostra 03-08. (A) fotomicrografia mostrando os porfiroblastos de biotita. (B) difratograma do MEV de uma biotita rica em Ti. (C) difratograma de raios X. (D) análise da sua curva espectral pelo SIMS.



A)



B)



C)

Figura 3.20 – Amostra 43-03. A) fotomicrografia mostrando mineralogia com sericita e carbonato. B) difratograma de raios X. C) análise da sua curva espectral utilizando o SIMIS.

Na análise difratométrica da amostra 03-08 [Figura 2.19(C)], observa-se que os resultados conferem perfeitamente com a análise petrográfica. Os minerais determinados através de seus picos de difração característicos foram: Fe-clinocloro, quartzo, biotita, albita e calcita. Estes resultados completam a análise petrográfica, determinando a composição química de alguns minerais (carbonatos, cloritas e plagioclásios).

Quanto aos resultados da análise da amostra 43-03, o difratograma [Figura 3.20(B)] mostra picos de difração que determinam uma mineralogia composta por clinocloro, Fe-dolomita e quartzo. Os picos principais da muscovita e da biotita, determinados a partir da análise petrográfica, não foram identificados, porém um pico intenso ocorre em $2\theta=28,8$ graus. Este pico, juntamente com outros de menor intensidade, foi atribuído ao mineral actinolita/tremolita, que é um anfibólio de Ca e Mg.

3.3.5.3 - Espectroscopia de Reflexão

As amostras classificadas a partir do tipo de alteração hidrotermal, com composição mineralógica semelhantes reunidas nesta classe, são representadas na Figura 3.21.

Como pode ser observado nesta figura, as curvas que representam a respostas espectrais destas amostras são bem diferentes, tanto no que se refere a forma da curva, quanto no que se refere às posições das feições de absorção. A amostra 03-08 mostra uma inclinação aproximadamente plana da reflectância, enquanto a amostra 43-03 possui uma reflectância menor na região do visível, com o crescimento do albedo em direção ao infravermelho.

Com relação às posições das feições de absorção, a amostra 43-03 apresenta quatro bandas largas, de pequena profundidade, localizadas na região do visível a 0,625, 0,689, 0,909 e 1,050 μm . Estas feições são atribuídas ao Fe presente nos minerais.

No infravermelho, o pico de absorção mais profundo localiza-se em 2,318 μm , acompanhado por um pico de menor intensidade em 2,389 μm . Um pequeno ombro ocorre ainda em 2,262 μm . Estas feições permitem apontar a presença de clorita nesta

amostra. Um pico menor, no final do espectro, acha-se localizado em 2,485 μm ; este pico combinado com o pico de 2,31 μm , possibilita a identificação de carbonato.

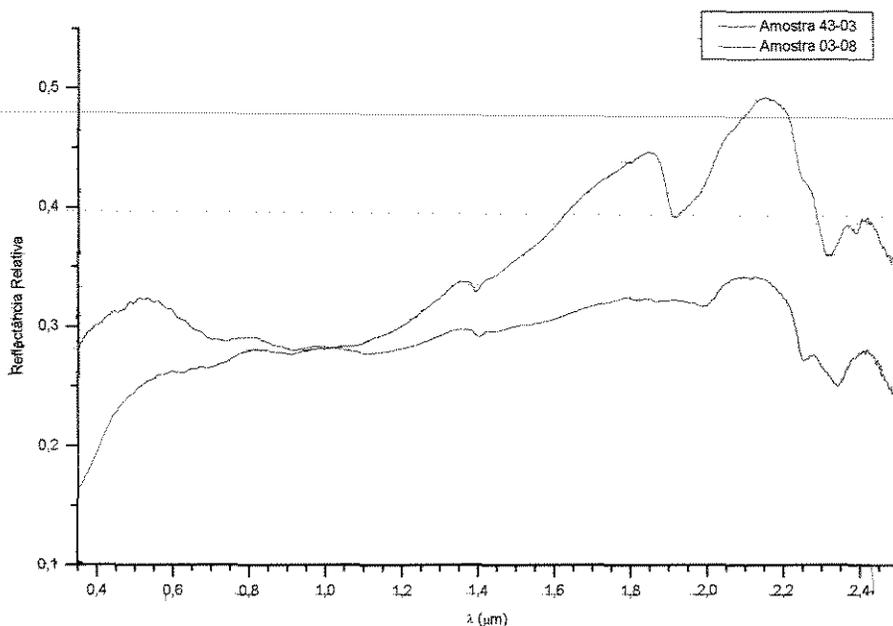


Figura 3.21 – Curvas espectrais de amostras pertencentes a zona de biotitização (classe 5)

Encontra-se ainda feições de absorção em 1,913 e 1,394 μm , características da ligação O-H, indicando a presença de água nos minerais da amostra.

A amostra 03-08 mostra três feições de absorção no visível, também largas e pouco intensas, localizadas em 0,738, 0,917 e 1,115 μm . Estas feições devem-se provavelmente à presença de ferro em algum mineral constituinte desta rocha. A banda de absorção mais intensa na região do infravermelho está em 2,339 μm , adjacente a uma banda localizada em 2,252 μm . Estas feições caracterizam a presença de clorita. Duas feições menores podem ser individualizadas em 1,865 μm e em 1,990 μm . Estas feições podem ser devidas tanto a clorita, quanto ao carbonato. Em 1,401 μm ocorre outra banda de absorção observada na maioria das amostras aqui descritas.

As análises realizadas não mostraram um resultado satisfatório, pois o erro da mistura é muito alto, como pode ser observado nas Figuras 3.19 e 3.20. Para a amostra 43-03 [Figura 3.20(C)] foi identificado a presença de clorita, tremolita, quartzo e siderita. A identificação da tremolita concorda com a análise de raios X, que também

assinalou a presença deste anfibólio. Os demais minerais foram determinados também através dos outros métodos. Deve-se ressaltar porém que o SIMIS definiu o carbonato como siderita, enquanto o raio X, caracterizou-o como Fe-dolomita. A biotita que ocorre em grande quantidade nesta amostra não foi reconhecida pelo SIMIS, provavelmente devido à ausência de feições espectrais importantes para a biotita nesta região do espectro.

Quanto a amostra 03-08, a análise através do SIMIS determinou a presença de calcita, flogopita e clorita, resultado totalmente concordante com os demais métodos, e que representa a mineralogia dominante nesta amostra [Figura 3.19(D)].

3.3.6 - Classe 6 – Rochas Máficas e Sedimentares com Sericitização

3.3.6.1 - Análise Petrográfica

As rochas pertencentes a esta classe possuem uma mineralogia composta por: muscovita, carbonato, clorita, quartzo, \pm plagioclásio, \pm biotita e opacos. O seu principal acessório é o epidoto. Estas rochas podem ser denominadas portanto como muscovita-carbonato-clorita-quartzo xistos.

Dois tipos de alteração por sericitização são observadas. A primeira, constatada nas amostras 34-06, 34-07 e 34-08 (Figuras 3.22 e 3.23), caracteriza-se por uma substituição dos porfiroblastos de carbonato, com a dissolução desta fase mineral e a precipitação de muscovita (*open space filling*). Esta substituição ocorre como uma pseudomorfose, conservando a forma romboédrica dos carbonatos. O segundo tipo de alteração é evidenciado pela formação de porfiroblastos de muscovita sem uma orientação preferencial [amostras 34-13, 33-17, 53-01 e 47-04 (Figuras 3.27, 3.28 e 3.29)].

Dois protólitos, provavelmente, são os responsáveis por esta diferença entre os tipos de alteração. O primeiro tipo deve-se a rochas máficas, enquanto o segundo é observado preferencialmente em rochas metassedimentares.

As rochas com o primeiro tipo de alteração são inequigranulares com textura porfiroblástica. A matriz destas rochas é formada por clorita, quartzo e plagioclásio, de

granulação fina e textura lepidogranoblástica, marcada pela orientação das cloritas. Esta orientação define a foliação metamórfica principal.

Os porfiroblastos são formados por carbonato, que variam de xenomorfos a idiomorfos, e ocorrem com tamanhos variados. Estes cristais podem encontrar-se desordenados, ou estirados em relação à foliação da rocha. São observadas diversas inclusões nestes cristais, em geral alinhadas. As inclusões são constituídas predominantemente por quartzo.

Os porfiroblastos de carbonato estão sendo substituídos por cristais de muscovita, que podem substituí-los totalmente, preservando a sua forma original. A muscovita pode ocorrer ainda na porção mais fina, estirada segundo a foliação da rocha.

A biotita também forma porfiroblastos, com cristais de grande tamanho, xenomorfos, em menor quantidade que o carbonato e a muscovita. Os cristais de biotita encontram-se intimamente associados a estes últimos, ocorrendo em suas bordas.

O segundo tipo de alteração ocorre em uma rocha inequigranular, formada por uma matriz de granulometria fina, com textura variando de granolepidoblástica a lepidoblástica, e porfiroblastos de muscovita, \pm carbonato, \pm opacos (pirita). Em algumas amostras (47-04 e 53-01) observa-se um bandamento composto por bandas de granulação fina e grosseiras, de provável origem sedimentar.

A matriz da rocha é composta por clorita, quartzo, plagioclásio e raramente biotita. Em geral, a orientação das cloritas é responsável pela geração de dois planos de foliação na rocha.

Os porfiroblastos de muscovita tem tamanho grande e são muito abundantes (em quantidades superiores ao primeiro tipo de alteração). Estes cristais dispõem-se predominantemente de forma desorientada com relação às foliações. São também poiquiloblásticos, portando diversas inclusões dos minerais constituintes da matriz. Estas inclusões encontram-se geralmente alinhadas segundo a foliação. A muscovita varia de subidiomorfa a idiomorfa, quando forma diversos cristais, com seções retangulares, com faces muito bem definidas [Figura 3.27(A)].

Alguns porfiroblastos de carbonato também estão presentes, porém em pequena quantidade. A amostra 53-01, diferente das demais, apresenta grande quantidade de porfiroblastos de pirita idiomorfos dispersos em abundância por toda a rocha.

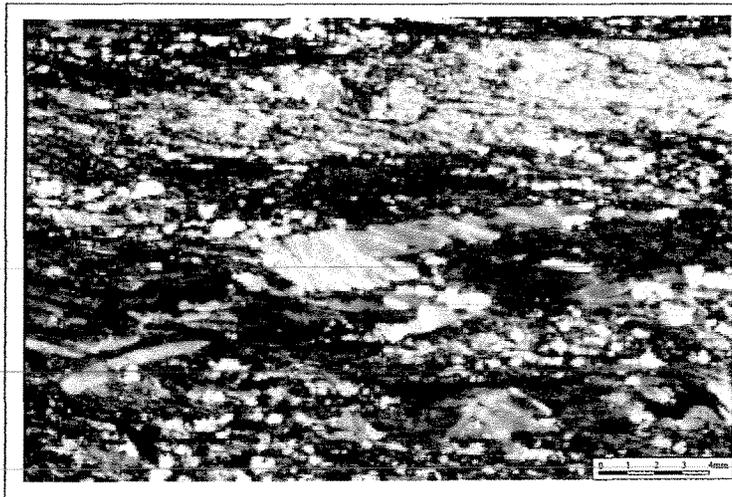
Algumas análises de MEV foram efetuadas nas amostras 47-04, com o objetivo de definir seguramente as fases minerais. As análises não comprovaram a presença de muscovita [Figura 3.29(B)] identificada através de seção delgada, e sim de um silicato de ferro e magnésio (possivelmente um anfibólio). Os demais minerais foram concordantes com a descrição acima.

3.3.6.2 - Difractometria de Raios X

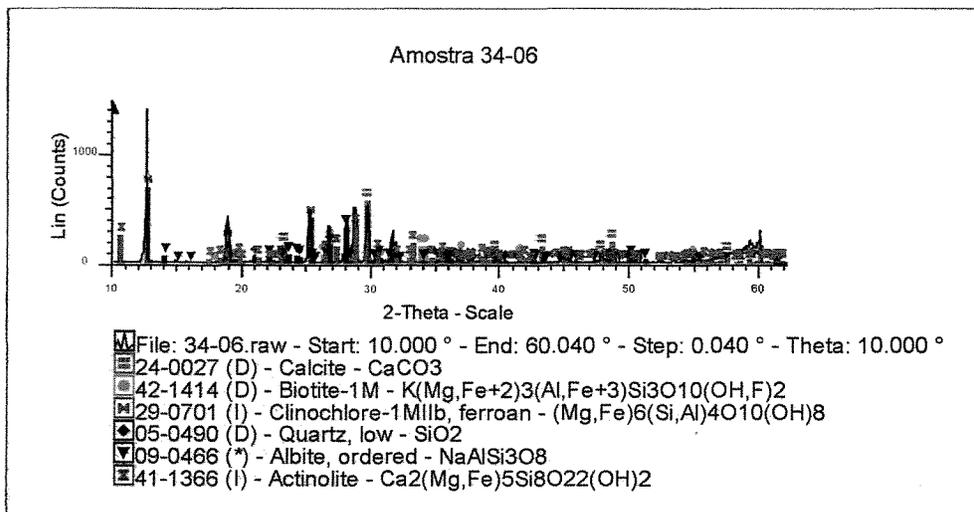
As análises de DRX foram concordantes com a descrição petrográfica das amostras para a grande maioria dos minerais presentes nestas rochas, como: clorita, carbonato, quartzo, biotita e plagioclásio. Alguns resultados, porém, foram discordantes.

Para o primeiro tipo de alteração, os minerais citados acima foram caracterizados através de seus picos de difração principais como: clinocloro, em geral rico em ferro, calcita magnesiana, quartzo, biotita, \pm albita [Figuras 3.22(B) e 3.23(B)]. Estes resultados completam a descrição petrográfica. Porém, a muscovita descrita através do microscópio ótico não foi identificada. A ausência da muscovita nestas análises deve-se provavelmente à maneira que a amostra foi prepara. Já a actinolita foi concordante com a análise petrográfica.

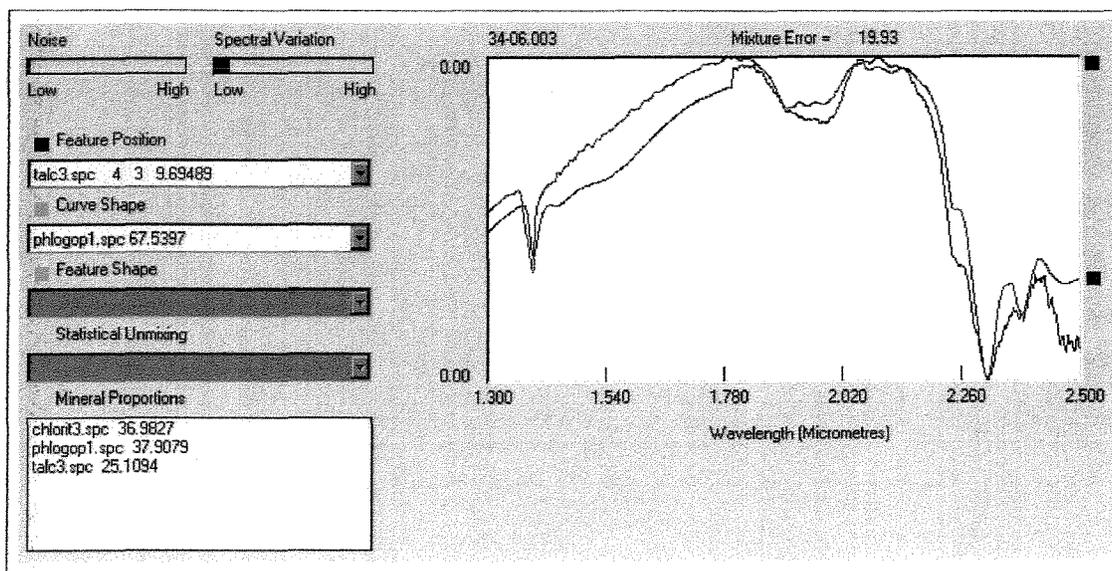
Já o segundo tipo de alteração apresenta resultados muito similares e concordantes com a descrição petrográfica [Figuras 3.27(B), 3.28(B) e 3.29(A)]. Os minerais identificados através de seus picos de difração característicos foram clinocloro, quartzo, \pm albita. Quanto ao carbonato, diferentes fases estão representadas, como dolomita [Figura 3.28(B)], ankerita [Figura 3.29(A)] e calcita [Figura 3.27(B)]. A muscovita, ao contrário do que ocorre no primeiro tipo de alteração, é perfeitamente determinada, através de quatro picos de difração situados entre os ângulos $2\theta = 25^\circ$ e $2\theta = 31^\circ$.



A)

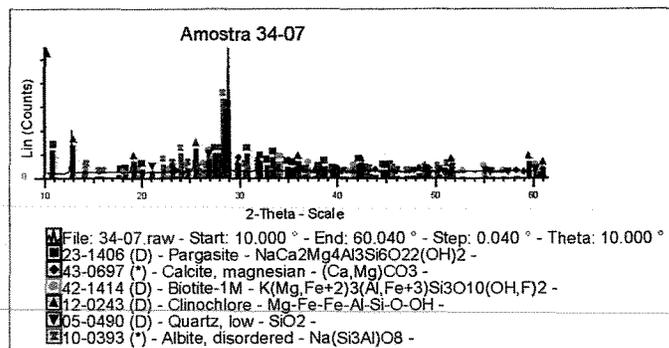
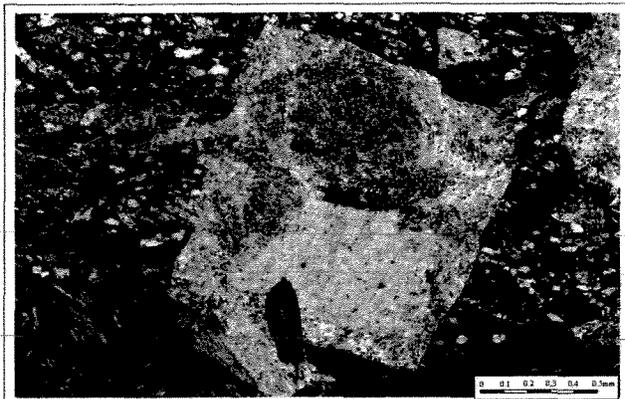


B)



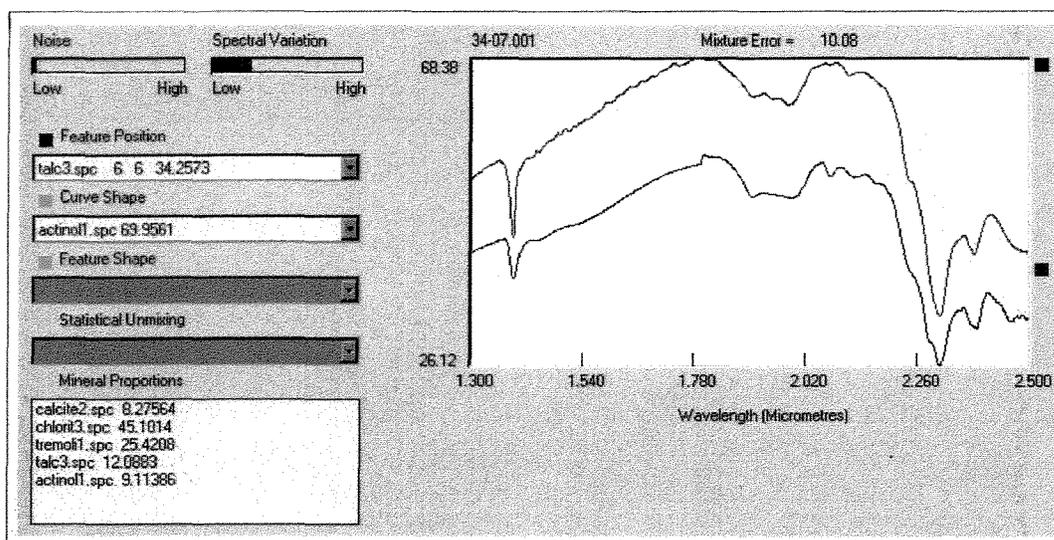
C)

Figura 3.22 – Amostra 34-06. A) fotomicrografia da alteração sericitica. B) análise por DRX. C) análise do seu espectro através do SIMIS

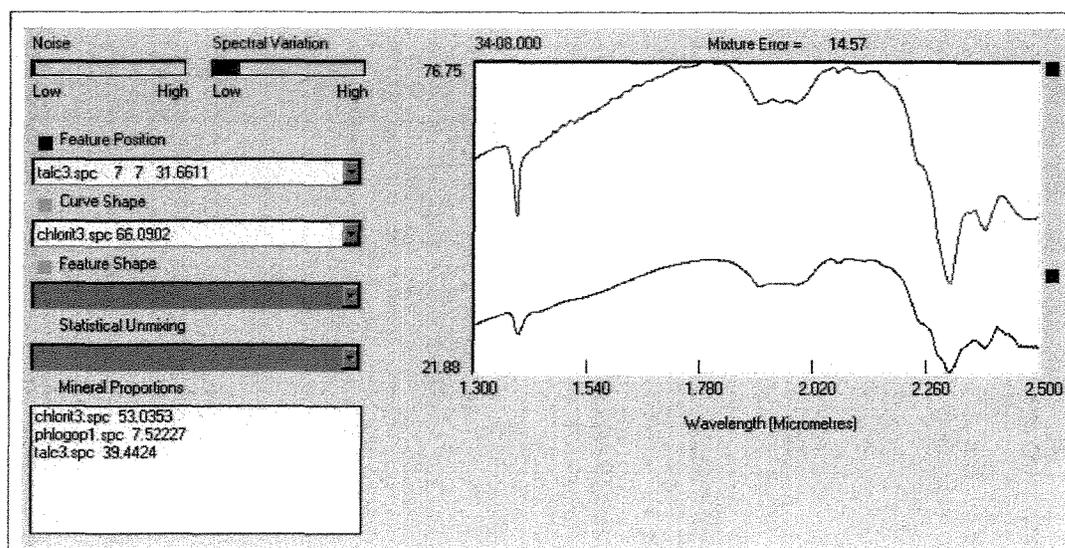


A)

B)



C)



D)

Figura 3.23 – Amostras 34-07 e 34-08. A) fotomicrografia da amostra 34-08 mostrando a substituição do carbonato por muscovita. B) difratograma da amostra 34-07. C) análise espectral utilizando o SIMIS para a amostra 34-07. D) análise espectral da amostra 34-08.

3.3.6.3 - Espectroscopia de Reflexão

As análises das curvas espectrais das amostras desta classe permitem separá-lo claramente em duas subclasses em função da forma da curva espectral e da posição de suas feições de absorção (Figura 3.24). Estas subclasses são concordantes com a análise petrográfica e conseqüentemente com a origem da rocha. Em função das diferenças espectrais evidentes, as duas subclasses serão analisados separadamente.

A primeira subclasse é formada pelas curvas espectrais das amostras 34-06, 34-07 e 34-08, enquanto a segunda subclasse é constituída pelas curvas das amostras 53-01, 34-13, 47-04 e 33-17.

A primeira subclasse, representada na Figura 3.25, possui uma curva de reflectância mais inclinada que a outra subclasse, apresentando reflectância crescente em direção ao infravermelho. Na faixa do visível, as bandas de absorção apresentam-se, como nas demais curvas com bandas largas e pouco profundas, localizadas a 0,7 e 0,9 μm , devido a presença de Fe.

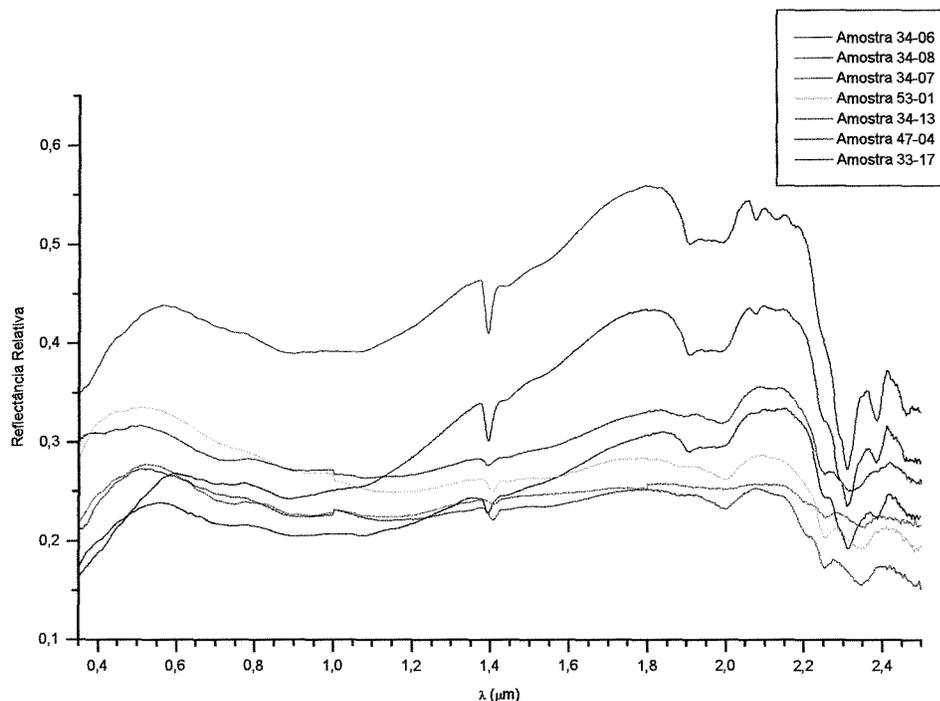


Figura 3.24 – Amostras de alteração pertencentes à zona de sericitização. As curvas em preto representam a primeira subclasse, enquanto as coloridas representam a segunda subclasse.

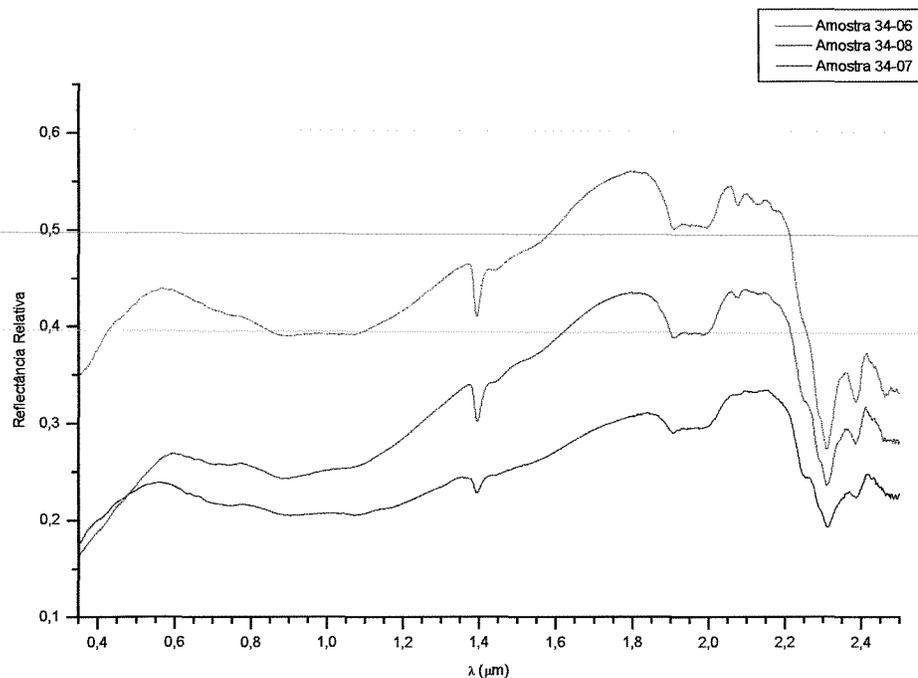


Figura 3.25 – Amostras de rochas máficas com alteração sericítica, reagrupadas e separadas das rochas sedimentares também em função de seu comportamento espectral.

Na região do infravermelho, a banda de absorção mais intensa encontra-se a 2,31 μm . Dois pequenos ombros na curva espectral, adjacente a esta feição de absorção, ocorrem a 2,28 μm e a 2,25 μm . Estas feições, juntamente com uma forte absorção a 1,39 μm , permitem determinar a presença de talco ou actinolita. Duas outras feições menores são observadas ainda no final do espectro. A primeira localiza-se a 2,38 μm e pode ser atribuída à clorita; a segunda está a 2,46 μm e possibilita identificar a presença de carbonato.

Adjacente ao pico de reflectância máxima a 2,05 μm , estão presentes dois picos de absorção de intensidade pequena, localizados respectivamente a 2,077 μm e a 2,13 μm . Outros dois picos de absorção conjugados são evidenciados ainda a 1,91 μm e a 1,98 μm .

As análises do SIMIS sobre estas amostras foram bastante satisfatórias, com pequenos erros de mistura mineral. Os resultados porém, apresentam diferenças importantes em relação às análises prévias. Estas análises indicaram a presença de

clorita e talco em todas as amostras [Figuras 3.22(C) e 3.23(C) e (D)]. A presença de talco nestas amostras não havia sido determinada em nenhum dos métodos utilizados anteriormente. As suas feições porém são claras nas curvas espectrais.

Como as análises de microscopia ótica estão em desacordo com as análises de DRX com relação à presença de muscovita nas amostras, os resultados da espectroscopia de reflexão devem ser considerados. Principalmente, porque este mesmo método ainda aponta a presença de actinolita/tremolita [Figura 3.23(C)]. Algum problema deve ter ocorrido na análise de DRX, sendo provável que o método de preparação de amostras não tenha sido adequado.

Os demais minerais identificados, flogopita e calcita, concordam perfeitamente com as análises anteriores e acrescentam informações sobre as composições químicas da biotita e do carbonato, respectivamente.

A segunda subclasse, representada pela Figura 3.26, tem um albedo aproximadamente plano. Na faixa do visível, a posição de suas bandas de absorção situam-se em 0,74 μm , 0,914 μm e a 1,125 μm , e devem-se ao Fe presente nos minerais desta rocha.

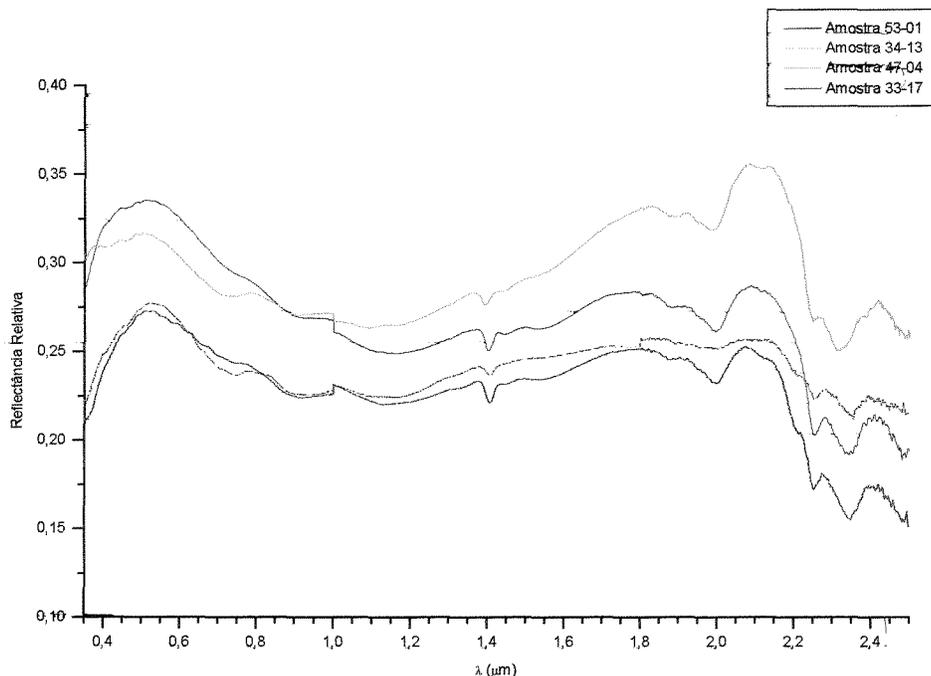


Figura 3.26 – Curvas espectrais de amostras com alteração hidrotermal com sericitização, reunidas na segunda subclasse.

Já na região do infravermelho, evidenciam-se dois importantes picos de absorção. O de maior intensidade encontra-se a $2,34 \mu\text{m}$ ($\pm 0,03 \mu\text{m}$), e o de intensidade menor encontra-se a $2,25 \mu\text{m}$. Um pequeno ombro é ainda observado nesta região a $2,21 \mu\text{m}$. Os dois picos principais podem ser atribuídos à clorita, enquanto o ombro deve-se à muscovita. No final do espectro ocorre uma pequena banda a $2,48 \mu\text{m}$, provavelmente do carbonato.

Outros picos de absorção também presentes nestas curvas espectrais situam-se a $1,4 \mu\text{m}$, típico da presença de água (O-H), juntamente com o pico de $1,9 \mu\text{m}$, que se encontra associado a uma feição de absorção a $1,99 \mu\text{m}$.

Para esta subclasse as análises através do SIMIS também apresentaram um erro de mistura mineral muito pequeno. Os resultados foram concordantes com os obtidos por outros métodos, com apenas algumas ressalvas.

Os dois principais minerais de alteração hidrotermal, muscovita e carbonato, de ocorrência geral, foram identificados para todas as amostras [Figuras 3.27, 3.28 e 3.29(C)]. Outro mineral, também identificado corretamente, foi a clorita, caracterizada como clinocloro.

A análise da amostra 47-04 através do MEV apontou a presença de um mineral de composição ferro-magnésiana. É importante observar que a difratometria de raios X apontou a presença de talco [Figura 3.29(A)] assim como a análise do espectro desta rocha através do SIMIS. Portanto esta amostra deve possuir talco em sua composição, não identificado através da análise petrográfica.

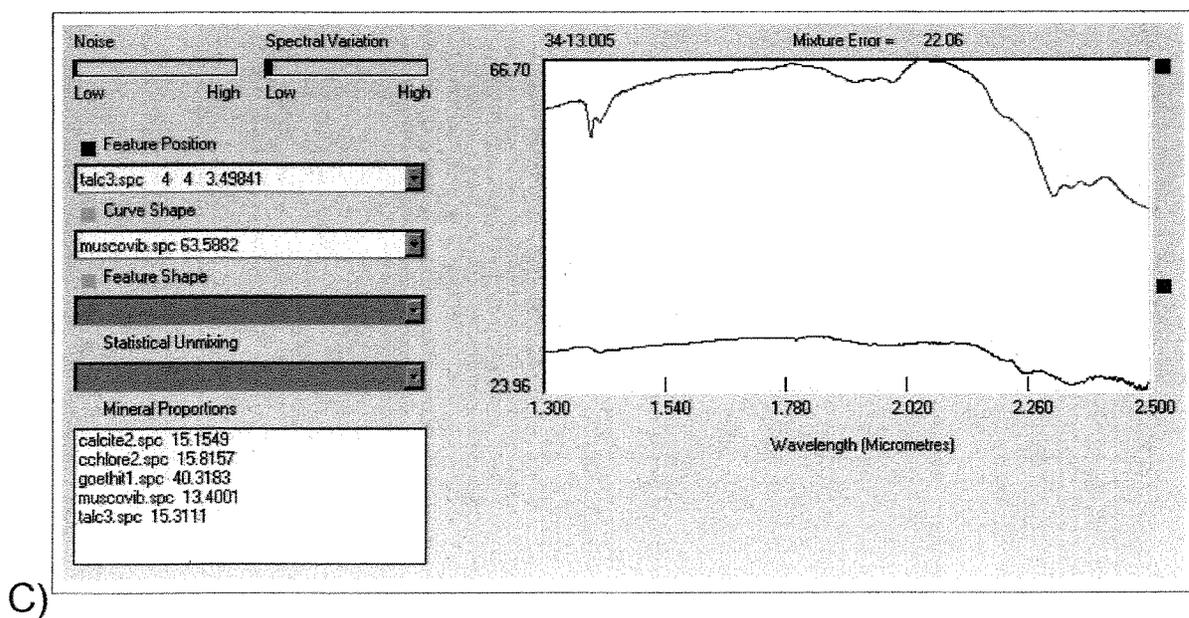
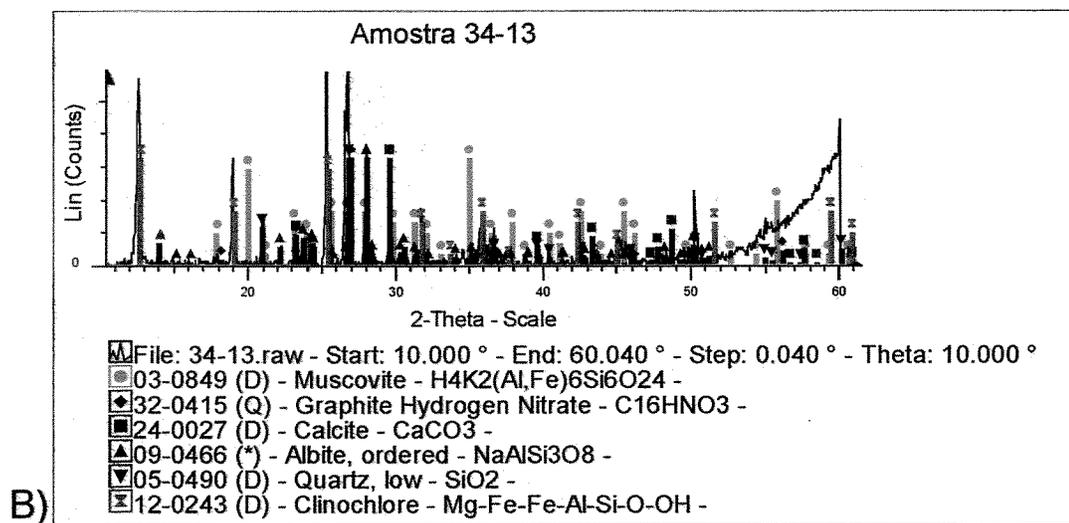
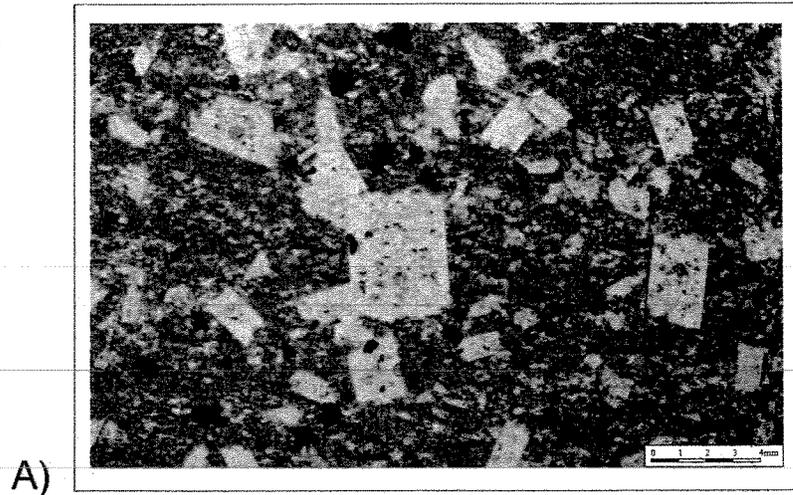
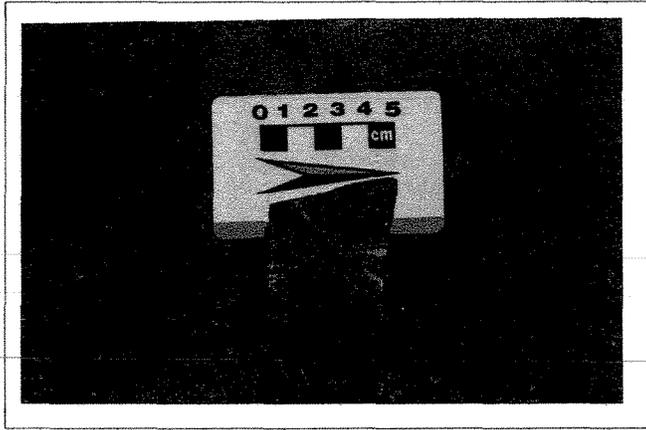
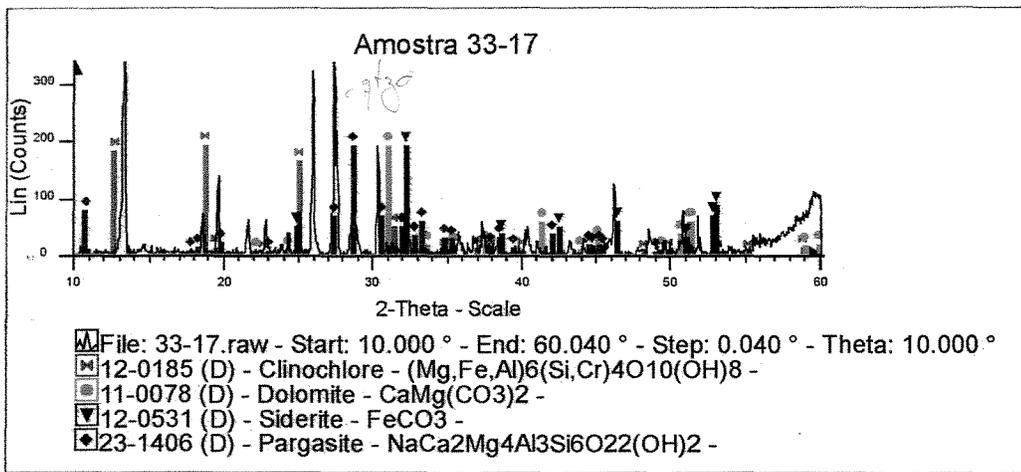


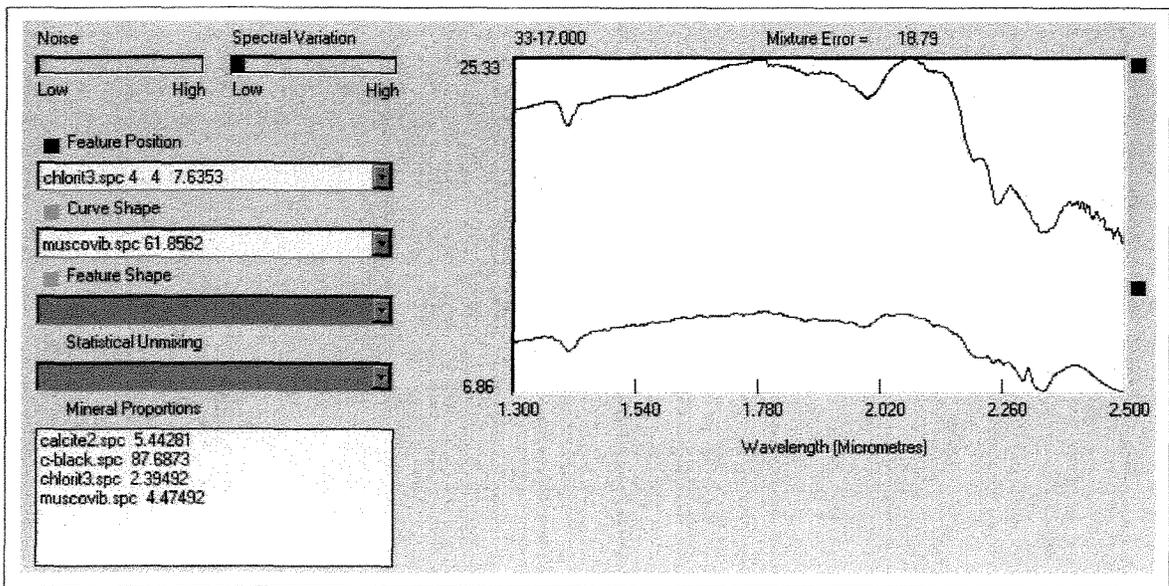
Figura 3.27 – Amostra 34-13. A) fotomicrografia mostrando porfiroblastos de muscovita. B) difratograma. C) análise através do SIMIS da curva espectral.



A)

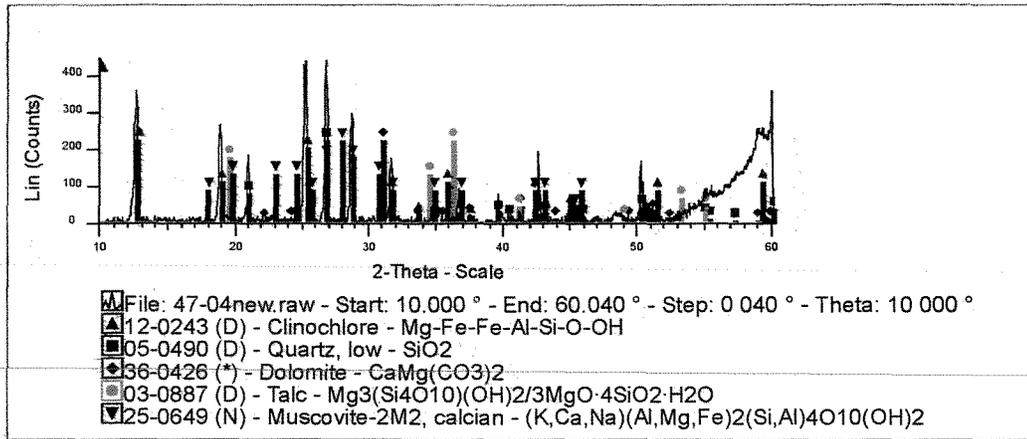


B)

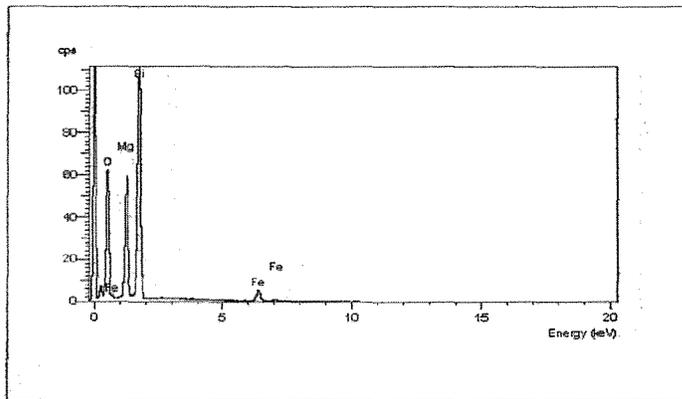


C)

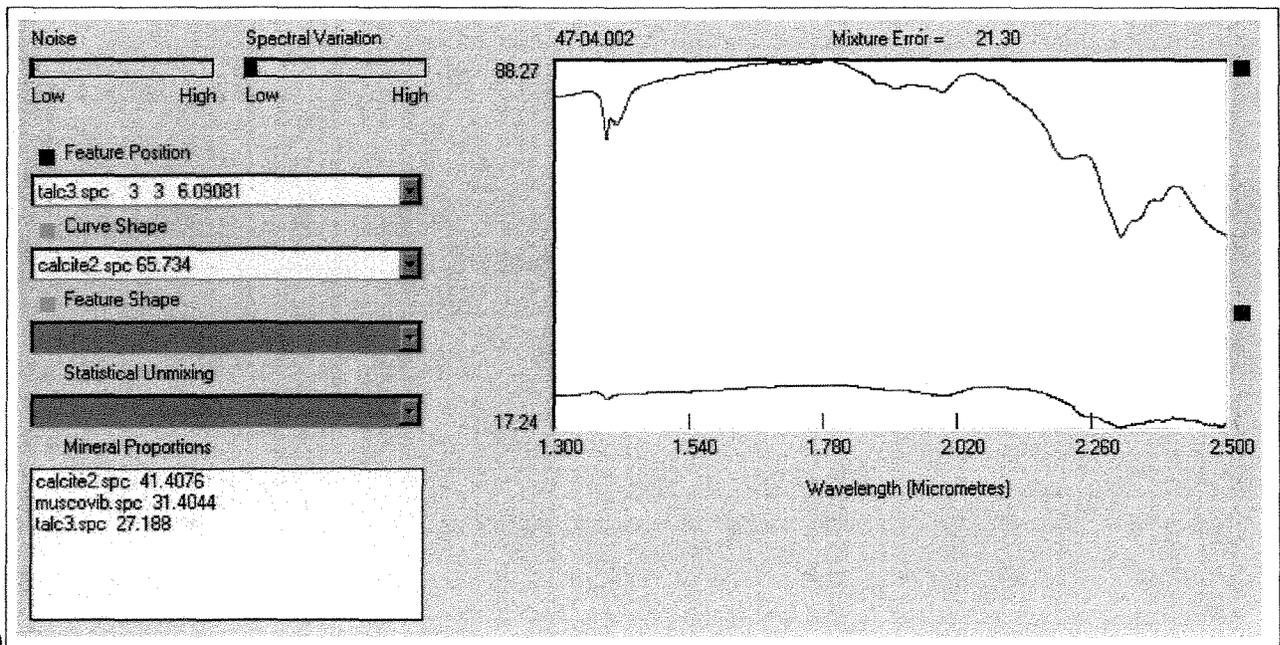
Figura 3.28 – Amostra 33-17. A) foto onde observa-se diversos pontos brilhantes, correspondentes a porfiroblastos de sericita. B) difratograma . C) análise do espectro através do SIMS.



A)



B)



C)

Figura 3.29 – Amostra 47-04. A) difratograma. B) difratograma obtido no MEV para o talco. C) resultados da análise com o SIMIS.

3.3.7 – Classe 7 – Rochas Sedimentares com carbonatação e sericitização

3.3.7.1 - Análise Petrográfica

As amostras 11-04 e 01-04 são rochas metassedimentares com alteração hidrotermal do tipo carbonatação e carbonatação/sericitização, respectivamente. Estas amostras foram reunidas nesta subclasse por constituírem exemplares únicos desta alteração nas rochas metassedimentares analisadas.

A amostra 11-04 é formada por carbonato, quartzo, sericita, matéria carbonácea e clorita. Esta rocha apresenta um acamamento nítido, definido pela alternância de camadas grossas constituídas por quartzo e carbonato, e camadas finas compostas principalmente por sericita, matéria carbonosa, carbonato e alguns raros cristais de quartzo de tamanho pequeno.

O carbonato constitui o mineral mais abundante nesta rocha, e ocorre, em geral, como cristais de tamanho grande, subidiomorfos a xenomorfos. Nas camadas grosseiras o seu tamanho é semelhante ao do quartzo; nas camadas finas constitui porfiroblastos.

O principal mineral acessório é a turmalina, que se encontra associada às porções ricas em matéria carbonosa. Este mineral encontra-se alinhado sobre a foliação S_n .

A amostra 01-04, também reunida nesta classe, difere bastante da amostra 11-04. Esta rocha é composta por carbonato, sericita, cloritóide, quartzo e opacos. O epidoto é o principal mineral acessório. Esta amostra possui porfiroblastos de cloritóide [Figura 3.30(A)] e sericita em abundância. Em lâmina delgada, o cloritóide assemelhasse a clorita, causando confusões na identificação deste mineral.

Análises de microscopia eletrônica de varredura e DRX complementaram os dados petrográficos e permitiram a determinação precisa deste mineral [Figura 3.30(B)]. Outros minerais como a sericita e o carbonato foram também analisados.

A amostra 01-04 foi caracterizada como um carbonato-sericita-quartzo-cloritóide xisto, de origem sedimentar, definida por um nítido bandamento sedimentar, com bandas pelíticas (ricas em sericita) e bandas areno-pelíticas (com maior quantidade de

quartzo e carbonatos), e pela presença de cloritóide. As rochas metamórficas com cloritóide são, em geral, metassedimentos ricos em Fe (Klein & Hurlburt 1985).

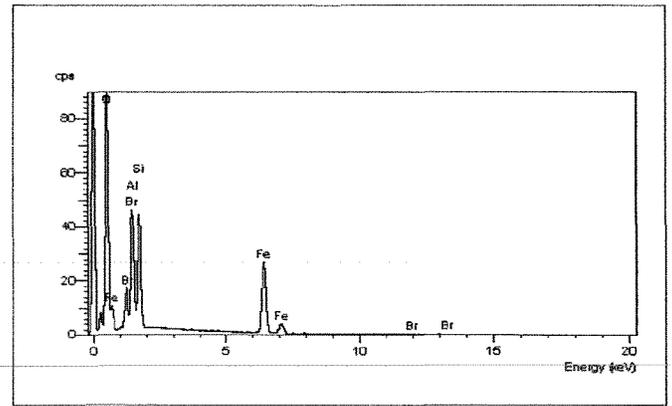
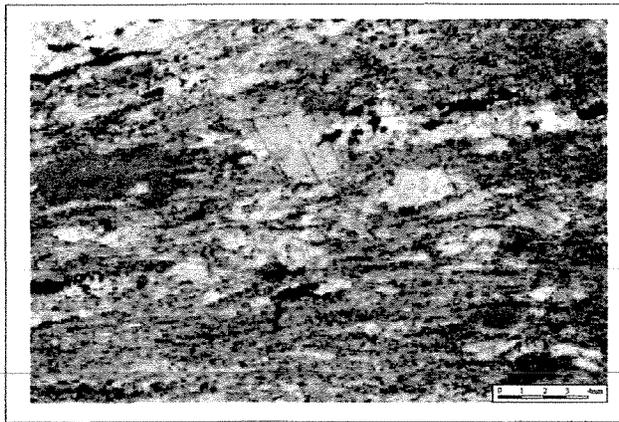
3.3.7.2 – Difração de Raios X

As análises por difração de raios X concordam perfeitamente com a análise petrográfica. O difratograma da amostra 11-04 indica a presença de muscovita e quartzo. Fornece também informações adicionais em termos da composição química do carbonato (Fe-dolomita), clorita (clinocloro) e da turmalina (schorlita) [Figura 3.31(A)].

Para a amostra 01-04 as análises de difratometria aperfeiçoam as análises de microscopia ótica e eletrônica. Os dados indicam a presença de quartzo, muscovita, carbonato, dolomita (concordando com as análises realizadas no MEV [Figura 3.30(B)], Fe-clinocloro, albita, e Mg-cloritóide.

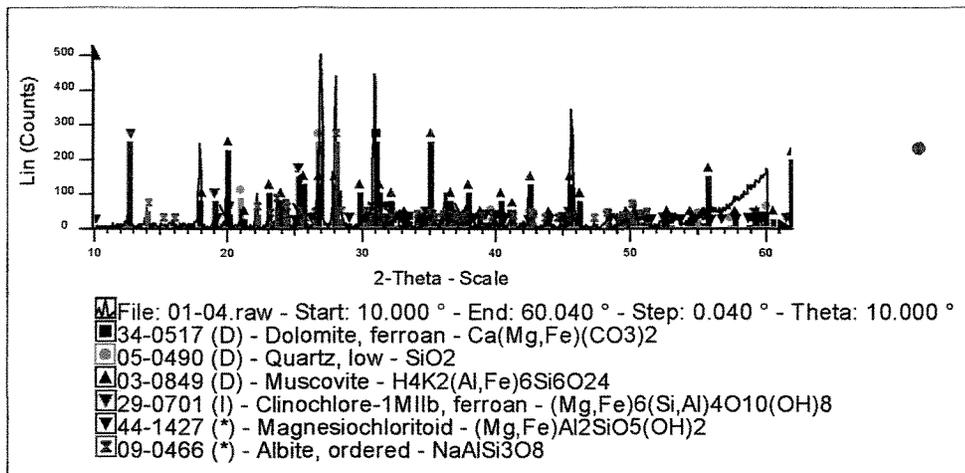
3.3.7.3 – Espectroscopia de Reflexão

As curvas espectrais das amostras de rochas metassedimentares são bem similares (Figura 3.32). O albedo é alto na região do visível, onde encontra-se os pontos de maior reflectância. Destes pontos em diante, as curvas apresentam um decréscimo constante de reflectância em direção ao infravermelho. A amostra 11-04 é um pouco distinta da amostra 01-04, devido à grande inflexão sofrida pela curva antes da absorção posicionada em 1,41 μm e pelo alto índice de ruídos. Esta amostra difere da amostra 01-04, tanto em relação à composição mineral, quanto por possuir matéria carbonosa. Este constituinte, como observado em diversos trabalhos, é responsável pelo achatamento das feições de absorção (Galvão & Vitorello 1998) e pelo aumento do índice de ruídos na curva espectral. Esta substância atenua, portanto, a reflectância e as bandas de absorção desta amostra, complicando a análise da curva espectral, tanto manualmente quanto através do SIMIS.

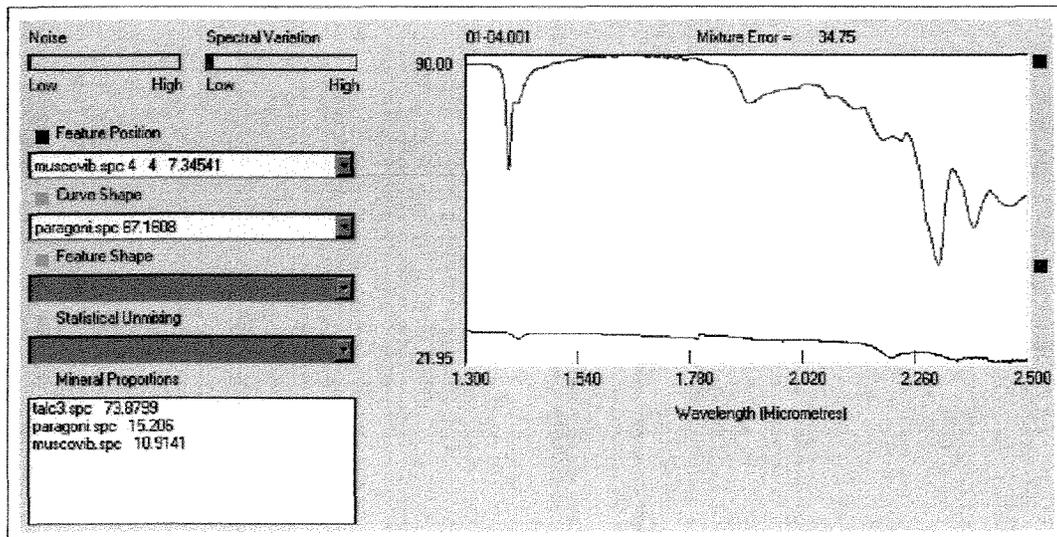


A)

B)



C)



D)

Figura 3.30 – Amostra 01-04. A) porfiroblastos poiquiloblásticos de cloritóide (verde). B) análise através do MEV do cloritóide. C) difratograma da amostra. D) análise através do SIMIS da curva espectral.

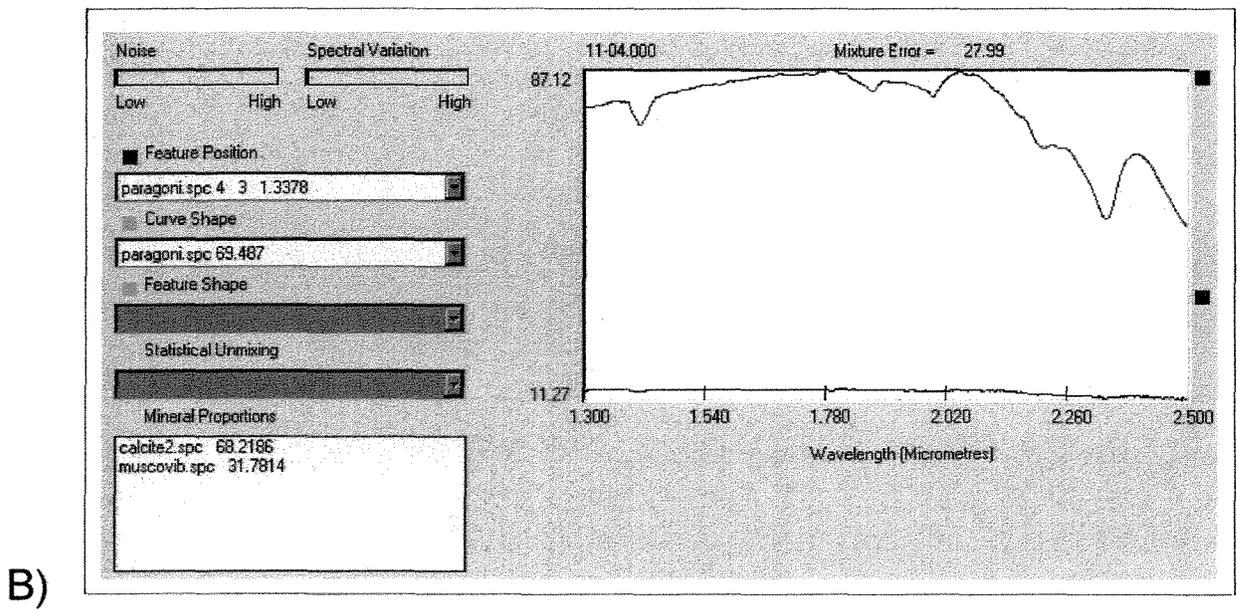
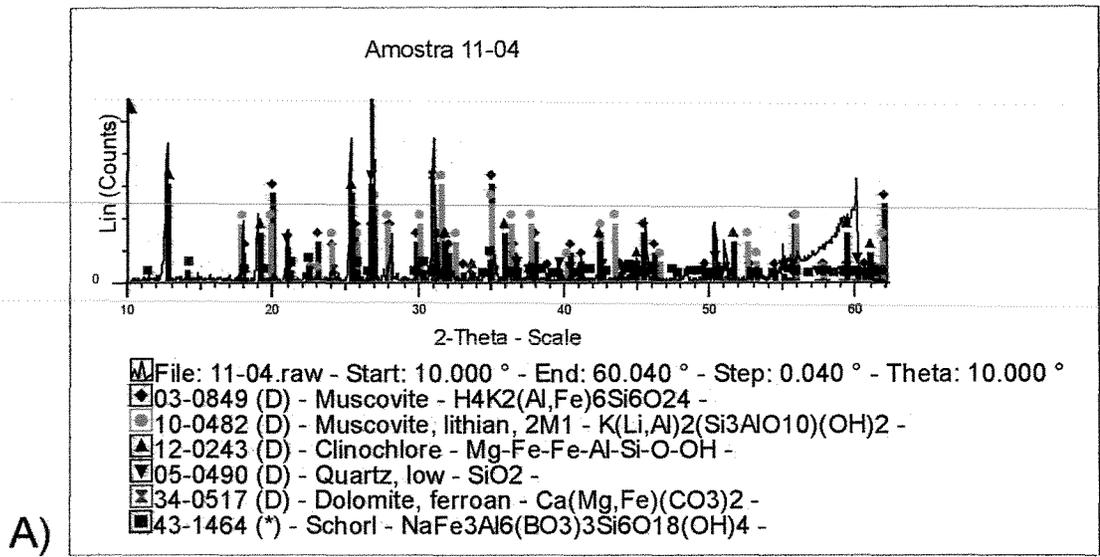


Figura 3.31 – Amostra 11-04. A) análise de difratometria de raios X. B) análise através do SIMIS da curva espectral.

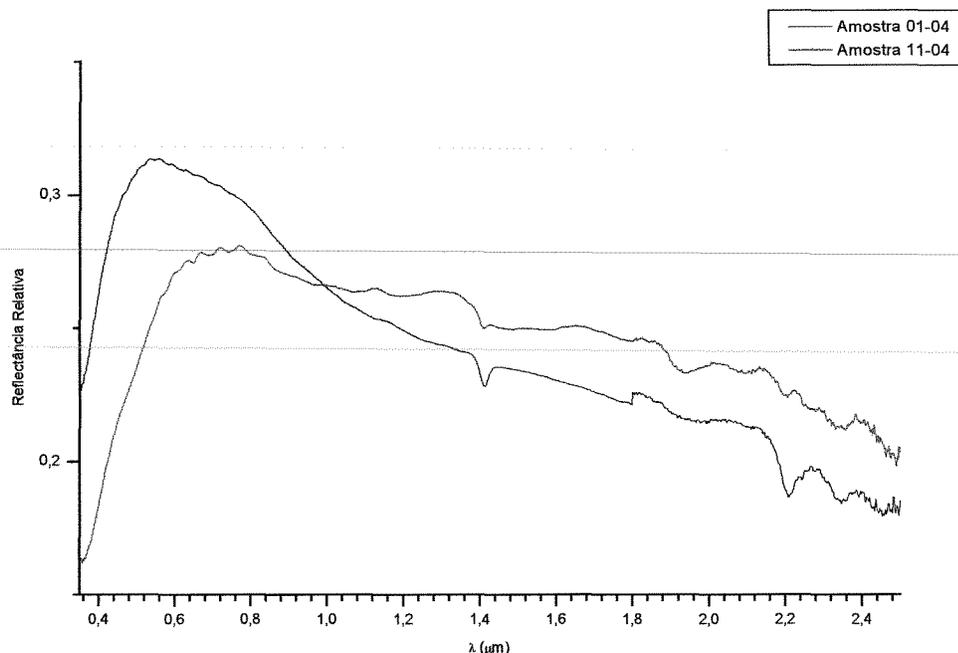


Figura 3.32 – Curvas espectrais de amostras de rochas metassedimentares com alteração carbonática (11-04) e alteração carbonático/sericítica (01-04).

Uma análise mais cuidadosa desta curva permite caracterizar, além das duas feições características de minerais com O-H em 1,41 μm e 1,93 μm , algumas feições importantes no final do espectro. Estas bandas de absorção situam-se em 2,2 μm , 2,27 μm , 2,35 μm e 2,46 μm . A primeira banda pode ser atribuída à sericita, enquanto as duas últimas indicam a presença de carbonato nesta amostra.

O espectro da amostra 01-04, a exemplo da amostra 11-04, apresenta uma reflectância decrescente em direção ao infravermelho. A reflectância máxima situa-se em 0,54 μm ; a partir deste ponto cai continuamente, sem formar nenhuma feição importante na região do visível, até formar uma banda de absorção em 1,412 μm . Esta banda é comumente atribuída ao O-H. Na região do infravermelho, a banda de absorção de maior profundidade situa-se em 2,210 μm e é característica para a ligação Al-OH, presente nas micas. É creditada portanto à sericita e possivelmente ao cloritóide. Duas outras feições de absorção, menos aparentes devido aos ruídos, são observadas ainda em 2,344 μm e em 2,452 μm . Estas absorções são típicas de

carbonatos e devem-se à dolomita. Os demais minerais da amostra não possuem feições de absorção na região do visível e infravermelho próximo.

A amostra 11-04 também teve a sua mineralogia identificada corretamente através do SIMIS [Figura 3.31(B)]. No entanto, o carbonato determinado foi a calcita, ou invés da dolomita identificada através da DRX.

O pior resultado foi obtido para a amostra 01-04 [Figura 3.30(C)], com a determinação de alguns minerais não discriminados nos outros métodos [Figura 3.30(B)], e seguramente inexistentes na rocha, como matéria carbonosa e talco. No entanto foi identificado corretamente a presença de muscovita e paragonita. Estes minerais são os responsáveis pela principal feição de absorção do espectro desta rocha (plotado de cor vermelha na figura, para efeito de comparação). É importante notar que o erro da mistura é alto e portanto o resultado não é confiável.

3.3.8 - Classe 8 – Rochas ultramáficas com carbonatação

3.3.8.1 - Análise Petrográfica

As rochas pertencentes a esta classe têm como característica comum a presença de talco como um dos seus principais constituintes. Entretanto, uma destas amostras (34-11A), mostra relações texturais um pouco distintas das demais, constituindo uma brecha com talco.

De modo geral, estas amostras são compostas por: talco, clorita, carbonato, \pm quartzo, e \pm actinolita/tremolita, podendo ser denominadas de talco-clorita-carbonato xistos. O seu protólito é de origem ígnea, determinado pela alta quantidade de Mg presente nesta rocha, e pela ocorrência de Cr no talco [Figura 3.33(B)], determinado pelo MEV. Entretanto, nenhuma amostra com textura primária foi identificada para demonstrar esta afirmação.

A textura da rocha é inequigranular, variando de lepidogranoblástica a lepidoblástica, definida pela orientação dos cristais de talco e clorita. A orientação destes minerais marca as superfícies da foliação metamórfica principal. Uma outra

foliação, secante à primeira, é determinada pela disposição de clorita e opacos em seus planos.

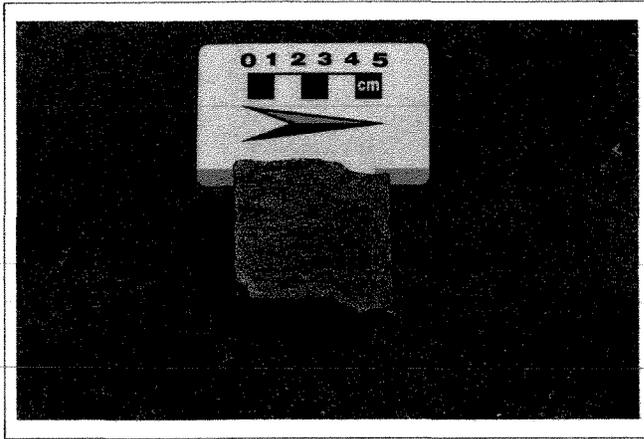
A matriz da rocha é constituída principalmente por talco, acompanhado de clorita. Sobre esta matriz observa-se a presença de alguns cristais de carbonato de grande tamanho [Figura 3.33(A)], variando de xenomorfos a subidiomorfos, que podem encontrar-se recristalizados formando diversos pequenos cristais. Aparentemente, este carbonato parece estar se formando às custas do talco.

Cristais reliquiares de actinolita/tremolita são identificados em algumas amostras. O quartzo ocorre em vênulas com formas lenticulares ou planares, juntamente com carbonato. Raramente se observa o quartzo disperso na matriz da rocha. Quando presente, este mineral encontra-se estirado e muito pequeno.

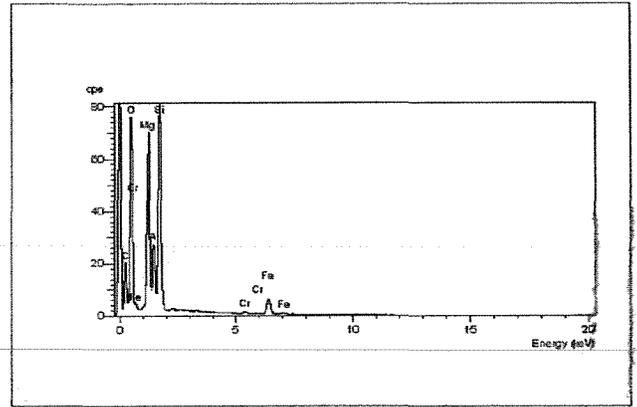
3.3.8.2 - Difratomia de Raios X

Duas amostras desta classe foram analisadas por DRX. Os resultados destas análises são bastante similares e coincidentes com as descrições petrográficas. A mineralogia destas amostras, determinadas através de picos de difração característicos, é composta por: talco, dolomita e clinocloro [(Figuras 3.33(B) e 3.34(A)].

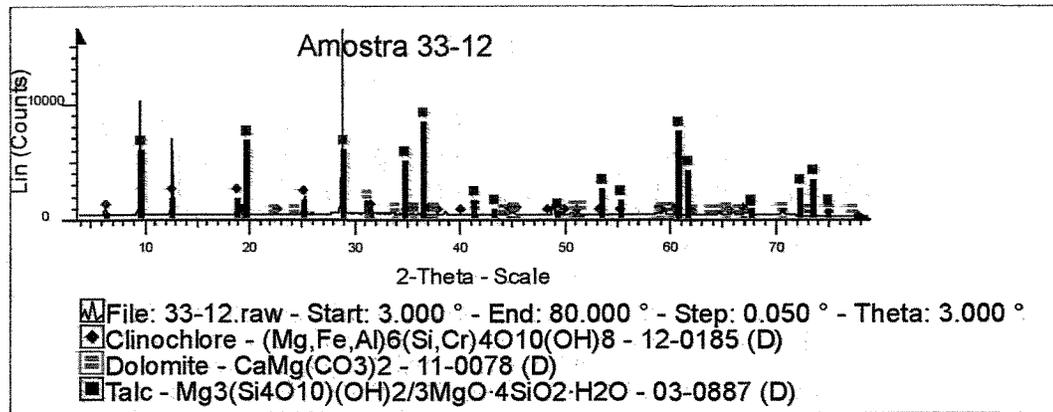
Entretanto, os difratogramas destas rochas não apresentam alguns picos importantes, de grande intensidade, para o talco. Este mineral é identificado a partir do seu pico a $d=3,112$ de intensidade 10 e um outro pico a $d=4,66$ de intensidade 9. A ausência dos outros picos deve-se provavelmente ao método de preparação da amostra (moagem da rocha e compactação em uma pastilha).



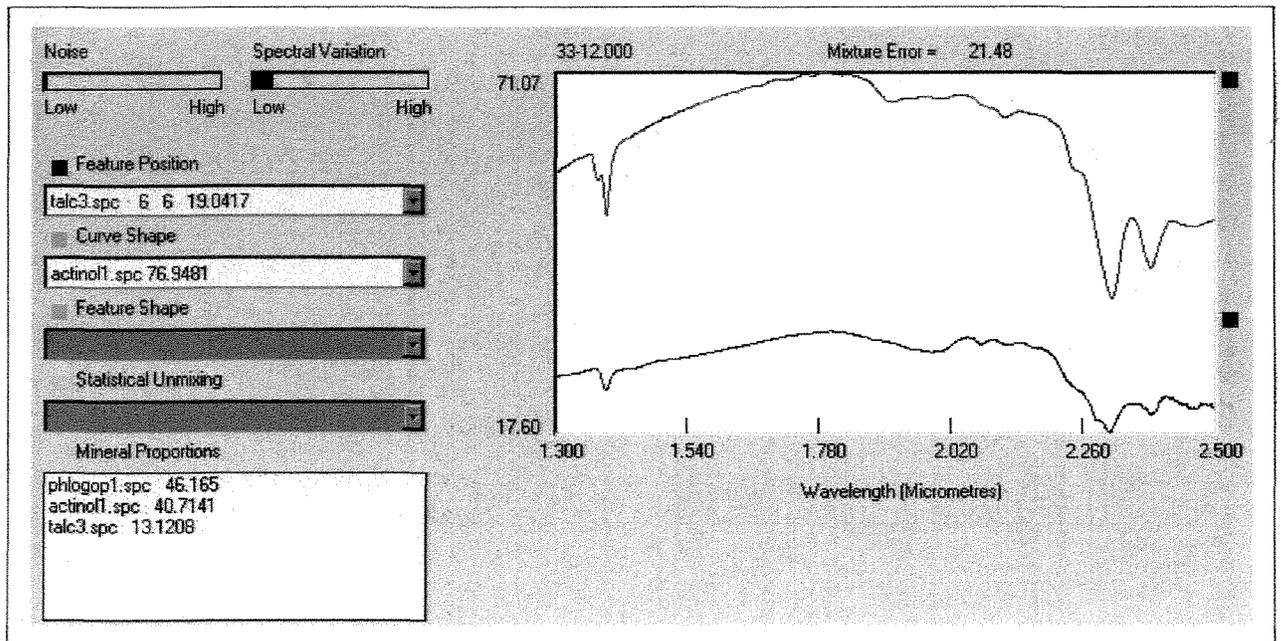
A)



B)

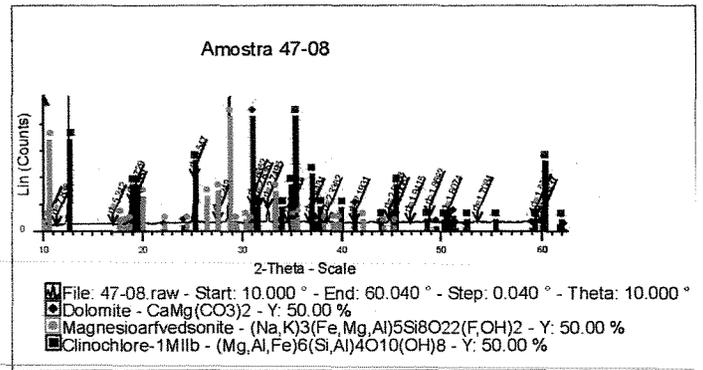
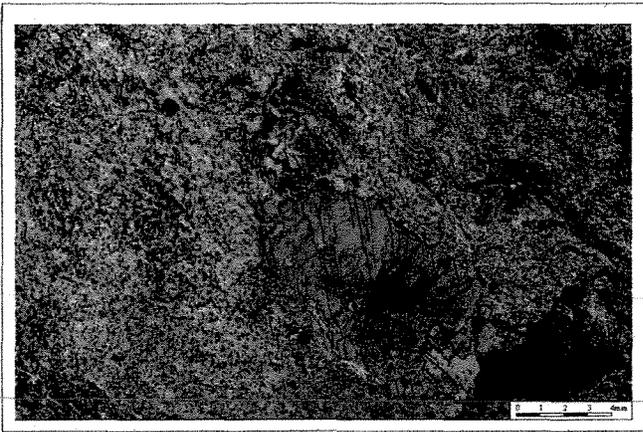


C)



D)

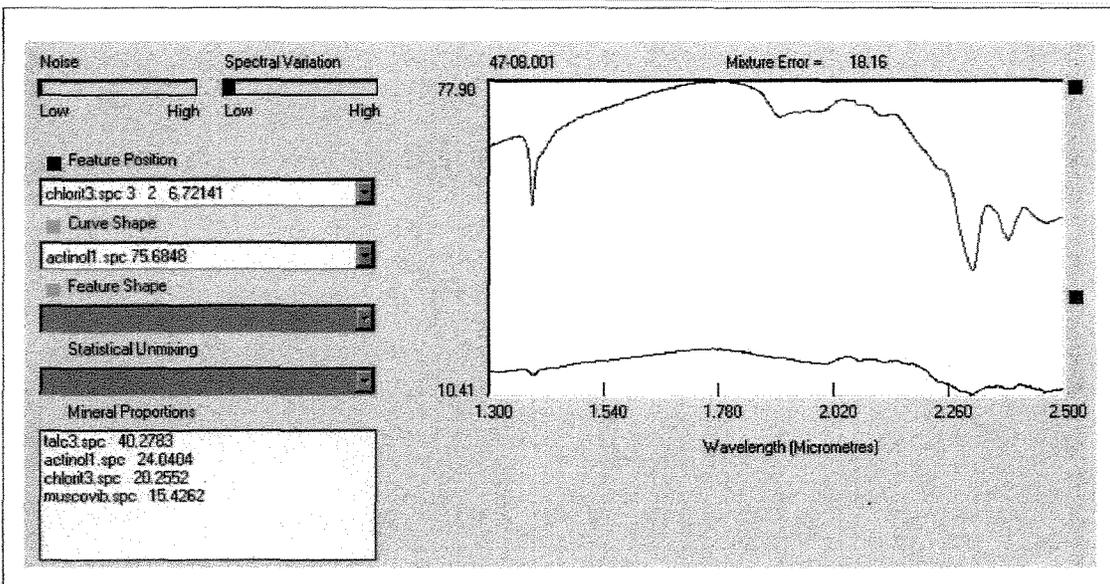
Figura 3.33 – Amostra 33-12. A) foto da amostra. B) difratograma da análise através do MEV do talco. C) difratograma. D) interpretação da curva espectral a partir do programa SIMIS.



A)

B)

C)



D)

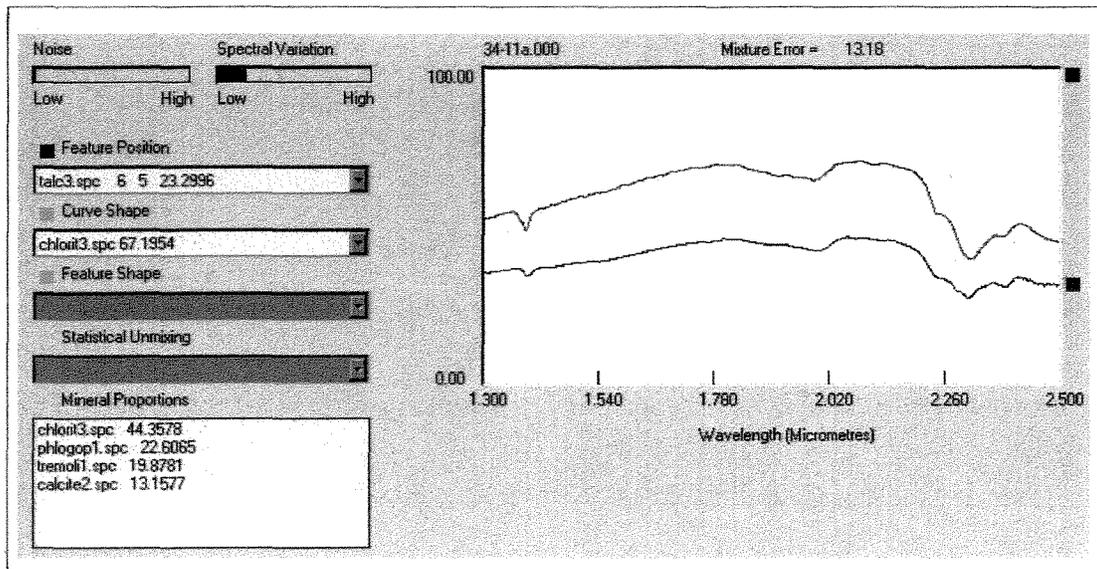


Figura 3.34 – Amostras 47-08 e 34-11A. A) fotomicrografia de talco-xisto com porfiroblastos de carbonato. B) difratograma da amostra 47-08. C) análise da curva espectral da amostra 47-08 pelo SIMIS. D) análise da curva espectral da amostra 34-11A pelo SIMIS.

3.3.8.3 - Espectroscopia de Reflexão

As curvas espectrais das amostras pertencentes a esta classe são muito semelhantes, como pode ser observado na Figura 3.35. As posições das bandas de absorção, bem como a forma da curva espectral, são bastante coincidentes.

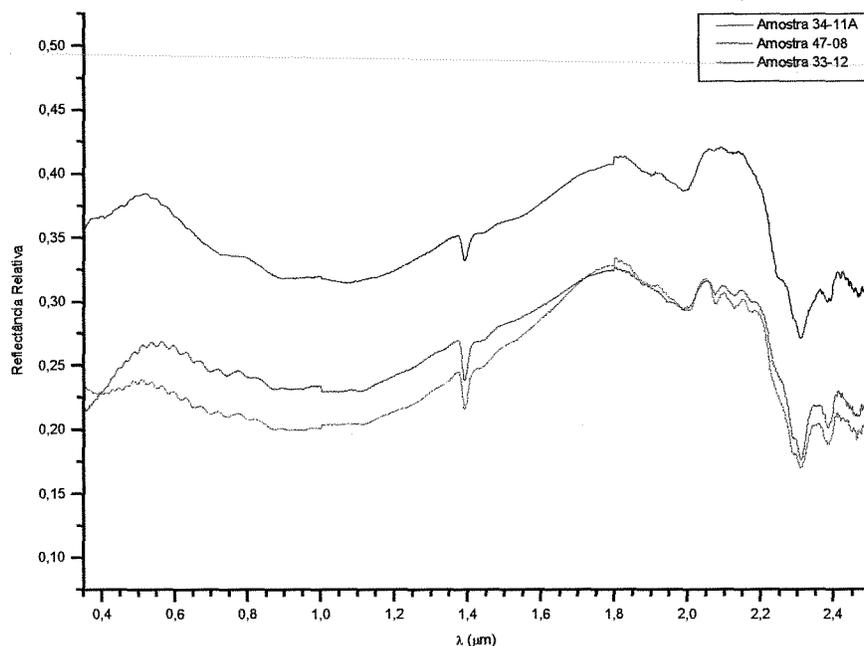


Figura 3.35 - Amostras de rochas ultramáficas alteradas por carbonatação (classe 7).

Estas amostras apresentam uma curva espectral pouco inclinada, com pequenas diferenças de reflectância entre o visível e o infravermelho. Na região do visível, as principais feições de absorção encontram-se em $0,727\mu\text{m}$, $0,896\mu\text{m}$ e $1,063\mu\text{m}$. Estas bandas de absorção ocorrem em função de processos eletrônicos envolvendo o Fe.

Na região do infravermelho, observam-se feições mais estreitas e com maior intensidade. A mais intensa delas ocorre em $2,311\mu\text{m}$. Esta feição ocorre associada a dois pequenos ombros na curva espectral situados em $2,255\mu\text{m}$ e $2,289\mu\text{m}$. Duas outras bandas de absorção menores ocorrem em $2,386\mu\text{m}$ e $2,465\mu\text{m}$. A forte absorção em $2,31\mu\text{m}$, desacompanhada por um pico importante em $2,25\mu\text{m}$, permite supor a presença de talco, ao invés da clorita. Esta observação é confirmada pela presença de pequenas bandas de absorção (melhor delimitadas nas amostras 33-12 e

47-08) em 2,076 μm e 2,128 μm . Além disto observa-se uma feição mais aguda em 1,392 μm , típica de talco. Esta feição é devida a vibração de Mg_2FeOH (Clark 1990).

A existência das feições de absorção a 2,38 μm e 2,46 μm determinam a presença de carbonato. Duas outras bandas de absorção, um pouco mais largas que as demais, ocorrem a 1,90 μm e 1,99 μm , e provavelmente também se formam por causa do carbonato.

As análises realizadas pelo programa SIMIS nestas curvas espectrais foram satisfatórias, com a identificação precisa de alguns dos principais minerais constituintes destas rochas [Figuras 3.33(D) e 3.34(C) e (D)] como: clorita, talco, tremolita-actinolita e dolomita. Em duas destas análises [Figuras 3.33(D) e 3.34(C)], o carbonato não foi identificado, porém através da posição das feições de absorção é clara a sua presença. A muscovita identificada para a amostra 34-11A não foi identificada através de outros métodos e, aparentemente, está ausente nesta amostra.

3.3.9 - Classe 9 – Formação Ferrífera Bandada

3.3.9.1 - Análise Petrográfica

As amostras pertencentes a esta classe constituem a litologia hospedeira da mineralização aurífera de Brumal. Foram analisadas rochas alteradas hidrotermalmente com a presença de estilpnomelana (33-15AB e 03-06) e rochas sem a presença de estilpnomelana, porém carbonatadas (33-16).

Estas rochas são inequigranulares, com textura granoblástica e se caracterizam pelo nítido bandamento composicional, formado predominantemente por bandas de quartzo e carbonato. Subordinadamente, também ocorrem bandas de clorita, óxidos (magnetita) e material carbonoso. Nos corpos de minério e adjacentes a eles ocorrem ainda bandas sulfetadas. Devido ao alto teor de ferro e ao seu bandamento, estas rochas são denominadas formações ferríferas bandadas.

Circundando os corpos de minério, observa-se uma zona individualizada pela presença de um mineral aparentemente micáceo. Estes minerais ocorrem quase que exclusivamente nas camadas de carbonato, formando ripas aleatoriamente orientadas

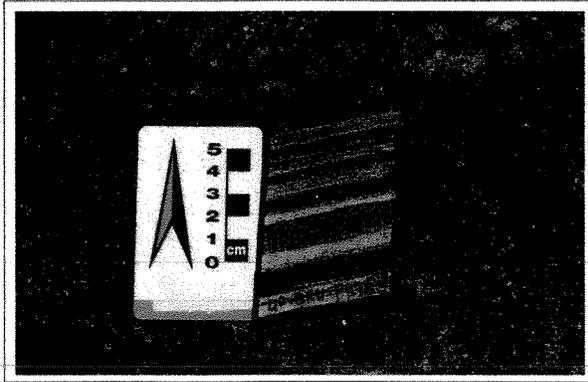
[Figura 3.36 (A)]. Este mineral possui, em lâmina delgada, propriedades óticas semelhantes à biotita, porém exibe um hábito similar ao da turmalina, tornando a sua identificação duvidosa [Figura 3.36 (B)]. Apenas através de análises de MEV e DRX [Figura 3.36(D)] ele pôde ser caracterizado com segurança como estilpnomelana, que é um mineral de composição similar à da biotita. A estilpnomelana pode ser um mineral comum em formações ferríferas bandadas fracamente metamorfasadas (Klein & Hurlbut 1985).

A estilpnomelana aparece tanto na formação ferrífera sulfetada, quanto na formação ferrífera não sulfetada, que pode ocorrer adjacente à primeira, ou não.

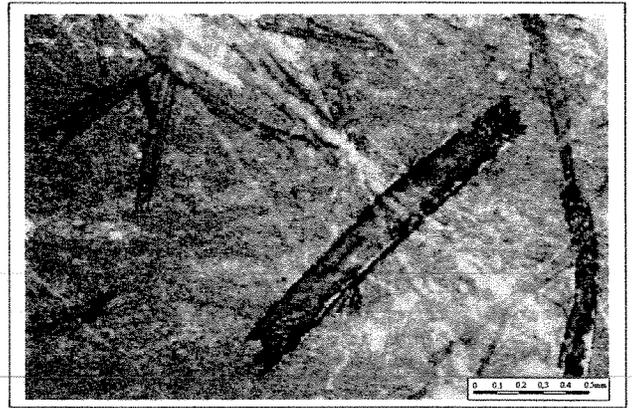
Mais distante dos corpos de minério, a estilpnomelana desaparece e a formação ferrífera é constituída essencialmente por carbonato, quartzo e clorita [Figura 3.37(B)], localmente com algumas bandas de material carbonoso e opacos (principalmente magnetita).

3.3.9.2 - Difractometria de raios X

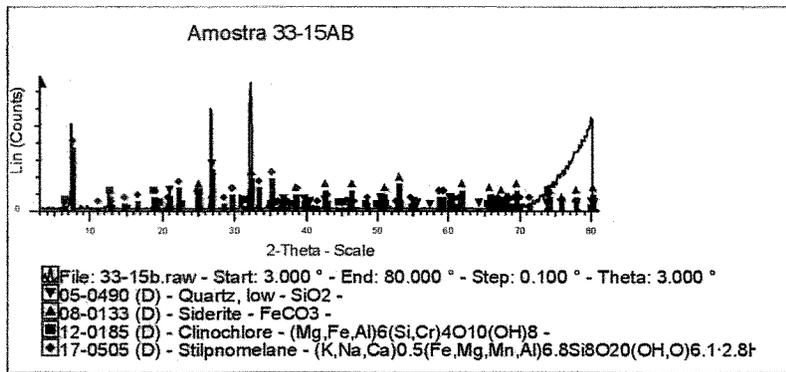
As análises de DRX, realizadas em duas amostras desta classe (33-15A e 33-16), confirmaram na sua totalidade a descrição petrográfica destas amostras [Figuras 3.36(C) e 3.37(B)]. Os picos de absorção nos difratogramas indicam a presença universal de siderita (carbonato de ferro), quartzo e clinocloro. A estilpnomelana identificada na amostra 33-15A através da MEV também foi identificada corretamente [Figura 2.38(D)]. Os resultados, portanto, confirmam e complementam a análise petrográfica.



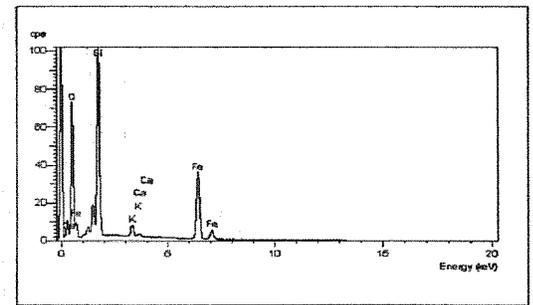
A)



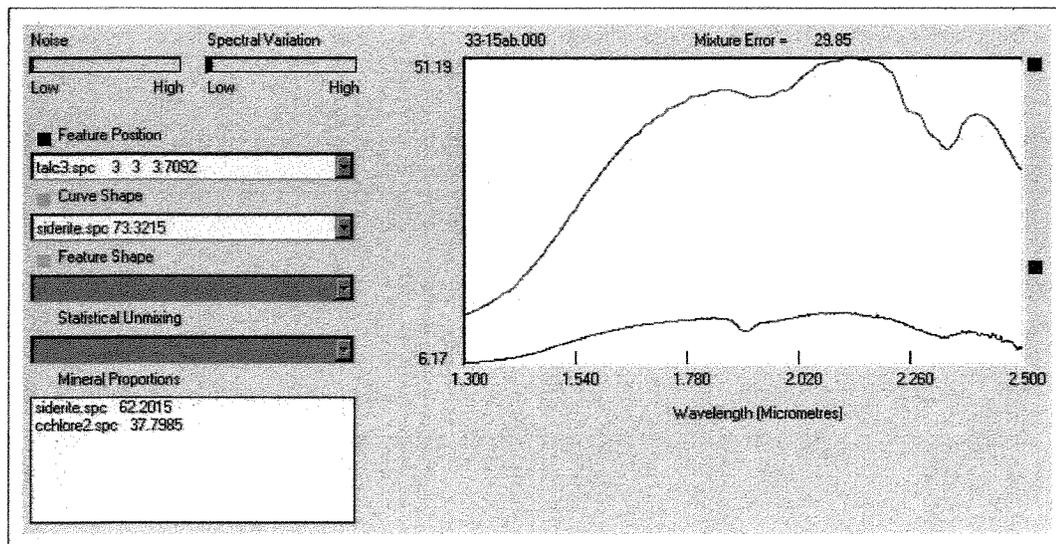
B)



C)



D)



E)

Figura 3.36 – Amostra 33-15A, FFB com estilpnomelana. A) amostra da rocha. B) fotomicrografia mostrando o bandamento composicional da FFB; a estilpnomelana ocorre nas bandas carbonáticas. C) difratograma de raios X. D) análise da estilpnomelana através do MEV. E) interpretação do SIMIS para a curva espectral.

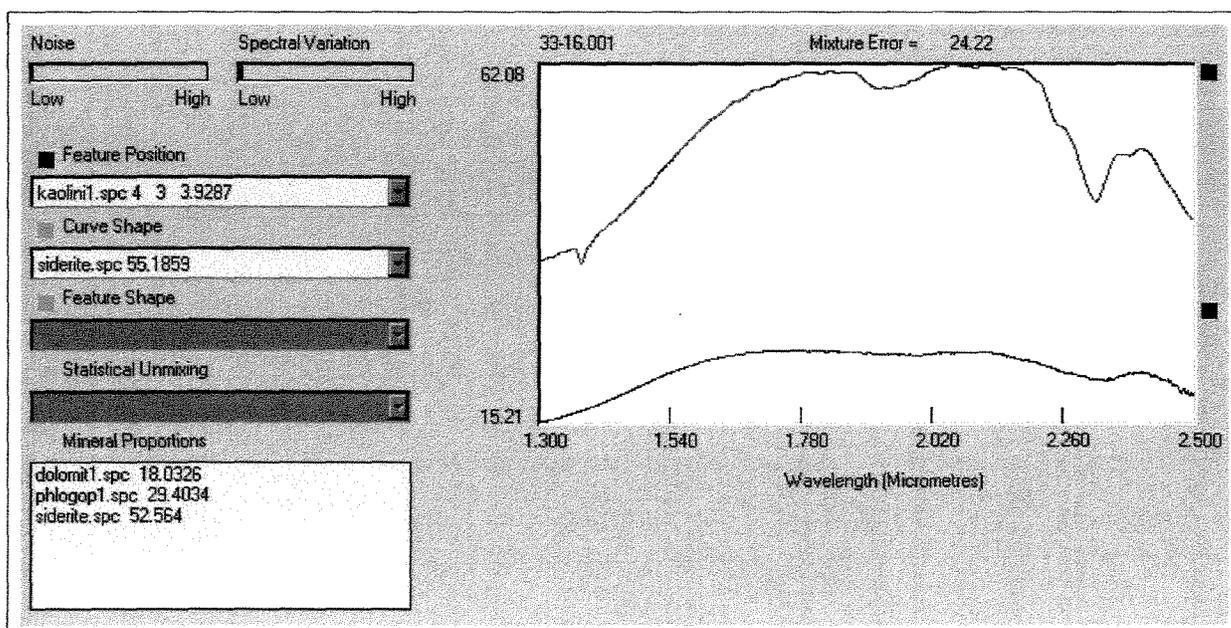
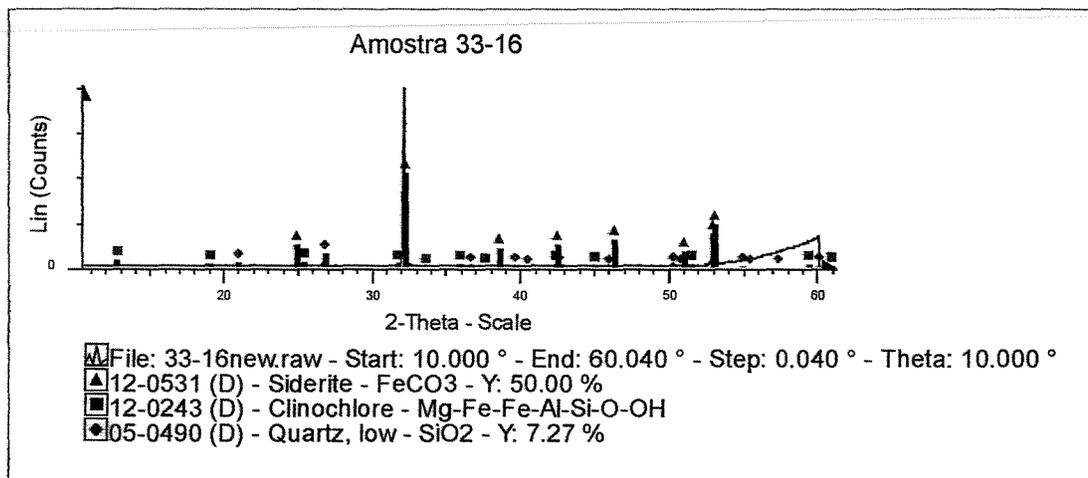
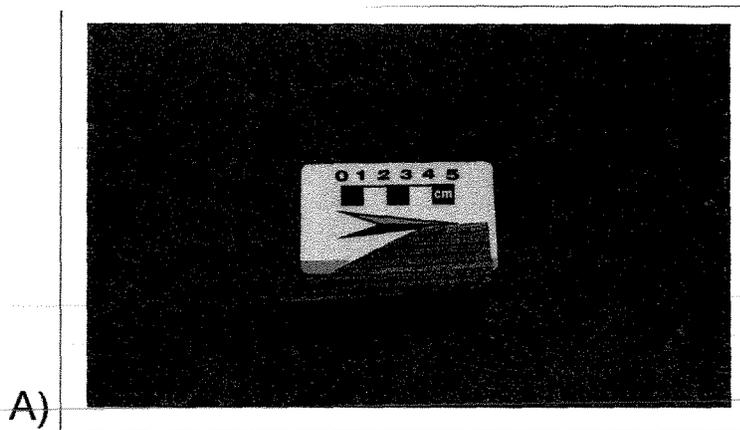


Figura 3.37 – Amostra 33-16. A) foto da amostra. B) difratograma. C) interpretação do SIMIS para o seu espectro.

3.3.9.3 - Espectroscopia de Reflexão

As amostras de formação ferrífera bandada apresentam curvas espectrais características, completamente diferentes das curvas espectrais das amostras analisadas anteriormente (Figura 3.38).

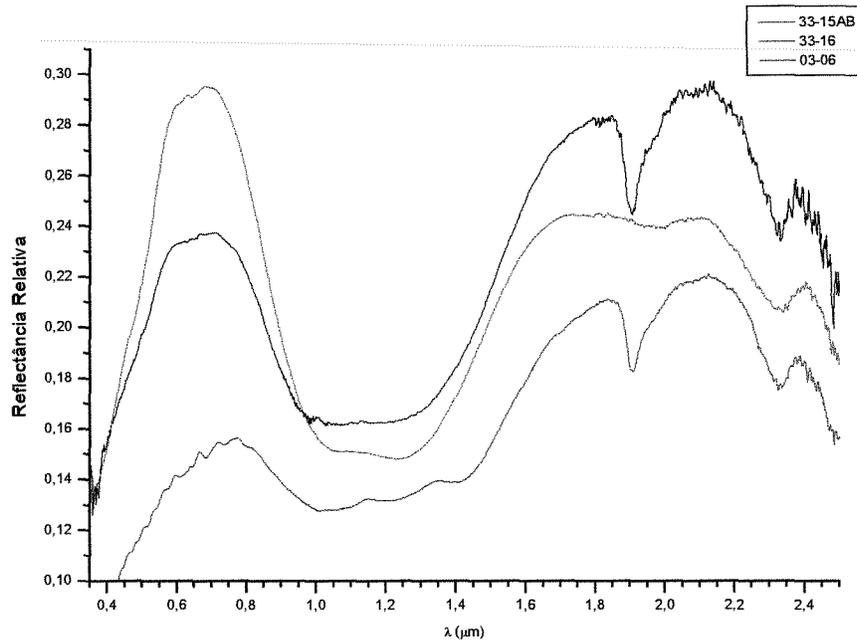


Figura 3.38 – Curva espectral das amostras de formação ferrífera bandada (classe 8).

A forma da curva espectral é em geral comum às três amostras analisadas e se caracteriza por uma reflectância crescente na faixa do visível até um pico de reflectância a 0,690 μm . A partir deste comprimento de onda a reflectância forma uma grande parábola, constituindo uma larga banda de absorção, até atingir um outro pico de reflectância a 2,11 μm . Esta forma é muito semelhante à curva de carbonatos contendo ferro e já permite inferir a existência desta fase mineral.

As assinaturas espectrais das amostras 33-15AB e 03-06 são extremamente similares e se diferenciam da amostra 33-16 pela presença de uma banda de absorção intensa localizada a 1,90 μm . Esta posição é característica da molécula OH^- . Como a principal diferença entre estas amostras é a presença de estilpnomelana nas duas

primeiras e a sua ausência na amostra 33-16, supõe-se que esta feição está relacionada a este mineral.

As demais feições de absorção presentes nas curvas espectrais ocorrem aproximadamente na mesma posição, exceto na porção intermediária do espectro, onde as amostras 33-15AB e 03-06 apresentam uma larga feição de absorção centrada em $1,1 \mu\text{m}$, devido ao Fe^{2+} e possivelmente também ao Mn^{2+} , presente no carbonato. A amostra 33-16 apresenta três feições menores conjugadas, localizadas, respectivamente, em $1,0 \mu\text{m}$, $1,2 \mu\text{m}$ e $1,41 \mu\text{m}$. As demais feições são comuns às três amostras e encontram-se a $2,33 \mu\text{m}$ e $2,48 \mu\text{m}$. Estas bandas de absorção podem ser perfeitamente atribuídas também ao carbonato.

A análise através do programa SIMIS confirmou a presença de carbonato nestas amostras [Figuras 3.36(E) e 3.37(C)], caracterizando-o como siderita, concordando com os resultados da DRX [Figuras 3.36(C) e 3.37(B)].

As análises, porém, apresentaram um erro de mistura mineral relativamente elevado, provavelmente em função do intervalo analisado, que suprimiu a larga banda de absorção a $1,1 \mu\text{m}$. Este fato, portanto, mostra claramente que o intervalo escolhido para a análise das curvas espectrais não é aplicável para as curvas espectrais de rochas com minerais ricos em Fe (caso das formações ferríferas bandadas), pois estas apresentam feições de absorção importantíssimas em comprimentos de onda inferiores a $1,3 \mu\text{m}$. Neste caso a análise de todo o intervalo entre o VIS e o SWIR elimina ambigüidades na classificação espectral via SIMIS.

Os demais minerais identificados nestas amostras foram clinocloro [Figura 3.36(E)], dolomita e flogopita [Figura 3.37(C)].

Nenhuma análise destas curvas determina a presença de estilpnomelana. Na interpretação através do SIMIS, o motivo é a inexistência deste mineral na biblioteca espectral utilizada. Além disto, nenhuma referência na bibliografia foi encontrada a respeito das feições deste mineral no visível e no infravermelho próximo. Entretanto, as duas amostras que contêm este mineral (33-15AB e 03-06) apresentam uma forte feição de absorção a $1,90 \mu\text{m}$, não observada na amostra 33-16. Isto sugere que a estilpnomelana possui uma banda de absorção intensa neste comprimento de onda, o que se verifica pois este mineral possui água em sua composição.

3.4 - Discussão

Um grande número de características podem ser empregadas para definir a utilidade de um método analítico ou um instrumento, dentre os quais: precisão alcançada, sensibilidade e seletividade da técnica, facilidade de interpretação dos resultados (razão sinal/ruído), custo e rapidez da análise.

Não existe um método analítico "ideal", melhor que os demais. Existe sim, métodos e técnicas "reais", cada qual com um desempenho diferente. A utilização de um determinado método de análise depende da finalidade de sua aplicação.

Neste trabalho foram comparadas diferentes metodologias de identificação da composição mineralógica de amostras de rocha, compreendendo: petrografia macro e microscópica (microscopia ótica), DRX, espectroscopia de reflexão e microscopia eletrônica de varredura. As amostras utilizadas são essencialmente rochas alteradas por hidrotermalismo, encaixantes de mineralizações auríferas em terrenos do tipo *greenstone-belt*.

O desafio proposto foi o de avaliar qual ou quais métodos podem ser utilizados amplamente para a caracterização de zonas de alteração hidrotermal.

Para a comparação entre estes métodos foram atribuídos pesos para as variáveis intrínsecas a cada um, que são: potência alcançada; acurácia e precisão; flexibilidade e operação do instrumento analítico; preparação da amostra; rapidez da análise e custo operacional.

1) Potência Alcançada

A potência alcançada define a capacidade do método de determinar pequenas concentrações de uma substância em uma amostra.

Com relação a esta variável, o método empregado de maior sensibilidade e melhor limite de detecção foi a microscopia eletrônica de varredura, que permite a detecção de baixas concentrações de alguns elementos (p.ex., o Ti para a biotita), identifica a composição atômica dos minerais e possibilita a sua caracterização

A seguir, a microscopia ótica é um método mais potente do que a DRX, pois um bom petrógrafo consegue identificar com vários minerais acessórios, ou traços,

difícilmente identificados através de um difratograma. A espectroscopia de reflexão por outro lado, é um método pouco potente. A determinação da assinatura espectral de minerais na região do visível e infravermelho próximo e infravermelho de ondas curtas é útil principalmente para os óxidos e hidróxidos de ferro, carbonatos, e minerais hidratados, dificultando a caracterização dos minerais primários.

2) Precisão Relativa

A precisão é uma grandeza estatística que mede a dispersão, sendo portanto uma medida de repetitividade das análises. Enquanto a acurácia é a exatidão da análise comparada com o resultado esperado.

A microscopia eletrônica de varredura constitui o método mais preciso.

Para a difratometria e a microscopia ótica, ao contrário da potência alcançada, a DRX apresenta uma precisão maior que a microscopia. Pois as análises de DRX tem grande repetitividade, enquanto que as análises petrográficas dependem da experiência do petrógrafo, embora os resultados não devam diferir muito.

A DRX fornece um resultado mais acurado que em geral complementa a análise petrográfica, fornecendo informações adicionais a respeito da composição química de alguns minerais. Este foi o caso para as cloritas, carbonatos, micas e feldspatos.

Os resultados alcançados através da espectroscopia de reflexão devem que ser analisados de uma maneira diferente em termos de precisão e acurácia, pois apenas alguns minerais possuem feições de absorção na faixa espectral analisada por esta técnica. Estes minerais, como já mencionado, são comumente encontrados em rochas alteradas hidrotermalmente. No caso dos depósitos auríferos do Quadrilátero Ferrífero, constituem minerais índice de zonas de alteração hidrotermal (zona da clorita, carbonato e sericita) (Vieira 1991).

Em relação à detecção precisa destes minerais, a espectroscopia de reflexão confirmou o seu potencial como um método eficaz para a determinação qualitativa da composição mineralógica de uma rocha. Os principais minerais constituintes das amostras, detectáveis através desta técnica, foram, na maioria das análises, corretamente determinados. Em alguns casos os resultados complementam análises de

microscopia ótica, podendo, por exemplo, caracterizar o tipo de carbonato presente na amostra.

Amostras com mineralogia semelhante possuem, como demonstrado, assinaturas espectrais similares. Rochas inicialmente agrupadas em função dos minerais presentes puderam ser inclusive separadas das demais em função da sua origem e da presença de alguns constituintes, como a matéria carbonosa, que causa uma diminuição da razão sinal/ruído, e uma atenuação das bandas de absorção na curva espectral de uma rocha.

No entanto, a análise tem uma precisão menor do que as análises de raios X e petrográfica, e os resultados devem ser olhados com um certo cuidado, pois além dos fatores que influenciam a aquisição de um bom espectro, as feições de absorção são muito semelhantes e ocorrem em posições muito próximas. Como ainda existem algumas questões pouco definidas a respeito do comportamento espectral de rochas, a interpretação de um espectro e a utilização de classificadores minerais produz um resultado com um certo grau de imprecisão.

3) Capacidade de análise e operação do instrumento analítico

Entende-se aqui por capacidade de análise a capacidade do instrumento de fornecer a maior quantidade de informações a respeito do material analisado. A operação refere-se à facilidade de manipulação do instrumento.

A microscopia eletrônica de varredura, novamente, é o método com maior quantidade de recursos. O método fornece imagens dos minerais analisados, informações a respeito de sua forma e relações texturais com os demais, além de sua composição química qualitativa e quantitativa. Quanto à operação, o instrumento, a exemplo dos demais com exceção da microscopia ótica, opera através de um *software* controlador, de fácil utilização. O equipamento como um todo, porém, requer um grande cuidado, exigindo uma pessoa treinada para operá-lo. A sua utilização também é restrita a um laboratório.

A microscopia ótica compara-se em capacidade de análise à microscopia eletrônica, pois também fornece imagens em diferentes escalas dos minerais e suas relações texturais. A identificação destes parâmetros permite obter informações a

respeito da origem e da composição química da rocha. Em relação à alteração hidrotermal, pode-se identificar as estruturas de substituição e transformação dos minerais. A operação requer um treinamento para operar o microscópio ótico e principalmente um bom conhecimento de petrografia e propriedades óticas de minerais. Novamente se ressalta a experiência do petrógrafo na descrição de uma amostra através da microscopia ótica. A sua utilização é realizada também apenas em laboratório, porém um bom geólogo, munido de uma lupa, consegue identificar grande parte dos constituintes de uma rocha e suas texturas no campo.

A DRX é um método com baixa capacidade de análise, fornecendo apenas a composição mineralógica de uma amostra, com uma precisão química maior que a análise petrográfica. Grosseiramente, pode-se obter dados quantitativos a respeito da composição identificada. A operação do aparelho exige a presença de uma pessoa treinada. As análises, bem como a interpretação dos difratogramas gerados, são realizadas através de *software* de fácil utilização. Como os demais métodos, a sua utilização é restrita ao laboratório.

A espectroscopia de reflexão também é um método pouco capaz. Neste método é possível caracterizar a presença de alguns minerais, devido às suas ligações químicas e estruturas cristalinas, que permitem determinar qualitativamente a composição mineralógica de uma amostra e discriminar tipos litológicos. Estudos mais avançados com espectros de rochas e minerais vem ampliando a sua aplicação (p.ex.: para estudos geotermométricos) (Martinez Alonso *et.al* 1997). A operação do equipamento é muito simples, fazendo-se necessário porém um treinamento prévio e um bom entendimento da técnica. O aparelho pode ser operado tanto em laboratório quanto no campo (espectrorradiômetros portáteis), quando são transportados com segurança por apenas uma pessoa. Para a interpretação dos espectros, a utilização de classificadores minerais pode produzir uma resposta muito rápida, sem a necessidade de uma pessoa experiente para interpretá-los.

4) Preparação de amostras

Com exceção da espectroscopia, onde as amostras são utilizadas *in natura* (sem a necessidade de preparação e, o mais importante, de forma não destrutiva), todos os demais métodos exigem um demorado processo de preparação.

A DRX foi realizada com amostras pulverizadas. As amostras de rocha foram trituradas e moídas até atingir uma granulação fina (<0,062 mm), num processo que dura cerca de 40 minutos para cada amostra.

Para a microscopia ótica e eletrônica foram confeccionadas lâminas de vidro com uma delgada camada de rocha sobre elas. O processo de montagem destas lâminas é bastante demorado e exige a dedicação de uma pessoa treinada. A microscopia eletrônica exige ainda a metalização da amostra, somando mais uma pequena quantidade de tempo.

5) Rapidez da análise

A análise mais rápida é a realizada pela espectroscopia de reflexão. O instrumento utilizado (espectrômetro *FieldSpec FR*) permite realizar análises de forma quase automática, com tempo mínimo de 100 milissegundos. Este equipamento utiliza ainda um *software* "inteligente" que faz uma interpretação prévia do espectro. Uma resposta imediata, em termos da composição mineralógica da amostra, é fornecida para cada análise efetuada assim que o espectro é coletado. O *software* que fornece esta classificação preliminar também é baseado numa biblioteca espectral de referência é o Spectral Angle Mapper (SAM).

A microscopia eletrônica de varredura constitui outro método de análise muito rápida. Os resultados, em termos da composição química do mineral analisado são fornecidos em alguns poucos segundos.

Quanto à DRX as análises em geral são bem demoradas. Para a metodologia utilizada neste trabalho o tempo gasto para a análise de uma amostra foi de aproximadamente 1 hora e 23 minutos. A análise gera um difratograma da amostra, o qual ainda precisa ser interpretado, aumentando o tempo gasto para obtenção de um resultado em termos da mineralogia da rocha.

Já para a análise petrográfica, o tempo gasto para a descrição mineralógica de uma lâmina de rocha varia de acordo com a experiência do petrógrafo. Porém, este método pode, de acordo com a rocha, ser bastante demorado e suscitar muitas dúvidas. Em geral, a partir de um certo número de amostras descritas, as outras passam a não apresentar variações importantes, diminuindo o tempo para a descrição. O tempo médio gasto para a descrição petrográfica de uma lâmina foi de cerca de 2 horas.

6) Custo Operacional

A microscopia eletrônica de varredura é o método que apresenta maior custo, pois um equipamento simples, barato, porém de boa qualidade, como o utilizado neste trabalho, atualmente custa por volta de 250 mil dólares. O equipamento exige uma constante manutenção, incluindo uma ou duas visitas por ano, e gastos variados com peças de reposição (imprevisíveis) e material de consumo (filamentos, fimes, etc.). O custo total de manutenção deve ficar em cerca de 10 mil dólares por ano. Cabe ressaltar que estes valores são aproximados.

O equipamento de DRX também apresenta um custo mediano. Um difratômetro automático, com capacidade para 40 amostras, custa por volta de 80 mil dólares. Acrescentando o custo de *software* para identificação mineralógica e banco de dados (10 mil dólares), porta amostras extras, e demais acessórios, o custo total do equipamento deve ficar por volta de 100 a 120 mil dólares.

Um espectrorradiômetro portátil como o *FieldSpec* FR tem um custo um pouco mais baixo, com todos os acessórios este equipamento custa 74 mil dólares. Os custos de operação são baixos e restringem-se a reposição de lâmpadas dos dispositivos de iluminação. Caso haja interesse por parte do responsável pelo equipamento, a empresa fornecedora oferece um contrato anual para checagem e re-calibração radiométrica do *FieldSpec* e das lentes. O valor anual desta manutenção equivale a cerca de 10% do equipamento (7 mil dólares). O custo total fica, portanto, em torno de 90 mil dólares.

Os valores do custo da microscopia ótica não foram computados. No entanto estes valores abrangem desde um laboratório para a preparação das amostras com

serras e politrizes, e um laminador, até o custo de microscópios petrográficos. Este serviço terceirizado sai por cerca de 10 a 15 reais por lâmina delgada.

Uma síntese desta discussão encontra-se ilustrada na Tabela 2.2. Nesta tabela foi atribuído um valor para cada item. Os valores variam de 1 a 10, em ordem crescente, e são relativos à comparação das variáveis analisadas para cada método. Neste sentido, o valor 10 é atribuído à metodologia com melhor desempenho no item analisado em relação às demais.

Tabela 3.2 - Comparação qualitativa dos métodos de análise mineralógica utilizados neste trabalho. Os pesos foram atribuídos de acordo com uma escala de 10 a 4, segundo uma confrontação direta dos métodos.

Método	Potência	Precisão	Capacidade	Prep. amostras	Rap. Análise	Custo
Mic. ótica	8	6	10	4	8	6
DRX	6	8	6	6	6	8
MEV	10	10	8	4	6	4
Esp.Reflex.	4	4	6	10	10	8

3.4.1 - Considerações Finais

Os resultados obtidos através do emprego de diferentes metodologias para a identificação da composição mineralógica de amostras de rocha confirmaram o potencial da espectroscopia de reflexão como um método eficaz para a determinação qualitativa da mineralogia de uma rocha.

Para a grande maioria das amostras analisadas, os resultados concordaram perfeitamente com os resultados das outras técnicas empregadas. Os minerais identificados, porém, restringem-se aos minerais que possuem feições de absorção no intervalo do espectro amostrado pelo espectrorradiômetro (0,3 a 2,5 μm): óxidos e hidróxidos de ferro, filossilicatos, sulfatos, carbonatos, e minerais contendo OH^- (como cloritas, talco, serpentina, anfibólios, etc.). No caso da interpretação feita neste trabalho, este intervalo ainda foi reduzido para 1,3 a 2,5 μm .

Conforme foi mencionado, estes minerais são os principais constituintes de zonas de alteração hidrotermal. Em Brumal, a presença e a predominância de alguns destes minerais define o zoneamento da alteração hidrotermal através do depósito.

O método de espectroscopia de reflexão pode portanto ser utilizado amplamente para a caracterização e o mapeamento de zonas de alteração hidrotermal, especificamente aquelas associadas a depósitos de ouro mesotermiais do tipo *lode*. Conseqüentemente esta técnica pode contribuir significativamente na prospecção e no delineamento de corpos de minério.

O emprego da espectroscopia de reflexão como técnica analítica fornece resultados qualitativos confiáveis sobre a composição mineralógica de amostras de rochas. Entretanto, é fundamental que estes resultados sejam verificados e complementados por técnicas alternativas (DRX, microscopia ótica, microscopia e microsonda eletrônica), sem entretanto utilizar-se de um grande número de amostras, mas sim somente daquelas mais representativas e que compreendam o conjunto de minerais presentes em uma determinada situação geológica.

Esta noção tem uma relação importante com a análise automática das curvas de reflectância espectral através do programa SIMIS. Nossos experimentos preliminares demonstraram que o sucesso da classificação mineral automática a partir do SIMIS é função da 'especialização' da biblioteca espectral de referência utilizada. Quanto mais especializada for esta biblioteca espectral para uma situação geológica particular, maior será o índice de acerto do classificador automático. Este fato explica algumas ambigüidades observadas no processo de classificação mineralógica do conteúdo das curvas espectrais obtidas em Brumal, visto que este estudo baseou-se essencialmente nas curvas de reflectância espectral disponíveis na biblioteca do USGS – uma biblioteca de uso genérico.

Este trabalho, portanto, consiste num primeiro passo para a montagem de uma biblioteca espectral de referência para a caracterização e estudo de rochas de alteração hidrotermal associadas a depósitos auríferos do tipo *lode* no Quadrilátero Ferrífero.

Capítulo IV – Aspectos Metalogenéticos e a Geometria das Zonas de Alteração Hidrotermal do Depósito de Ouro de Brumal.

4.1 - Introdução

A grande maioria dos depósitos minerais descobertos em modernas campanhas de prospecção é inicialmente identificada no campo a partir do reconhecimento e mapeamento de rochas encaixantes hidrotermalmente alteradas. Fenômenos de alteração hidrotermal manifestam-se de forma heterogênea e podem gerar desde amplas zonas de cores anômalas, até zonas discretas, de difícil detecção (Colvine *et al.* 1988).

Nos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, principalmente aqueles associados ao *greenstone belt* Rio das Velhas, observam-se minerais formados por processos de alteração hidrotermal, tanto nos corpos mineralizados como nas encaixantes (Vieira 1987, Lobato *et al.* 1998). Este fato, aliado à presença de ouro nas rochas alteradas por hidrotermalismo, indicam uma forte relação entre os processos de alteração e a deposição deste metal.

Em alguns destes depósitos, como por exemplo, nas minas de Cuiabá, Raposos, Juca Vieira e São Bento (situadas próximos a área de estudo), halos de alteração hidrotermal têm sido reconhecidos e estudados (Lobato *et al.* 1998). Estas zonas de alteração são mapeáveis em escala de depósito e exibem um arranjo simétrico em torno do corpo mineralizado. As zonas de alteração variam desde a zona da clorita, mais distante do corpo mineralizado, passando por uma zona de carbonato, intermediária, até a zona da sericita, adjacente ao minério, o qual se encontra intimamente ligado a sulfetos, principalmente pirita, pirrotita e arsenopirita (Vieira 1991).

O zoneamento em halos de alteração é definido por sucessões de assembléias minerais ou gradações espaciais em composição e cristalinidade dos minerais de alteração, que refletem gradientes químicos e termais em sistemas hidrotermais

(Groves 1993, Vieira 1987, 1988). A análise destes zoneamentos permite que importantes informações sobre o tipo, posição e geometria dos corpos de minério possam ser determinadas, bem como inferir informações importantes sobre os processos formadores da mineralização (Phillips 1986).

Este zoneamento, entretanto, é muitas vezes mais complexo do que normalmente interpretado (de Souza F^o e Schrank 1991) e sua simplificação é supostamente função da pouca densidade de dados analíticos, os quais são em geral demorados e de alto custo (p.ex.: dados químicos, difratométricos, petrográficos).

Recentemente, zonas de alteração hidrotermal têm sido caracterizadas com grande sucesso por espectroscopia de reflexão. No caso do depósito de Brumal, foram realizadas diversas análises prévias das amostras de rochas alteradas hidrotermalmente (Capítulo III). As amostras representativas das principais assembléias mineralógicas das zonas de alteração foram analisadas através de técnicas distintas (petrografia, espectroscopia de reflexão, DRX e MEV), comprovando a validade da espectroscopia de reflexão na detecção e na separação destas associações minerais.

Neste capítulo esta técnica será amplamente aplicada na caracterização mineralógica de alvos de sub-superfície (testemunhos de sondagem), através do espectrorradiômetro de campo *FieldSpec-FR* em diversos furos de sondagem realizados ao longo do depósito aurífero de Brumal (perfilagem espectral). Esta abordagem permite o mapeamento da distribuição espacial dos minerais de alteração ao longo das rochas encaixantes da mineralização. O arranjo destes minerais de alteração propicia o modelamento da distribuição das zonas de alteração hidrotermal e, conseqüentemente, a definição da sua geometria.

A constituição de um modelo mais detalhado para a geometria das zonas de alteração hidrotermal pode contribuir para o estabelecimento de guias de prospecção mais precisos.

Inicialmente serão abordados os aspectos relativos à mineralização aurífera do depósito de Brumal.

4.2 - Aspectos Metalogenéticos do Depósito de Brumal

Uma mina de ouro próxima à atual jazida de Brumal já foi explorada anteriormente, sendo conhecida como Mina São Jorge (Simmons 1968). Esta mina funcionou até 1948 e o trabalho principal consistiu em uma grande escavação com 100 metros de comprimento, 50 metros de largura e 30 metros de profundidade em rochas do Supergrupo Rio das Velhas. O minério era formado, segundo este autor, por quartzito ferruginoso e veios de quartzo, com pirita, pirrotita, arsenopirita e provavelmente ouro nativo muito fino.

A jazida de Brumal, embora não constitua uma mina em atividade, já possui uma reserva cubada pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), com cinco corpos de minério com forma lenticular (em planta), perfazendo uma área total estimada de 2.057 m² com teor médio de 3 g/t (Figura 4.1).

Os corpos de minério são descontínuos em relação à direção da foliação Sn e encontram-se dispostos subparalelos à esta direção. A forma deste corpos é lenticular e suas espessuras e comprimentos são variáveis.

A mineralização aurífera da região encontra-se encaixada predominantemente em uma formação ferrífera bandada, balizada por camadas de xistos carbonosos. Os corpos de minério estão contidos preferencialmente nos contatos das formações ferríferas com as camadas encaixantes, tanto da capa quanto da lapa (Vial 1989). Veios de quartzo, carbonato e sulfetos, contendo ouro, encontram-se também em outras litologias como nos clorita xistos e xistos carbonosos. Estes veios encontram-se em grande parte brechados.

A formação ferrífera bandada hospedeira da mineralização é formada por bandas intercaladas de sulfetos, carbonato e quartzo intercaladas. As bandas sulfetadas possuem coloração cinza metálico (quando predomina a arsenopirita), ou coloração amarelo-creme metálico (quando predomina calcopirita, pirrotita e pirita). As bandas de coloração creme são compostas por carbonato e freqüentemente possuem porfiroblastos negros de estilpnomelana de orientações diversas. As bandas mais claras são compostas de quartzo, e raramente observa-se algumas bandas cloríticas, onde a clorita encontra-se freqüentemente desestabilizada. As porções mineralizadas

são ricas em sulfetos, principalmente pirrotita, arsenopirita, calcopirita e pirita, nesta ordem de conteúdo.

4.2.1 - Tipologia do Minério

Em geral ocorrem dois tipos de minério. O primeiro tipo caracteriza-se pela disposição bandada dos sulfetos na formação ferrífera, essencialmente nas camadas carbonáticas e cloríticas (Figura 4.2). O segundo tipo caracteriza-se pela associação dos sulfetos com veios de quartzo e carbonato (Figura 4.3). Neste caso, os sulfetos ocorrem predominantemente na borda dos veios em contato com as encaixantes. Observa-se também que os sulfetos encontram-se distribuídos sobre as superfícies das clivagens de fratura S_{n+1} , preenchendo-as.

A arsenopirita ocorre tanto nos veios de quartzo quanto na formação ferrífera bandada e forma porfiroblastos grosseiros, inequigranulares, variando desde xenomorfos a idiomorfos, porém, geralmente subidiomorfos a idiomorfos, formando cristais com seções losangulares. A arsenopirita pode concentrar-se em algumas bandas, notadamente nas bandas carbonáticas e cloríticas [Figura 4.2(A) e (C)]. Os porfiroblastos xenomorfos de arsenopirita podem portar inclusões de quartzo, carbonato, magnetita, pirrotita, calcopirita e ouro.

Os cristais de arsenopirita não se encontram orientados com nenhuma foliação tectônica. A arsenopirita, freqüentemente, associa-se à pirrotita, a qual envolve totalmente os cristais de arsenopirita, ou, quando em menor quantidade, ocorre nas bordas deste mineral. Algumas franjas de pressão compostas por clorita, quartzo e carbonato ocorrem nas bordas dos cristais de arsenopirita.

A pirrotita é o mineral mais abundante nas zonas mineralizadas e nas encaixantes da mineralização e está também presente nos veios sulfetados. Os cristais de pirrotita são inequigranulares e ocorrem como cristais xenomorfos, como cristais alongados [Figura 4.3(F)] ou até mesmo dobrados segundo as dobras F_n , que afetam a formação ferrífera bandada [Figura 4.2(B)].

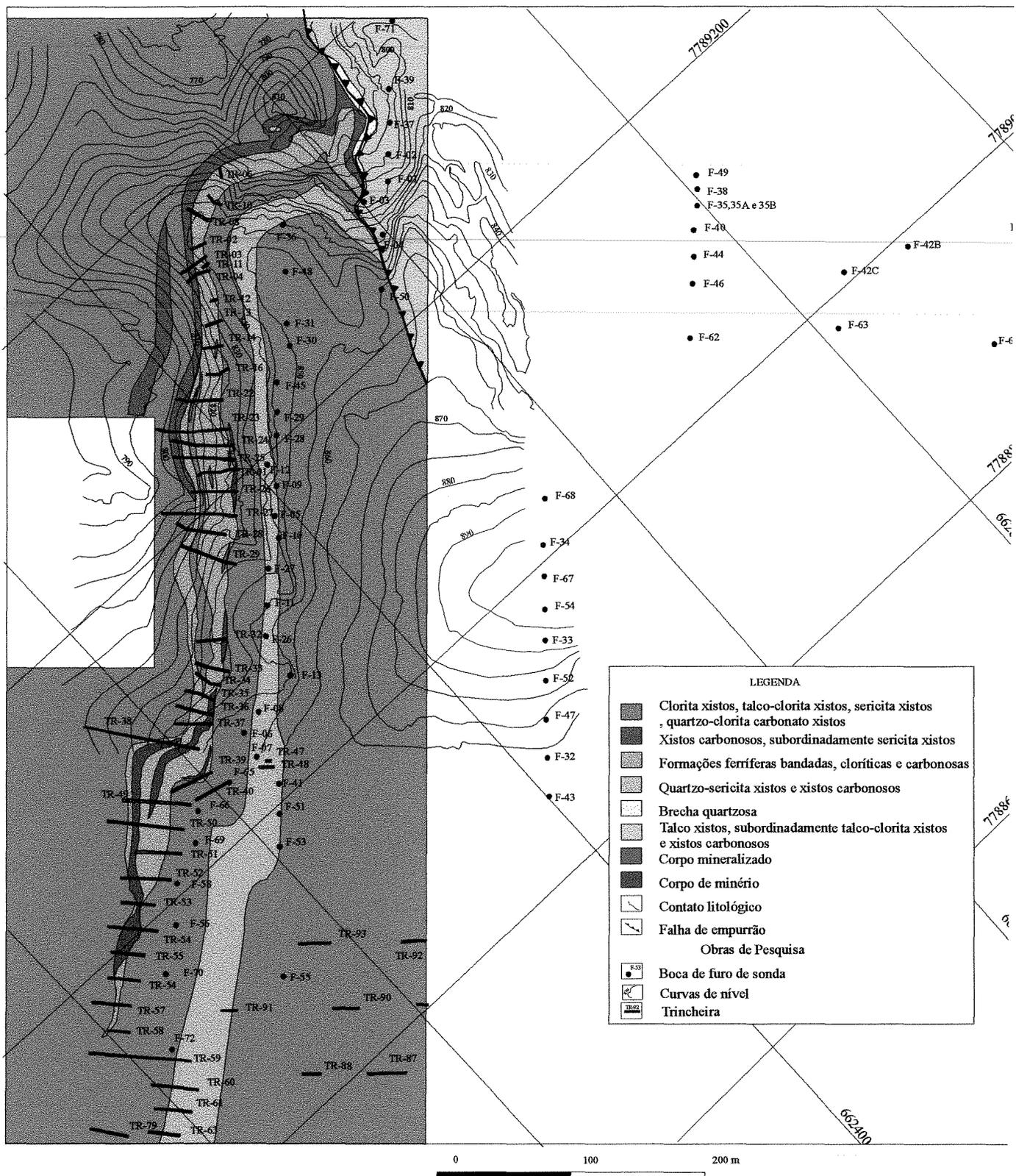
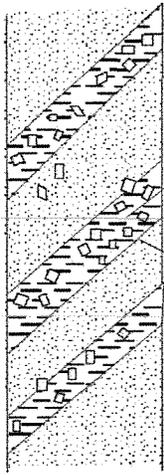
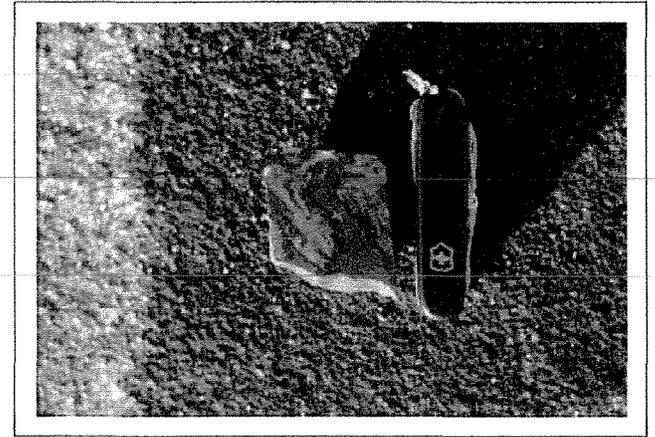
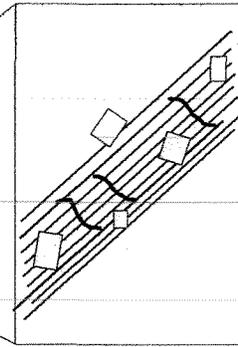


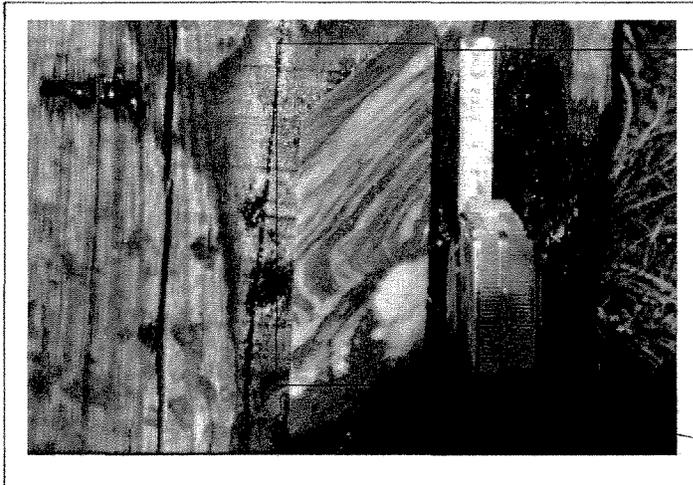
Figura 4.1 – Mapa geológico da área de pesquisa do depósito de Brumal, com a localização dos corpos mineralizados e das obras de pesquisa do depósito (DOCEGEO 1989).



A)



B)



C)

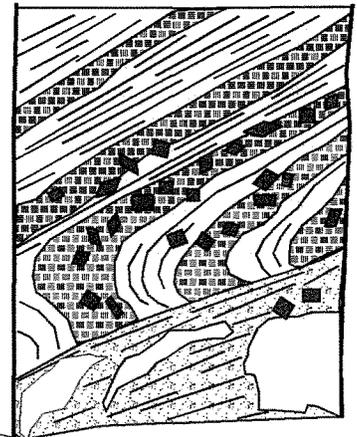
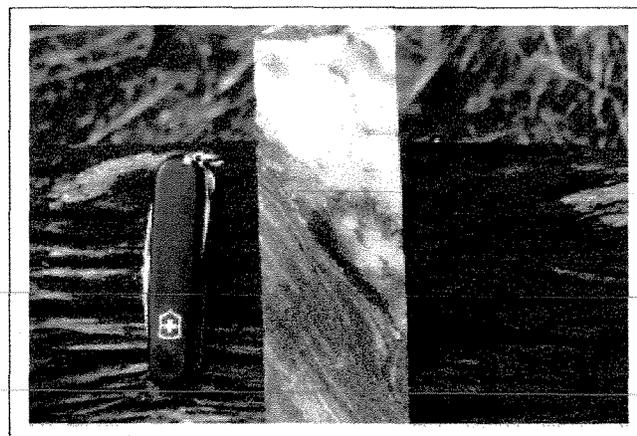
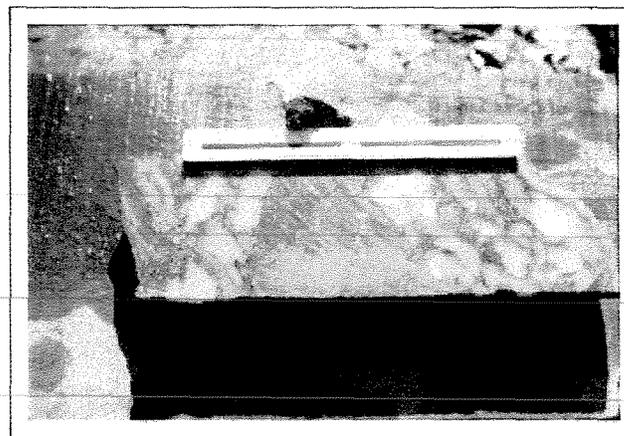


Figura 4.2 – Formação ferrífera bandada com sulfetos dispostos segundo o seu bandamento, em camadas ricas em magnetita – clorita e camadas ricas em carbonato. A) cristais de arsenopirita dispostos nas camadas com óxidos de ferro. Observa-se também a presença de veios de tração preenchidos com pirrotita. B) pirrotita disposta em um banda da formação ferrífera dobrada (dobras F_n). C) cristais de arsenopirita no contato tectônico entre uma formação ferrífera (dobrada) e um clorita-carbonato xisto.



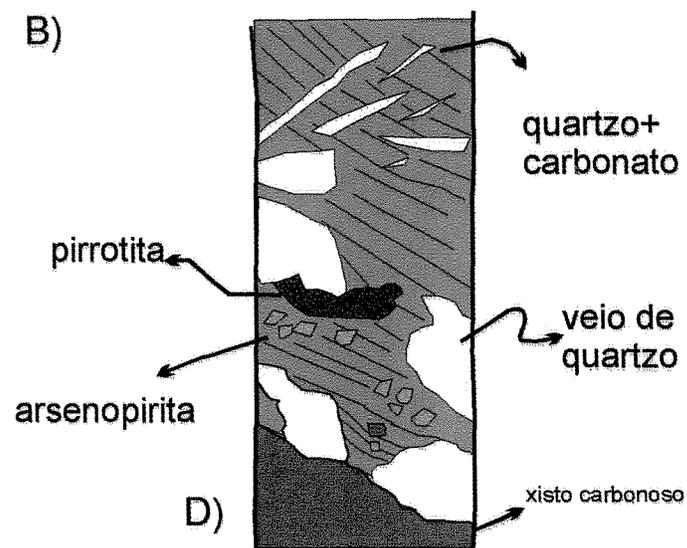
A)



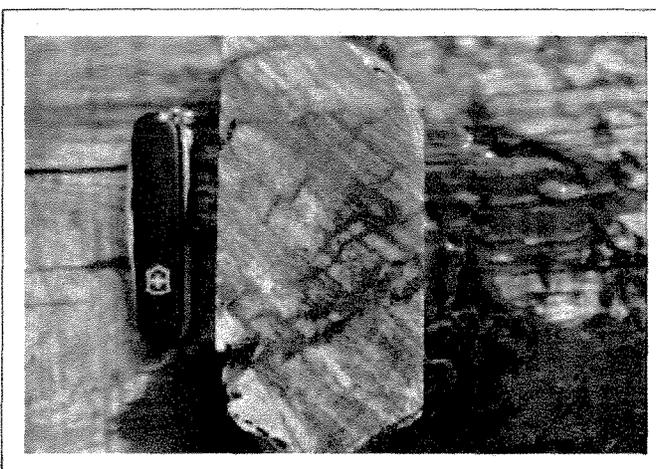
B)



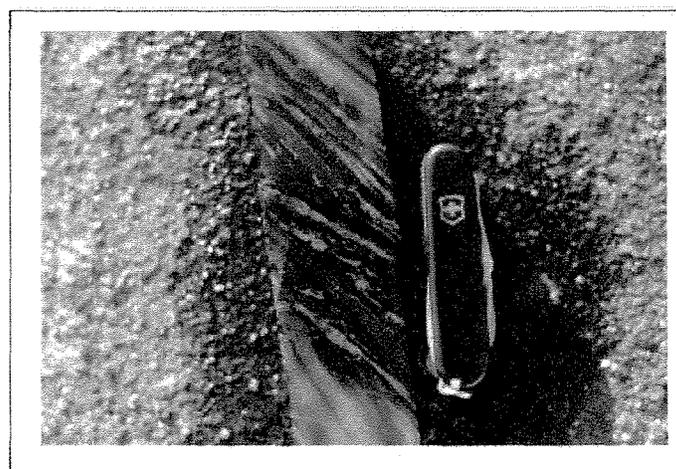
C)



D)



E)



F)

Figura 4.3 – Formação ferrífera bandada sulfetada. Observa-se nas figuras (A), (B), (C), e (D), que os sulfetos, no caso arsenopirita e pirrotita, encontram-se na borda dos veios de quartzo e carbonato. A figura (E) mostra a sulfetação associada a foliação S_{n+1} , enquanto a figura (F) exhibe a pirrotita disposta na foliação S_n .

Em algumas bandas muito ricas em sulfetos, a pirrotita constitui uma massa, ocasionalmente com formas amebóides, envolvendo cristais de arsenopirita, em uma textura intergranular. Estes grandes porfiroblastos de pirrotita hospedam várias inclusões de quartzo e carbonato, este último, apresentando faces corroídas, indicando que a pirrotita formou-se às custas dos carbonatos de ferro.

A calcopirita ocorre em menor quantidade em relação aos demais sulfetos e também é xenomorfa. Este sulfeto associa-se predominantemente à pirrotita e, ocasionalmente, à arsenopirita. A calcopirita pode se encontrar nas bordas dos cristais de pirrotita (portando inclusões deste mineral) ou como inclusões na arsenopirita.

A pirita é bastante comum nas rochas encaixantes, especialmente nas rochas metavulcânicas alteradas hidrotermalmente. É relativamente mais rara na formação ferrífera bandada. Nas zonas mineralizadas, a pirita aparece como cristais variando de subidiomorfos a idiomorfos, presentes principalmente nas camadas ricas em pirrotita.

Todos os sulfetos acima descritos ocorrem nos veios quartzo-carbonáticos, e em algumas bandas da formação ferrífera. Os minerais presentes nestas bandas são ricos em ferro, como óxidos de ferro, siderita, ankerita e Fe-clinocloro, e as texturas observadas apontam evidências de substituição destes minerais pelos sulfetos.

É notável também a associação entre os veios quartzo-carbonáticos e a sulfetação da formação ferrífera bandada (Figura 4.3). A sulfetação claramente inicia-se na borda dos veios e se propaga para o interior da hospedeira, com uma diminuição gradual da quantidade de sulfetos a partir dos veios, em direção à encaixante. Estas formas de ocorrência sugerem um relação genética.

Os sulfetos podem encontrar-se zonados a partir dos veios, bem como em relação a assembléia mineralógica da rocha encaixante. Próximo aos veios, predomina a arsenopirita, cuja abundância diminui à medida que se afasta deles, enquanto aumenta a quantidade de pirrotita, que juntamente com a pirita e a calcopirita, constituem a zona intermediária. A zona mais distal é formada essencialmente por pirrotita, que se encontra disseminada na formação ferrífera bandada.

Já a formação ferrífera encontra-se mais clara junto aos veios e é composta por quartzo e carbonato, este em geral porfiroblástico. Esta formação ferrífera corresponde ao tipo 2, descrito no Capítulo II (p.22) [Figura 4.4(A)]. Com o distanciamento dos

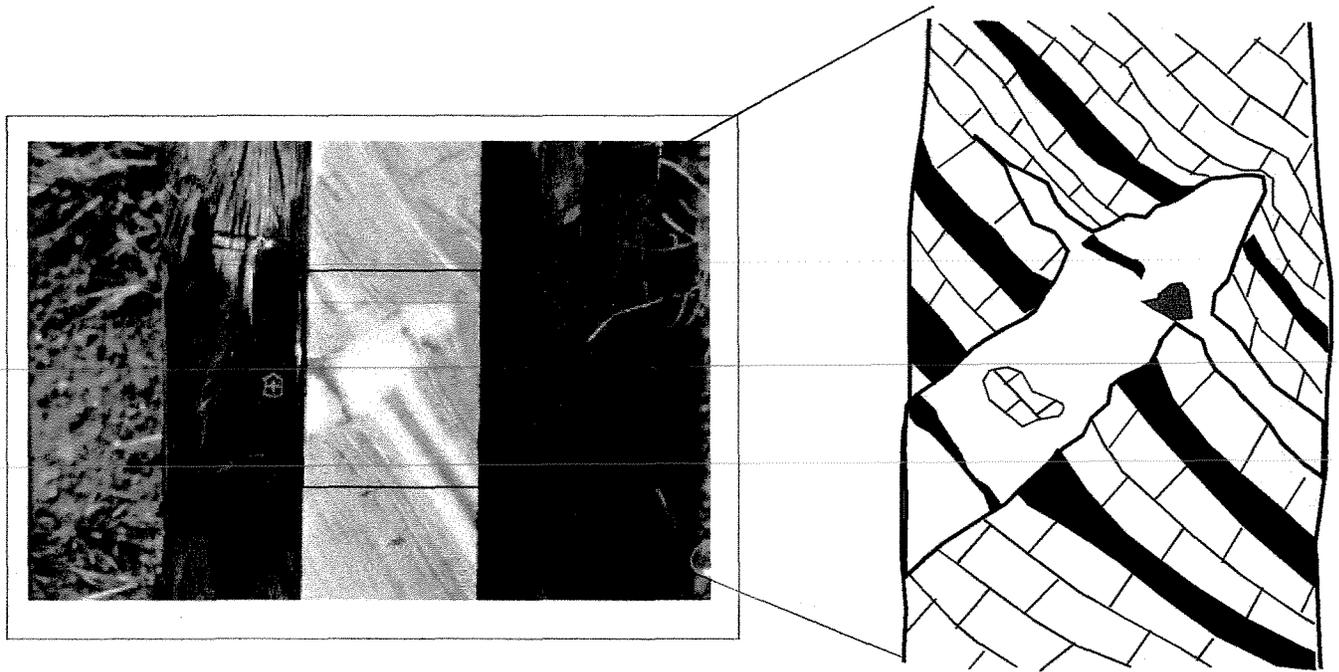
veios, a formação ferrífera bandada apresenta uma zona caracterizada por porfiroblastos de estilpnomelana (formação ferrífera tipo 3, p.23), a qual vai progressivamente diminuindo até chegar a formação ferrífera bandada do tipo 1 (p.22), constituída por quartzo, carbonato, clorita, albita, matéria carbonosa e magnetita.

4.2.2 - Tipologia dos Veios

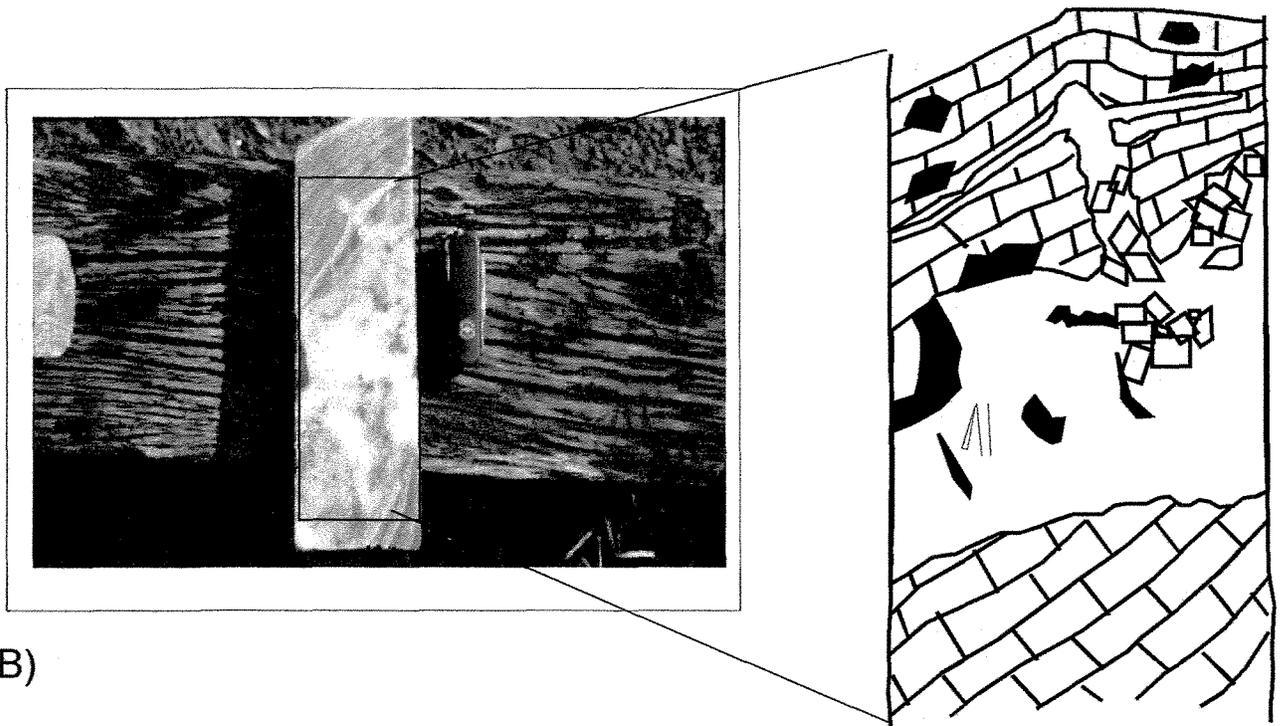
Os veios podem ser tanto concordantes quanto discordantes ao acamamento sedimentar. Diferentes tipos de veios encontram-se presentes. Estes são divididos em função do tamanho, em veios e vênulas. As vênulas constituem pequenos veios de quartzo e carbonato, milimétricos, distribuídos em praticamente todos os tipos litológicos da região. Estas vênulas podem ser contínuas (paralelas à foliação Sn), podem constituir massas irregulares de quartzo ou se apresentarem com formas lenticulares.

Já os veios podem ser classificados em relação à sua textura em: (i) veios sacaroidais constituídos essencialmente por quartzo, com este mineral totalmente poligonizado e friável, e (ii) veios de quartzo maciço, com cristais de carbonato e sulfetos (biotita e sericita subordinadas), que ocorrem predominantemente na formação ferrífera e ao longo dos contatos litológicos.

Alguns veios - *laddered ribbon veins* (Hodgson 1989) - podem formar uma estrutura interessante, como mostrado na Figura 4.4(A) e (B). Estes veios podem se formar a partir da infiltração de fluidos em uma descontinuidade até alcançarem uma camada mais resistente, ou o término da fissura, a partir da qual o seu desenvolvimento cessa nesta direção. Com a continuação do acesso de fluidos, através da estrutura inicial, o desenvolvimento destes veios começa a se propagar segundo o acamamento primário ou a foliação metamórfica da formação ferrífera bandada, formando uma estrutura semelhante a um lacólito.



A)



B)

Figura 4.4 – (A) e (B) Veios discordantes injetados na formação ferrífera e se propagando segundo o acamamento da rocha (aspecto de apófise). Estes veios se formam segundo fraturas de tração e englobam fragmentos da encaixante. Notar a formação de grandes cristais de carbonato e sulfetos na borda dos veios.

Alguns destes veios mostram evidências de constituírem uma única abertura preenchida por quartzo e carbonato, enquanto outros provavelmente foram formados em várias aberturas com múltiplos estágios de infiltração de fluidos. Vários incrementos de abertura ao longo destes planos, seguido pela cristalização de minerais da fase fluida, podem resultar em veios do tipo fitado [Figura 4.5(C)]. O processo é semelhante ao processo de *crack-and-seal* (Hodgson 1989).

Veios do tipo *tension gash*, com arranjo *en echelon*, e formas sigmoidais, são comuns [Figura 4.6(A) e (B)]. Estes veios formaram-se em fraturas de extensão associadas a zonas de cisalhamento, que deformam as terminações dos veios, se constituindo em um indicador cinemático.

São observados também veios subparalelos à foliação da rocha. Estes veios ocorrem comumente ao longo dos contatos entre litologias distintas que, em geral, encontram-se tectonizados. Podem ter diversas dimensões, desde poucos centímetros até alguns metros.

Localmente observa-se a formação de drusas de quartzo e carbonato dentro de alguns veios. Em certas porções a rocha ocorre inteiramente fraturada, cortada por veios de quartzo e carbonato, aleatoriamente orientados, que envolvem blocos de rochas encaixantes como fragmentos. Esta estrutura pode ser formada em um sistema com evidências de fraturamento hidráulico, formando brechas hidráulicas [Figura 4.3(B)]

Discussão

O zoneamento mineralógico, o preenchimento de espaços por fluidos, e a presença de brechas hidráulicas são evidências que indicam altas pressões de fluidos (Phillips 1972), que chegam a superar em alguns locais a pressão litostática.

As texturas apresentadas pelos veios e a alteração hidrotermal associada são típicos de depósitos do tipo *iodé* hospedados em terrenos do fácies xisto verde formados em ambientes mesotermiais (Robert & Brown 1986, Groves *et al.* 1989, Kerrich & Wyman 1990, McCuaig & Kerrich 1998).

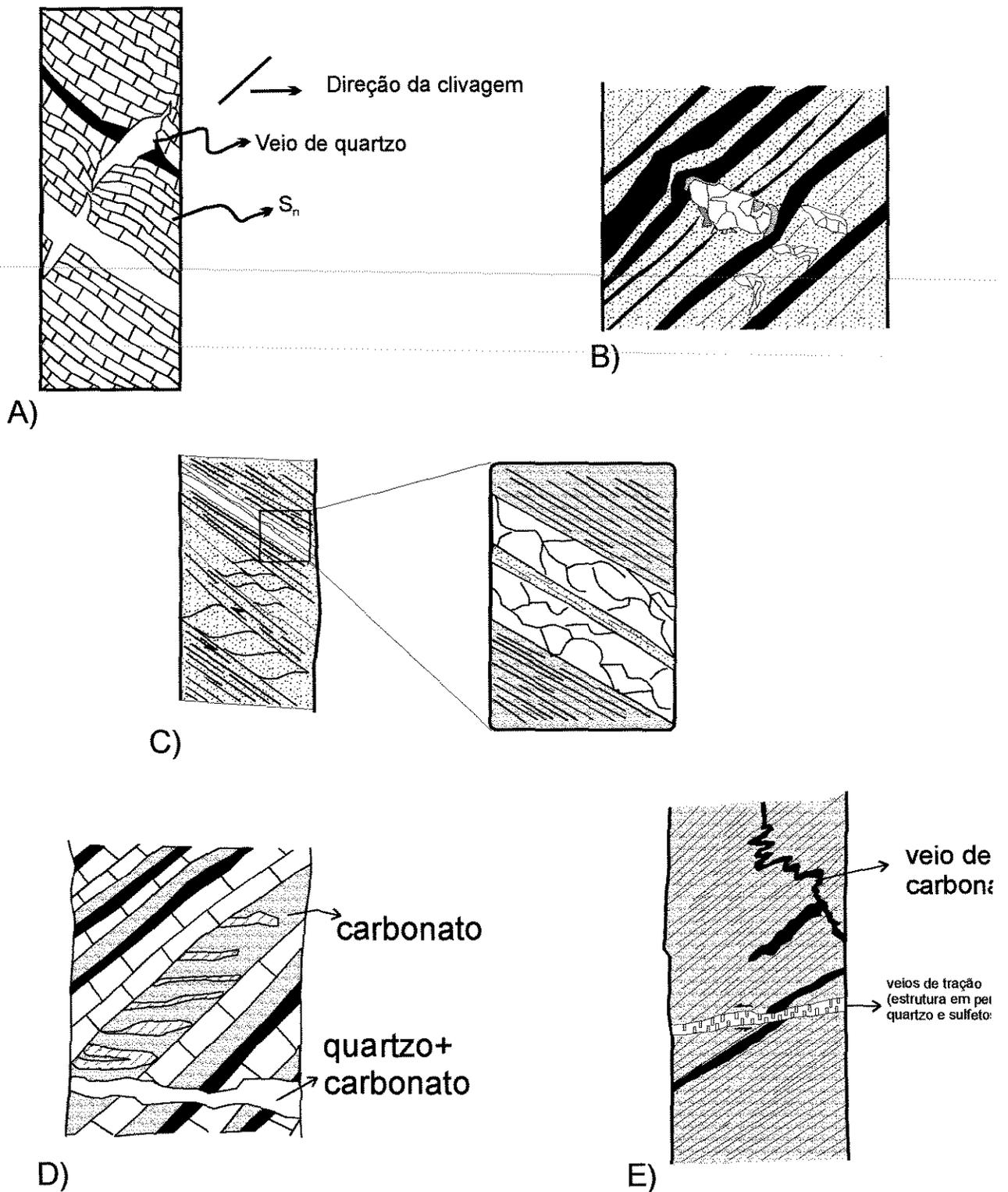


Figura 4.5 – A) Veios de quartzo posicionados em fraturas de tração na formação ferrífera com terminações acunhadas. Alguns destes veios se desenvolvem na direção do acamamento (B) Veios *en echelon* do tipo *tension-gashes*, com terminações torcidas. Na borda dos veios observam-se sulfetos. C) Veio de quartzo fitado em quartzo-sericita xisto. D) Veios de quartzo discordantes em echelon. E) Veios de quartzo discordantes afetados pela foliação S_n . Observa-se também um veio de tração posterior, com estrutura em pente.

Sob estas condições de fácies xisto verde, possivelmente operaram mecanismos de deformação rúpteis e dúcteis, associados a fraturas hidráulicas e mecanismos de deslocamento, mais transporte de massa por difusão através de limites de grãos e solução por pressão (McCuaig & Kerrich 1998).

Neste contexto, a mineralização foi formada a partir da percolação de fluidos através de discontinuidades, como fraturas, contatos litológicos, zonas de cisalhamento e superfícies de clivagem Sn, que causaram uma porosidade secundária na rocha onde se canalizou a passagem dos fluidos. O aporte de fluidos localmente levou à sua migração ao longo do acamamento e criou zonas onde a pressão de fluidos atingiu pressões supralitostáticas, levando à fragmentação da rocha por fraturamento hidráulico.

Os fluidos reagiram com as rochas produzindo zonas de alteração hidrotermal nas encaixantes dos corpos mineralizados e substituindo, na formação ferrífera, carbonatos de ferro por sulfetos, com a precipitação de ouro nas zonas internas dos sistemas hidrotermais.

O ouro está intimamente relacionado à presença de sulfetos, seja nos veios ou na formação ferrífera. O principal sulfeto portador de ouro é a arsenopirita. De modo geral, pôde ser observado através da descrição dos furos de sondagem e das planilhas de análises químicas, que os teores de ouro aumentam com a presença deste sulfeto.

Em seções polidas, observou-se a ocorrência do ouro na arsenopirita como inclusões [Figura 4.6(B) e (C)], em fraturas preenchidas [Figura 4.6(D)] ou nas bordas dos cristais [Figura 4.6(A) e (E)]. Foi observado ainda a presença de ouro na borda de cristais de pirrotita e na forma livre.

Este padrão sugere que o ouro foi transportado, através de complexos de enxofre, por fluidos hidrotermais, e se depositou na formação ferrífera devido a interação entre o fluido e a encaixante, que levou à sulfetação da formação ferrífera.

4.3 – Alteração Hidrotermal

Diversos depósitos de ouro do tipo *lode* arqueanos possuem uma alteração característica visível, geralmente envolvendo a formação de carbonatos, sulfetos e

micas nas encaixantes (Phillips 1986). Esta alteração pode ser definida como uma mudança mineralógica, química e textural da rocha encaixante da mineralização, quando submetida a novas condições físico-químicas, diferentes das que formaram sua mineralogia principal, induzidas pela ação de fluidos hidrotermais.

A natureza dos produtos da alteração depende, de acordo com Meyer & Hemley (1967), do caráter da rocha encaixante, composição do fluido (que define fatores tais como Eh, pH, pressão de vapor de várias espécies voláteis, composição ânion-cátion e grau de hidrólise), tempo de interação fluido/rocha, e das temperaturas e pressões nas quais a reação tem lugar.

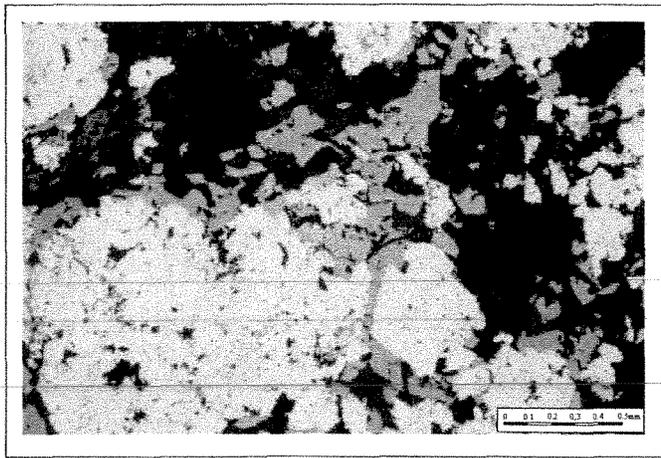
Uma característica notável da alteração hidrotermal é o seu arranjo em halos de alteração, que podem se repetir com uma certa regularidade denominada zoneamento.

A alteração das encaixantes em geral progride ortogonalmente aos condutos, para dentro da rocha hospedeira. Este zoneamento, denominado zoneamento lateral, tem uma escala de poucos centímetros a metros em torno dos *lodes*, e pode ser entendido como resultado do aumento do grau de modificação metassomática da encaixante devido à chegada de fluidos hidrotermais, ou, alternativamente, como o resultado da modificação química progressiva do fluido hidrotermal à medida que este se infiltra e reage com a encaixante (Ridley *et al.* 1996).

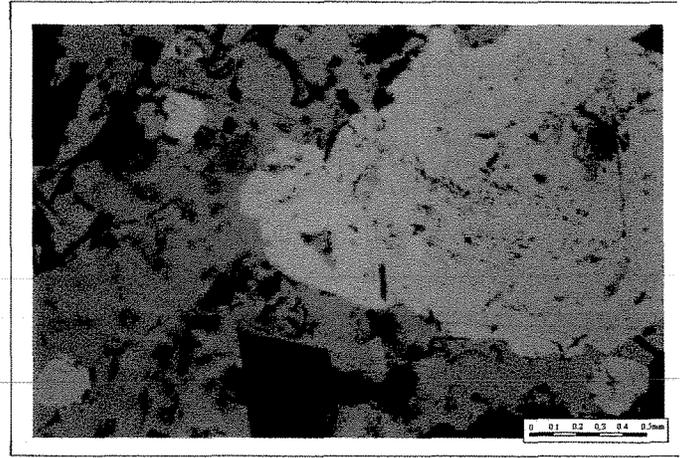
Já o zoneamento vertical, ou seja, aquele observado ao longo do corpo de minério, é na maioria das vezes discreto, indicando gradientes de temperatura limitados durante a mineralização e pouca mudança na composição do fluido ao longo do conduto. Porém, se o corpo de minério intercepta litologias de composição diferentes, formará assembléias minerais diferentes nas diferentes litologias (Lobato *et al.* 1998).

Os halos podem encontrar-se com um arranjo simétrico em torno do horizonte mineralizado, ou podem ser assimétricos, com diferentes padrões de zoneamentos nas encaixantes, pela ausência ou presença de algum halo.

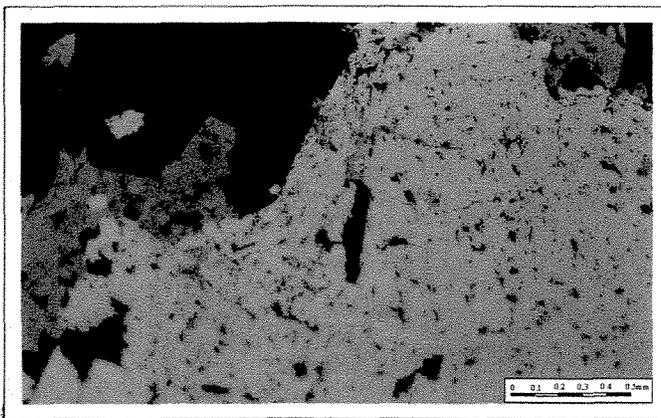
Esta assimetria pode ser causada por heterogeneidade da interação fluido/rocha, fases diferentes de infiltração e preenchimento dos veios, ou mesmo do isolamento de alguma das paredes da encaixante do conduto onde se dá a circulação dos fluidos.



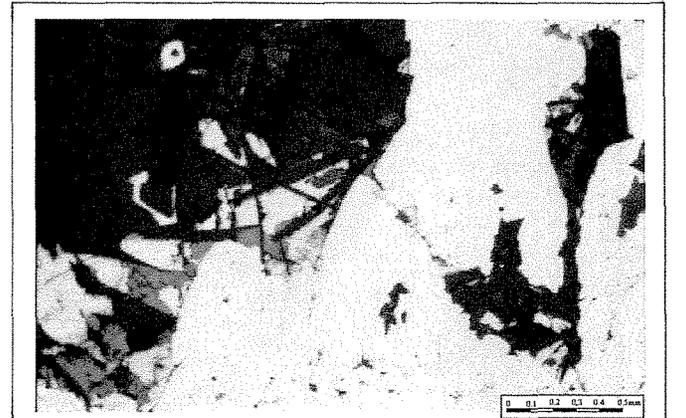
A)



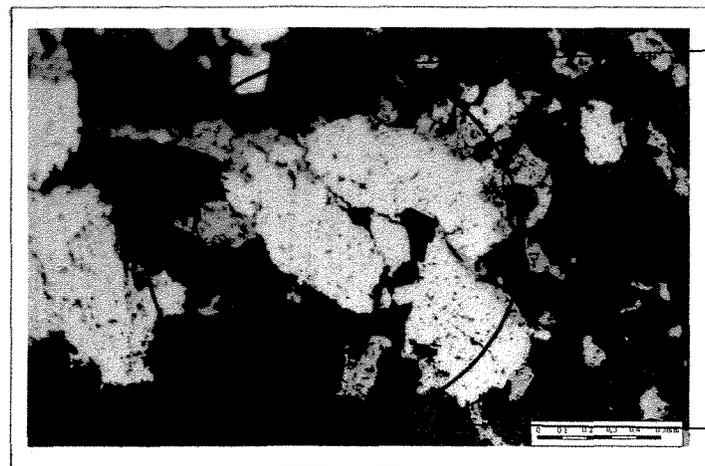
B)



C)



D)



E)

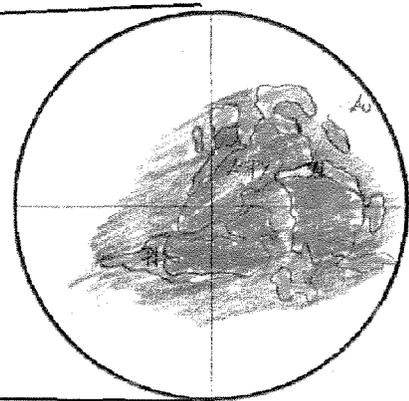


Figura 4.6 – Formas de ocorrência do ouro através do depósito aurífero de Brumal. A) contato da arsenopirita com pirrotita; (B) e (C) incluído na arsenopirita; (D) em fraturas na arsenopirita; e E) no contato em dois cristais de arsenopirita.

Em diversos depósitos tem sido observada uma forte relação entre os processos de alteração e a deposição do ouro (Colvine *et al.* 1988, Vieira 1987). No depósito aurífero de Sigma Mine (*greenstone belt* do Abitibi, Canadá), a alteração hidrotermal é a principal causa da deposição do ouro, conforme discutido por Robert & Brown (1986). Admite-se que a perda de H₂S para as encaixantes por sulfetação (Ridley *et al.* 1996) é o principal fator que controla a deposição do ouro.

A alteração serve como um excelente guia de depósitos minerais. Ela pode se estender por grandes áreas, o que facilita sua localização, ou formar zonas discretas ao longo dos canais por onde percolaram os fluidos.

No Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais vários autores têm descrito fenômenos de alteração hidrotermal relacionados às principais minas da região, como por exemplo nas minas de Raposos (Vieira 1987), Cuiabá (Vieira & Oliveira 1988 e Vieira 1991), São Bento (Martins Pereira 1995, Pereira 1996), Tinguá (De Souza F^o 1991) e Juca Vieira, todas hospedadas em seqüências vulcano-sedimentares do *Greenstone Belt* Rio das Velhas. Estes fenômenos são os responsáveis pela modificação das associações primárias e metamórficas. No processo desenvolvem-se zonas de alteração concêntricas, localmente simétricas, com geometria estratiforme (Vieira 1987). Estas zonas são divididas em halos de alteração de sericita, carbonato e clorita ao redor do corpo mineralizado.

4.4 – Alteração Hidrotermal no Depósito Aurífero de Brumal

As rochas presentes na área do depósito de Brumal encontram-se intensamente alteradas por processos hidrotermais tardios, resultado da percolação de fluidos aquecidos através destas rochas.

A alteração hidrotermal está associada aos veios quartzo-carbonatados. Este fenômeno possui extensão e efeitos limitados e manifesta-se nas rochas encaixantes adjacentes ou distantes aos corpos mineralizados. À primeira vista a alteração hidrotermal leva a um “embranquecimento” das rochas, principalmente nas porções adjacentes aos veios. Nestas porções os metabasaltos alteram-se para uma tonalidade verde clara, as metaultramáficas tornam-se acinzentadas e as formações ferríferas, por

sua vez, tornam-se de coloração bege claro. Rochas com as assembléias metamórficas originais preservadas são raras, estando confinadas a alguns poucos remanescentes.

As associações de minerais formadas durante a alteração hidrotermal refletem a composição mineralógica da rocha hospedeira e a intensidade da alteração. Três zonas de alteração hidrotermal foram reconhecidas e mapeadas nos metabasaltos alterados, enquanto na formação ferrífera bandada são reconhecidas duas zonas de alteração. Estas zonas foram caracterizadas em função da rocha geradora e em função da associação mineral apresentada, que refletem a progressão da alteração hidrotermal. Estas associações constituem paragêneses de minerais que se distribuem segundo um arranjo zonado, de acordo com a intensidade da transformação a que a rocha foi submetida. Estas zonas variam de milímetros até alguns metros e se alternam de modo irregular.

As associações minerais, rochas hospedeiras, bem como as zonas de alteração encontram-se representadas nas tabelas 4.1 e 4.2.

Tabela 4.1 – Associações mineralógicas das zonas de alteração hidrotermal reconhecidas nas rochas encaixantes da mineralização aurífera de Brumal (com exceção da formação ferrífera bandada).

Depósito de Brumal			
Z. Alteração Hidrotermal	Rochas Sedimentares	Rochas Máficas e Intermediárias	Rochas Ultramáficas
Míneralogia pré alteração	?	Tremolita/actinolita+plagioclásio+titanita+epidoto+clorita	Serpentina+tremolita/actinolita+clorita+talco
Zona da Clorita	?	Clorita+plagioclásio+biotita+carbonato±tremolita/actinolita	Talco+clorita+dolomita+qtzo
Zona do Carbonato	Ankerita/dolomita+muscovita+ quartzo+clorita±turmalina	Dolomita/calcita+clorita+albita+quartzo±biotita±sericita±pirita	Talco+dolomita±pirita
Zona da Sericita	Muscovita+cloritóide+dolomita/ankerita+clorita+quartzo	Dolomita±muscovita±biotita+clorita+albita	?

Tabela 4.2 – Associações minerais das zonas de alteração hidrotermal hospedadas na formação ferrífera bandada.

Zona da Estilpnomelana	Siderita±ankerita+estilpnomelana+quartzo±clorita±sulfetos
Zona do Carbonato	Siderita+ankerita+quartzo±sulfetos

A tabela 4.3 apresenta uma comparação entre as assembléias minerais das zonas de alteração hidrotermal do depósito de Brumal, com as zonas de alteração hidrotermal descritas em outras minas de ouro do Quadrilátero Ferrífero (Vieira 1991).

Tabela 4.3 – Comparação entre os minerais presentes ao longo das zonas de alteração de Brumal, com as alterações descritas para o Grupo Nova Lima.

Zonas de Alteração Hidrotermal	Vieira (1991)		Depósito de Brumal		
	Rochas Máficas e Intermediárias	Rochas Ultramáficas	Rochas Sedimentares	Rochas Máficas e Intermediárias	Rochas Ultramáficas
Zona de Cloritização	Clz/plag+trem/act+ H ₂ O+CO ₂ = clo+calc+qtzo+serc+ alb	Serp+trem+H ₂ O+ CO ₂ = MG-clo+ talc+calc+qtzo	-	Trem/act+plag+tit = clo+alb+qtzo	? =trem/act+clo+talc± serp
Zona de Carbonatação	Clo+calc+CO ₂ +K = Mg- clo+ank+qtzo+serc+ H ₂ O	Talc+calc+CO ₂ = ank/calc+qtzo+H ₂ O	? =ank/dolo+musc ±biot+clo	? =dolo+clo+alb +qtzo	=talc+clo+dolo+qtzo
Zona de Seritização	Mg-clo +ank /calc +CO ₂ +K = ank/calc+serc+qtzo+ H ₂ O	Mg-clo +ank/calc +CO ₂ +K = fuch+ank/calc+qtzo +H ₂ O	=musc+sider/ank +clo+qtzo	=dolo+musc±biot± alb+clo	-
Zona da Estilpnomelana	-	-	Sider+qtzo±clo= sider±ank+estilp ±clo±sulf	-	-

4.4.1 - Zona da Clorita

As rochas da zona da clorita caracterizam-se por apresentar a clorita como o principal mineral de alteração hidrotermal e, em vários casos, como o principal constituinte da rocha. Este mineral forma-se às custas da tremolita-actinolita e da biotita. A biotita e o carbonato são as fases minerais comuns nestas rochas, juntamente com o plagioclásio.

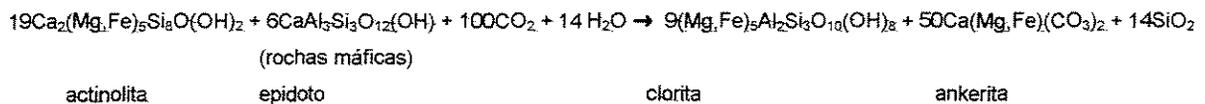
Nos metabasaltos, a zona da clorita representa as rochas mais fracamente alteradas. Estas rochas ocorrem nas áreas poupadas da intensa percolação de fluidos hidrotermais e adjacentes a veios de quartzo e carbonato com alteração pouco desenvolvida. A coloração destas rochas é tipicamente verde intensa.

A clorita ocorre como cristais xenoblásticos, com textura ledidoblástica, orientados na direção da foliação metamórfica Sn.

O carbonato geralmente ocorre com granulação fina, xenomorfo, disperso pela rocha ou em agregados junto ao plagioclásio. Pode ocorrer também como porfiroblastos ou em veios juntamente com quartzo.

O plagioclásio é inequigranular e aparece como finos agregados xenomorfos. Porém, nas proximidades dos veios de quartzo e carbonato, o plagioclásio ocorre com tamanho grande. Nas borda destes grãos observa-se a formação de subgrãos e novos grãos. O quartzo também é freqüente e constitui, junto com a clorita, o principal mineral da matriz.

Algumas possíveis reações ocorridas durante a geração da zona da clorita encontram-se abaixo (McCuaig & Kerrich 1998).



As rochas metassedimentares clásticas mostram na zona da clorita, características petrográficas muito semelhantes aos metabasaltos, dos quais se diferenciam pelo conteúdo de sericita, presença de acamamento sedimentar e presença de matéria carbonácea. A sericita ocorre principalmente associada à clorita, sendo este último mineral mais abundante na borda dos veios. O quartzo é abundante

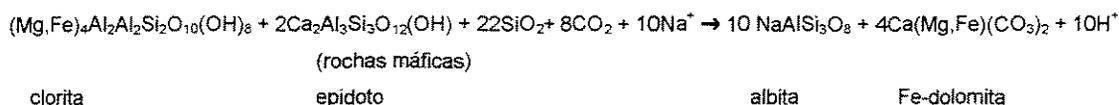
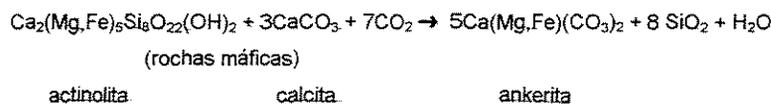
Os porfiroblastos de carbonato encontram-se em duas situações diferentes. São observados sob a forma de cristais alongados segundo a foliação S_n ou deformados por uma foliação milonítica. Neste caso, os cristais encontram-se rotacionados e com sombras de pressão formadas por quartzo e clorita. A granulação pode variar de fina a grossa. Estes cristais são poiquiloblásticos e, localmente, podem ser deformados pela clivagem espaçada S_{n+1} . Esta clivagem é materializada pela disposição de clorita e opacos em sua superfície.

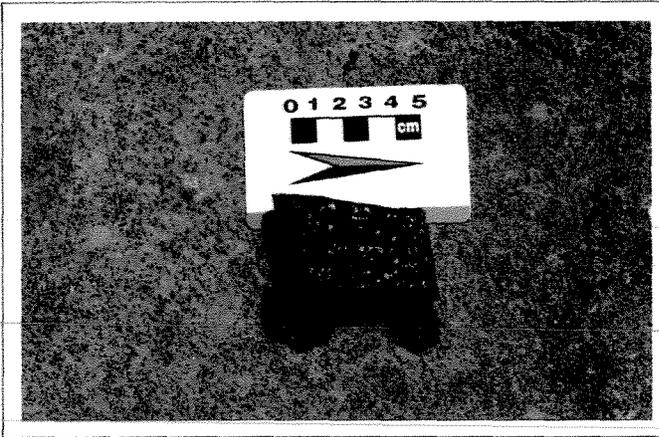
O outro tipo de porfiroblasto de carbonato presente é também poiquiloblástico, com inclusões de quartzo, albita, clorita e opacos. Estas inclusões encontram-se freqüentemente alinhadas dentro do mineral segundo a foliação S_n . Esta família de carbonatos ocorre predominantemente como cristais idiomorfos a subidiomorfos, distribuídos por toda a rocha de forma desordenada (não orientada).

A identificação de duas classes de carbonato indica que este mineral formou-se em dois episódios: o primeiro sin-tectônico, contemporâneo à geração da foliação S_n (fase D_1), e o segundo pós-tectônico (pós - D_2).

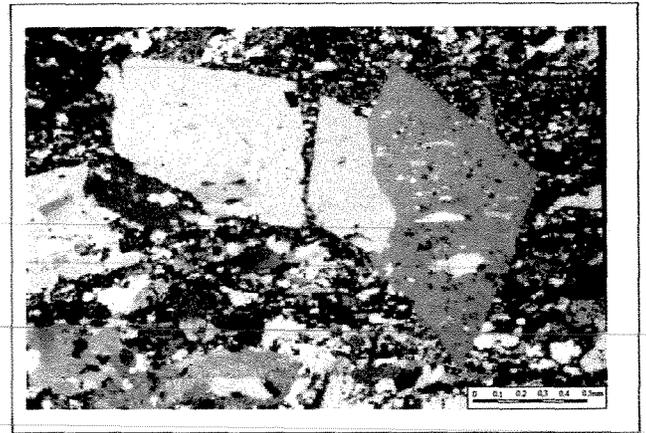
A albita é inequigranular, xenomorfa, e encontra-se amplamente recristalizada e alterada em finos agregados de carbonato. A biotita é muito freqüente e ocorre associada à clorita, que se forma às suas custas.

Localmente esta rocha é bastante rica em opacos, notadamente próximo à terminação norte da formação ferrífera bandada (furos 44, 35B e 49), onde os carbonato-clorita xistos encontram-se com porfiroblastos de pirita, em geral subidiomorfos e de tamanhos variados, podendo alcançar a escala de centímetros. Algumas reações que podem ter ocorrido nesta zona são mostradas abaixo (McCuaig & Kerrich 1998):

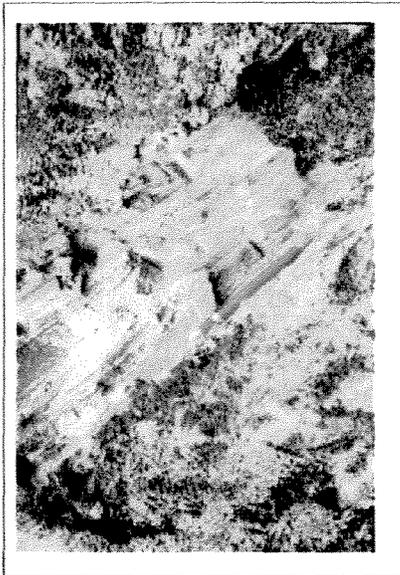




A)



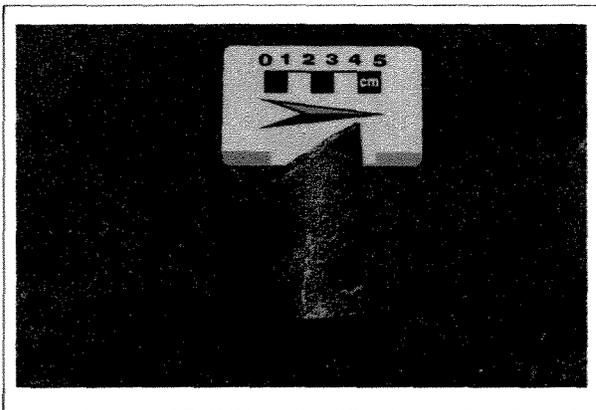
B)



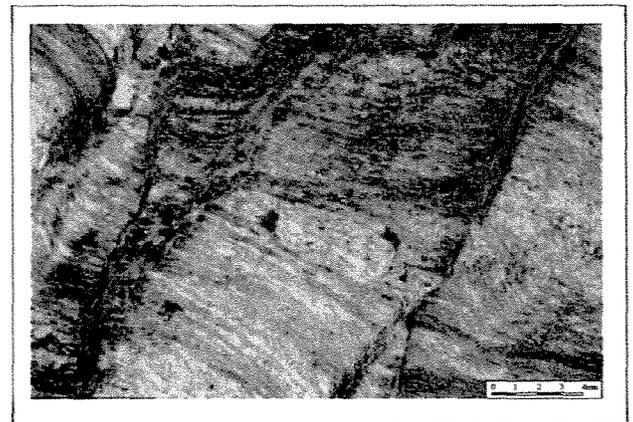
C)



D)



E)



F)

Figura 4.7 – Alterações hidrotermais da zona de carbonatação através do depósito de Brumal. (A) carbonatação em metabasaltos em amostras de mão; (B) em lâmina delgada; (C) e (D) zonas de alteração hidrotermal da zona do carbonato, cor ocre, em rochas intemperizadas (note a forma irregular, propagando-se na direção da foliação Sn), (E) talco xisto da zona de carbonatação em amostra de mão, e (F) em lâmina delgada.

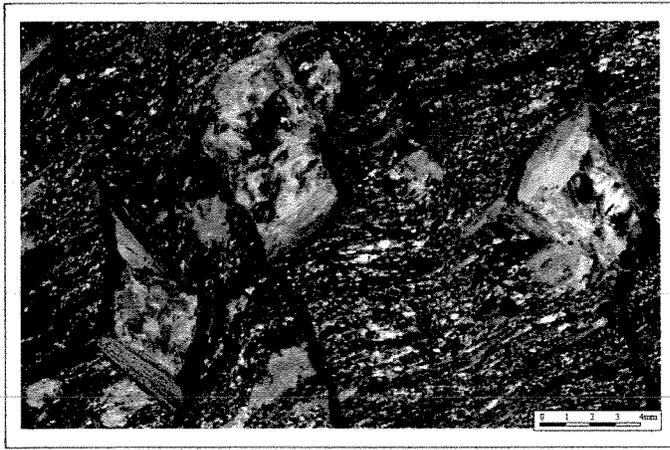
da sericita, exibem como principal característica o aparecimento de porfiroblastos de muscovita de orientações diversas, distribuídos pela hospedeira.

Estas zonas podem encontrar-se ausentes, devido ao desenvolvimento incompleto da alteração ao redor dos veios, ou constituírem zonas de alguns poucos centímetros de comprimento, ou até mesmo faixas de alguns metros. Tendem, no entanto, a ser estreitas.

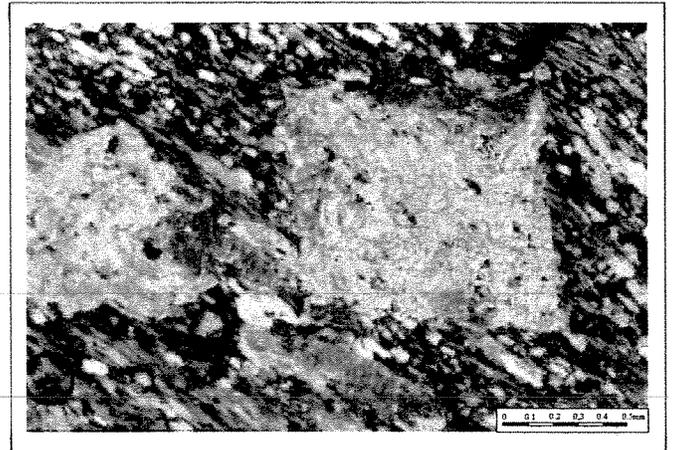
Nas rochas metavulcânicas máficas uma seqüência de alteração foi observada, mostrando como se dá a progressão deste processo, até formar a zona da sericita. A rocha inicialmente alterada por carbonatação, com o progresso da alteração hidrotermal, tem os seus cristais de carbonato substituídos por muscovita. Esta substituição conserva a forma romboédrica do carbonato (pseudomorfose) e é identificada pela presença de restos deste mineral no centro de alguns cristais incompletamente pseudomorfizados. Este processo culmina com a formação de porfiroblastos de muscovita, muitos deles romboédricos. Em uma fase posterior ocorreu a formação de biotita, que também forma cristais de granulação grosseira. A biotita encontra-se associada a sericita, posicionando-se em suas bordas, freqüentemente limitando os pseudomorfos de carbonato [Figura 4.8(A)]. Este mineral é também disposto segundo a foliação S_{n+1} .

A zona da sericita é constituída nos metabasaltos por uma assembléia formada por muscovita, \pm biotita, albita, quartzo, carbonato e opacos. A sericita ocorre tanto de maneira disseminada, orientada segundo a foliação S_n , quanto como porfiroblasto. O carbonato ocorre com granulação fina e como resquícios da substituição por muscovita. A biotita associa-se à muscovita, conforme já foi dito, e em algumas zonas pode constituir o principal mineral de alteração. O quartzo ocorre de forma disseminada, juntamente com a clorita, disperso na matriz, ou associado ao carbonato em alguns veios.

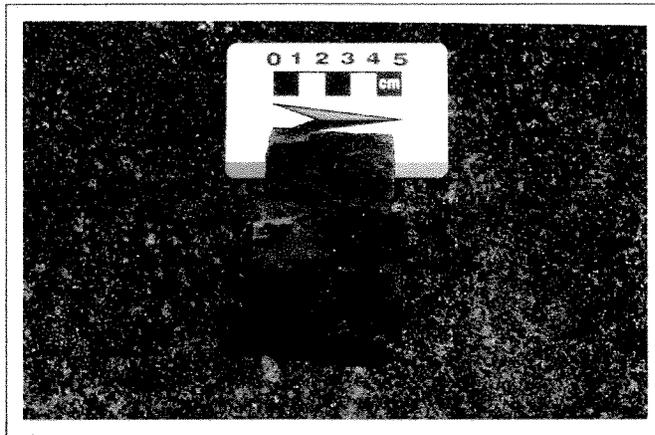
Nas rochas metavulcânicas ultramáficas, esta alteração é observada apenas em faixas discretas localizadas nas bordas dos veios quartzo carbonáticos. Estas zonas são formadas predominantemente por clorita e porfiroblastos de muscovita.



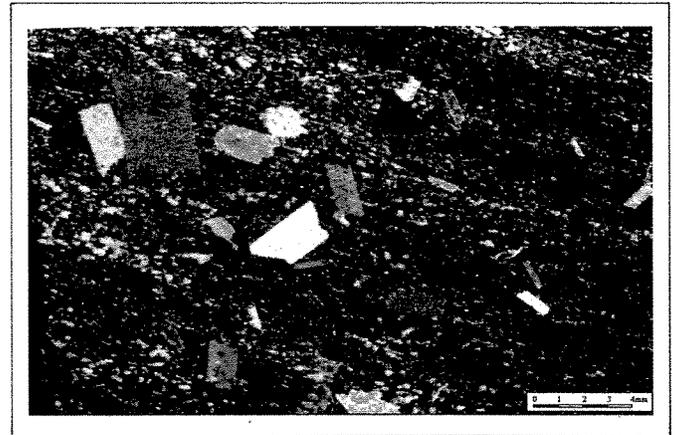
A)



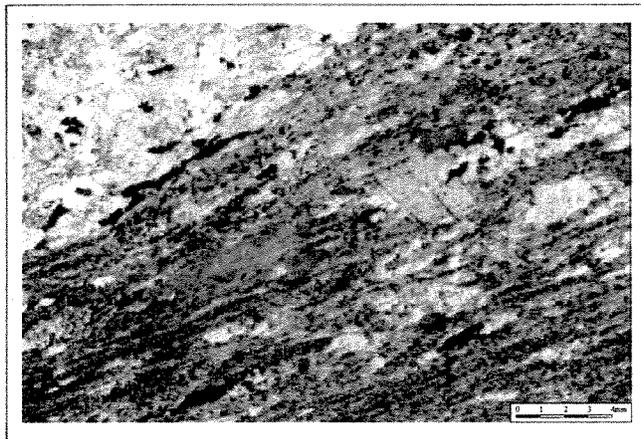
B)



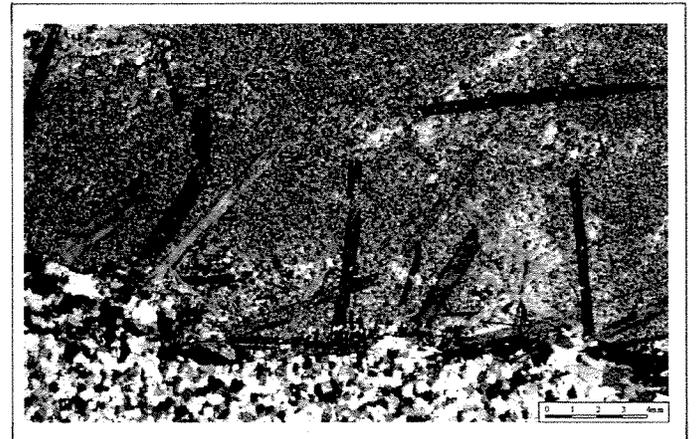
C)



D)



E)



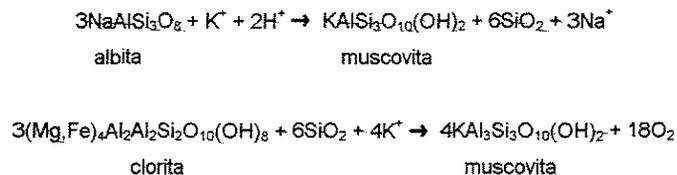
F)

Figura 4.8 – (A) lâmina delgada com substituição de porfiroblastos de carbonato por sericita, com cristais de biotita em suas bordas; (B) porfiroblasto de carbonato substituído por muscovita; (C) amostra de mão da zona de sericitização em metabasaltos alterados; (D) lâmina delgada com porfiroblastos de muscovita com formas romboédricas; (E) porfiroclastos de cloritóide em metassedimentos clásticos; e (F) porfiroblastos de estilpnomelana na borda das bandas carbonáticas da FFB.

As rochas metassedimentares também possuem porfiroblastos de muscovita e a sua mineralogia é semelhante a dos metabasaltos alterados. Os metassedimentos alterados são diferenciadas dos outros protólitos em função de sua textura, ausência de plagioclásio e presença local de cloritóide como mineral de alteração [Figura 4.8(E)]. O cloritóide encontra-se presente nas camadas mais finas. Ocorre como porfiroblastos poiquiloblásticos, orientados ou não, segundo a foliação S_{π} . Contém inclusões de opacos, carbonato, quartzo e sericita. Este mineral é típico de rochas metassedimentares pelíticas.

No metamorfismo o cloritóide é um mineral típico da epizona, sendo estável em uma ampla faixa de pressões. Forma-se em protólitos onde o teor de Al_2O_3 é alto, e a relação Fe^{2+}/Mg elevada (somente alguns pelitos obedecem estas condições). Na mesozona o cloritóide transforma-se em estaurolita em temperaturas da ordem de $545 \pm 20^\circ C$, para pressões entre 4 e 8 Kbar (Troger 1979).

Algumas das principais reações que podem ter ocorrido para a geração desta assembléia são apresentadas a seguir (McCuaig & Kerrich 1998):



4.4.4 – Zona do Carbonato – FFB

A formação ferrífera bandada apresenta assembléias de alteração distintas das metavulcânicas e dos metabasaltos (Tabela 4.2), em função do contraste marcante entre a sua composição e das demais litologias alteradas.

Nesta litologia a assembléia de alteração mais interna, e por conseqüência a alteração mais intensa, é formada por uma zona de carbonatação. Nesta zona, a formação ferrífera torna-se mais clara e é constituída por siderita, ankerita e quartzo (\pm sulfetos, \pm clorita).

4.4.5 – Zona da Estilpnomelana - FFB

Esta zona é mais externa, posicionando-se adjacente à zona do carbonato, e se caracteriza por apresentar uma grande quantidade de cristais de estilpnomelana, alguns de grandes dimensões. Estes cristais de estilpnomelana são porfiroblastos, subidiomorfos a idiomorfos, contendo inclusões de quartzo e carbonato. Apresentam duas faces bem desenvolvidas, segundo as quais, se dá o seu maior desenvolvimento. A estilpnomelana ocorre essencialmente nas bandas carbonáticas e cloríticas da formação ferrífera do tipo 3. Apresenta um arranjo desordenado sob a forma de uma textura do tipo “feixe” [Figura 4.8(F)].

A assembléia mineral apresentada nesta zona, denominada zona da estilpnomelana, é composta por siderita, quartzo, estilpnomelana, albita, clorita, ± sulfetos.

No metamorfismo regional a estilpnomelana aparece preferencialmente na epizona, na fácies xisto verde e glaucofana xisto, e tende a desaparecer na fácies epidoto-anfibolito. Entretanto a textura da estilpnomelana e a sua relação com as porções venuladas da formação ferrífera são indicativas de sua origem hidrotermal, posterior à assembléia metamórfica.

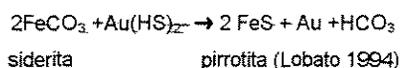
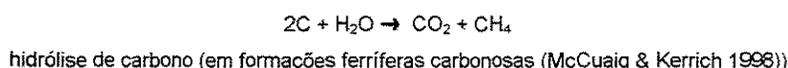
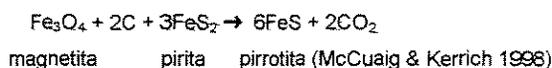
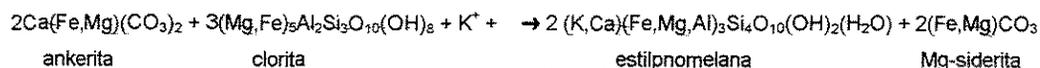
A relação da estilpnomelana com os sulfetos acrescenta evidências sobre o seu tempo de formação. Este mineral aparece intercrescido ou cortando cristais de pirrotita. Porém, a arsenopirita, que aparece no centro dos cristais de pirrotita (i.e., bordejada por este mineral), não está em equilíbrio com a estilpnomelana. Os cristais de estilpnomelana cortam a pirrotita e são interrompidos pela arsenopirita, indicando que a formação da estilpnomelana provavelmente foi contemporânea à formação da pirrotita e anterior à da arsenopirita.

A arsenopirita possivelmente formou-se às custas da pirrotita durante o último episódio de alteração hidrotermal, o que provocou a sua formação nas proximidades dos veios. Possivelmente, durante os estágios finais deste último episódio o ouro foi depositado.

Os próprios sulfetos constituem outro produto da alteração hidrotermal da formação ferrífera, se dispondo segundo um zoneamento (descrito anteriormente), verificado com o aumento da distância dos veios de quartzo. Os sulfetos formam-se às

custas do carbonato de ferro, siderita, e da magnetita. Em algumas seções delgadas verificou-se a presença de remanescentes destes minerais inclusos nos cristais de sulfetos.

Algumas reações que podem ter ocorrido durante a formação destes minerais são :



4.5 – A Geometria das Zonas de Alteração em Brumal

As associações mineralógicas das zonas de alteração hidrotermal podem ser assinaladas e discriminadas através da espectroscopia de reflexão em função da sua composição mineral. Os principais minerais definidores das zonas de alteração hidrotermal possuem feições características importantes na região analisada por esta técnica, possibilitando a sua identificação através deste método (conforme demonstrado no Capítulo III).

A ampla aplicação desta técnica de caracterização mineralógica ao longo da área do depósito de Brumal possibilita o mapeamento da distribuição espacial dos minerais de alteração. A distribuição espacial dos minerais fornece a geometria da sua distribuição e, conseqüentemente, a geometria das zonas de alteração hidrotermal.

4.5.1 – Metodologia

Foram selecionados 12 furos de sondagem, realizados pela DOCEGEO durante a fase de pesquisa do depósito, dispostos segundo duas linhas aproximadamente

paralelas à direção das camadas. A primeira linha, próxima à hospedeira da mineralização, consiste de furos de sonda de profundidade pequena, em torno de 100 metros, subverticais a verticais. Já a segunda linha é formada por furos inclinados entre 50 e 45 graus para NW, com profundidades em torno de 300 metros.

Em uma primeira etapa estes furos foram descritos petrograficamente e amostrados. Todos os dados obtidos a partir desta descrição foram projetados isometricamente em um plano horizontal situado na cota média dos furos. Um dos produtos desta representação é o mapa geológico ilustrado na Figura 4.9, com a distribuição dos principais tipos litológicos ao longo do depósito. Em uma segunda etapa, foi realizada uma perfilagem destes furos através da espectroscopia de reflexão (perfilagem espectral).

O instrumento utilizado foi um espectrorradiômetro portátil *FieldSpec Full Resolution* (FR), da Analytical Spectral Devices (ASD). Os testemunhos dos furos de sondagem foram analisados, tanto com iluminação natural (luz solar), quanto com iluminação artificial (lâmpada de halogênio, dentro do galpão de testemunhos). Foi utilizada uma frente ótica com um ângulo de abertura de 1°, posicionada a uma distância de 20 cm da amostra a ser analisada. Isto equivale a um campo de amostragem de 0,35 cm de diâmetro. As amostras foram analisadas segundo dois ângulos de visada: um com a frente ótica a 45 graus do zênite, e outro com a frente ótica a 10 graus. A fonte de iluminação foi mantida com um ângulo fixo de 30 graus.

Os testemunhos dos furos de sondagem foram analisados em intervalos de aproximadamente três metros. O mapa geológico, feito na etapa anterior, serviu de base para a definição do intervalo das análises espectrais. Porém, variações ou homogeneidades litológicas e texturais dentro dos pacotes principais impuseram uma grande variação deste espaçamento, com o seu aumento ou diminuição.

A aplicação da espectroscopia de reflexão em furos de sondagem adjacentes do depósito de Brumal com esta alta densidade de amostragem, permite a geração de mapas de distribuição de alguns minerais característicos de algumas zonas de alteração hidrotermal.

Posteriormente, os espectros representativos de cada intervalo amostrado foram analisados e interpretados através do *software* SIMIS-Field (versão 2.8), que é um programa de classificação mineral automática para espectros de reflectância.

As curvas espectrais foram analisadas no intervalo entre 1,3 e 2,5 μm , com o objetivo de melhorar a análise e diminuir o erro da mistura espectral através do programa SIMIS. Esta faixa do espectro eletromagnético é onde caracteristicamente ocorrem as bandas de absorção dos principais minerais formadores de rochas e também dos minerais de alteração hidrotermal. Porém a caracterização da formação ferrífera bandada foi prejudicada, em função desta rocha apresentar minerais com importantes feições de absorção em comprimentos de onda inferiores a 1,3 μm . Isto estimulou uma re-análise dos espectros utilizado todo o intervalo espectral amostrado (0,35 a 2,5 μm) para determinar os minerais contendo ferro.

As amostras foram analisadas utilizando uma variação aceitável da posição de absorção de 0,5 μm , e uma quantidade de ruídos de 5 %, para os furos F-49, F35B e F44, que apresentam uma maior quantidade de ruídos, e 2% para os demais furos. A razão de profundidade das feições de absorção aceitas encontram-se na faixa de 0,3 e 1,7.

A partir da biblioteca espectral do USGS, gerou-se uma nova biblioteca, contendo a maioria dos minerais identificados em Brumal com base em estudos petrográficos e difratométricos. Esta biblioteca especializada conta com 18 minerais (quartzo; calcita; dolomita; siderita; biotita; clorita; clinocloro; talco; carbono negro; muscovita; paragonita; tremolita; actinolita; flogopita; goethita; kaolinita; hematita; magnetita). Estilpnomelana e cloritóide, minerais presentes em Brumal, não estão disponíveis na biblioteca do USGS e portanto não foram utilizados.

Cada análise fornece, como visto no Capítulo III, uma resposta baseada em uma mistura espectral de minerais. Para montar os mapas e as seções de distribuição e abundância mineral, foram selecionados os principais minerais presentes nas assembléias de alteração hidrotermal através do depósito de Brumal, positivamente identificados.

Com base nestas interpretações, os furos de sondagem, com a distribuição de cada mineral, interpretados a partir das curvas espectrais pelo *software* SIMIS, foram

projetados em seções verticais e horizontais. Estas seções foram realizados através do programa PROSECT da RockWare Inc.

Os mapas e perfis de distribuição mineral foram confeccionados a partir das seções geradas no PROSECT, com a distribuição de cada mineral nos furos analisados.

Estes mapas foram inicialmente produzidos para cada mineral, ou grupo mineral, a saber: clorita (clinocloro e clorita), biotita (biotita e flogopita), muscovita (muscovita e paragonita), carbonato (dolomita e calcita), talco, anfibólio (actinolita e tremolita), siderita e matéria carbonosa (**Anexo 1**).

Estes minerais constituem as principais assembléias de alteração hidrotermal identificadas ao longo do depósito de Brumal e, através da combinação de alguns deles, é possível determinar as zonas de alteração hidrotermal, como por exemplo carbonato e muscovita, para a zona da sericita, e carbonato e clorita para a zona do carbonato.

Os mapas de agrupamentos minerais foram confeccionados utilizando a sobreposição dos mapas de distribuição de cada mineral. Onde houve interseção entre estes mapas, foi traçado os limites da distribuição da associação mineral. O resultado portanto, foi a produção de mapas de distribuição das assembléias de alteração, mostrados a seguir (Figura 4.11 – 4.16).

O objetivo de se construir estes mapas consiste na determinação do arranjo das zonas de alteração, a forma destas zonas e a sua relação com os corpos mineralizados.

4.5.2 – Resultados

O mapa geológico baseado na projeção isométrica dos furos de sondagem (Figura 4.9) mostra grandes semelhanças com o mapa da Figura 2.2, obtido no campo, em superfície. A formação ferrífera constitui uma camada contínua, com espessuras variáveis, contendo algumas delgadas intercalações de clorita xistos, sericita-xistos e xistos carbonosos. Esta camada encontra-se aparentemente dobrada em sua terminação Norte, e rompida em seu flanco invertido. A formação ferrífera encontra-se

encaixada em xistos carbonosos. A unidade metavulcânica encontra-se sobre a unidade metassedimentar e é formada por camadas de forma lenticular de talco-xistos e clorita xistos intercalados. Entre estas unidades provavelmente encontra-se uma falha de empurrão, responsável pelo desaparecimento da formação ferrífera e a sobreposição destas unidades. Esta falha de empurrão é responsável pela intemperismo de intervalos de até 40 metros de espessura a profundidades de 150 metros em alguns furos de sondagem (F43, F33, F34 e F47). Dois perfis apresentados na Figura 4.10, realizados através da descrição de furos de sonda ao longo do depósito mostram com mais clareza o posicionamento desta falha, assim como a continuidade das camadas em profundidade.

Os mapas gerados através da perfilagem espectral dos furos de sondagem ao longo do depósito de Brumal encontram-se representados nas Figuras 4.11, 4.12, 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16. De acordo com estes mapas as zonas de alteração hidrotermal são bastante irregulares e se distribuem suborientadas segundo a direção das camadas e a direção da foliação S_n . Estas zonas encontram-se majoritariamente restritas às unidades litológicas, mas também podem invadir seus limites. Os próprios minerais de alteração, comuns à algumas litologias presentes, permitem a transposição dos limites litológicos pelas zonas de alteração (p.ex.: clorita e carbonato em rochas máficas e ultramáficas). Nestes mapas foi caracterizado como minério todo intervalo amostrado do furo de sondagem com teor acima de 0,05 g/t.

De posse dos mapas de distribuição das zonas de alteração pode-se extrair algumas importantes informações a seu respeito. O mapa da Figura 4.11 apresenta a distribuição da associação de anfibólio e clorita. A associação clorita-anfibólio caracteriza as rochas inalteradas, a associação pré-alteração hidrotermal, ou as rochas mais fracamente alteradas, pertencentes à zona da clorita. Segundo este mapa, estas zonas encontram-se distribuídas principalmente nas porções mais rasas dos furos de sondagem, associadas às rochas máficas e ultramáficas da base da seqüência vulcano-sedimentar. As zonas tem uma forma lenticular em planta e possuem uma continuidade relativa. A espessura das zonas com associação clorita-anfibólio é geralmente pequena. Apenas no furo F-43 nota-se uma zona mais espessa, com cerca de 10 metros de largura.

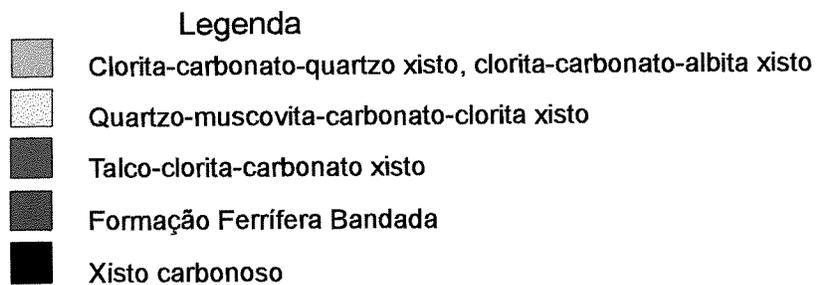
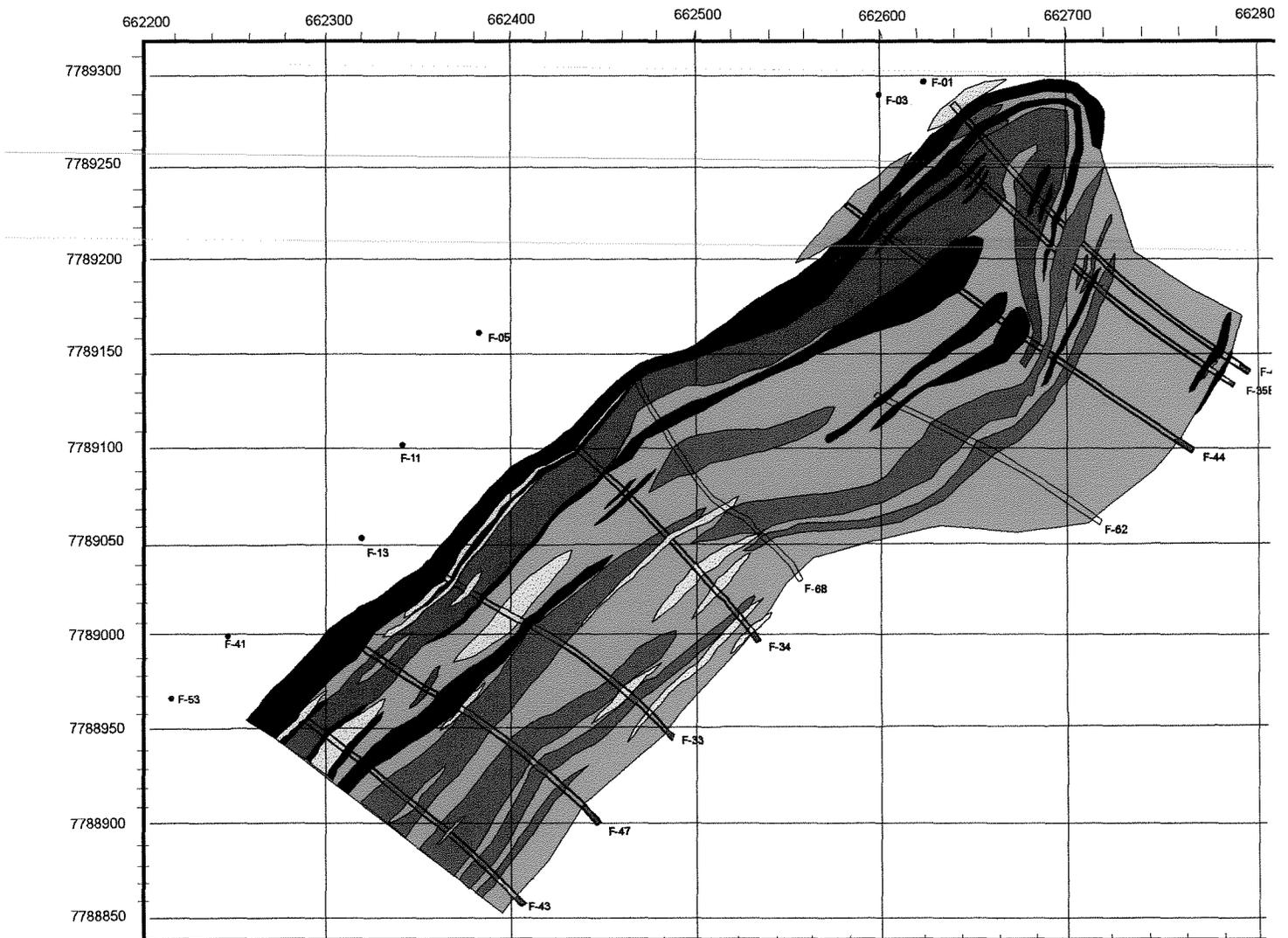
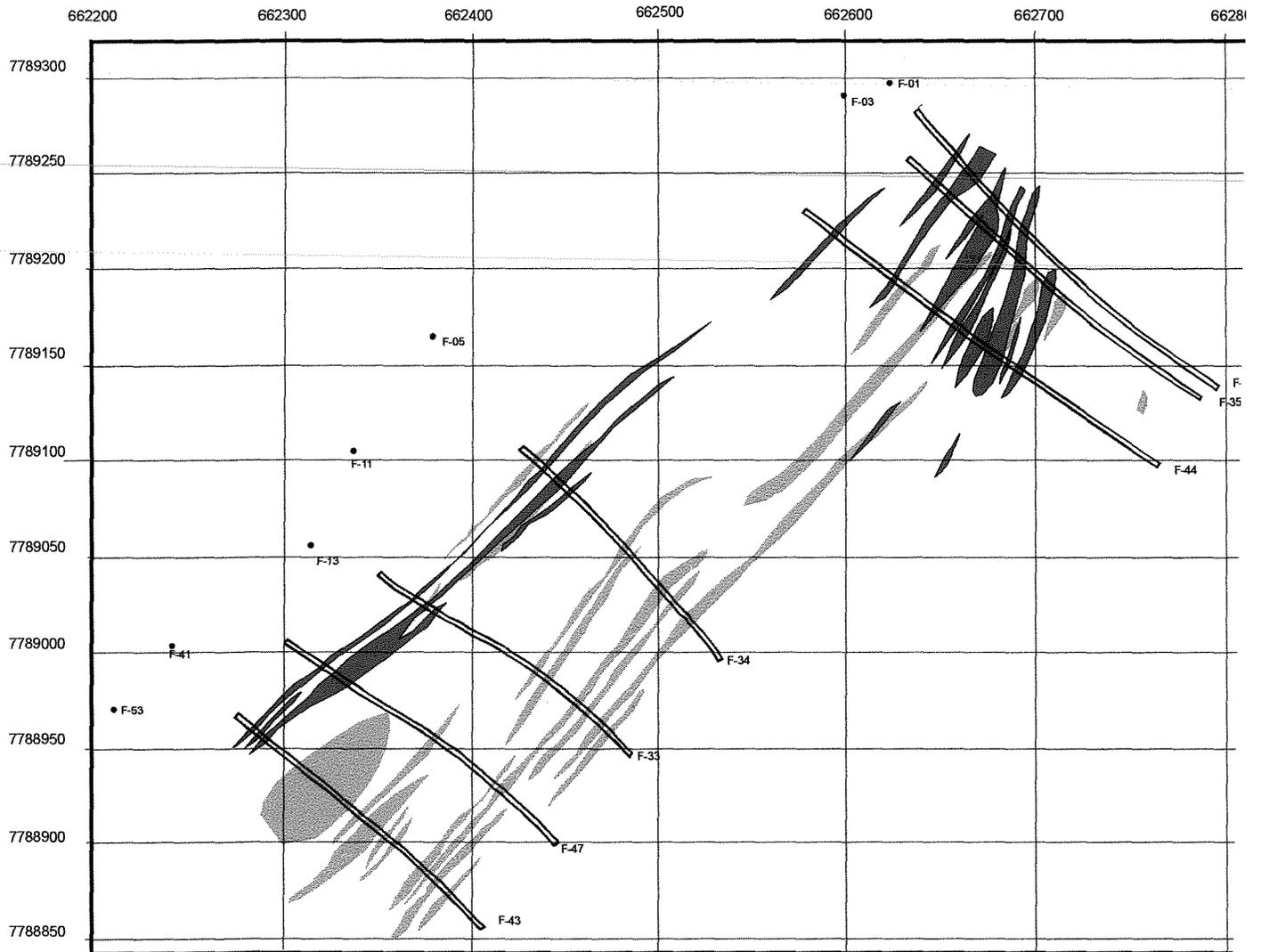


Figura 4.9 – Mapa geológico do depósito de Brumal, baseado na projeção isométrica dos furos de sondagem.



Legenda

■ Associação clorita - anfíbólio

■ Minério

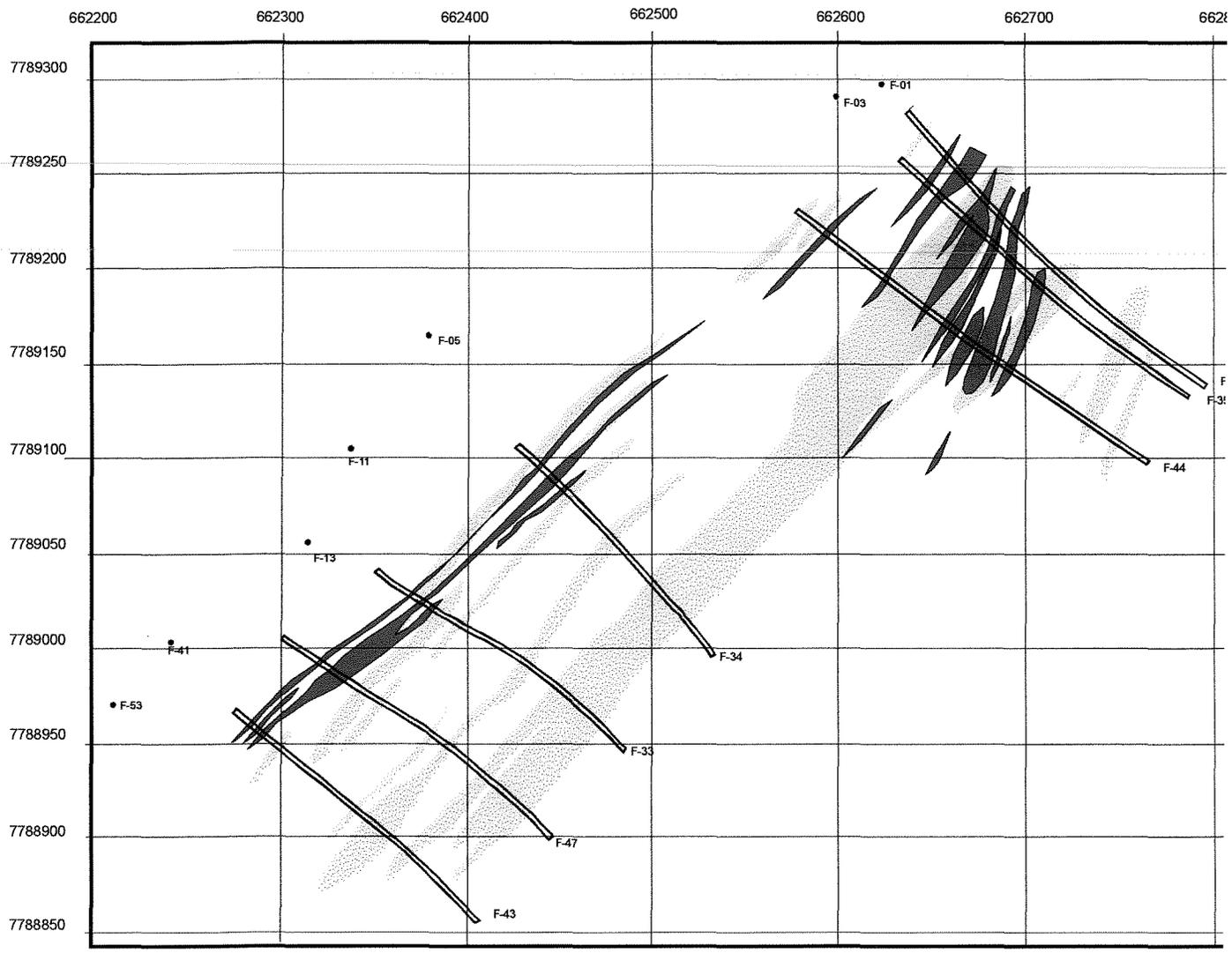
Figura 4.11 – Mapa da associação clorita – anfíbólio (zona da clorita).

O mapa apresentado na Figura 4.12, mostra a distribuição da associação carbonato-clorita, comum em rochas máficas alteradas da zona do carbonato. A associação carbonato-clorita constitui a associação com maior expressão areal ao longo do depósito de Brumal. Esta associação tem uma grande continuidade lateral, na direção sub-paralela à direção da foliação S_n , e a sua geometria em planta é aproximadamente lenticular.

As zonas da associação carbonato-clorita têm uma espessura média a grande e encontram-se distribuídas predominantemente nas porções mais rasas dos furos de sondagem (até 130 metros), onde possuem maior espessura e continuidade. Nos furos F-43, F-47, F-33 e F-34, as zonas de carbonatação encontram-se próximas, ou imediatamente adjacentes aos corpos mineralizados. Estas zonas são mais estreitas. Já na charneira da dobra, furos F-44, F-35B e F-49, as zonas da associação carbonato e clorita são espessas e se sobrepõem aos corpos mineralizados, ou se posicionam em contato à estes corpos. Nesta região, alguns corpos de minério localizam-se em rochas máficas, o que explica esta distribuição peculiar.

Outra associação também englobada na zona da clorita é a associação talco-carbonato (Figura 4.13). Esta associação mineral é característica da carbonatação das rochas ultramáficas. A sua distribuição coincide em grande parte com os seus contatos litológicos. Porém os limites entre as litologias máficas e ultramáficas encontram-se transpostos por esta associação. O agrupamento talco-carbonato encontra-se mais desenvolvido e distribuído nas porções mais rasas dos furos de sondagem, onde forma camadas lenticulares de grande continuidade. A sua distribuição nesta porção se sobrepõe à ocorrência da associação carbonato-clorita, o que indica a afinidade entre estas duas assembléias.

Nas porções mais profundas dos furos, próximas aos corpos mineralizados, a zona do talco-carbonato torna-se mais irregular, estreita e com menor continuidade. Com exceção do furo F-49, não foi identificado talco-xisto durante a descrição dos furos de sondagem a esta profundidade. Nesta porção a distribuição desta zona coincide em grande parte com a distribuição da associação carbonato-clorita, a exemplo do que ocorre nas porções mais rasas do furo.

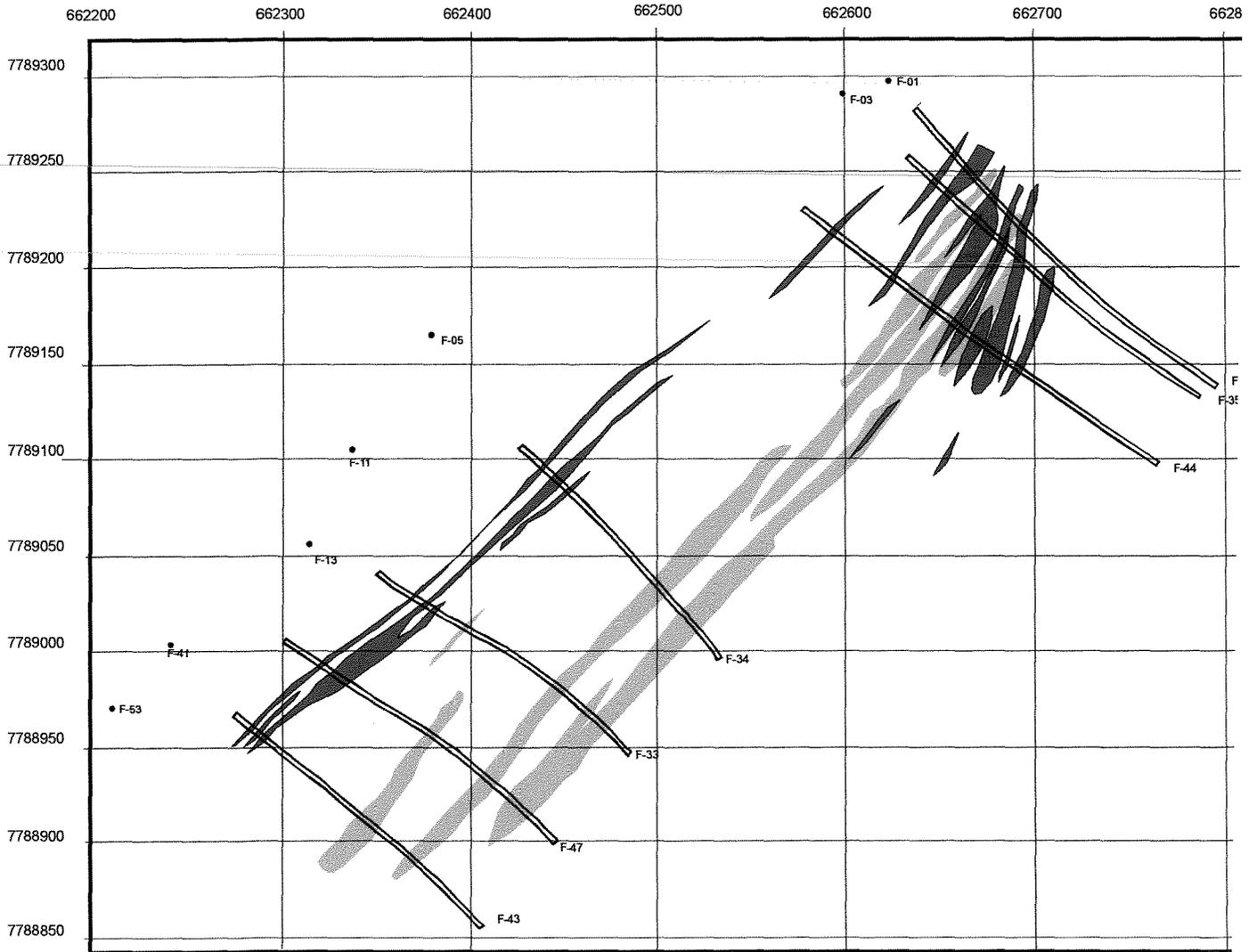


Legenda

■ Associação carbonato - clorita

■ Minério

Figura 4.12 – Mapa da associação carbonato - clorita (zona do carbonato).



Legenda

■ Associação talco - carbonato

■ Minério

Figura 4.13 – Mapa da associação talco - carbonato (zona do carbonato).

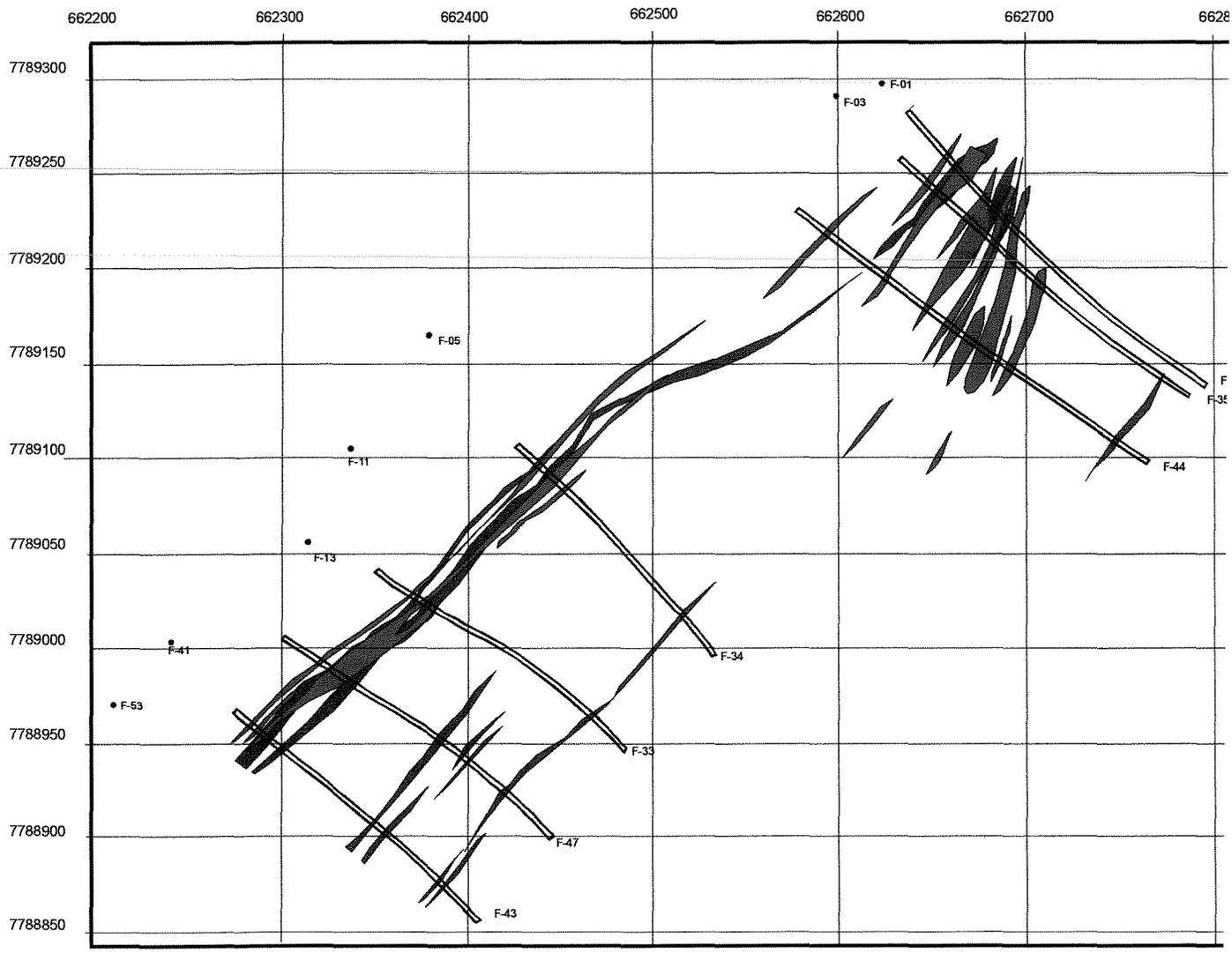
A siderita foi interpretada a partir da análise das curvas utilizando todo o intervalo de 0,35 a 2,5 μm , pois as rochas ricas em minerais com ferro possuem feições espectrais importantes em intervalos inferiores a 1,3 μm .

Esta análise forneceu uma resposta muito boa para a siderita, mostrada no mapa da Figura 4.14, que apresenta a distribuição deste mineral através dos furos de sondagem realizados no depósito. Por este mapa podemos observar que a siderita tem uma distribuição peculiar, associada quase que exclusivamente à formação ferrífera bandada. Nesta litologia observa-se uma correlação com duas camadas de espessura média a pequena de siderita, com grande continuidade lateral. Na porção apical do dobramento poder-se-ia até mesmo supor a existência de uma dobra com base na distribuição da siderita. Fora da camada de formação ferrífera, a siderita ocorre em porções restritas de clorita-xistos e talco-xistos, geralmente em camadas de pequena espessura, sem grande continuidade lateral. Nestas camadas, porém, a siderita não é o principal constituinte da curva espectral, o que ocorre na formação ferrífera.

A associação muscovita-carbonato (Figura 4.15) pode ser utilizada para determinar a ocorrência da zona da sericita. Esta associação tem uma distribuição bem diversa da observada nas zonas acima descritas. As zonas de sericitização tem pouca expressão areal e ocorrem preferencialmente nas porções mais profundas dos furos de sonda, contíguas aos horizontes mineralizados. A sua distribuição coincide, ou está em contato, com o posicionamento dos corpos mineralizados. A geometria destas zonas é lenticular, com uma continuidade relativa na direção subparalela à foliação S_n . Esta associação possui uma espessura muito pequena, chegando no máximo até 3 metros.

Nota-se também algumas pequenas ocorrências da associação muscovita – carbonato nas porções mais rasas dos furos de sonda. Estas ocorrências têm pequena continuidade lateral e comumente coincidem com contatos litológicos.

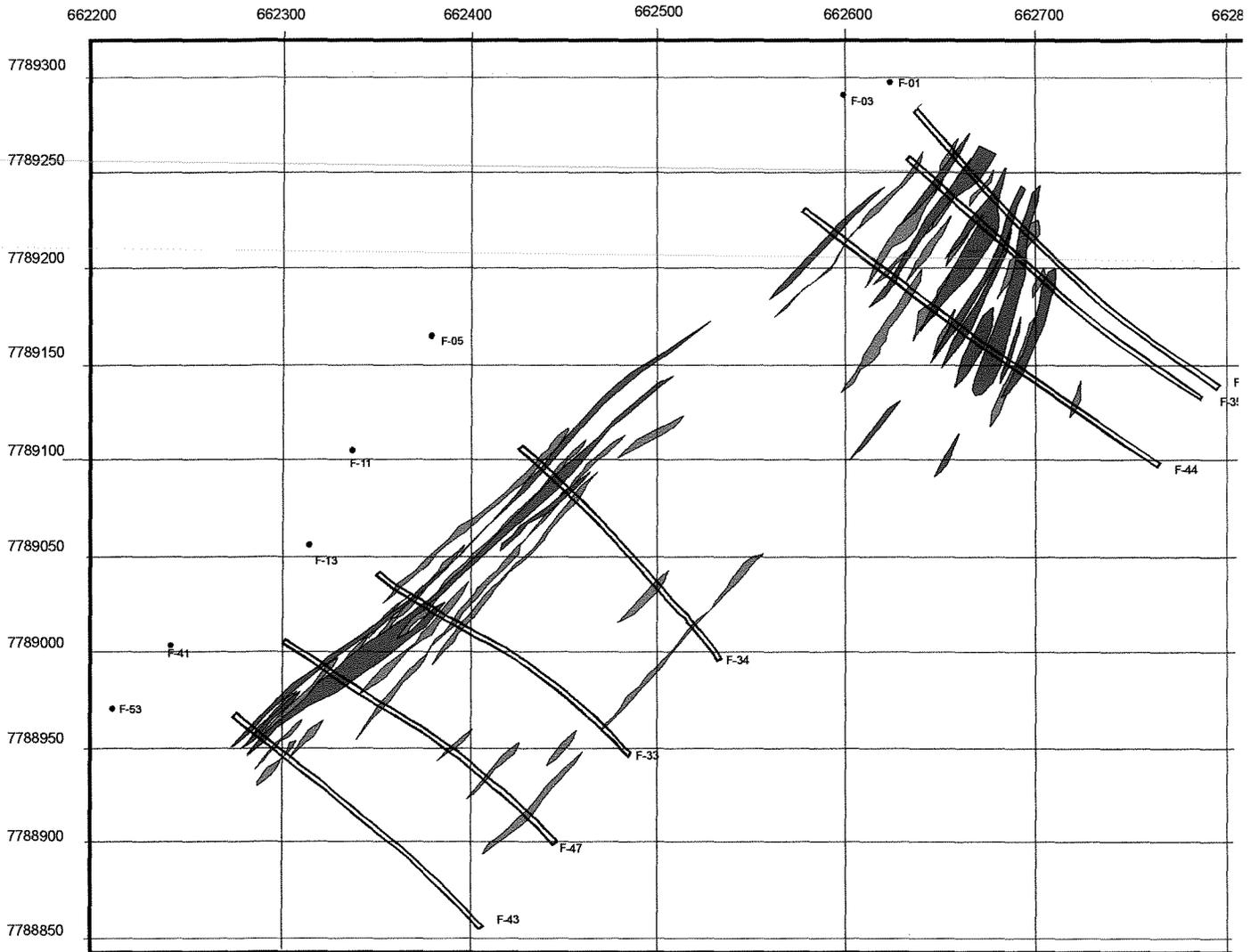
Já a associação carbonato-biotita, vista na Figura 4.16, pode ser comum tanto à zona do carbonato quanto à zona da sericita (Tabela 4.1). Esta associação ocorre principalmente nas porções mais rasas dos furos, onde são mais contínuas, mas também ocorrem com frequência nas porções mais profundas, porém em zonas mais estreitas e com menor continuidade lateral. A associação carbonato-biotita encontra-se próxima aos corpos mineralizados, porém não são contíguas a este.



Legenda

- Minério
- Distribuição da Siderita

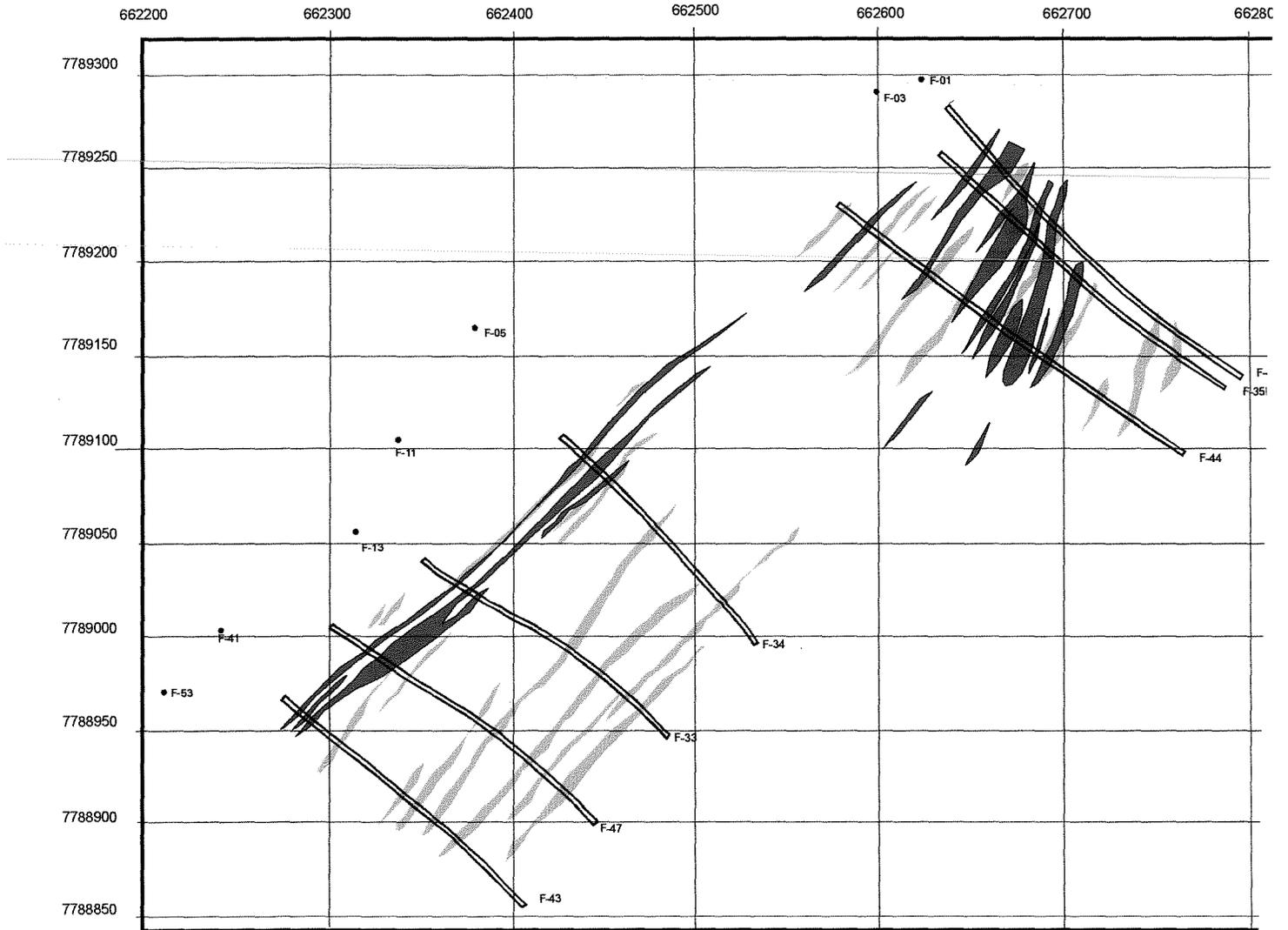
Figura 4.14 – Mapa da distribuição da siderita.



Legenda

- Associação muscovita - carbonato
- Minério

Figura 4.15 – Mapa da associação muscovita - carbonato (zona da sericita).



Legenda

- Associação carbonato - biotita
- Minério

Figura 4.16 – Mapa da associação carbonato - biotita.

A Figura 4.17 apresenta um visão espacial com fatias sobrepostas de cada zona de alteração hidrotermal ao longo do depósito e as Figuras 4.18 e 4.19 representam algumas seções verticais mostrando a propagação destas zonas em profundidade.

4.5.3 – Discussão

O depósito aurífero de Brumal hospeda-se em litologias pertencentes à seqüência vulcano-sedimentar do tipo *greenstone-belt* do Grupo Nova Lima.

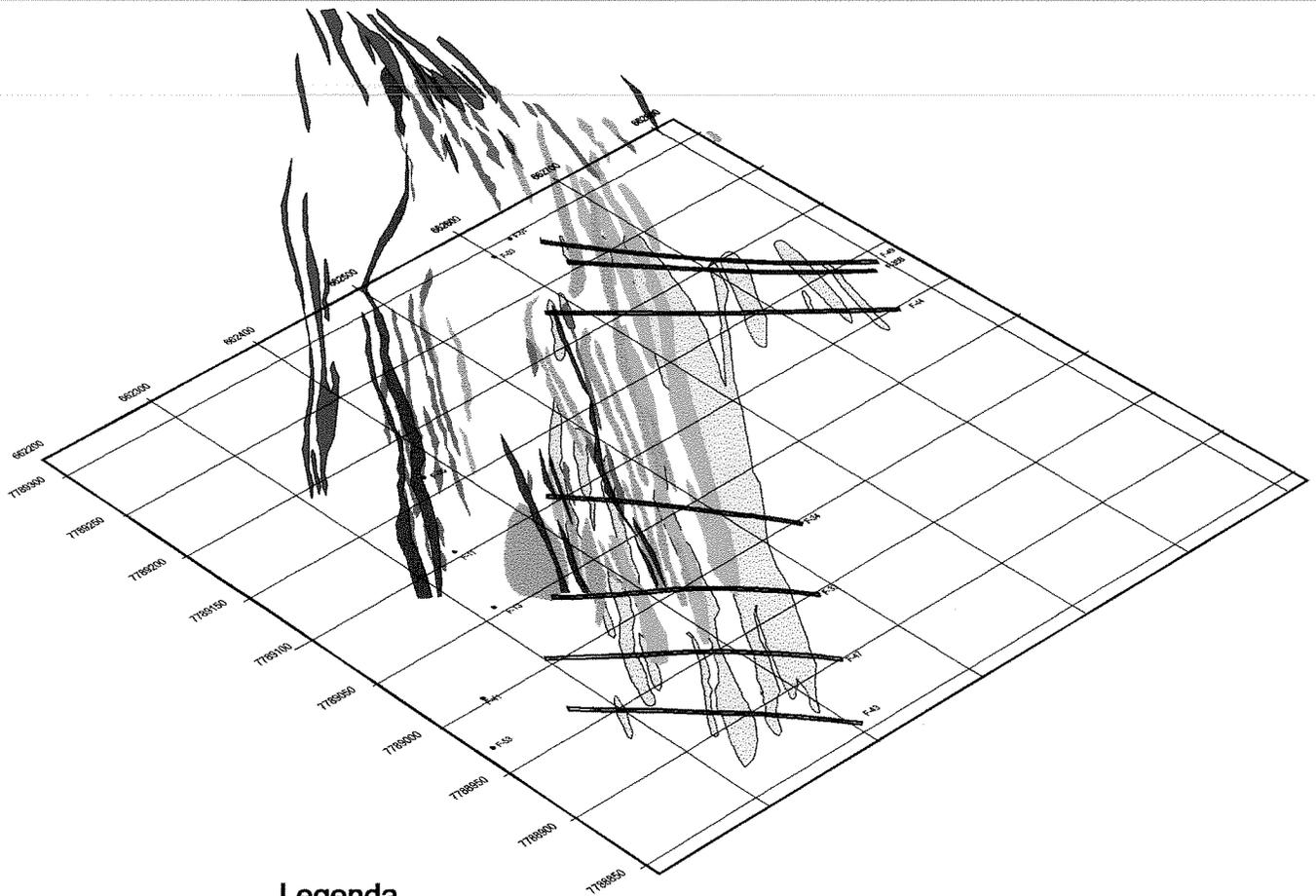
A mineralização tem um claro controle litológico. A camada de formação ferrífera bandada, a exemplo de vários depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, hospeda os principais corpos mineralizados. Outros corpos são observados em clorita-xistos e xistos carbonosos, sendo porém de pequena espessura e continuidade.

Outro controle importante da mineralização é o controle estrutural. A mineralização no depósito de Brumal é considerada do tipo epigenética, relacionada à percolação de fluidos hidrotermais responsáveis pela alteração das encaixantes, a sulfetação da formação ferrífera e o posicionamento dos veios de quartzo.

A alteração hidrotermal e a sulfetação são coincidentes ou posteriores à deformação das unidades. As estruturas formadas durante esta deformação serviram de condutos para o acesso dos fluidos.

As principais estruturas que controlaram o aporte de fluidos foram: (i) os planos da foliação S_n , segundo os quais se assentam tanto os horizontes mineralizados, quanto as zonas de alteração e, (ii) as superfícies da clivagem espaçada S_{n+1} , que constituem espaços preenchidos por sulfetos e óxidos de ferros. A clivagem espaçada foi, possivelmente, a estrutura mais importante para o acesso dos fluidos à formação ferrífera.

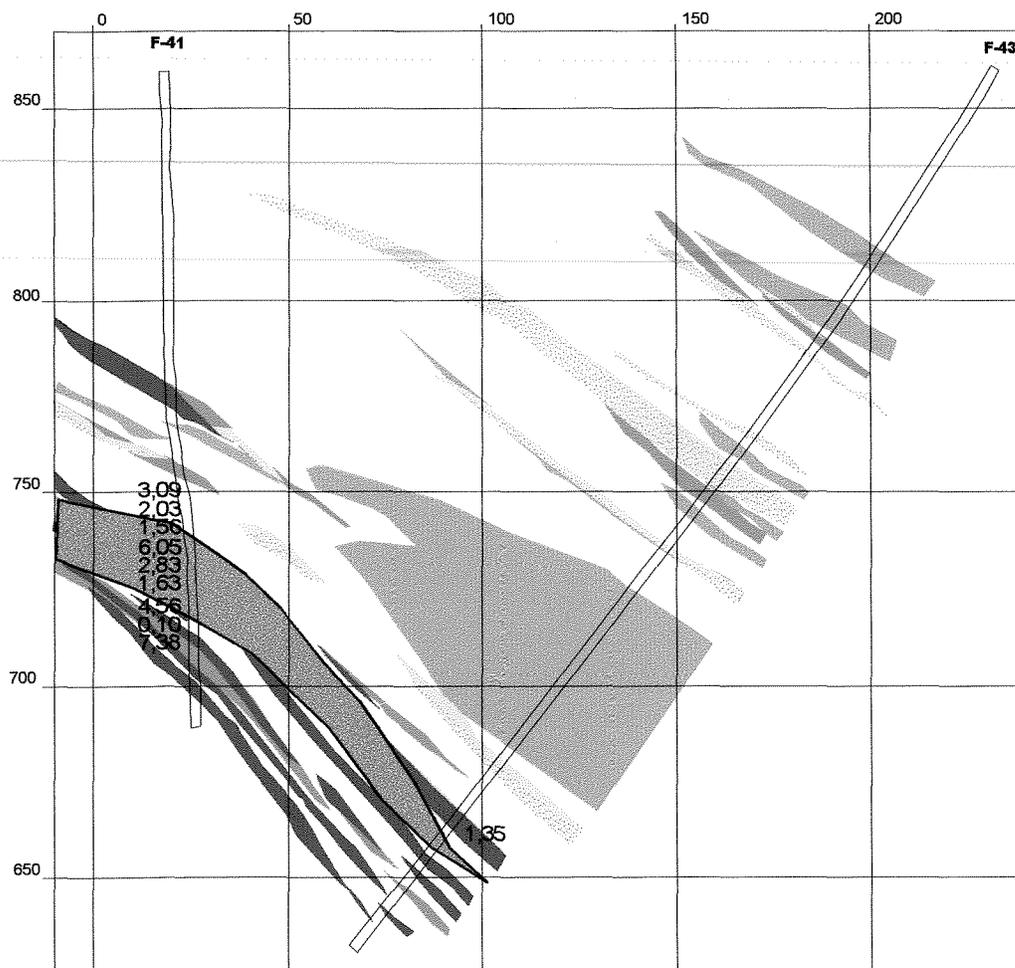
Dois tipos de minério foram identificados: o primeiro relacionado a veios de quartzo e carbonato sulfetados, e o segundo marcado pela disposição bandada dos sulfetos na formação ferrífera.



Legenda

- Associação clorita - anfibólio
- Associação talco - carbonato
- Associação carbonato - clorita
- Associação muscovita - carbonato
- Distribuição da Siderita
- Minério

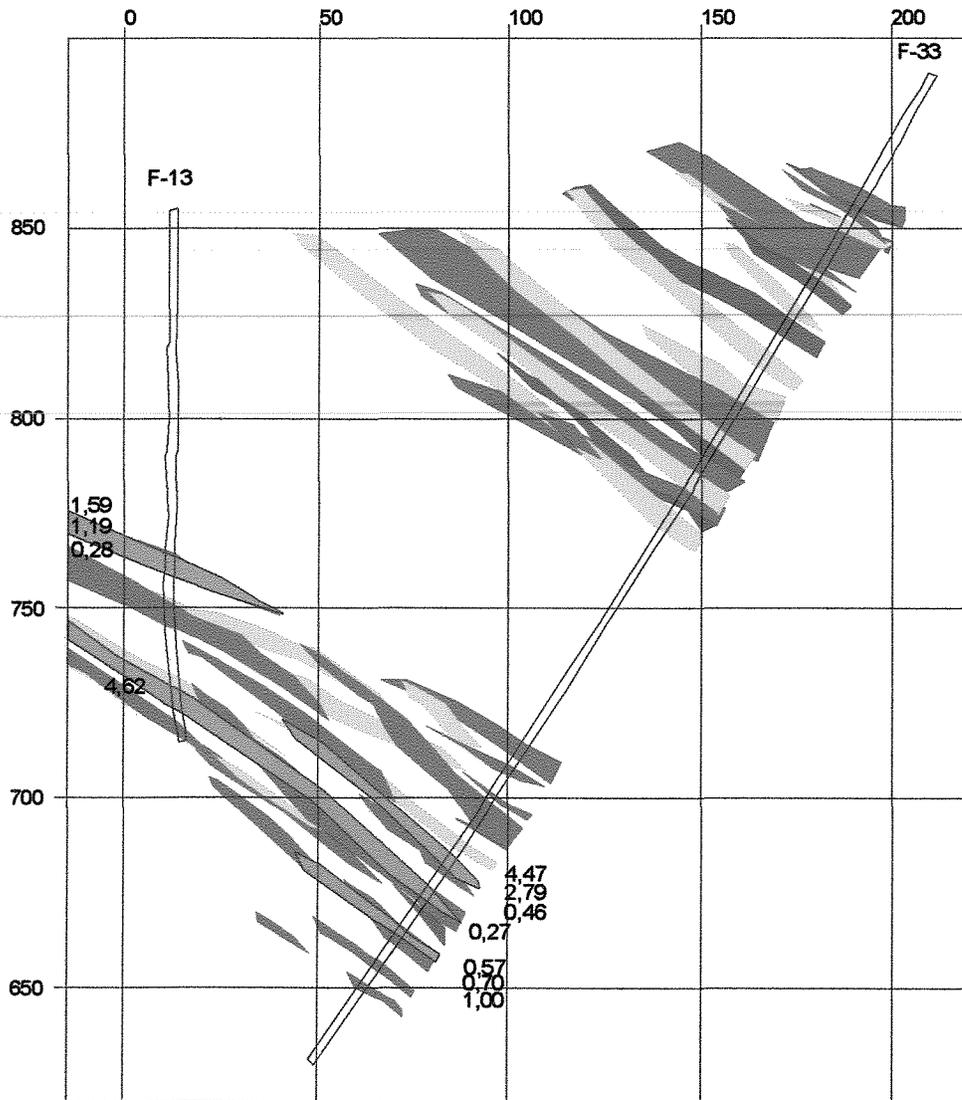
Figura 4.17 – Mapa da distribuição das zonas de alteração hidrotermal através do Depósito de Brumal.



Legenda

-  Associação talco e carbonato
-  Associação anfibólio e clorita
-  Associação carbonato-clorita
-  Associação muscovita carbonato
-  Minério

Figura 4.18 – Seção vertical NW-SE ao longo dos furos F-43 e F-41 com as associações de alteração hidrotermal.



LEGENDA

- Associação anfíbólio - clorita
- Associação talco - carbonato
- Associação carbonato - clorita
- Associação muscovita - carbonato
- Minério

Figura 4.19 – Seção vertical NW-SE ao longo dos furos F-33 e F-13 com as associações de alteração hidrotermal.

De acordo com os mapas apresentados das diversas associações minerais, as zonas de alteração hidrotermal não apresentam um arranjo regular, com a disposição sucessiva de zonas alteração com intensidade crescente. No depósito de Brumal estas zonas tem uma disposição peculiar conforme a associação. De modo geral a zona da sericita, representada pela associação muscovita – carbonato, forma faixas estreitas, sem grande continuidade lateral, mais comuns próximas aos corpos mineralizados. Estas faixas encontram-se em contato ou compreendidas na zona do carbonato.

A zona do carbonato é pervasiva ao longo do depósito e forma faixas com grande continuidade lateral e espessura. Duas associações podem ser atribuídas a esta zona – associação carbonato-clorita e talco-carbonato. Esta zona situa-se, em geral, mais distante aos horizontes mineralizados em relação à zona da sericita.

A associação anfibólio-clorita representa provavelmente os tipos litológicos menos alterados presentes ao longo do depósito. Esta associação é observada principalmente nas porções mais rasas dos furos de sonda, longe dos corpos de minério. Corresponde à faixas estreitas com uma continuidade relativa.

A distribuição da siderita, por sua vez, é coincidente com o posicionamento da formação ferrífera bandada. Este mineral ocorre com grande continuidade nesta unidade e, de forma mais restrita, nas demais rochas do depósito. Em relação aos corpos de minério, a siderita distribui-se preferencialmente no contato e, mais raramente, coincidente com eles.

Estes resultados indicam que os horizontes mineralizados encontram-se localizados nas porções com maior densidade de faixas alteradas da zona da sericita, a adjacentes às porções com siderita.

Nesta porção as faixas são em geral descontínuas e estreitas, ao contrário do que é verificado nas encaixantes presentes nas partes mais rasas dos furos de sonda, onde algumas faixas da zona do carbonato alcançam dezenas metros.

4.6 – Sumário e Implicações do Estudo

O estudo realizado utilizou a espectroscopia de reflexão para o mapeamento de assembléias de minerais de alteração hidrotermal do depósito aurífero de Brumal. A

utilização desta ferramenta para este propósito é recente, e pouco empregada em campanhas de prospecção de forma rotineira.

Inicialmente, foram realizadas análises minerais por diferentes métodos, a fim de estabelecer a confiabilidade dos resultados das análises espectrais em relação aos métodos tradicionais aplicados para caracterização mineralógica de uma amostra rochosa.

Os resultados obtidos durante esta comparação apontaram a espectroscopia de reflexão como um método satisfatório de análise mineral qualitativa, que pode complementar os demais métodos e vice-versa. Este método também possui uma grande sensibilidade para minerais contendo hidroxila, óxidos/hidróxidos de ferro, sulfatos e carbonatos, o que o qualifica como uma boa ferramenta para a caracterização de tipologias distintas de alteração hidrotermal, visto que os minerais acima citados são comumente formados durante este processo.

Em seguida, foi realizada uma perfilagem espectral em alguns furos de sondagem dispostos ao longo do depósito. Esta perfilagem, após a análise automática das curvas espectrais (através do programa SIMIS), teve os seus resultados lançados em mapas de distribuição de associações minerais, produzido a partir da projeção isométrica dos furos de sondagem em seções basais e seções verticais. As associações minerais foram escolhidas de modo a representar algumas zonas de alteração hidrotermal observadas e definidas neste depósito.

Segundo estes mapas, existe uma correlação entre a alta densidade de zonas de alteração sericítica, de pequena espessura e descontínuas, com corpos mineralizados. Outra correlação dos corpos mineralizados foi com a associação talco-carbonato. Este critério pode portanto ser utilizado como método exploratório para mineralizações auríferas em formações ferríferas bandadas em seqüências do tipo *greenstone-belt*. Entretanto é imprescindível o conhecimento da estratigrafia e dos tipos litológicos presentes ao longo do possível depósito.

Alguns minerais como o cloritóide e a estilplomelana, este último importantíssimo no contexto do depósito pois ocorre na formação ferrífera bandada alterada, adjacente a alguns horizontes mineralizados, não foram utilizados pois não encontram-se presentes na biblioteca do USGS.

As curvas espectrais, em função da presença de uma camada de formação ferrífera (importante no contexto da área por hospedar a mineralização), foram também interpretadas no intervalo de 0,35 μm a 2,5 μm com a finalidade de melhor caracterizar a presença de siderita (visto que este mineral possui importantes feições de absorção em comprimentos de onda menores que 1,3 μm). Esta interpretação produziu bons resultados, com a interpretação de uma camada quase contínua de siderita coincidente com a camada de formação ferrífera. Esta distribuição da siderita posiciona-se principalmente no contato com os corpos mineralizados.

Uma outra solução para melhorar esta análise e, conseqüentemente, o grau de confiabilidade dos dados espectrais, é a criação de uma biblioteca espectral de rochas e minerais de alteração hidrotermal baseados em análises de amostras da própria área de estudo realizadas com o *FieldSpec* -FR. Isto seguramente aumentaria a precisão dos resultados da análise automática através do programa SIMIS, e diminuiria o erro das misturas espectrais.

Este trabalho pode contribuir para a formação desta biblioteca fornecendo um bom número de curvas espectrais de amostras de zonas de alteração hidrotermal distintas, com composição mineral caracterizada por diferentes métodos de análise mineral. Estas curvas poderão ser incorporadas em uma biblioteca espectral mais ampla a ser utilizada no estudo de outros depósitos de ouro da região do Q.F.

Capítulo V – Conclusões

- A seqüência estratigráfica caracterizada para o depósito de Brumal é constituída por duas unidades principais: (i) uma seqüência basal dominada por rochas vulcânicas máficas e ultramáficas e, (ii) uma seqüência de topo dominada por rochas sedimentares clásticas e químicas. A seqüência basal é constituída por derrames de basalto com morfologia maciça, intercalados com derrames ultrabásicos. Na parte superior desta seqüência identificou-se rochas de caráter intermediário. A seqüência de topo é constituída principalmente por metassedimentos com intercalações de xistos e filitos carbonosos, os quais balizam uma camada de formação ferrífera bandada.

- Duas fases de deformação afetaram a área do depósito de Brumal, D_1 e D_2 . As estruturas pertencentes a estas fases são coaxiais e provavelmente foram geradas no mesmo evento de deformação, associadas a esforços compressivos para WNW. Este evento teve caráter heterogêneo, não coaxial e progressivo.

- A fase D_1 é marcada por uma penetrativa foliação S_n , plano axial de dobras similares F_n com vergência para WNW. Esta foliação tem atitude média 112/53,. Sobre esta foliação se observa uma lineação de estiramento mineral de atitude média 129/50. A lineação é *dip* e caracteriza a deformação da área como uma rampa frontal. O caráter da foliação S_n varia de acordo com a litologia que a hospeda. Nos xistos esta foliação constitui uma foliação de transposição, enquanto na formação ferrífera ela é caracterizada como uma clivagem de fratura. Durante esta fase de deformação ocorreu o dobramento da camada de formação ferrífera. Localmente houve uma concentração da deformação, onde desenvolveram-se zonas de cisalhamento reversas responsáveis pelo rompimento da camada de formação ferrífera e pela justaposição das unidades basais às unidades de topo.

- A fase D_2 , é evidenciada por uma clivagem espaçada, S_{n+1} , de atitude média 296/46, que corta a foliação S_n . A interseção desta estrutura com a foliação S_n gera uma lineação de interseção de atitude média 30/06.

- A mineralização aurífera encontra-se hospedada principalmente na camada de formação ferrífera bandada, em geral no seu contato inferior e superior com os xistos

carbonosos. Os horizontes mineralizados são concordantes com a foliação metamórfica S_n e apresentam formas irregulares. Em planta possuem geometria lenticular, onde o comprimento é maior que a espessura e a sua maior dimensão é paralela à lineação mineral.

- A mineralização aurífera está relacionada à presença de sulfetos, especialmente de arsenopirita. O ouro ocorre principalmente incluso neste mineral, ou em suas bordas, e mais raramente associado à pirrotita ou na forma livre.

- A formação dos corpos de formação ferrífera sulfetada envolveu a percolação de fluidos mineralizantes nesta rocha através de condutos estruturais, que promoveram a sulfetação dos carbonatos de ferro e da magnetita.

- A formação ferrífera bandada, em função de suas características químicas, texturais (porosidade primária e permeabilidade) e estruturais (permeabilidade secundária), favoreceu a percolação destes fluidos e funcionou como um forte controle litológico para a deposição do ouro.

- Duas gerações de sulfetos foram identificadas no depósito de Brumal. A primeira responsável pela formação da pirrotita e subordinadamente da pirita, durante a fase D_1 , concomitante ou posterior à formação da estilplomelana; a segunda pós- D_1 , responsável pela formação da arsenopirita e, conseqüentemente, da deposição da maior parte do ouro.

- Os fluidos hidrotermais alteraram tanto as rochas hospedeiras, quanto as encaixantes da mineralização aurífera. Nas rochas encaixantes foram caracterizadas três zonas de alteração que compreendem: zona da clorita, zona do carbonato e zona da sericita. Já na formação ferrífera foram observadas duas zonas arranjadas de acordo com a distância dos corpos de minério: zona do carbonato (mais distante) e zona da estilplomelana (mais próxima).

- A comparação dos diferentes métodos de análise mineral realizada em assembléias de alteração distintas identificadas no depósito de Brumal, mostrou que a espectroscopia de reflexão é um método viável para a caracterização preliminar de rochas.

- Os tipos litológicos, bem como as zonas de alteração, podem ser distinguidos por sua assinatura espectral, ou seja pela forma e pela posição dos picos de absorção.

- A análise espectral fornece um resultado qualitativo, sensível para a detecção de argilo minerais, micas, carbonatos, óxidos e hidróxidos de ferro. Estes minerais são comumente encontrados em zonas de alteração hidrotermal (inclusive no depósito estudado).

- A espectroscopia de reflexão foi utilizada no depósito de Brumal para o mapeamento das zonas de alteração hidrotermal. Este método foi aplicado na análise dos testemunhos de sondagem em intervalos de aproximadamente 3 metros ao longo dos furos.

- O resultado destas análises foi a geração de mapas de distribuição de assembléias minerais, algumas das quais representam as zonas de alteração hidrotermal presentes no depósito. Segundo estes mapas, as zonas de alteração hidrotermal não apresentam um arranjo simétrico de zonas de alteração sucessivas, mas sim se apresentam de forma alternada e intercalada, sem nenhuma simetria.

- A zona da clorita, representada pela associação clorita - anfibólio, corresponde às rochas mais levemente alteradas da área. Estas zonas são estreitas e encontram-se em geral nas porções mais distantes dos horizontes mineralizados.

- A zona do carbonato corresponde à zona de alteração com maior expressão areal. Duas associações minerais foram definidas nesta zona, a primeira constituída por talco e carbonato (associada a rochas ultramáficas), e a segunda constituída por carbonato e clorita (associada a rochas máficas). Estas zonas são em geral espessas, com grande continuidade lateral, e predominam nas porções distantes em relação aos horizontes mineralizados.

- A distribuição da siderita coincide em parte com a ocorrência da formação ferrífera bandada, inclusive com uma grande continuidade lateral. A espessura desta zona porém não é coincidente, devido às diferenças composicionais da formação ferrífera, com porções carbonosas e cloríticas. A distribuição da siderita, em geral, situa-se adjacente aos corpos mineralizados.

- A zona da sericita representada pela associação muscovita – carbonato, forma corpos descontínuos, de geometria lenticular (em planta), com pequena espessura. Esta zona encontra-se principalmente em contato com os horizontes mineralizados, onde encontra-se a maior densidade de corpos alterados desta assembléia mineral.

Estes corpos situam-se em geral dentro das zonas do carbonato, ou em contato com ela. Em relação aos horizontes mineralizados, estão em contato ao são coincidentes.

- O intervalo para a análise das curvas espectrais entre 1,3 e 2,5 μm foi adequado para a maioria das rochas encaixantes alteradas hidrotermalmente, exceto para rochas ricas em minerais que possuem ferro em sua estrutura, caso da formação ferrífera bandada (hospedeira da mineralização). Neste caso, comprovou-se que a utilização de todo o intervalo entre 0,3 e 2,5 μm eliminava ambigüidades na classificação espectral via *software* do tipo SIMIS. Isto tem uma implicação importante visto que alguns espectrorradiômetros modernos (ex.: PIMA) trabalham somente na faixa SWIR ($\lambda > 1,3 \mu\text{m}$), o que acarretaria problemas na classificação de formações ferríferas mineralizadas.

- Este trabalho é pioneiro ao empregar esta metodologia de análise em um depósito de ouro do Quadrilátero Ferrífero, e sugerir a sua aplicação em modelos exploratórios de depósitos auríferos do tipo *lode* com zonas de alteração hidrotermal associadas.

Referências Bibliográficas

- ABREU, A. S., DINIZ, H.B., BUENO DO PRADO, M.G. & SANTOS, S.P. 1988. A Mina de Ouro de São Bento, Santa Bárbara, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S., Principais Depósitos Minerais do Brasil, Brasília, DNPM-CVRD, p.393-411.
- ALKMIM, F.F., BRITO NEVES, B.B. & CASTRO ALVES, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton São Francisco - Uma revisão In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON SÃO FRANCISCO, II, Reunião Preparatória Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM/CNPq. p 45-62.
- ALKMIM, F.F. & MARSHAK, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Res.*, **90**: 29-58.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**: 349-364.
- ALVES, J.V., FUZIKAWA, K.; PIMENTA, M.A. & LOBATO, L.M. 1992. Microtermometria e espectroscopia microraman de inclusões fluidas em quartzo de veio aurífero da Mina de São Bento (Quadrilátero Ferrífero), MG: resultados preliminares. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Resumos...* São Paulo, SBG, v. 2, p.9-10.
- ALVES, J.V. 1995. *Estudo das Inclusões Fluidas em Veios de Quartzo da Mina de Ouro de São Bento, Santa Bárbara, MG*. Belo Horizonte. 99 p. (Dissertação de Mestrado, IGC-UFMG).
- BARBOSA, A.L.M. 1968. *Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero*. IGC - UFMG, 1985, 44p.
- BARBOSA, A.L.M., DORR, J.V.N., SAD, J.H.G. 1974. The "consanguineous" origem of the tourmaline bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). *Econ. Geol.*, **68**: 416-418.
- BARNIAK, V.J.; VINCENT, R.K.; MANCUSO, J.J. & ASHBAUGH, T.J. 1996. Comparison of a Gold Prospect in Churchill County, Nevada with a Know Gold Deposit in Mineral County, Nevada from Laboratory Measurements and Lansat TM Images. *Proceedings of the Eleventh Thematic Conference and Workshops on Applied Geologic Remote Sensing*, **2**: 188-197. Las Vegas, Nevada.
- BELO DE OLIVEIRA, O. A.; VIEIRA, M. B. H. 1987. Aspectos da deformação Dúctil e progressiva no Quadrilátero Ferrífero. In: SIMP. DE GEOL. DE MG, 4, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, 1987 SBG, 1987. v.6, p. 2589-3604.
- BOYLE, R.W. 1987. *GOLD: History and genesis of deposits*. Van Nostrand Reinhold Company Inc. New York 676 p.
- BUCKINGHAM, W.F. & SOMMER, S.E. 1983. Mineralogical Characterization of Rock Surfaces Formed by Hydrothermal Alteration and Weathering – Application to Remote Sensing. *Econ. Geol.*, **78** (4): 664-674.
- CARNEIRO, M.A. 1995. Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U/Pb e geoquímica isotópica Sm/Nd. *Rev. Esc. Minas*, **48** (4):264-273.
- CARNEIRO, M.A. 1992a. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. *Rev. Esc. de Minas*, **45** (1,2) 155-156.

- CARNEIRO, M.A. 1992b. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais):litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. São Paulo, 233p.(Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- CHAUVET, A., FAURE, M., DOSSIN, I.,CHARVET, J., 1994. A three-stage strutral evolution of the Quadrilátero Ferrífero: consequences for the Neoproterozóic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Res.*, **68**: 139-167.
- CHEMALE, Jr. F. ;ROSIÉRE, C.A. ; ENDO, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Precambrian Res.*: **65**: 25-64.
- CLARK, R.N., SWAYZE, G.A., GALLAGHER, A.J., KING, T.V.V. & CALVIN, W.M. 1993. The U.S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 m. *U.S. Geol. Surv.*, Open File Report **93-592**
- CLARK, R.N. & ROUSH, T.L. 1984. Reflectance Spectroscopy: Quantitative Analysis Techniques for Remote Sensing Applications. *J. of Geophys. Res.*, **89** (B7): 6329-6340.
- CLARK, R.N. 1999. Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy. In: Chapter 1 of Manual of Remote Sensing. John Wiley and Sons, Inc. A. Rencz, ed. New York 1999.
- CLARK, R.N., KING, T.V.V., KLEJWA, M., SWAYZE, G.A. & VERGO, N. 1990. Hight Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of Minerals. *J. of Geophys. Res.*, **95** (B8): 12653-12680
- COLVINE, A.C.; FYON, J.A.; HEATHER, K.B.; MARMONT, S.; SMITH, P.M. & TROOP, D.G. 1988. Archean lode gold deposits in Ontario. Part. I Depositional Model and Part II A Genetic Model. *Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper*, **139**. Ontario, Canada.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Anais... Acad. Bras. Cienc.* 52 (4) : 785-799.
- CORRÊA NETO, A.V., BALTAZAR, O.F. 1995. Compartimentação Estrutural do Greenstone Belt Rio das Velhas no interior do Quadrilátero Ferrífero, MG. IN: SIMP. NAC. EST. TECT., 5-SNET 95. Gramado. Boletim de Resumos Expandidos. Gramado, SBG, Núcleo RS. p. 15-17.
- CURTISS, B. & GOETZ, A.F.H. 1994. Field Spectrometry: Techniques and Instrumentation. In: *Proceedings of the International Symposium on Spectral Sensing Research*, Boulder-Co: 31-40.
- CPRM, 1996. Projeto Rio das Velhas – Mapa Geológico Integrado (Texto Explicativo). Programa Estudos de Distritos Mineiros. Covênio DNPM-CPRM. Belo Horizonte 122 p.
- CROWLEY, J.K. 1986. Visible and Near- Infrared Spectra of Carbonate Rocks: Reflectance Variations Related to Petrographic Texture and Impurities. *J. of Geophys. Res.*, **91** (B5): 5001-5012.
- DERBY, O. A. 1906. The serra of the Espinhaço, Brazil. *J. Geol.*, **14** (3):374-401.
- DE SOUZA FILHO, C.R. & SCHRANK, A. 1991. Litho-strutural control, geometry and geothermomety of Tinguá Gold Mineralization, Rio das Velhas Greenstone-Belt, Brazil. In: *Proceedings of Brazil Gold'91: The Economics, Geology,*

- Geochemistry and Genesis of Gold Deposits (Ladeira, E. A., ed.): UFMG, Dep. De Geol. Belo Horizonte, Brazil, p.575-577
- DEWITT, E., LANDIS, G. P., ZARTMAN, R.E., GARAYPE, E., PEREIRA, S.L.M., PRADO, M.G.B., VIEIRA, F.W.R & THORMAN, C.H. 1994. Isotopic and fluid inclusion data of origin of São Bento and Morro Velho gold deposits, Minas Gerais, Brazil. In: CARTER, L.M.H., THOTH, M.I., DAY, W.C. (eds.) USGS Research on Mineral Resources – 1994, Part A- Program and abstracts. U.S. Geological Survey Circular 1103-A, p.27-29.
- DORR, J.V.N. ; GAIR, J.E. ; POMERENE, J.B. ; REYNEARSON, G.A. 1957. **Revisão estratigráfica pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero**. Trad. A. L. M. Barbosa. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 33p. (Avulso 81).
- DORR, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **641-A**. 110p.
- DORR, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; RYNEARSON, G.A. 1957. **Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil**. DNPM/DFPM. p. 1-31. (Avulso 81).
- DRURY, S.A. 1993. **Image Interpretation in Geology**. 2ª edição. Ed. Chapman & Hall.
- DUKE, E.F. 1994. Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, and metamorphic reaction progress: Implications for remote sensing. *Geology*, **22**: 621-624
- ENDO, I. & FONSECA, M.A. 1992. Sistema de cisalhamento Fundão-Cambotas no Quadrilátero Ferrífero, MG: Geometria e Cinemática. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS/SEMANA DE ESTUDOS DA SICEG 6/30. Ouro Preto, 1991. *Rev. Esc. de Minas*, **45**(1,2) : 28-31.
- ENDO, I. 1988. **Análise estrutural qualitativa do minério de ferro e encaixantes, na Mina de timbopeba-borda leste do Quadrilátero Ferrífero, Mariana - MG. Ouro Preto**. (Dissertação de Mestrado, DEGEO/ EM/ UFOP).
- ENDO, I. & FONSECA, M. A. 1992. Sistema de cisalhamento Fundão-Cambotas no Quadrilátero Ferrífero, MG: geometria e cinemática. *Rev. Esc. Minas (REM)*, **45** (1/2):28-31.
- ENDO, I. 1997. **Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e Áreas Adjacentes, Minas Gerais**. São Paulo, 243 p. (Tese de Doutorado, IG/USP).
- ESCHWEGE, W.L.V. 1833. **Pluto Brasiliensis**. G. Reimer, 622p. In: Pluto Brasiliensis. 2 vol. São Paulo: Ed. Itatiaia/EDUSP, 1979. 528 p.
- FERREIRA, P.R., PRADO, M.G.B. do & AZEVEDO Jr., F.I. de. 1987. Relatório final de pesquisa de ouro no local denominado Santa Quitéria a Bahu, município de Santa Bárbara, s.ed. (relatório interno do DNPM). In SILVA, S.L. da. 1996. Sinopse Geológica da Folha Santa Bárbara.
- FLEISHER, R.; ROUTHIER, P. 1974. The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit, Passagem de Mariana (Brazil). "A reply". *Econ. Geol.*, **68**: 419-422.
- GAFFEY, S.J. 1985. Reflectance spectroscopy in the visible and near-infrared (0.35-2.55µm): Applications in carbonate petrology. *Geology*, **13**: 270-273.
- GAIR, J.E. 1962. Geology and ore deposits of Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **341-A**. 67 p.

- GALVÃO, L.S. 1994. *Litoestratigrafia de Reflectância Espectral e uma Abordagem Quantitativa para Análise de Espectros*. São Paulo, 181 p. (Tese de Doutorado – IAG/USP).
- GALVÃO, L.S. & VITORELLO, I. 1998. Role of organica matter in obliterating the effects of iron on spectral reflectance and colour of Brazilian trapical soils. *Int. J. Remote Sensing*, **19** (10): 1969-1979.
- GLADWELL, D.R.; LETT, R.E. & LAWRENCE, P. 1983. Application of Reflectance Spectrometry to Mineral Exploration Using Portable Radiometers. *Econ. Geol.*, **78** (4): 699-710.
- GOETZ, A. F.H.; ROCK, B.N. & ROWAN, L.A. 1983. Remote Sensing for Exploration: An Overview. *Econ. Geol.*, **78** (4): 573-590.
- GOETZ, A. 1992. Principes of Narrow Band Spectroscopy in the Visible and IR: Instruments and Data Analysis. In: TOSELLI, F. & BODECHTEL, J. eds. *Imaging Spectroscopy: fundamentals and Prospective Applications*, 21-32.
- GOETZ, A.; BILLINGSLEY, F.C.; GILLESPIE, A.R., ABRAMS, M.J.; SQUILES, R.L.; SHOEMAKER, E.M.; LUCCHITTA, I.; ELSTON, D.P. 1975. Applications of ERTS images and image processing of regional geologic problems and geologic mapping in northern Arizona: JPL tech. Rep. 32-1597, JET Propulsion Lab., Pasadena, 188 p.
- GROSSI SAD, J.H.; PINTO, C.P. & DUARTE, C.L.. 1983. Geologia do distrito manganífero de Conselheiro Lafaete, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1993. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.259-270 (Boletim 3).
- GROVES, D.I.; BARLEY, M.E. & HO, S.E. 1989. Nature, genesis and setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. In: KEAYS, R.R., RAMSAY, W.R.H. & GROVES, D.I. eds. *The geology of Gold Deposits: The Perspectives in 1988*. *Econ.Geol. Monogr.*, 6:71-85.
- GROVES, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archaeon lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineral. Deposita*, 28:366-374.
- GUILBERT, J.M. & PARK JR.,C. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Ed. W. H. Freeman, New York, 985 p.
- GUILD, P.W. 1957. Geology and mineral resources of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap* , **290**: 1-90.
- GUIMARÃES, D. -1970 - Arqueogênese do Ouro na região central de Minas Gerais. *Bol.139*. DNPM/DFPM. 51 p.
- HAPKE, B. 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy. 1. Theory. *J. Geophys. Res.*, **86**: 3039-3045.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais, Brazil. *Journ. Geol.*, **23**: 341-348, 385-424.
- HAUFF, P. 1995. Introduction to Applied Reflectance Spectroscopy. In: *Strategies for Exploration. A Short Course: Application of Infrared Spectroscopy and Remote Sensing to the Investigation of Precious Metal Deposit Alteration Systems*. Santiago (Chile).
- HAUFF, P. 1995. Spectral Mineralogy of Alteration Systems in Hydrothermal Ore Deposits. In: *Strategies for Exploration. A Short Course: Application of Infrared Spectroscopy and Remote Sensing to the Investigation of Precious Metal Deposit Alteration Systems*. Santiago (Chile).

- HERZ, N. 1970. Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **641-B**.58p.
- HERZ, N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **641-C**: 1-81.
- HUGUENIN, R.L. & JONES, J.L. 1986. Intelligent Information Extraction From Reflectance Spectra: Absorption Band Positions. *J. of Geophys. Res.*, **91** (B9): 9585-9598.
- HUNT, G.A. 1991. Geological applications of reflected and emitted multispectral over data lateritised Archaean terrain in Western Australia. United Kingdom. 332 p. (Doctor of Philosophy Thesis, Department of Earth Sciences of The Open University).
- HUNT, G.R. & ASHLEY, R.P. 1979. Spectra of Altered Rocks in the Visible and Near Infrared. *Econ. Geol.*, **74**: 1613-1629.
- HUNT, G.R. & SALISBURY, J.W. 1970. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: I. Silicate Minerals. *Modern Geology*, **1**: 283-300.
- HUNT, G.R. & SALISBURY, J.W. 1971. Visible and Near Infrared Spectra of Minerals and Rocks: II. Carbonates. *Modern Geology*, **2**: 23-30.
- HUNT, G.R. & SALISBURY, J.W. 1976. Visible and Near Infrared Spectra of Minerals and Rocks: XII. Metamorphic Rocks. *Modern Geology*, **5**: 219-228.
- HUNT, G.R. 1977. Spectral Signatures of Particulate Minerals in the Visible and Near Infrared. *Geophysics*, **42** (3) :501-513.
- HUNT, G.R. 1979. Near-infrared (1.3-2.4 μ m) spectra of alteration minerals – Potential for use in remote sensing. *Geophysics*, **44** (12):1974-1986.
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENE, M.A.; SCHOBENHAUSS, C.; HARALY, N.L.E., BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. 1984. O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUSS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E., Coords. Geologia do Brasil-Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente. Brasília, MME/DNPM. p.193-248.
- JORDT-EVANGELISTA, H. & MULLER, G. 1986. Petrologia da zona de transição entre o Cráton do São Francisco e o Cinturão Móvel Costeiro na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 4, p.1474-1479.
- JORDT-EVANGELISTA, H. 1988. Minerais Petrográficos de Rochas Ígneas e Metamórficas – Resumo de propriedades óticas e ocorrências. Ouro Preto. 125 p. (Apostila dos Cursos de Petrologia Ígnea e Metamórfica-UFOP).
- JORDT-EVANGELISTA, H., ALKMIM, F.F., MARSHAK, S. 1992. Metamorfismo Progressivo e a ocorrência dos 3 polimorfos de Al₂SiO₅ (cianita, andaluzita e silimanita) na Formação Sabará em Ibituripe, Quadrilátero Ferrífero, MG. Ver. Esc. Minas (REM), **45** (1e 2): 155-156.
- KLEIN, C. & HURLBUT, JR., C. 1985. Manual of Mineralogy (after James D. Dana). 20ª edição. Eds. Wiley & Sons. 596 p.
- KRUSE, F.A. 1997 Identification and Mapping of Minerals in Drill Core using Hyperspectral image Analysis of Infrared Reflectance Spectra. *International Journal of Remote Sensing*, **17** (9): 1623-1632.
- KRUSE, F.A., BAUGH, W.M., ATKINSON Jr., W.W. 1994. Mapping Alteration Minerals in Drill Core using a Field Spectrometer and Hyperspectral Image Analysis

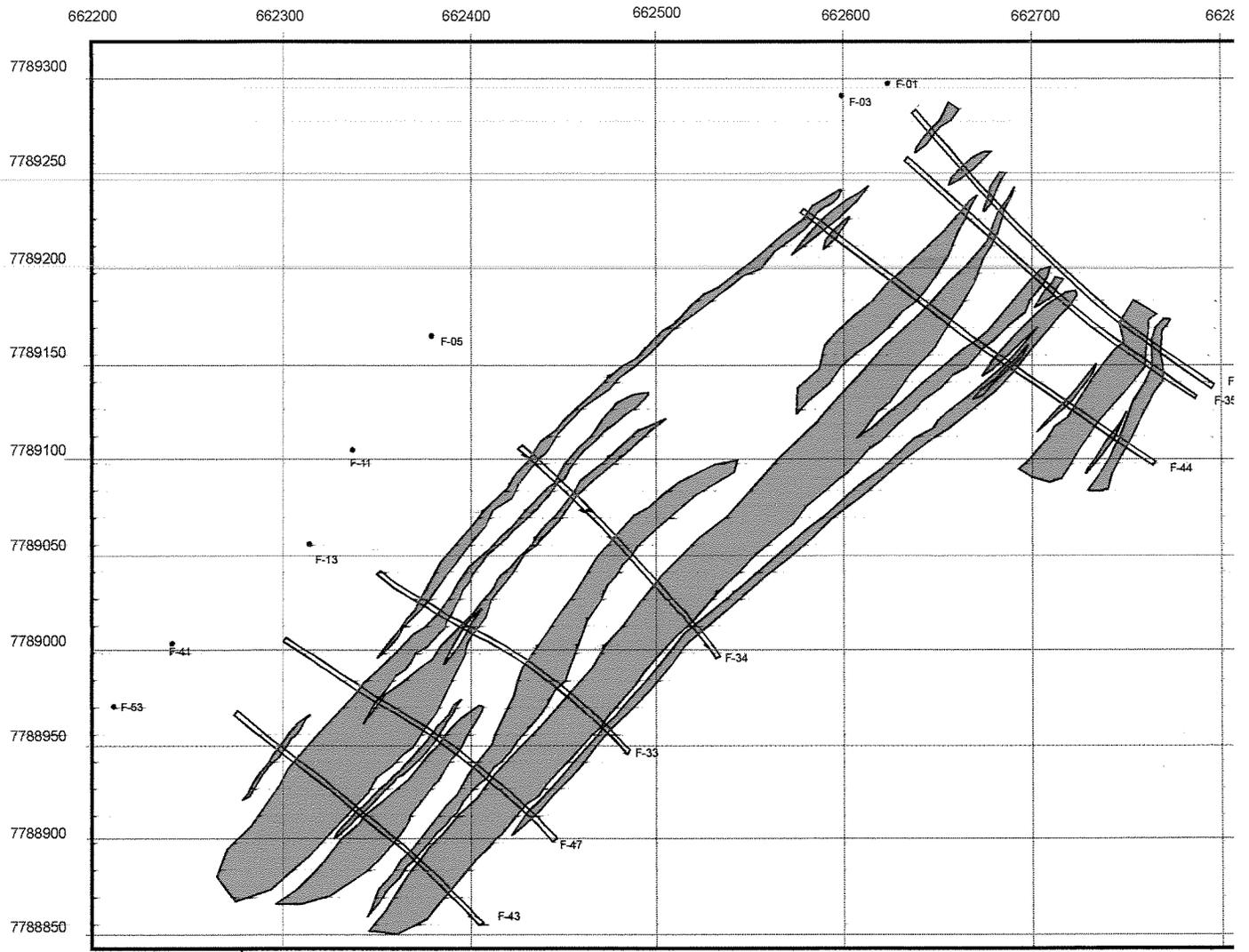
- Techniques. *Proceedings of the Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing*, San Antonio, TX, II:37-43.
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. *Bol. Soc. Bras. Geol. Núcleo Minas Gerais*, **4**: 1-14.
- LADEIRA, E.A. 1980. *Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. (Tese de Doutorado, Universidade de Ontário, Canadá).
- LADEIRA, E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. Principais Depósitos Mineraiis do Brasil, Brasília, DNPM-CVRD, p.301-376.
- LOBATO, L.M. 1992. Alteração Hidrotermal: Exemplo de ouro em zonas de cisalhamento. XXXI Semana de Estudos. SICEG, Ouro Preto, 31-40.
- LOBATO, L.M. 1998. Styles of Hydrothermal Alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, description of selected gold deposits. *Rev. Bras. Geol.* **28**: 3.(em impressão).
- LONGSHAW, T.G. 1976. Application of an Analytical Approach to Field Spectroscopy in Geological Remote Sensing. *Modern Geology*, **5**: 201-210.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; OLIVEIRA, O.A.B.; LADEIRA, E.A. 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS 5 E SIMPÓSIO GEOLOGIA BRASÍLIA 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais...Belo Horizonte, SBG/NMG. Bol.* **10**, p. 1-5.
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Can. Jour. Earth Sci.*, **29**: 2341-2346.
- MACHADO, N. & NOCE, C.M. 1993. A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U/Pb. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. *Anais... Salvador, SBG/SGM. P.* 100-102.
- MACHADO, N. & SCHRANK, A. 1989. Geocronologia U-Pb no Maciço Piumhi: Resultados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS 5 E SIMPÓSIO GEOLOGIA BRASÍLIA 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais...Minas Gerais, SBG. Bol.* **10**, p. 45-49.
- MACHADO, N.; NOCE, C. M.; LADEIRA, E. A.; BELO de OLIVEIRA, O. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**: 1221-1227.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M.; GAUTHIER, G. 1996. Age of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Plan. Sci. Let.*, **141**: 259-276.
- MACKIN, S. 1998. SIMIS-FIELD Version 2.8. Spectrometer Independent Mineral Identification Software. User Manual version 2.8
- MARACCI, G. 1992. Field and laboratory narrow band spectrometers and the techniques employed. In: TOSELLI, F. & BODECHTEL, J. eds. *Imaging Spectroscopy: Fundamentals and Prospective Applications*. p. 33-46.

- MARKHAM, B.L. & BARKER, J.L. 1985. Spectral characterization of the LANDSAT Thematic Mapper sensors. *Int. J. Remote Sensing*, **6** (5): 697-716.
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. 1989. Proterozoic Contractional Extension Tectonics of the Souther São Francisco Region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8** (3): 555-571.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F.; JORDT-EVANGELISTA, H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an archaean granite-greenstone terrane. *Nature*, **357**:491-493.
- MARTINS PEREIRA, S.L. 1995. **Controles Litoestruturais da Mineralização Aurífera no Distrito de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, MG: Mina São Bento**. Belo Horizonte. 158 p. (Dissertação de Mestrado, IGC-UFMG).
- MARTINEZ-ALONSO, S.E., ATKINSON, W.W., GOETZ, A.F.H. & KRUSE, F.A. 1997. Short Wave Infrared (SWIR) Spectrometry of Illite ("Sericitite") to Estimate Temperature of Formation of Hydrothermal Mineral Deposits. Proceedings of the Twelfth International Conference and Workshops on Applied Geologic Remote Sensing, Denver, CO, II: 426-429.
- MUELLER, A.G. & GROVES, D.I. 1991. The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration minerals assemblages. *Ore Geology Reviews*, **6**: 291-331
- NOCE, C.M. 1995. **Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. São Paulo. 128p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo)
- OLIVEIRA, G.A., CLEMENTE, P.L., VIAL, D.S. 1983. Excursão à Mina de Ouro de Morro Velho. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983, SBG. **Anais...** Belo Horizonte, 3, 497-505.
- OLIVEIRA, O.A.B. 1986. As falhas de empurrão e suas implicações na estratigrafia e metalogênese do Quadrilátero Ferrífero. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. **Anais...** Goiânia, SBG. V.2.:1074-1087.
- O'ROURKE, J.E. 1957. **The stratigraphy of the metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela Quadrangles, Minas Gerais, Brazil**, Wisconsin, 106p. (PhD Thesis. University of Wisconsin, USA).
- PADILHA, A. V. 1984. Formação Córrego dos Boiadeiros - Uma seqüência komatiítica na Base do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais. In: CONG. BRAS. DE GEOL., 33, Rio de Janeiro, RJ. 1984. v.6: 2668-2679.
- PASSOS, R.V., DE SOUZA FILHO, C.R. 1999. Spectro-Mineral Mapping Using Field Spectroscopy and the Geometry Of Hydrothermal Alteration Zones Associated with Mesothermal Gold Mineralization: A Case Study in the Brumal Deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, In: Proceedings of the ERIM -13th International Conference on Geologic Remote Sensing, Vancouver, British Columbia, Canada, I:73-80
- PEREIRA, E.L. da S. 1996. **Controles e Evolução da Mineralização Aurífera da Mina de São Bento, Greenstone Belt Rio das Velhas, MG**. Ouro Preto. 128 p. (Dissertação de Mestrado, DEGEO-UFOP).
- PIRES, F.R.M. 1977. **Geologia do distrito manganêsífero de Conselheiro Lafaiete**. Rio de Janeiro. 123 p.(Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc.,UFRJ).

- PHILLIPS, G.N. 1986. Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie. *Econ. Geol.*, **81**, p.779-808
- RIDLEY, J.; MIKUCKI, E. J. & GROVES, D.I. 1996. Archean lode-gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertical extensive hydrothermal systems. *Ore Geology Reviews*, **10**: 279-293.
- ROBERT, F. & BROWN, A.C. 1984. Progressive Alteration Associated with Gold-Quartz-Tourmaline veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. *Econ. Geol.*, **79**: 393-399.
- ROBERT, F. & BROWN, A.C. 1986. Archean Gold-Bearing Quartz Veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Part II Vein Paragenesis and Hydrothermal Alteration. *Econ. Geol.*, **81**, p. 593-616.
- ROBERTS, R.G. 1980. Archean Lode Gold Deposits. *Ore Deposits Models*. Geoscience Canada Reprint Series 3.
- RIVARD, B.; ARVIDSON, R.E.; DUNCAN, I.J., SULTAN, M. & EL KALIOUBY, B. 1992. Varnish, sediment, and rock controls on spectral reflectance of outcrops in arid regions. *Geology*, **20**: 295-298.
- ROMANO, C. 1990. *La evolução tectónica de la region du Quadrilater Ferrifer, Minas Gerais, Brasil*. 259p. (Tese de Doutorado, Universidade de Nanci I, Nanci)
- ROWAN, L.C.; GOETZ, A.F.H. & ASHLEY, R.P. 1977. Discrimination of Hydrothermal Altered and Unaltered Rocks in Visible and Near Infrared Multispectral Images. *Geophysics*, **42** (3): 522-535.
- SCHORSCHER, H.D. 1978. Komatiitos na estrutura "greenstone belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. *Resumo de Comunicações*, p. 292-293.
- SCHORSCHER, H.D., SANTANA, F.C., POLÔNIA, J.C., MOREIRA, J.M.P. 1982. Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic Rocks. Int. Symp. On Archean and Early Proter. Geol. Evol. And Metallogenesis (ISAP), Salvador. Excursion Annex, 44 p.
- SCHRANK, A. & SILVA, M. G. 1992. Greenstone Belts do Cráton do São Francisco, Brasil. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds.) 1992. O Cráton do São Francisco.
- SCHRANK, A. & DE SOUZA FILHO, C.R. 1998. The Tectonic Evolution of the Quadrilátero Ferrífero Region from the Archean to the Neoproterozoic: Revision, Problems and Prospects. In: 14 International Conference on Basement Tectonics. Ouro Preto, Brazil, p. 122-125.
- SILVA, S.L. da. 1996. Sinopse Geológica da Folha Santa Bárbara. In.: CPRM, 1996. Projeto Rio das Velhas – Mapa Geológico Integrado (Texto Explicativo). Programa Estudos de Distritos Mineiros. Convênio DNPM-CPRM. Belo Horizonte p 11-17.
- SIMMONS, G. C. 1968. Geology and Mineral Resources of the Barão de Cocais Area Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. **341-H**. Washington. 46 p.
- SIMMONS, G.C. & MAXWELL, C.H. 1961. O Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. DNPM/DFPM. 30p. (*Boletim 211*).
- SMITH, M.O., JOHNSON, P.E. & ADAMS, J.B. 1985. Quantitative Determination of Mineral Types and Abundances from Reflectance Spectra Using Principal

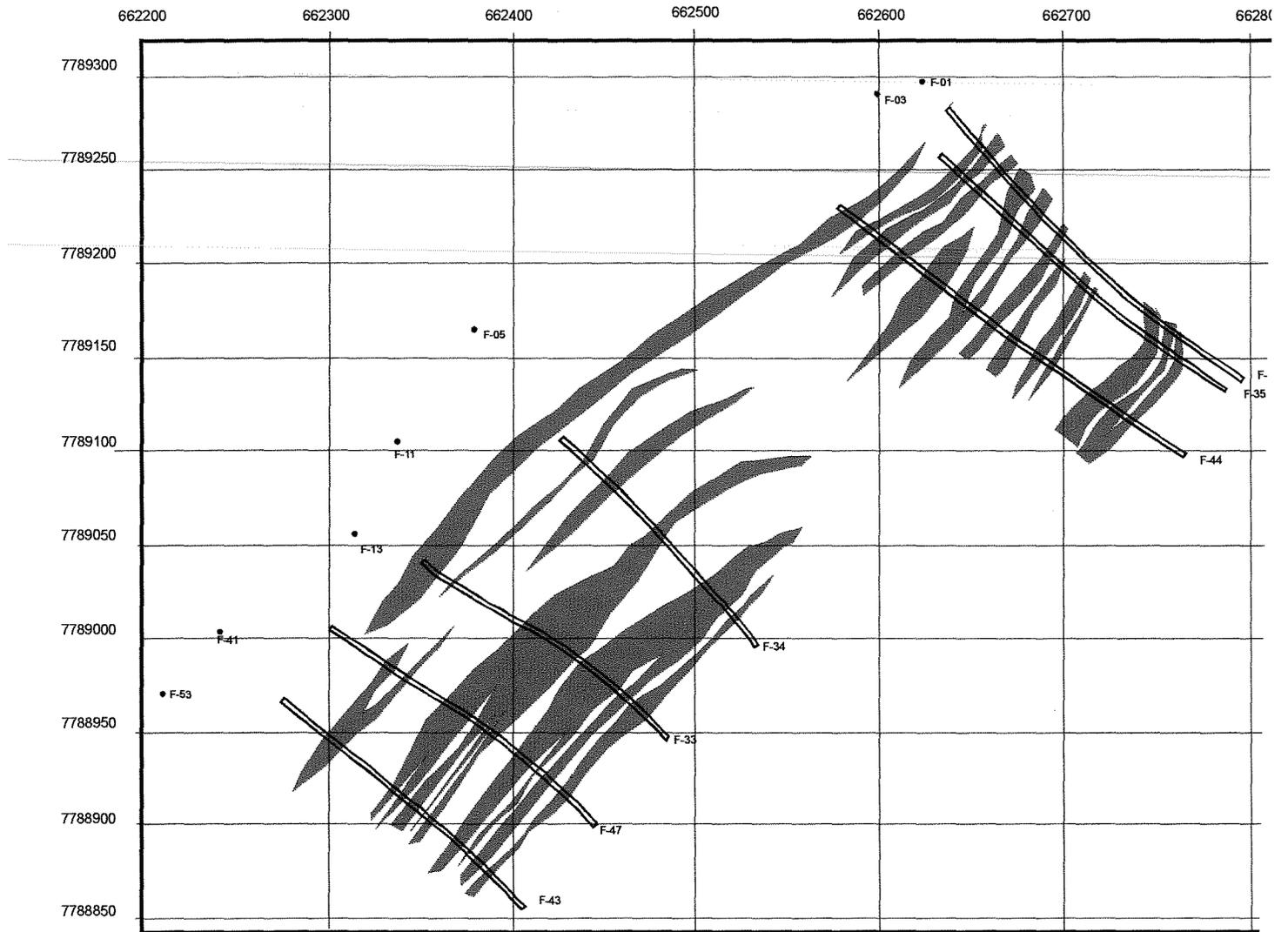
- Components Analysis. Proceedings of the Fifteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2. *J. Geophys. Res.*, **90**: C797-C804.
- TEIXEIRA, W. W.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N. & TAYLOR, P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constrains on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Res.*, ??-?.
- TOLEDO, C.L.B. 1997. **Controle Estrutural da Mineralização Aurífera na Mina de Cuiabá, Setor Noroeste do Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG**. Campinas. 166 p. (Dissertação de Mestrado, IG-Unicamp).
- TOWNSEND, T.E. 1987. Discrimination of Iron Alteration Minerals in Visible and Near-Infrared Reflectance Data. *J. Geophys. Res.*, **92** (B2): 1441-1454.
- VIAL, D.S. 1988. Relatório final de pesquisa de ouro no distrito de Brumal, município de Santa Bárbara-MG. Belo Horizonte, s.ed. (Relatório Interno do DNPM).
- VIEIRA, F. W. R. 1988. Processos epigenéticos de formação dos depósitos auríferos e zonas de alteração hidrotermal do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGR.BRAS.GEOL, 35, Belém, 1988. *Anais...Belém*, SBG, v.1, p.76-87.
- VIEIRA, F.W.R. & OLIVEIRA, G.A.I. 1988. Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. IN: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (coord.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil. Brasília, DNPM/CVRD. Vol.3, p.377-391.
- VIEIRA F.W.R. 1991. Textures and processes of hydrothermal alteration and mineralization in the Nova Lima Group, Minas Gerais, Brazil. In: LADEIRA; E.A. (ed). Proceedings of Gold'91. Rotterdam. A.A. Balkema,. 319-325.
- VIEIRA, F.W.R. 1987. Gênese das mineralizações auríferas da Mina de Raposos. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte. *Anais...Belo Horizonte*, SBG/NM, Bol.7:358-368.
- WALLACE, R.M. 1965. Geology and mineral resources of the Pico Itabirito district, Minas Gerais, Brazil. *U.S.G.S. Prof. Paper* **341-F**, 68 p.
- WHITNEY, G.; ABRAMS, M.J. & GOETZ, F.H. 1983. Mineral Discrimination Using a Portable Ratio-Determining Radiometer. *Econ. Geol.*, **78** (4): 688-698.
- WILLARD, H.H.; MERRITT, JR, L.L.; DEAN, J.A., SETTLE, JR., F. 1988. **Instrumental Methods of Analysis**. 7ª edição. Eds. Wadsworth Publishing Company. 895 p.
- YARDLEY, B. W.D. 1994. *Introdução à Petrografia Metamórfica*. 2 ed. Edunb – Editora Universidade de Brasília. 340 p.

ANEXO 1



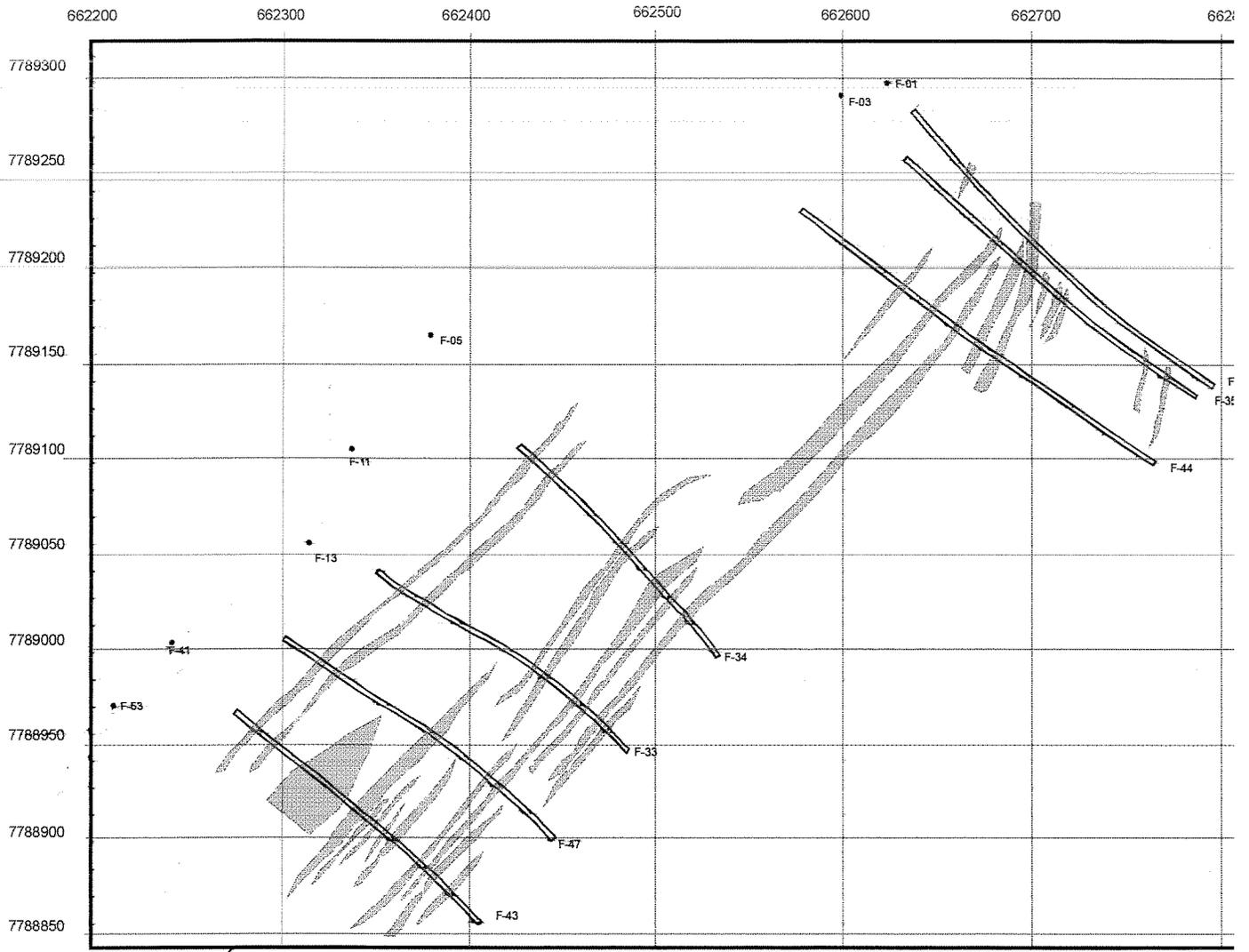
Legenda

■ Distribuição da clorita



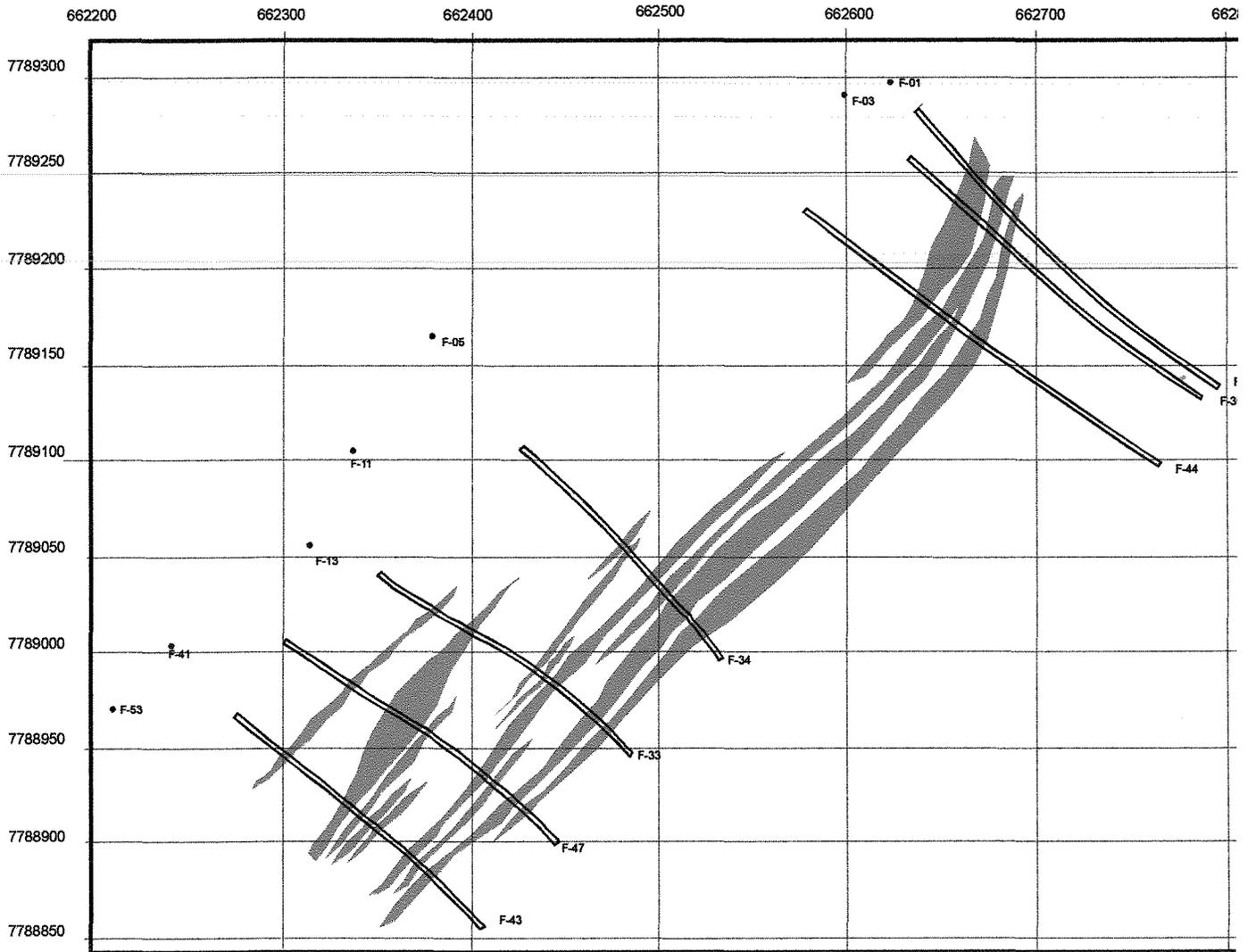
Legenda

■ Distribuição da biotita



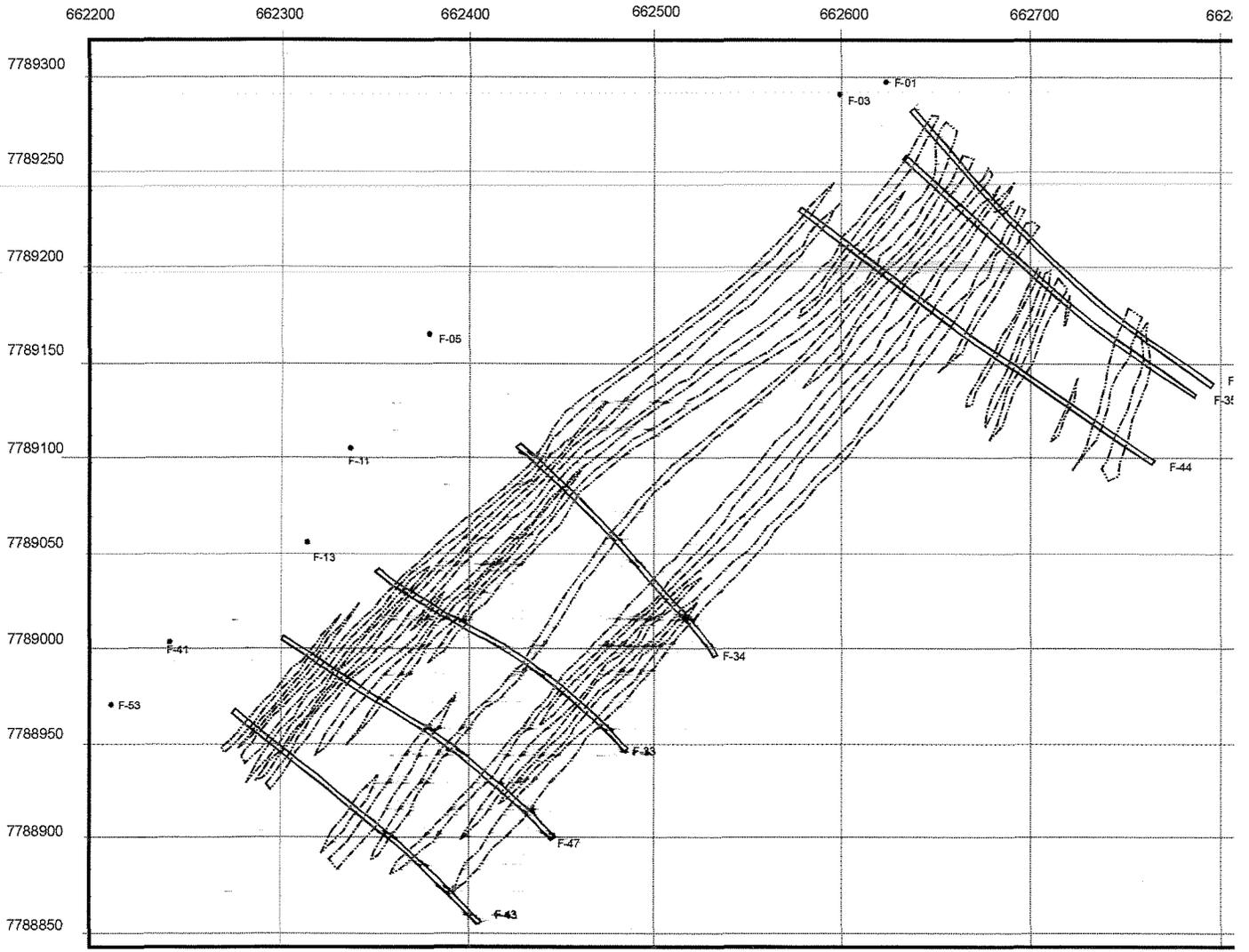
Legenda

 Distribuição do anfíbio



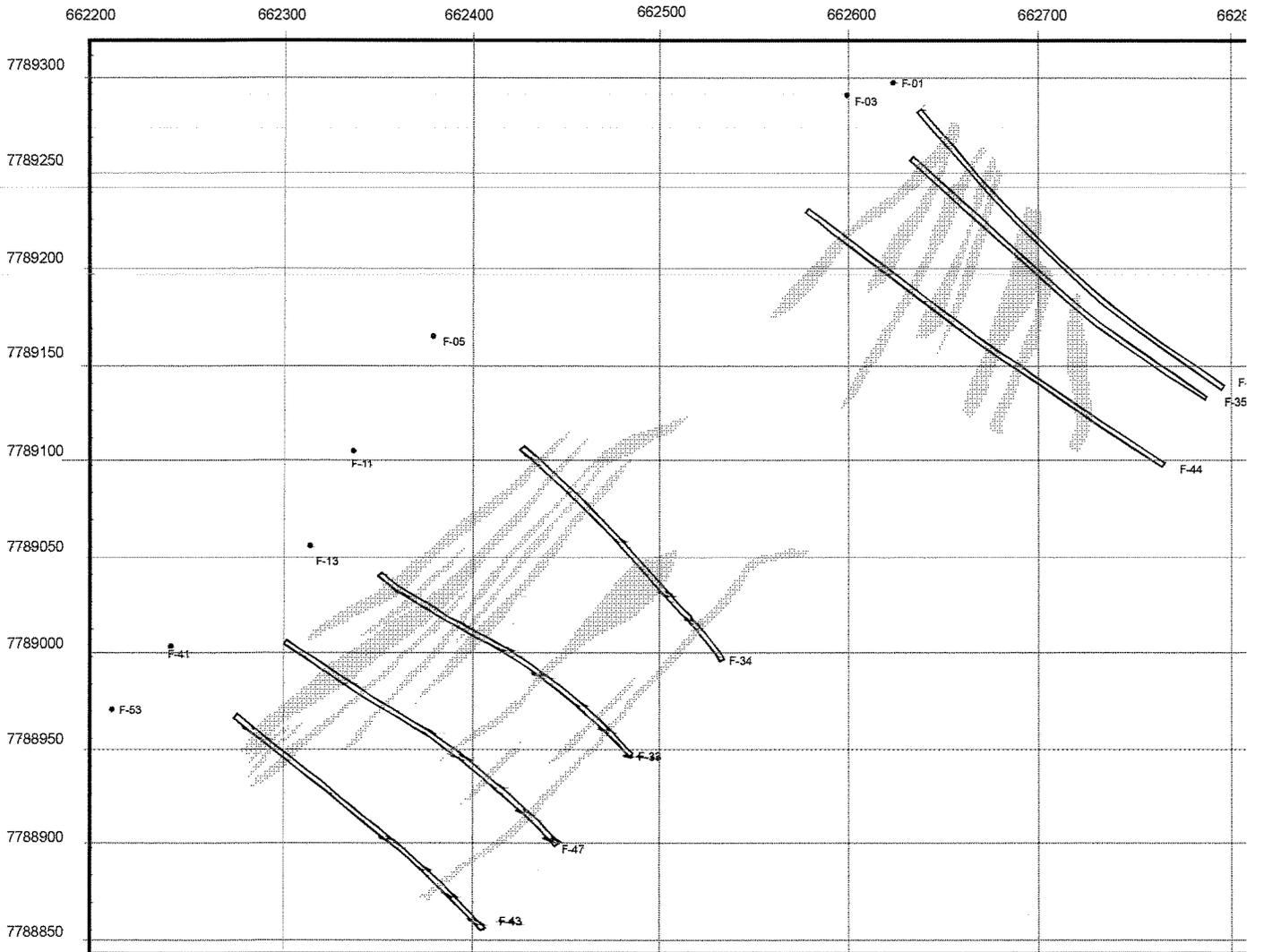
Legenda

■ Distribuição do talco



Legenda

□ Distribuição do carbonato



Legenda

■ Distribuição da muscovita