

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO**

**FORMAÇÕES FERRÍFERAS E
METASSEDIMENTOS QUÍMICOS DE ÁREAS
SELECIONADAS DO QUADRILÁTERO
FERRÍFERO E SUAS RELAÇÕES COM NÍVEIS
RUDÁCEOS**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO POR:
FREDERICO OZANAM RAPOSO**

ORIENTADOR: EDUARDO ANTÔNIO LADEIRA

**BELO HORIZONTE
1996**

Nas salas escuras do Pré-cambriano existem pequenas frestas que deixam passar tênues raios de luz. Se tivermos meios de ampliar esses sinais e analisadores que nos façam distinguir suas nuances quase imperceptíveis, talvez possamos perceber os contornos da primitiva e obscura paleogeografia, só tocada pelos dedos d'Aquele que faz despertar todas as coisas. Principalmente, porque também nós fomos criados à sua imagem e semelhança.

A Luci
meu abrigo, minha proteção amiga
nas tempestades mais adversas.

A Tarsila, Maurício e Letícia,
candelabro de cristal
que ilumina-me a vida.

A meus pais
José e Marieta
que ensinaram-me
o Amor, a Humildade e a Perseverança,
tudo que precisei na vida...
e o resto...
foi me dado por acréscimo.

SUMÁRIO

	Índice de tabelas e quadros	v
	Índice de figuras	vi
	Índice de fotografias.....	viii
	Índice de anexos.....	x
	AGRADECIMENTOS.....	xi
	Resumo	xiii
	Abstract	xiv
1.	INTRODUÇÃO	1
1.1	Apresentação e objetivos	1
1.2	Localização e acesso	3
1.3	Aspectos geográficos e paleogeográficos	5
1.4	Estado da arte	7
1.4.1	Formações ferríferas e itabiritos.....	7
1.4.2	Formações ferríferas em Minas Gerais	13
1.5	Metodologia	15
2.	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	28
2.1	Introdução.....	28
2.2	Petrografia e Mineralogia.....	30
2.3	Metamorfismo.....	51
2.4	Litoquímica	56
2.4.1	Qualidade das análises químicas.....	56
2.4.2	Distribuição dos elementos maiores e traços	56
2.4.3	Correlação entre alguns elementos.....	59
2.4.4	Litoquímica dos elementos terras raras	64
3.	SUPERGRUPO MINAS.....	68
3.1	Introdução.....	68
3.2	Formação Cauê.....	70
3.2.1	Petrografia e Mineralogia.....	70
3.2.2	Metamorfismo.....	88
3.2.3	Litoquímica e petrogênese	89
3.2.3.1	Seleção de amostras, métodos analíticos e precisão dos dados.....	89
3.2.3.2	Elementos maiores e traços	89
3.2.3.3	Correlações entre os elementos maiores e traços	92
3.2.3.4	Elementos terras raras nos itabiritos	94
3.2.4	Ambiente de deposição	100
4.	CONGLOMERADOS COM SEIXOS DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS	105
4.1	Introdução.....	105
4.2	Petrografia dos conglomerados.....	109
4.2.1	Conglomerado de Florália	109
4.2.2	Conglomerado de Felipe	111
4.2.3	Conglomerado da serra do Caraça	113
4.3	Litoquímica dos seixos	118
4.4	Conclusões.....	120

5.	CONCLUSÕES FINAIS.....	122
5.1	Formações ferríferas do Grupo Nova Lima	122
5.2	Itabiritos da Formação Cauê	123
5.3	Distinções entre as formações ferríferas do Grupo Nova Lima e os itabiritos da Formação Cauê.....	124
5.4	Sugestões para trabalhos futuros.....	125
6.	BIBLIOGRAFIA.....	127

ANEXOS

Índice de tabelas e quadros

Tabela 1	Classificação de formações ferríferas quanto ao depósito tipo.	9
Tabela 2	Classificação paleoambiental de Kimberley (1978, 1989a).	10
Tabela 3	Classificação e nomenclaturas propostas para as formações ferríferas (Seg. Beukes, 1980).	11
Quadro 1	Evolução histórica da estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero, particularmente na sua borda oriental, desde Derby (1882 e 1906) até o levantamento geológico da Folha Mariana pela CPRM. Anexo 1.	
Tabela 4	Relação de amostras de formações ferríferas, metachertes e outros metassedimentos do Quadrilátero Ferrífero, empregadas neste trabalho. Anexo 4.	
Tabela 5	Análises modais de algumas rochas vulcânicas do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas.	32
Tabela 6	Composição mineralógica modal de formações ferríferas metamórficas e metachertes (macroquartzos) do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas.	34
Tabela 7	Análises químicas semiquantitativas por microsonda de sulfetos de macroquartzo com sulfetos do Grupo Nova Lima na Mina de Cuiabá.	37
Tabela 8	Análises químicas por microsonda de sideritas do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas.	39
Tabela 9	Análises químicas por microsonda de ankeritas de formações ferríferas do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas.	39
tabela 10	Análise química por microsonda de clorita de formação ferrífera do Grupo Nova Lima. Base de 24 (O,OH). Amostra JS149C, coletada próximo à fazenda Cachoeira (Figura 10).	45
Tabela 11	Análises químicas por microsonda de hematitas (martitas) de formações ferríferas do Grupo Nova Lima na base de 6 oxigênios. Amostra coletada próximo à fazenda Cachoeira (Figura 10).	47
Tabela 12	Análises químicas por microsonda de magnetitas de formações ferríferas do Grupo Nova Lima na base de 32 oxigênios . Amostra coletada próximo à fazenda Cachoeira (Figura 10).	47
Quadro 2	Tipos petrográficos de Lapa Seca segundo Ladeira (1988).	49
Tabela 13	Análises modais de metassedimentos granatíferos, metassedimentos turmaliníferos e quartzito com cianita, cloritóide e sericita do Grupo Nova Lima na borda oriental do Quadrilátero Ferrífero.	51
Quadro 3	Metamorfismo estimado com base na dimensão dos grãos de quartzo das formações ferríferas e outros metassedimentos do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas.	55
Tabela 14	Análises químicas de formações ferríferas metamórficas e metachertes (macroquartzos) do Grupo Nova Lima.	57
Tabela 15	Análises químicas de rochas vulcânicas e metassedimentos do Grupo Nova Lima.	58
Tabela 16	Análises modais de itabiritos da Formação Cauê do Grupo Itabira, filito da Formação Batatal, Grupo Caraça (FR-001), quartzito hematítico da Formação Cercadinho do Grupo Piracicaba (FR-033 e FR034) do Supergrupo Minas e uma amostra de uma formação ferrífera do Grupo Itacolomi ou Formação Sabará.	71
Tabela 17	Análises químicas por microsonda de dolomitas da Formação Cauê. Cátions na base de 6 oxigênios por fórmula.	74

Tabela 18	Análises químicas por microsonda de hematitas da Formação Cauê e suas distribuições catiônicas na base de 6 oxigênios por fórmula.	86
Tabela 19	Análises químicas por microsonda de magnetitas de itabiritos da Formação Cauê, Grupo Itabira na base de 32 oxigênios por fórmula [8(Fe ₃ O ₄)].	87
Tabela 20	Análises químicas por microsonda de cloritas de itabiritos da Formação Cauê, Grupo Itabira, Supergrupo Minas na base de 36(O,OH).	87
Quadro 4	Metamorfismo estimado com base na dimensão dos cristais de quartzo dos itabiritos e outros metassedimentos químicos da Formação Cauê do Grupo Itabira, Supergrupo Minas (modificado de Maynard, 1983).	88
Tabela 21	Análises químicas de sedimentos clásticos e químicos da Formação Cauê e do Grupo Piracicaba do Supergrupo Minas, excluídos os itabiritos típicos.	90
Tabela 22	Análises químicas de itabiritos típicos da Formação Cauê.	91
Tabela 23	Análises modais de seixos de formação ferrífera, metacherte e veio de quartzo de metassedimentos rudáceos e suas matrizes.	112
Tabela 24	Análises químicas por microsonda de cloritóides da matriz de conglomerado da base do Grupo Maquiné na estrada que dá acesso ao Colégio Caraça na serra homônima.	116
Tabela 25	Análises químicas por microsonda de carbonatos de seixos de conglomerado da Área C3 da figura 37. Amostra FR130C. Base de 6(O).	117
Tabela 26	Análises químicas de seixos de formação ferrífera e metacherte carbonático de sedimentos rudáceos pós-Grupo Nova Lima.	118

Índice de figuras

Figura 1	Localização da região trabalhada com as áreas amostradas neste trabalho	4
Figura 2	Diagrama de classificação modal de formações ferríferas e rochas correlatas, segundo Beukes (1973).	8
Figura 3	Distribuição estratigráfica das formações ferríferas do Quadrilátero Ferrífero segundo Dorr (1973).	14
Figura 4	Esboço geológico das imediações de Belo Horizonte e Nova Lima com localização das áreas amostradas. Anexo 2	
Figura 5	Mapa de localização da amostragem utilizada na primeira fase da pesquisa na borda oriental do Quadrilátero Ferrífero. Área assinalada no mapa de localização da figura 1. Anexo 3	
Figura 6	Mapa de localização da amostragem na serra da Piedade.	17
Figura 7	Mapa de localização da amostragem na Mina de Águas Claras.	18
Figura 8	Mapa de localização da amostragem na Mina Rio Bravo.	19
Figura 9	Mapa de localização da amostragem efetuada em superfície na Mina de Cuiabá.	20

Figura 10	Mapa de localização da amostragem efetuada próximo à fazenda Cachoeira e sítio João Inácio.	21
Figura 11	Colunas estratigráficas das seções amostradas no Supergrupo Minas do Proterozóico Inferior.	22
Figura 12	Colunas estratigráficas de seções do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, nos locais de amostragem.	23
Figura 13	Coluna estratigráfica da Mina de Cuiabá com dados de subsuperfície segundo Vial (1988).	24
Figura 14	Composição dos carbonatos de amostras do Supergrupo Rio das Velhas e Supergrupo Minas analisados por microsonda.	46
Figura 15	Metamorfismo de formações ferríferas fácies óxido, carbonato e silicato segundo Klein (1973).	53
Figura 16	Composição química das formações ferríferas do Supergrupo Rio das Velhas.	59
Figura 17	Diagrama de simples correlação entre $\text{SiO}_2\text{XFe}_2\text{O}_3$, Cr, Cu e Zn de formações ferríferas e metassedimentos químicos e granatíferos do Supergrupo Rio das Velhas.	60
Figura 18	Diagramas de simples correlação entre o Fe_2O_3 e alguns óxidos e elementos traços de formações ferríferas e mesedimentos químicos e granatíferos do Supergrupo Rio das Velhas.	61
Figura 19	Diagrama de simples correlação entre o FeO e alguns óxidos de formações ferríferas e metassedimentos químicos e granatíferos do Supergrupo Rio das Velhas.	62
Figura 20	Correlação entre o MgO e o CaO nas mesmas amostras da figura 17.	62
Figura 21	Correlação entre o Cr e o Ni nas mesmas amostras da figura 17.	62
Figura 22	Diagrama de correlação entre $\Sigma(\text{Co}+\text{Cu}+\text{Ni})$ X ΣETR com os campos dos sedimentos hidrotermais submarinos e dos sedimentos metalíferos de águas profundas. As amostras dos metassedimentos químicos do Supergrupo Rio das Velhas da tabela 14 caem todas no campo ou próximo do campo dos depósitos hidrotermais submarinos.	63
Figura 23	Concentração dos elementos terras raras nas águas do Atlântico Norte a diversas profundidades e nas águas de superfície (a) e comportamento dos elementos terras raras em misturas de águas do mar e fluidos hidrotermais submarinos a diversas concentrações (b).	65
Figura 24	Variogramas de elementos terras raras normalizados pelo padrão NASC, de amostras de formações ferríferas e metassedimentos químicos do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas.	66
Figura 25	Padrão NASC (North American Shale Composite) analisado por Haskin et al. (1968), Koziewiecs (1973) in:Gromet et al. (1984) e por Gromet et al. (1984) normalizados pelo padrão condrítico segundo Evensen et al. (1978) comparados a uma amostra de filito carbonoso da Mina de São Bento.	67
Figura 26	Variogramas de ETR normalizados pelo padrão NASC de três amostras de Quartzo-granada fels (gondito) do Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas.	67

Figura 27	Composição dos itabiritos e sedimentos correlatos do Supergrupo Minas.	93
Figura 28	Correlação simples entre SiO_2 e Fe_2O_3 (a) e entre MgO e CaO (b) dos itabiritos, itabiritos dolomíticos e dolomito ferruginoso da Formação Cauê, Supergrupo Minas.	94
Figura 29	Correlação simples entre SiO_2 e alguns elementos traços dos itabiritos e sedimentos correlatos da Formação Cauê, Supergrupo Minas.	95
Figura 30	Correlação simples entre Fe_2O_3 e alguns elementos traços das mesmas amostras da figura anterior.	96
Figura 31	Correlação simples entre alguns elementos traços das mesmas amostras da figura anterior.	97
Figura 32	Variogramas de elementos terras raras normalizados pelo padrão NASC de itabiritos e sedimentos correlatos do Supergrupo Minas.	99
Figura 33	diagrama de correlação de $\Sigma(\text{Co}+\text{Cu}+\text{Ni})$ X ΣETR com os campos dos depósitos hidrotermais submarinos e dos sedimentos metalíferos de águas profundas. Os itabiritos e rochas correlatas do Supergrupo Minas identificam-se como depósitos hidrotermais submarinos.	100
Figura 34	Ambiente de deposição esquemático para as formações ferríferas e litofácies associadas em um sistema com coluna de água estratificada.	104
Figura 35	Mapa de localização da área C1 da figura 1, próximo a Florália, Município de Santa Bárbara.	106
Figura 36	Mapa de localização da área C2 da figura 1, próximo a Felipe, Município de Bom Jesus do Amparo.	107
Figura 37	Mapa de localização da amostragem na área C3 da figura 1.	108
Figura 38	Diagramas de elementos terras raras de dois seixos de formação ferrífera do afloramento C2 da área representada na figura 36.	119

Índice de fotografias

Foto 1	Mina de Águas Claras próximo ao local da amostragem.	25
Foto 2	Outra tomada da cava principal da Mina de Águas Claras.	25
Foto 3	Local da coleta da amostra FR24 na Mina Rio Bravo.	26
Foto 4	Vista da Mina Rio Bravo próximo ao local da amostragem.	27
Foto 5	Nível dobrado de turmalina em macroquartzo-turmalina fels da Subunidade Peridotítica Quebra Osso do Grupo Nova Lima.	31
Foto 6	Fotomicrografia mostrando grãos ou agregados de sulfetos envolvidos ou totalmente substituídos por hidróxidos de ferro na amostra FR21 da Mina de Cuiabá, preparada para análise por microsonda.	33
Foto 7	Fotomicrografia mostrando a primeira e a segunda gerações de quartzo definidas pelo grau de recuperação cristalo-plástica em amostra de metacherte piritoso ou pirita macroquartzo da Mina de Cuiabá.	34
Foto 8	Fotomicrografia de amostra da Mina de Cuiabá mostrando uma possível terceira geração de quartzo definida por grandes cristais de até 2 mm dispersos, com bordos suturados, bandas de deformação e subgrãos.	35
Foto 9	Fotomicrografia de amostra da Mina de Cuiabá mostrando	

	superfícies estilolíticas separadas por finas concentrações de opacos e, localmente, por biotitas.	35
Foto 10	Fotomicrografia de amostra da Mina de Cuiabá mostrando cristais de quartzo em crescimento sintaxial quebrados e já posicionados obliquamente em relação à parede.	36
Foto 11	Microveio de quartzo próximo aos limites das bandas de formação ferrífera da FFB Raposos da mina homônima.	38
Foto 12	Fotomicrografia de formação ferrífera bandada da Mina de São Bento (ITFR02A) mostrando veio de ankerita em grandes cristais com bandas concêntricas de cores diferentes.	41
Foto 13	Fotomicrografia de formação ferrífera bandada da Mina de São Bento (ITFR02A) mostrando duas gerações de microveios de quartzo.	41
Foto 14	Fotomicrografia de formação ferrífera da Fazenda Cachoeira (JS149A) mostrando cristais de ankerita manganésifera em mesobanda de macroquartzo.	44
Foto 15	Fotomicrografia de formação ferrífera fácies óxido/silicato do Grupo Nova Lima (amostra 1018FR127, próximo a Pinheiros Altos, Município de Mariana), com cristais de grunerita orientados segundo o bandamento composicional.	48
Foto 16	Fotomicrografia de quartzito esverdeado com cloritóide e cianita da Unidade Superior do Grupo Nova Lima na borda oriental do Quadrilátero Ferrífero.	50
Foto 17	Fotomicrografia de filito dolomítico da Mina de Águas Claras mostrando uma foliação anostomosada evidenciada por micas orientadas entre cristais de dolomita ferrosa coloridos de azul pela solução de alizarina.	72
Fotos 18 a e b	Bordos de crescimento estático em cristais de dolomita com inclusões de hematita e matéria carbono/argilosa do dolomito ferruginoso da zona de transição entre o Filito Batatal e a Formação Cauê.	73
Foto 19	Itabirito dolomítico com o bandamento típico de mesobandas dolomíticas e hematíticas. Mina de Águas Claras.	75
Foto 20	Seção polida de amostra de itabirito dolomítico com uma microbanda de dolomita e poucos cristais de hematita, com cerca de 1 mm de espessura.	76
Fotos 21a e b	Clástico elipsóide de dolomita com auréolas de inclusões flúidas e opacos em itabirito dolomítico da Formação Cauê (21a). Detalhe mostrando opacos orientados segundo a clivagem romboédrica da dolomita no interior do mesmo clástico (21b).	77
Foto 22	Duas gerações de veios de quartzo, dolomita e hematita, sendo que a segunda tem mica branca e clorita, cortando itabirito dolomítico da Formação Cauê.	78
Foto 23	Microbandas de hematita rompidas, rotacionadas e envolvidas ou invadidas por quartzo remobilizado de outras gerações no itabirito Cauê da Mina Rio Bravo.	79
Foto 24	Diferentes gerações de quartzo identificadas pelo estágio de recuperação cristal-plástica em itabirito da Formação Cauê da Mina Rio Bravo.	80
Foto 25	Formas elipsóides achatadas preenchidas por quartzo que lembram	

	micro-esferas achatadas pela deformação em itabirito da Mina Rio Bravo.	81
Foto 26	Sarrafos de microbandas de hematita rotacionados em uma matriz de quartzo recristalizado formando ângulos com o bandamento composicional sugerindo transposição.	82
Foto 27	Núcleos preservados de magnetita no interior de cristais de hematita em zonas de baixo “strain” em itabirito da Formação Cauê na serra da Piedade.	82
Foto 28	Núcleos preservados de magnetita em cristais de hematita em zonas de baixo “strain” em itabirito deformado da Formação Cauê na Mina Rio Bravo.	83
Foto 29	Turmalina em itabirito da Formação Cauê na serra da Piedade.	84
Fotos 30a e b	Diminutos cristais de minerais parcialmente alterados em banda de macroquartzo de itabirito da serra da Piedade (possivelmente jarosita - 30a). Mesma exposição sob luz polarizada (30b).	85
Foto 31	Lâmina polida de amostra do afloramento AD112C mostrando hematitas lamelares da segunda e terceira gerações cortadas por cristais de magnetita da segunda geração parcialmente martitizados para hematita de quarta geração.	110
Foto 32	Lâmina polida de amostra do afloramento GM141 (Figura 5-Anexo 3) de formação ferrífera do Grupo Nova Lima exibindo magnetita de 1ª geração parcialmente martitizada nos planos de cristalização para hematita (martita).	111
Foto 33	Lâmina delgada da amostra FR129 do quartzito da serra do Caraça exibindo microclina clástica originada de fonte granítica.	114
Foto 34	Lâmina delgada da amostra FR130C da matriz do conglomerado do Grupo Maquiné na serra do Caraça exibindo feldspato plagioclásio turvo pré-deformacional e de provável origem vulcânica.	115

Índice de anexos

Anexo 1	Quadro 1 - Evolução da estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero, particularmente na sua borda leste, desde Derby (1882 e 1906) até o levantamento geológico da Folha Mariana pela CPRM (Baltazar & Raposo, 1993).
Anexo 2	Figura 4 - Esboço geológico das imediações de Belo Horizonte e Nova Lima, com localização das áreas amostradas.
Anexo 3	Figura 5 - Mapa de localização da amostragem utilizada na primeira fase da pesquisa na borda oriental do Quadrilátero Ferrífero. Área assinalada no mapa de localização da figura 1.
Anexo 4	Tabela 4 - Relação de amostras de formações ferríferas, metachertes e outros metassedimentos do Quadrilátero Ferrífero empregadas neste trabalho, com suas localizações, aspectos petrográficos e tipos de análises realizadas.
Anexo 5	Descrição de métodos analíticos.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos, profundamente sensibilizados:

ao orientador e amigo, Prof. Eduardo Antônio Ladeira, pelas orientações na seleção do tema e na pesquisa bibliográfica, pelas discussões, esclarecimentos e atenção solícita a qualquer dia e hora, pelo apoio e incentivo nos momentos de desânimo;

ao Prof. Carlos Rosière pela orientação e apoio quanto aos aspectos petrológicos deformacionais dos itabiritos e das formações ferríferas;

aos professores J. H. Grossi Sad, Joel Quemeneur, Arthur Horn, Henri Dupon da UFMG e Mário Figueiredo e Yan McReath da USP pela atenção, orientações e discussões;

aos geólogos colegas e amigos da CPRM, Márcia Zucchetti, Orivaldo Baltazar, Luiz Carlos da Silva, Jodauro da Silva, Sérgio Lima, Wilson Féboli, Luiz A. Brandalise, Carlos Heineck, Atlas Corrêa e Jéssica Carvalho pelas discussões e auxílios tão prestimosos em tantas oportunidades;

ao colega Clayton Piva Pinto pelo apoio e compreensão sem os quais não seria possível concluir este trabalho;

à Sra. Antônia D'Arc Levi, minha colega e amiga, pelo auxílio na tradução de vários textos bibliográficos e à geóloga Denise Chiodi pelas orientações nas montagens de figuras e textos;

aos colegas da CPRM, Oswaldo Pedrosa, João Leão e Terezinha Carvalho pelos desenhos e a Sonia do Carmo Diniz Soares e Maria Alice Rolla Becho pela digitação de textos e tabelas; ao Roger Lúcio Marinho, à Sarah Costa Cordeiro, ao Washington J. Ferreira Santos, ao Felipe da Silveira Silva e ao Esdras da Silveira Silva Filho (Esdrinhas) pelos esclarecimentos pacientes em informática; ao Jairo Rosa da Silva e ao Edson Fernandes da Silva que conduziram-me a vários locais de amostragem;

à minha esposa Luci, pelas correções prestimosas do texto no tumulto de sua labuta diária e à minha filha Tarsila pelo auxílio na edição do texto final.

Sentimo-nos, também, imensamente gratos ao Departamento de Mineralogia e Petrologia do IG da UnB nas pessoas do Prof. José Carlos Gaspar, Anete Oliveira e Onésio Rodrigues Nunes Filho pela orientação e disponibilidade com a microssonda;

à UNAMGEN, na pessoa do colega Sérgio Pereira, pela cessão de várias amostras de subsuperfície da Mina de São Bento;

à MBR nas pessoas dos colegas José Fontela Jr., Renê de Souza Viel e C. H. Moreira pelas orientações e facilidades de acesso à mina de Àguas Claras;

à Mineração Rio Bravo pelas facilidades de acesso;

à CPRM pelo apoio material e financeiro e ao CNPq pelo apoio financeiro (processo 161514/92-8).

Sem o auxílio dessas duas entidades, bem como da UFMG, não seria possível realizar este trabalho.

Finalmente, agradecemos a todas aquelas pessoas que de uma forma ou de outra, contribuíram para esta realização.

Resumo

As formações ferríferas no Quadrilátero Ferrífero se distribuem desde o Arqueano até o Proterozóico Superior. As de maior importância econômica são as do Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas, Arqueano Superior e as da Formação Cauê do Grupo Itabira, Supergrupo Minas do Proterozóico Inferior. As primeiras, pelas jazidas de ouro e as últimas, pelas jazidas de ferro. No Grupo Nova Lima, predominam as formações ferríferas fácies óxido (subfácies magnetita) e silicato com ocorrência subordinada das fácies carbonato e sulfeto. Entretanto, muitas rochas com sulfeto foram geradas por deposição de sílica e sulfeto em ambiente de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas e posteriormente enriquecidos por soluções hidrotermais em zonas de cisalhamento. No Grupo Itabira, as formações ferríferas estão hoje transformadas em itabiritos e hematita compacta. O itabirito é uma rocha altamente deformada e composicionalmente modificada pelos processos tectônicos e metamórficos. Pequenos núcleos preservados de magnetita no interior dos cristais de hematita, sugerem que a maior parte dessas rochas era originalmente formações ferríferas fácies óxido, subfácies magnetita, posteriormente oxidadas por soluções hidrotermais durante os processos de deformação. Os minerais mais comuns nas formações ferríferas arqueanas, além do quartzo, são a siderita, a ankerita, a dolomita ferroana, a magnetita, a martita e, localmente, a clorita. A martita é produto de alteração da magnetita e a ankerita é muitas vezes secundária. Nos itabiritos do Proterozóico Inferior, além do quartzo, o mineral mais comum é a hematita (muitas vezes, com núcleos preservados de magnetita) e, localmente, a dolomita pura. A dolomita ferrosa e ankerita podem ocorrer na base da Formação Cauê, associadas a níveis de cherte carbonático e filito dolomítico. Quanto aos óxidos de elementos maiores, os itabiritos do Proterozóico Inferior se distinguem principalmente pelos teores mais elevados em Fe_2O_3 . Quanto às assinaturas dos elementos terras raras, as formações ferríferas arqueanas exibem três padrões distintos, sendo dois deles, relacionados a fontes submarinas hidrotermais. Os itabiritos apresentam dois padrões de assinaturas de elementos terras raras distintos dos padrões mais comuns nas formações ferríferas arqueanas e mais característicos de águas oceânicas com mais de 100 metros de profundidade. A correlação entre $\Sigma(Co+Cu+Ni)$ e ΣETR permite inferir fontes exalativas hidrotermais submarinas, tanto para as formações ferríferas arqueanas, como para os itabiritos do Proterozóico Inferior. A partir da correlação entre elementos traços e alguns óxidos de elementos maiores é possível supor também uma fonte continental secundária para o ferro dos itabiritos da Formação Cauê. Análises químicas de seixos de formações ferríferas de metaconglomerados de três afloramentos considerados na literatura como do Grupo Maquiné (Arqueano Superior) e do Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio) exibem padrões similares aos das formações ferríferas do Grupo Nova Lima. Desta forma, a simples presença de seixos de formações ferríferas em metaconglomerados do Supergrupo Espinhaço, não é um critério seguro para posicioná-lo estratigraficamente em relação ao Supergrupo Minas.

Abstract

The Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil, contains iron formations distributed from Archean to Late Proterozoic. Economically important are the iron formations of the Nova Lima Group (Late Archean) which host gold ore, and of the Cauê Formation from Itabira Group (Early Proterozoic) which contain iron ore deposits. Oxide facies (magnetite subfacies) and silicate facies iron formations prevail in Nova Lima Group with minor occurrences of carbonate and sulfide facies. However, many sulfide-bearing rocks are related to acid and intermediated volcanism enriched later by sulfide-rich solutions in shear zones. Iron formation of the Itabira Group are now itabirite and hard ore. Itabirite is iron formation strongly deformed and compositionally modified by superimposed tectonic events. Small magnetite cores in hematite suggest that most of these rocks were oxide facies, magnetite subfacies, prior to later oxidation by hydrothermal solutions. Archean iron formation mainly contain, quartz, siderite, ankerite, magnetite, martite as alteration product, and some chlorite. Itabirite of Early Proterozoic age is characterized by quartz, hematite (often with magnetite cores) and locally pure dolomite. At the base of the Cauê Formation, ferroan dolomite and ankerite may be present together with carbonatic cherty levels and dolomitic phyllite. These itabirites are chemically distinct from Archean iron formation, chiefly by the high Fe_2O_3 content and two REE pattern, akin to seawater deeper than 100 m. Iron formation of the Nova Lima Group show three REE pattern, two of these related to hydrothermal sources. The correlation of $\Sigma(\text{Cu}+\text{Co}+\text{Ni})$ and ΣREE suggests a exhalative hydrothermal source for either Archean or Early Proterozoic iron formations, while secondary continental sources of iron for the itabirites may be indicated by the relationship between trace and some major elements. Chemical analyses of pebbles of iron formations from three conglomerate outcrops identified as Maquiné Group (Late Archean) and Espinhaço Supergroup (Middle Proterozoic) exhibit similar REE patterns to these of Archean iron formation of the Nova Lima Group. The presence of Nova Lima type iron formation pebbles in the Precambrian metaconglomerates units of the region is not a decisive criterion to correlate these units either to the Minas or Espinhaço supergroups.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e objetivos

Formações ferríferas constituem um dos temas que talvez tenha gerado um dos maiores acervos de publicações na literatura geológica. Apesar de toda essa gama de informações, pelo menos duas questões continuam ainda obscuras para a grande maioria dos geólogos: qual a origem do ferro das formações ferríferas e por que, no Proterozóico Inferior, a geração dessas rochas foi maior que em qualquer outra época da história geológica da Terra?

Desde o princípio do século, muitos pesquisadores têm tentado responder a essas questões (van Hise & Leith, 1911; Harder & Chamberlain, 1915; Gruner, 1922, 1926, 1930), entre outros. No Brasil, Guimarães (1935) sugeriu para os itabiritos da Série Minas uma origem a partir da metamorfose de hidrossilicatos de ferro, gerados do retrabalhamento de tufos vulcânicos subaquosos. Dorr et al. (1953) rejeitaram essa origem vulcânica da mesma maneira que James (in Dorr et al., 1953) rejeitou uma origem semelhante para as formações ferríferas da região do Lago Superior: pela falta completa de evidências e em virtude das rochas vulcânicas não serem contemporâneas dos itabiritos. Estes mesmos autores defenderam uma origem a partir da deposição química em ambiente subaquoso, sem se preocupar com a origem primordial do ferro, alegando que “pouco se ganha em especular quanto à origem primordial de quantidades tão vastas de ferro e sílica quanto as que se apresentam no itabirito ou mesmo quanto ao ambiente de deposição dos referidos sedimentos químicos que foram comuns na Terra em um estágio de seu desenvolvimento mas que já não estão sendo depositadas”. Na realidade, os referidos autores, de forma pragmática, estavam apenas evitando uma das questões mais intrigantes da história geológica do nosso planeta.

Na mesma linha de pensamento, James (1954) elaborou um modelo faciológico para classificar as formações ferríferas. Este modelo foi utilizado nos Estados Unidos (James, 1966), no Canadá (Goodwin, 1962; 1973) e no Brasil (Dorr & Barbosa, 1963) e teve uma ampla repercussão entre os pesquisadores de todo o mundo. Ainda hoje, tem sido utilizado quase que como um dogma por toda a parte, embora muitas restrições tenham sido colocadas à sua aplicação (Beukes, 1980).

Guimarães (1961) volta a insistir na origem primordial do ferro com um argumento que tem sido o “Calcanhar de Aquiles” daqueles que advogam uma origem continental para o ferro das formações ferríferas: “Atribuir origem continental para o material sedimentar é fugir ao senso de proporções, em vista da massa tremenda de óxido de ferro e à escassez de rochas ferríferas no continente Arqui-Brasil, formado pelo complexo granito-gnáissico, com raras inclusões (xenólitos?) e diques de metabasito.”

Gross (1965) desenvolveu um novo modelo de classificação de formações ferríferas com base nas características fundamentais de alguns tipos de formações ferríferas, separando as associadas a rochas vulcânicas e vulcanismo contemporâneo, daquelas onde não se encontravam evidências imediatas de processos vulcânicos. Este modelo que teve grande aceitação entre os pesquisadores do tema, oferece também as suas restrições, mas teve o mérito de fazer voltar ao palco as discussões sobre a origem primordial do ferro e da sílica.

A primeira das questões fundamentais sobre as formações ferríferas tem encontrado argumentos sólidos nos últimos anos, a partir da década de setenta, com as pesquisas sobre a composição das águas oceânicas e dos fluidos das fontes exalativas hidrotermais submarinas (Corliss et al. 1978, 1979; Bonnot-Courtois, 1981; Elderfiel & Greaves, 1982; Michard et al. 1983). A composição em elementos terras raras de fluidos de fontes exalativas hidrotermais submarinas, de argilas chamosíticas de fundo oceânico a eles relacionadas e das próprias águas oceânicas mostraram-se semelhantes a diversas formações ferríferas do Arqueano e Proterozóico Inferior (Dymec & Klein, 1988; Klein & Beukes, 1989, 1992; Beukes & Klein, 1990, 1992).

A bordo de um submersível especial, a uma profundidade de 2,6 km, geólogos viram os depósitos minerais se formando na crista da Cadeia Oceânica do Leste do Pacífico, 21°N. Jatos de água muito quente a temperaturas de 380+/-30° C eram expelidos de fraturas juntamente com partículas de sulfetos, sulfatos, enxofre nativo e sílica. Em torno dessas exalações hidrotermais se formavam chaminés porosas com até cinco metros de diâmetro e vinte metros de altura. Essas chaminés eram de partículas que sedimentavam e eram cimentadas por hidróxido de ferro e argilas e suas análises mostraram 29% de Zn, 6% de Cu e 43% de Fe (Francheteau et al., 1979).

Embora os processos não estivessem muito claros e as evidências fossem extremamente escassas na primeira metade deste século, o avanço das pesquisas nas duas últimas décadas, vieram mostrar que Guimarães (1935) estava mais próximo da verdade que a grande maioria dos pesquisadores do seu tempo. As fontes mais importantes de ferro e sílica são as exalações vulcânicas hidrotermais submarinas.

O grande enigma ainda é a concentração anômala de formações ferríferas no Proterozóico Inferior. Várias teorias apontam processos de evolução da vida primitiva como responsáveis por essas concentrações (Cloud, 1968, 1973, 1983; Garrels et al. 1973). O Proterozóico Inferior seria caracterizado biologicamente pelo predomínio de organismos procarióticos, ou seja, de organismos que tiravam o oxigênio da matéria inorgânica, de óxidos, sobretudo de ferro e permitiam altas concentrações desse elemento em áreas localizadas dos oceanos. A proliferação desses organismos teria provocado uma inversão na composição da atmosfera que passa de anóxica a rica em oxigênio, prejudicando a sua própria existência. Entre o Proterozóico Inferior e o Proterozóico Médio passam a predominar os organismos eucarióticos que tiram o oxigênio do ar. Com essa mudança teria cessado a produção anômala de formações ferríferas.

Cairns-Smith (1978) e Braterman & Cairns-Smith (1987) referem-se à ausência da camada de ozônio no Proterozóico Inferior e à oxidação do Fe^{2+} da água do mar a Fe^{3+} e precipitação por influência dos raios ultravioletas que atravessariam a atmosfera.

Essas teorias são lógicas e bem elaboradas e a de Cairns-Smith (1978) e Braterman & Cairns-Smith (1987) se apóia em experiências de laboratório, porém, carecem de comprovações. Os registros biológicos do Proterozóico Inferior são raros e insuficientes para sustentar uma produção tão intensa de formações ferríferas.

Ocorrências de minério de ferro de origem sedimentar são conhecidas, em Minas Gérias, desde os tempos coloniais (Eschwege, 1832; Saint Hilaire, 1835). As unidades que contêm essas ocorrências se distribuem do Arqueano Superior ao Proterozóico Superior (Dorr, 1969). Às primeiras estão relacionadas as mineralizações auríferas do Grupo Nova Lima

do Supergrupo Rio das Velhas; e todas as grandes jazidas de ferro do Quadrilátero Ferrífero, Centro Sul de Minas Gerais, estão encaixadas na Formação Cauê do Supergrupo Minas do Proterozóico Inferior.

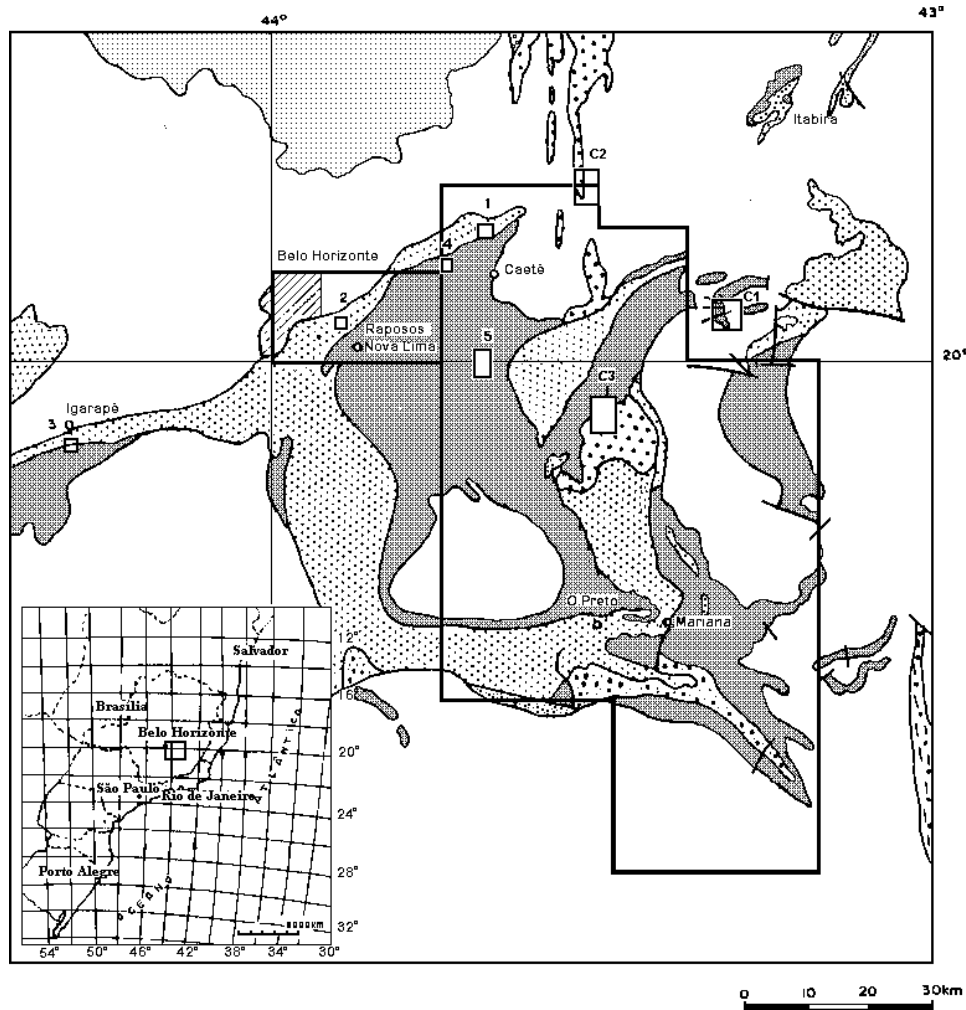
A rocha mais comum nesta formação é o itabirito, caracterizado por uma alternância de camadas de hematita e sílica bem recristalizadas. Guimarães (1935) interpretou este bandamento como de origem tectônica e, de fato, embora se possa perceber em muitos locais o acamamento sedimentar original, a maior parte das microbandas sedimentares está rotacionada, rompida, dobrada e transposta, evidenciando uma forte deformação tectônica. Por outro lado, o teor de hematita nessas rochas é muito mais elevado que nas rochas arqueanas, o que sugere um estado de oxidação muito mais elevado. Esses itabiritos sofreram, além de modificações texturais, também modificações mineralógicas e o regime tectônico que os afetou foi diferente daquele a que foi submetida a maior parte das rochas arqueanas.

No entanto, esses processos não foram suficientes para promover modificações acentuadas nos teores dos elementos terras raras dessas rochas, com exceção do Eu e do Ce que por apresentarem duas valências, são mais sensíveis às variações do estado de oxidação.

Neste trabalho propõe-se comparar as composições químicas e mineralógicas das formações ferríferas arqueanas e dos itabiritos do Proterozóico Inferior. A partir de suas composições químicas, particularmente quanto aos teores dos elementos terras raras, pretende-se inferir alguns aspectos de seus possíveis ambientes de deposição, bem como as prováveis fontes primárias de seus elementos. Com esses dados, comparar-se-ão seixos, supostamente das mesmas rochas, de conglomerados do Grupo Maquiné e do Supergrupo Espinhaço, procurando identificar suas fontes mais prováveis. Esse procedimento poderá trazer subsídios à solução de questões estratigráficas ainda pendentes no Quadrilátero Ferrífero.

1.2 Localização e acesso

A área escolhida para desenvolvimento deste trabalho, situa-se entre os paralelos 19°45' S e 20°30' S e entre os meridianos 43°20' e 44°30' a W.Gr. (Figura 1). Nela se insere a região tradicionalmente conhecida como Quadrilátero Ferrífero, cartografada pelo convênio DNPM/USGS, na escala 1:25.000 entre 1946 e 1962 e partes das quadrículas Mariana e Rio Espera recentemente cartografadas na escala 1:100.000 pelo convênio DNPM/CPRM (1985 a 1992). Várias minas de ferro a céu aberto e de ouro, na sua maioria subterrâneas, estão em atividade na região, possibilitando uma amostragem segura e isenta de alterações intempéricas. Por outro lado, a proximidade de um grande centro comercial e industrial como Belo Horizonte, facilitou a infraestrutura necessária ao desenvolvimento dos trabalhos, com o apoio da Universidade Federal de Minas Gerais e da Cia. de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM. Além do mais, trata-se de uma das regiões mais bem conhecidas geologicamente no país e que está ligada a todos os outros grandes centros por rodovias asfaltadas, ferrovias, linhas aéreas regulares e toda sorte de telecomunicações modernas.



LEGENDA









- | | | | |
|---|----------------------|---|-------------------------------------|
|  | Grupo Bambuí |  | Supergrupo Minas |
|  | Grupo Macaúbas |  | Grupo Dom Silvério |
|  | Supergrupo Espinhaço |  | Supergrupo Rio das Velhas |
|  | Grupo Itacolomi |  | Granitos e gnaisses indiferenciados |

Fig. 1 - Localização da região trabalhada com as áreas amostradas neste trabalho. Geologia compilada do Mapa Geológico de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 do IGA (Instituto de Geociências Aplicadas da Secretaria de Planejamento e Coordenação Geral do Estado de Minas Gerais - 1976).

1.3 Aspectos geográficos e paleogeográficos

Duas bacias hidrográficas se dividem na área: a do São Francisco a oeste, e a do rio Doce, a leste. A primeira, com seus afluentes da margem direita, rios das Velhas e Paraopeba e seus tributários, foi de fundamental importância no desenvolvimento urbano e industrial da região. A segunda está representada pelos rios Piracicaba, do Carmo, Gualaxo do Norte e Gualaxo do Sul, sendo este último formado pelo rio Maynart, todos afluentes, pela margem esquerda do rio Doce. Estes rios na região do Quadrilátero, estão profundamente encaixados e esculpam encostas com desníveis, às vezes, superiores a 1000 metros. A serra do Caraça, prolongamento para sul da serra do Espinhaço, constitui o divisor mais elevado entre as duas bacias, mostrando cotas superiores a 2000 metros. As serras das Cambotas, ao norte e de Ouro Preto, do Itacolomi e Cibrão, ao sul, são os outros divisores. Todas essas elevações são dominadas por seqüências quartzosas dos grupos Caraça e Itacolomi e do Supergrupo Espinhaço.

Com exceção desses divisores, quase todos os grandes acidentes topográficos da região são sustentados por cangas lateríticas sobre itabiritos da Formação Cauê a cotas de 1200 a 1400 metros que, segundo King (1956), representam os restos de uma imensa superfície de pediplanação de idade cretácea, denominada Superfície Pós-gondwana.

Entretanto, reavaliações feitas na região do Quadrilátero Ferrífero (Barbosa & Rodrigues, 1965; Barbosa, 1980) mostraram que o método de projeção de superfícies de aplainamento utilizado por King (1956) é susceptível de erro. Ao analisar o relevo da serra do Caraça, Barbosa (1980) identificou doze níveis de erosão entre as cotas de 1125 e 2122 metros, sendo que destes, apenas dois (1886 e 1879 m) apresentaram características que permitiram indentificá-los como restos de superfícies de aplainamento nos seus níveis originais. Juntamente com a serra do Itacolomi, ao sul do Quadrilátero, com restos de superfícies de aplainamento a 1647 e 1641m, estas cotas são expressões da mais antiga superfície de erosão detectável no Quadrilátero Ferrífero e que se formou antes dos grandes anticlinais serem totalmente esvaziados, como se encontram atualmente.

Constatou-se posteriormente (Barbosa, 1980) que os demais níveis observados na serra do Caraça, estavam relacionados às falhas de empurrão do Ciclo Brasileiro, reativadas no Mesozóico/Cenozóico e apresentavam uma extensão muito menor que os níveis das superfícies cimeiras (1886 - 1879 m).

Evidência de uma neotectônica que reativou o maciço do Caraça é a fragmentação muito abrupta, entre os restos dos níveis cimeiros. Alguns desses níveis chegam à borda de um declive muito forte evidenciando o corte por erosão posterior que teria interrompido uma superfície já pronta. Almeida (1967) refere-se a uma reativação tectônica que teria se iniciado no Jurássico Superior e que pode ser a mesma que atingiu a serra do Caraça. Aparentemente essa reativação, em parte, aproveitou antigos planos de falhas de empurrão, provavelmente do Ciclo Brasileiro.

As únicas superfícies datadas por fósseis no Q.F. são as que contêm as bacias do Gandarela e de Fonseca e a Lagoa do Miguelão no sinclinal da Moeda. Entretanto, “a situação estruturalmente complicada e sujeita a interpretações muito divergentes, impede de considerar as folhas moldadas nos linhitos da Bacia do Gandarela como um dado de confiança” (Barbosa, 1980).

Duarte (1958) identificou folhas da espécie *Oxandra Emygdiana* em sedimento da Bacia de Fonseca, atribuindo a esta, uma idade pliocênica. Segundo Dorr (1969) os sedimentos dessa bacia têm cerca de 85 metros de espessura e foram depositados inicialmente em ambiente fluvial, passando, posteriormente, a ambiente lacustrino. Na base, tem 7 metros de seixos de granito, gnaisse, filito e quartzo recobertos por arenito, argila e siltito até 27 metros. Lentes de linhito com cerca de 2 cm de espessura ocorrem, entre outros sedimentos, após este pacote de características fluviais. Os seixos observados não são compatíveis com as áreas fontes hoje expostas imediatamente a oeste da bacia: quartzito, itabirito, rocha ultrabásica. Os sedimentos lacustrinos do topo são tamponados por concreções ferruginosas.

Segundo Barbosa (1980), a bacia de Fonseca poderia ser interpretada como uma pequena depressão intermontana devido ao tipo de preenchimento. A preservação de seixos de granito sugere que o tamponamento ferruginoso se deu logo após o enchimento da bacia. A crosta ferruginosa que constitui hoje o planalto de canga que a envolve, está a cotas de 914m, 876 m e 862 m e “sugere uma fase de erosão agressiva que revestiu a bacia de Fonseca com detritos de várias naturezas, cimentados posteriormente”(Barbosa, 1980). Essa crosta tem pedimentos de material torrencial das serras do Caraça e do Conta História e, segundo o mesmo autor, pode-se supor para a mesma uma idade pliocênica que é compatível com outros depósitos cenozóicos do Brasil, como a Série Barreiras, por exemplo.

Regali & Pinto (1991) constataram para a sedimentação da Bacia de Gandarela, uma idade neo-eocênica correlacionada ao soerguimento das serras da Mantiqueira e do Mar neste período. Portanto, se as bacias de Gandarela e Fonseca forem cronologicamente correlatas, esta última é mais antiga que supunha Barbosa (1980).

A segunda geração de superfícies de aplainamento no Quadrilátero Ferrífero está representada pelas cristas das serras da Moeda, do Curral e da Gandarela. As da Moeda e Gandarela são esculpidas em abas de grandes dobras sinclinais e a do Curral, no flanco invertido de uma grande dobra anticlinal recumbente. A erosão, em parte, está controlada pelos quartzitos da Formação Moeda e pelos itabiritos da Formação Cauê. Porém, as abas dos sinclinais foram aplainadas após o esvaziamento dos anticlinais gerando uma superfície que tem correspondentes também em rochas do Grupo Nova Lima, em elevações próximas à localidade homônima, a cotas de 1314 e 1315 m (Barbosa (1980), o que sugere que o controle dessa erosão não é totalmente de caráter litológico. Além disto, a ocorrência de um pedimento com sedimentos flúvio-lacustres que sai da serra do Curral e se dirige para leste do sítio urbano de Belo Horizonte, sugere um aplainamento ao nível de 1300 m que coincide com o nível das elevações de Nova Lima.

King (1956) interpretou esta superfície como duas superfícies correlacionáveis aos níveis de erosão Gondwana e pós-Gondwana. Porém, segundo Barbosa (1980), esta interpretação não se justifica e as variações das medianas se devem, ora à proteção por espessas crostas ferruginosas, ora pelo adelgaçamento da Formação Cauê.

1.4 Estado da arte

1.4.1 Formações Ferríferas e Itabiritos

As Formações Ferríferas foram definidas por James (1954), como sedimentos químicos, finamente bandados, contendo 15% ou mais de Fe de origem sedimentar, comumente, mas não necessariamente contendo leitos de cherte. Trendall, (in Kimberley, 1989a), propôs que formação ferrífera fosse qualquer rocha sedimentar tendo como principal característica um conteúdo anômalo de ferro. Beukes (1973), fez uma distinção, separando rochas sedimentares ricas em ferro (com mais de 15% de Fe) de rochas sedimentares ferrosas (com menos de 15% de Fe), sendo formação ferrífera um nome geral para rochas sedimentares ricas em ferro precipitadas química ou bioquimicamente e que pertencem à família das rochas sedimentares com cherte e minerais de Fe. Definiu, no mesmo artigo, formação ferrífera bandada como uma variedade litológica comum de formação ferrífera que consiste de mesobandas de cherte se alternando ritmicamente com mesobandas de minerais de ferro. Distinguiu ainda Formação Ferrífera, com letra maiúscula, como uma unidade litoestratigráfica caracterizada pela predominância de formações ferríferas como definidas anteriormente. Kimberley (1989a), fez um outro tipo de distinção, sugerindo o nome “ironstone” para qualquer rocha sedimentar que contenha acima de 15% de Fe e formação ferrífera para qualquer unidade de rocha mapeável, composta principalmente por “ironstones”, limitada na parte superior e inferior por camadas de “ironstones”. Trendall (1973), definiu mesobandas como bandas alternadas de cherte e bandas ricas em minerais de ferro com espessuras que variam de um milímetro a vários centímetros, sendo que corpos de espessuras métricas caracterizados por conjuntos de mesobandas alternadas com outro ou outros tipos de rochas sedimentares, são chamados macrobandas. As microbandas apresentam espessuras de 0,2 mm a 2 mm e compõem algumas mesobandas.

Tendo em vista a composição mineralógica um tanto diversificada dessas rochas, James (1954), distinguiu, entre elas, quatro fácies sedimentares conforme a profundidade e as condições de Eh e pH das águas das quais se precipitaram: fácies óxido, caracterizada pela presença de hematita ou magnetita, fácies silicato, por greenalita, minnesotaita e/ou stilpnomelânio, fácies carbonato, por siderita e ankerita e fácies sulfeto por pirita e outros sulfetos. Beukes (1973), elaborou uma representação diagramática dessas fácies com base nas porcentagens de minerais de ferro, cherte, argilo minerais e carbonatos de Ca e Mg (Fig. 2). Apesar das limitações que se têm colocado a esse modelo, particularmente diante do fato de que as formações ferríferas são quase sempre encontradas como rochas metamórficas e a mineralogia típica da fácies silicato é raramente observada na sua forma original, ele parece já consolidado na literatura e é largamente utilizado.

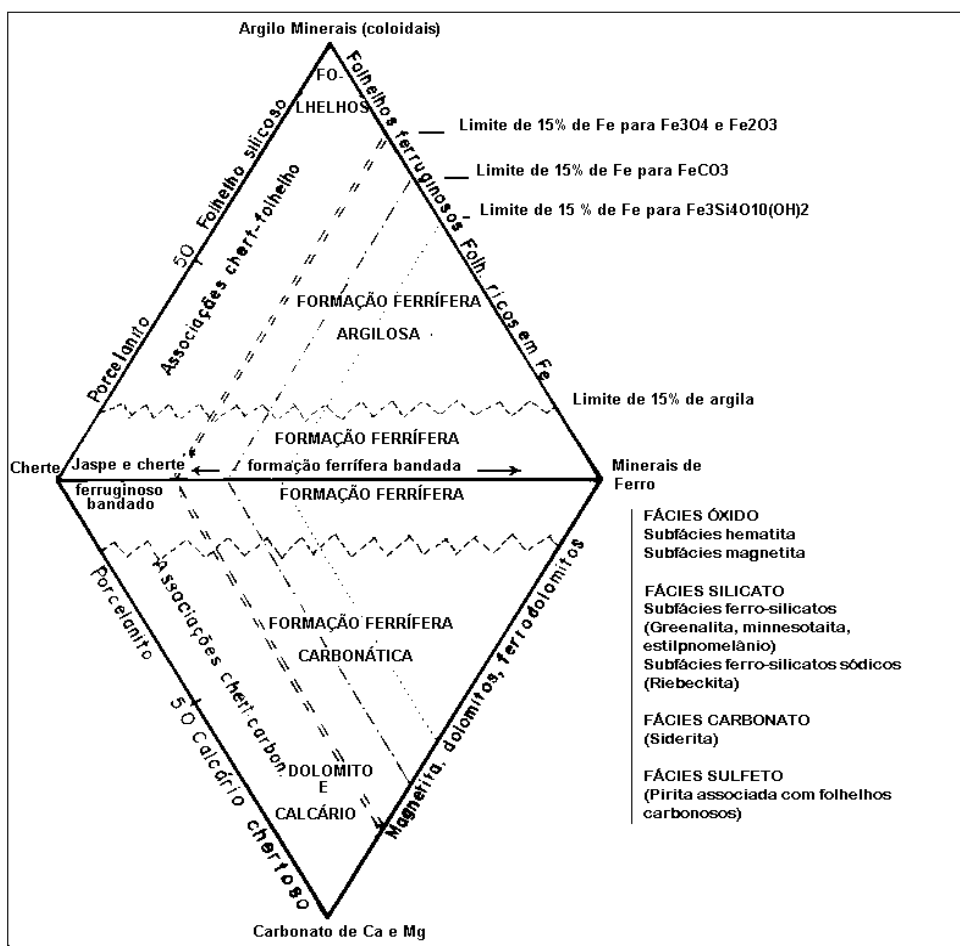


Fig. 2 - Diagrama de classificação modal de formações ferríferas e rochas correlatas, segundo Beukes (1973).

Gross (1965) classificou as formações ferríferas com base em aspectos fundamentais de depósitos tipo como Algoma e Lago Superior (Tabela 1). Apesar das críticas que se levantam sobre o fato de que os modelos metalogenéticos não se repetem exatamente com as mesmas características em nenhum lugar do mundo, essa classificação já alcançou um elevado grau de aceitação entre geólogos do mundo inteiro.

Gross (1991) fez uma revisão sobre todos os conceitos e teorias sobre origem das formações ferríferas e conservou a classificação anterior, consagrando definitivamente os tipos Algoma e Lago Superior. Maynard (1991) fez uma outra revisão, mantendo os tipos Algoma e Lago Superior e reduzindo os tipos Clinton e Minnete, que vinham sendo citados na literatura como tipos independentes, a um único tipo, o Clinton, que ele distinguiu das formações ferríferas como “ironstones”. No mesmo texto se referiu a um outro tipo de formação ferrífera: o tipo Rapitan já descrito na literatura por vários autores como Dorr (1973), Trendall (1973), Yeo (1981,1987), Breitkopf (1988), como formações ferríferas do Proterozóico Superior associadas a depósitos glaciogênicos.

Tabela 1 - Classificação de formações ferríferas quanto ao depósito tipo.

TIPO	DESCRIÇÃO	ASSOCIAÇÕES	DIMENSÕES E AMBIENTE	POSIÇÃO NAS SEQUÊNCIAS E IDADES
Lago Superior e Krivoy Rog	Rochas ricas em cherte, finamente bandadas com camadas ferríferas. Grânulos e oólitos de cherte e minerais de ferro constituem característica textural típica. Não apresentam material clástico a não ser em zona de transição. Notável a alternância de camadas ricas e pobres em ferro e cherte. O bandamento pode ser interrompido por lentes nodulares ou alongadas de cherte e jaspe ou por raras estratificações cruzadas. Deformações ou micro fraturamento aparecem em alguns grãos de cherte. Estilólitos são comuns.	Associação com quartzitos, folhelhos negros carbonáticos, conglomerados, dolomitos, cherte maciço, brecha de cherte e argilitos. Rochas vulcânicas não se encontram comumente associadas.	Camadas contínuas se estendem por centenas de quilômetros com espessuras de dezenas a centenas de metros ao longo de margens de bacias geossinclinais. De águas rasas de plataformas continentais e bacias miogeossinclinais.	Ocorre nos níveis mais inferiores da sequência que jaz discordante sobre embasamento altamente metamorfoso. De idade proterozóica inferior em quase todo o mundo, embora possa ocorrer em outros períodos.
Algoma e Lahn Dill	Tipicamente bandada com finas intercalações de jaspe ou cherte ferruginoso cinza, hematita e magnetita. Localmente siderita, carbonato, silicatos de ferro e sulfetos. Ocasionalmente ocorrem camadas maciças de siderita e pirita-pirrotita. Texturas oolíticas granulares são ausentes ou raras, exceto nas ocorrências fanerozóicas.	Estreitamente associadas a vários tipos de rochas vulcânicas, com presença de lavas almofadadas, tufos, rochas piroclásticas e derrames. Também grauvacas, ardósias cinzas e verdes e folhelhos carbonosos negros. Tufos e leitos clásticos finos ocorrem intercalados.	Interpretadas como de ambientes eugeossinclinais.	Comumente no Precambriano Inferior, mas também no Fanerozóico.
Minette	Tipo mais comum e generalizado de sedimentos ferruginosos oolíticos sem cherte. Cor amarronzada e verde escuro. Composto principalmente de siderita e silicatos de ferro como chamosita e ferrosilicatos, assim como de goetita-siderita. A sílica, que em geral atinge mais de 20%, se aloja na chamosita, ferrosilicatos e, em menor proporção, em grãos clásticos de cherte. Teores de ferro inferiores a 40% e teores de fósforo superiores aos do tipo Lago Superior e Algoma. Fácies carbonática e silicática prevalecem. Acamamento mais lenticular e menos maciço que no tipo Clinton.	Comumente associado com folhelhos carbonosos negros, argilitos sideríticos ou chamosíticos e arenitos. Citadas sedimentações cíclicas: siltitos calcários, siltitos sideríticos, carbonatos sideríticos, sedimentos oolíticos calcários, goetíticos ou chamosíticos.	Ambiente marinho ou de águas salobras em bacias rasas.	Abundante em sequências mesozóicas e terciárias da Europa.
Clinton	Tipicamente em camadas maciças de cor vermelho forte e púrpura, com texturas oolíticas, compostas de uma mistura de hematita, chamosita e siderita. Diferem do tipo Lago Superior pela ausência de cherte, estando a sílica principalmente em ferro-silicatos. Assemelham-se ao tipo Minette do qual se diferenciam por ter mais hematita que chamosita ou carbonato como principal mineral de ferro. O teor de Fe é maior que 40% e o fósforo varia de 0,4% a 0,7%.	Associam-se a folhelhos carbonosos, folhelhos arenosos, dolomitos e calcários. Em áreas marginais, camadas finas intercalam-se com folhelhos.	Desenvolvem-se em margens continentais ou em partes rasas de miogeossinclinais.	Comuns em rochas do Cambriano ao Devoniano, mas alguns tipos de idade precambriana se encontram no Transvaal, África.

Kimberley (1978), classificou as formações ferríferas em seis tipos que se distinguem pela ambiência sedimentar onde foram gerados. Esse modelo foi modificado posteriormente pelo próprio autor (Kimberley, 1989a), particularmente na definição do ambiente de geração das formações ferríferas tipo MECS-IF e SCOS-IF (vide Tabela 2) sem, entretanto, promover grandes mudanças conceituais. A sua aplicação não é universal, exigindo o conhecimento preciso dos complexos ambientes sedimentares onde as formações ferríferas foram geradas, através da observação de estruturas primárias delas e de todo o pacote rochoso associado. Por isto tal classificação não se tornou popular entre os pesquisadores. Genericamente pode-se comparar as formações ferríferas tipo Lago Superior de Gross com as

formações ferríferas tipo MECS-IF e as formações tipo Algoma com as tipo SVOP-IF e ou DWAT-IF.

Tabela 2 - Classificação paleoambiental de Kimberley (1978, 1989a).

Acrônimo	Nome	Características
SVOP - IF	Formações ferríferas de plataforma vulcânica rasa.	Ricas em cherte, predomi - nadamente arqueanas e paleozóicas.
MECS - IF	Formações ferríferas de plataforma marinha aberta, ricas em sedimentos químicos e pobres em metazoários.	Ricas em cherte, bandea- das, tipo mais abundante no Proterozóico Inferior.
SCOS - IF	Formações ferríferas arenosas, argilosas e oolíticas de mar raso ponteadas de ilhas.	Pobres em cherte, predo - minantemente arqueanas.
DWAT - IF	Formações ferríferas de águas profundas.	Ricas em cherte, predomi- nantemente arqueanas.
SOPS - IF	Formações ferríferas de mares rasos, arenosas e pobres em oolitos.	Pobres em cherte, ricas em glauconita, somente no Fanerozóico.
COSP - IF	Formações ferríferas de pântanos carbonosos.	Pobres em cherte, não oo- líticas, somente no Fane- rozóico

Classificações com base apenas em aspectos descritivos de campo e de lâminas delgadas foram apresentadas por vários autores como Trendall (1965), Trendall & Blokley (1970), Dimroth & Chauvel (1973), Dimroth (1977). Elas ressaltam mais os aspectos visuais das rochas e são mais aplicáveis em trabalhos de campo. Beukes (1980) reuniu os conceitos apresentados por esses autores e desenvolveu um tipo de classificação que contempla os aspectos texturais, estruturais e composicionais objetivando uma nomenclatura de formações ferríferas que fosse tão instrutiva sedimentologicamente como aquelas para rochas carbonáticas (Folk, 1962; Dunham, 1962) e para rochas siliciclásticas (Selley, 1976). Essa classificação contemplava também as rochas metamórficas para as quais introduziu prefixos como birito, para formações ferríferas metamórficas microbandadas, fels para formações ferríferas metamórficas maciças e macroquartzo para bandas maciças de cherte metamórfico. Dessa forma os itabiritos do Quadrilátero Ferrífero (QF) passaram também a ser considerados numa classificação geral de formações ferríferas (Tabela 3).

O termo itabirito tem sido muito utilizado, em Minas Gerais, para designar uma rocha ferrífera metamórfica bandada, embora tenha sido cunhado por Eschwege em 1822 (in Renger, 1979), especificamente para designar os corpos de minério de ferro maciços ricos em hematita. Dorr & Barbosa (1963), redefiniram-no à luz do trabalho clássico de James (op. cit) da seguinte forma: “O termo itabirito se refere a uma formação ferrífera fácies óxido laminada e metamórfica na qual as bandas de cherte

Tabela 3 - Classificação e nomenclaturas propostas para as formações ferríferas (Seg. Beukes, 1980)

I - Formações ferríferas aloquímicas (partículas e fragmentos de sedimentos químicos transportadas)

II - Formações ferríferas ortoquímicas

III - Formações ferríferas autóctones (predomínio de ferritmito) formações ferríferas químico/bioquímicas.

Equivalente metamórfico: Formação ferrífera > itabirito

NOMENCLATURA

Feições extraordinárias	Mineralogia				
1. Mineralógica, textural, estrutural etc.	2. Composição do femicrito	3. Mesobandas de cherte (stones)		4. Mesobandas de femicrito	
		3.1 Textura	3.2 Estruturas	4.1 Textura	4.2 Estruturas
Ankerítica	Hematita	Aloquímicos	Ribbon Espessura < 10 mm	Aloquímicos	
Riebeckítica	Magnetita	Discos	Onda	Discos	Felutito (maciço)
Piritosa	Estilpnomelânio	Chipes	Pod	Chipes	
Chertosa	Greenalita	Pisólitos		Pisólitos	Ferritmito (micro-laminado)
	Minnesotaita	Oncólitos	Banda Espessura > 10 mm	Oncólitos	
	Silicato+ siderita= colorsiderita	Intraclásticos	Billow	Intraclásticos	Metamórfico
	Siderita	Oóides	Pillow	Pelóides	Lutito > fels
		Pelóides		Oóides	Ritmito > birito
	Metamórfica	Peletes	Metamórfica	Peletes	
	Estilpnomelânio>biotita		Estruturas similares		
	Minnesotaita>grunerita	Estromatolítico	Cherte>Macroquartzo	Ondulados	
	Também vários outros tipos de minerais metamórficos podem estar presentes				
	Chertes ferruginosos	Formações ferríferas			
	Mesobandas de cherte se alternado com mesobandas de femicrito = Formações ferríferas bandadas.				

EXEMPLOS DE NOMES DE ROCHAS

A.2 como 4.2 : Siderita lutito, greenalita-siderita ritmito, etc. - formações ferríferas

B.4.1 em 4.2 : discolutito, peletelutito, etc.

C.3.1 em 3.2 : ooidstone, peloidstone, cherte estromatolítico - cherte ferruginoso.

D.3.2 alternando com 4.2 : ribbonlutito, podritmito, pillowlutito, etc.

E.3.1 em 3.2 alternando com 4.2 : ooidebandalutito, peleteribbonlutito, etc.

F.3.2 alternando com 4.1 em 4.2 : bandaintralutito, pillowpeletelutito, etc

G.3 alternando com 4 : ooidebandapeloidelutito, etc (preferir descrições)

H. Adjetivos mineralógicos Minerais predominantes colocados primeiro. Mineral constituindo “aloquímico” ou mineral que está presente em mesobanda de cherte é grifado como em greenalita-siderita ooluto (oólitos de siderita em uma matriz de greenalita lutito).

ou jaspe originais estão recristalizadas como quartzo granular e o ferro está presente como hematita, magnetita ou martita. As bandas de quartzo contêm quantidades variáveis, porém menores, de óxido de ferro e as bandas de óxido de ferro podem conter quantidades variáveis, porém menores, de quartzo. O termo não inclui quartzito de origem clástica com cimento de óxido de ferro, mesmo que tais rochas sejam grosseiramente bandadas. Refere-se somente às rochas nas quais o quartzo seja megascopicamente reconhecível como cristalino a fim de diferenciá-lo das formações ferríferas fácies óxido não metamórficas. Uma certa quantidade de impurezas sob a forma de dolomita ou calcita, argila e minerais metamórficos derivados desses materiais pode estar incluída, mas estes nunca devem ser constituintes dominantes por qualquer espessura notável. Quando isto acontece o termo deve ser distinguido por um nome de mineral qualificador apropriado, (por exemplo, itabirito dolomítico, uma rocha na qual a dolomita substitui o quartzo de maneira generalizada). Raramente o itabirito grada para cherte ferruginoso que, quando recristalizado, pode parecer itabirito de alto grau, embora comumente seja mais fino e mais branco. Para evitar confusão deve ser estabelecido um limite de 25% de Fe. Este procedimento é prático, uma vez que poucos itabiritos são pobres em ferro e a maioria dos chertes ferruginosos não contêm tanto ferro. O itabirito pode gradar para hematita pura por enriquecimento em ferro e remoção de quartzo: o teor limite fica bem em 66% de ferro, porque acima deste limite o quartzo é raramente concentrado em lâminas regulares”.

As formações ferríferas têm sido abordadas na literatura sob vários ângulos. Ora como rochas sedimentares com estruturas primárias preservadas através das quais se definem seus ambientes de deposição, ora como rochas metamórficas sem estruturas primárias preservadas e onde é possível definir fácies mineralógicas metamórficas. Neste último caso estão incluídos os itabiritos com suas faciologias metamórficas relativamente simples. Esta associação mineralógica sugere que a fácies original dos itabiritos teria sido, realmente, a fácies óxido, uma vez que o quartzo, a hematita e a magnetita apenas se recristalizam e aumentam os tamanhos dos grãos com as condições crescentes de temperatura e pressão (James, 1954; Klein, 1973). A fácies silicato é mais sensível às mudanças das condições metamórficas.

Klein (1966; 1973), não faz uso do termo itabirito, mas tão somente procura classificar as formações ferríferas pelas suas faciologias mineralógicas e químicas. Floran & Papike, (1978), desenvolveram um estudo completo sobre variações das condições metamórficas na Formação Ferrífera Gunflint entre Minnesota e Ontário, abordando desde as formações ferríferas não metamórficas, até aquelas de alto grau metamórfico. Nesse artigo os autores sugerem uma série de reações metamórficas partindo de fases primárias como greenalita $\text{Fe}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, siderita FeCO_3 e ankerita $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg})(\text{CO}_3)_2$.

Dymek & Klein (1988) distinguiram para uso prático nas formações ferríferas do cinturão supracrustal de Isua (Groenlândia), seis fácies de formações ferríferas combinando critérios químicos e mineralógicos: formações ferríferas com quartzo e magnetita, formações ferríferas magnesianas, formações ferríferas aluminosas, formações ferríferas gráficas, formações ferríferas ricas em carbonatos e formações ferríferas ricas em quartzo e silicatos.

Klein & Beukes (1989) e Beukes & Klein (1990) caracterizaram e estudaram o ambiente de deposição de formações ferríferas de baixo grau metamórfico do Proterozóico Inferior do Supergrupo Transvaal da África do Sul. As fácies sedimentares foram identificadas pelas fases mineralógicas e os ambientes deposicionais inferidos com base nos teores de elementos traços, particularmente os de terras raras, sem qualquer referência a um modelo de classificação preliminar. Esses mesmos autores (Klein & Beukes, 1992 e Beukes & Klein, 1992) apresentaram um resumo dos diversos trabalhos e conceitos desenvolvidos nos últimos anos.

1.4.2 Formações ferríferas em Minas Gerais

As rochas ferríferas em Minas Gerais são conhecidas desde os tempos coloniais. O botânico francês, Saint Hilaire, se refere a uma mineração de ferro em desenvolvimento nas imediações de Morro do Pilar, de propriedade da coroa portuguesa, por volta de 1816. Na mesma época, o engenheiro francês, João Monlevade, nas imediações de Itabira, mantinha uma pequena indústria de equipamentos para minerações de ouro, fabricados com o minério de ferro da região.

Harder & Chamberlin (1915) foram os primeiros a individualizarem, no Quadrilátero Ferrífero, uma unidade constituída essencialmente de itabiritos e calcários, que designaram de Formação Ferrífera Itabira. Mais tarde, Dorr et alii (1957) redefiniram esse termo como grupo e o dividiram em duas Formações: Cauê, inferior e Gandarela, superior (Dorr, 1958a;b).

Segundo Dorr, (1973), as formações ferríferas do Quadrilátero se distribuem em cinco níveis estratigráficos distintos (fig.3). O mais importante é o Itabirito Cauê do Grupo Itabira, unidade média do Supergrupo Minas. É nesta unidade que estão as maiores jazidas de ferro e ela é a única que contém os minérios de alto teor do Quadrilátero Ferrífero.

O segundo nível estratigráfico portador de formações ferríferas, em importância econômica, está relacionado ao Supergrupo Rio das Velhas. As formações ferríferas do Grupo Nova Lima, deste supergrupo, constituem as rochas hospedeiras de mineralizações auríferas primárias do Quadrilátero Ferrífero.

Os outros três níveis estão relacionados ao Grupo Tamanduá, à Formação Sabará do Grupo Piracicaba e ao Grupo Itacolomi. Essas unidades não são economicamente atraentes e têm sido motivo de controvérsias na estratigrafia da região.

Segundo Dorr (op.cit.), já havia no início da década de setenta, entre os geólogos que trabalhavam na região, uma tendência a elevar o Grupo Tamanduá à categoria de série ou supergrupo independente, posicionado entre as séries Minas e Rio das Velhas, correlacionando os quartzitos desta unidade aos quartzitos que se estendem para norte até as imediações de Diamantina e além. Mais tarde, o Projeto LETOS (Costa *et alii*, 1976) e Loczy & Ladeira (1976) passam a designar esta unidade como Supergrupo Espinhaço.

Série	Grupo	Form.		Descrição
Itacolomi 600Ma				Superfície atual de erosão Molassa, clásticos grossos, algumas vezes fíliticos, quartzito ferruginoso e, possivelmente, formações ferríferas com rochas clásticas grossas.
				Profunda discordância erosiva Discordância estrutural fraca
				Poucas e finas lentes de formações ferríferas fácies óxido em sedimentos eugeossinclinais. Rochas vulcânicas e turbiditos. Discordância erosiva local mas significativa.
				Sedimentos miogeossinclinais altamente diferenciados com quartzitos ferruginosos na base. Menor discordância erosiva local
				Extensas e espessas coberturas de form. ferríferas. O Itabirito Cauê sotopõe e se interdigita com a Formação Gandarela. Esta contém finas lentes de form. ferrífera fácies óxido.
Minas 1300Ma	Piracicaba	Sabará		Contato gradacional Cobertura transgressiva de rochas clásticas de miogeossinclinal Possível discordância erosional
	Itabira			Não deposição do Grupo Tamanduá, na maior parte do Quadrilátero Ferrífero
	Caraça			Longas e finas lentes de form. ferr. fácies óxido em filito recobrimdo quartzito parálico grosso. Grande discordância erosional e estrutural.
	Tamanduá			Muitas finas lentes de formação ferrífera fácies carbonato em sedimentos eugeossinclinais. Abundantes rochas vulcânicas e turbiditos. Formações ferríferas tipo Algoma.
Rio das Velhas 2700Ma	Nova Lima			

Fig. 3 - Distribuição estratigráfica das formações ferríferas do Quadrilátero Ferrífero segundo Dorr (1973).

Schorscher (in Sichel, 1983), sugeriu a correlação da Formação Sem Nome do Grupo Tamanduá segundo Simmons & Maxwell (1961), ao Grupo Nova Lima da Série ou Supergrupo Rio das Velhas. Ladeira & Viveiros, (1984), sugeriram, por sua vez, a correlação da Formação Sabará ao Grupo Nova Lima. Cabe lembrar que Guimarães (1931), já estendia a sua Série Itacolomi até a região de Diamantina e Hirson (1967), sugeriu o posicionamento do Grupo Tamanduá da Serra das Cambotas, na base da Série Itacolomi. Freitas et alii (1991) provaram que os quartzitos daquela serra são os mesmos do Supergrupo Espinhaço, o que demonstra que pelo menos parte da Série Itacolomi de Guimarães (1931), constitui o atual Supergrupo Espinhaço. O quadro 1 (Anexo 1) mostra a evolução da estratigrafia do Quadrilátero desde Derby até os dias atuais.

Apesar do profundo conhecimento de campo e mesmo petrográfico dessas unidades ferríferas do Quadrilátero Ferrífero, poucas análises químicas visando sua classificação petrogenética, têm sido realizadas. Barbosa e Grossi Sad (1973) apresentaram resultados de análises de elementos traços em minérios de Fe e rochas associadas do Quadrilátero. Ladeira (1980) analisou e discutiu formações ferríferas do Grupo Nova Lima na Mina de Raposos. Müller et alii (1982) desenvolveram um trabalho em formações ferríferas do Q.F. utilizando análises isotópicas de oxigênio e Viel et alii (1987) apresentaram e discutiram análises químicas de óxidos maiores de itabiritos dolomíticos frescos e alterados da formação Cauê do Grupo Itabira na Mina de Águas Claras. Dossin (1985) fez comparações dos padrões dos elementos terras raras, normalizados por condrito, de formações ferríferas da serra da Serpentina em Conceição do Mato Dentro, ao norte do Quadrilátero, com várias formações ferríferas da literatura internacional. Grossi Sad et alii (1990) utilizaram análises de elementos terras raras (ETR) no estudo de formações ferríferas metamórficas das proximidades de Guanhões, em Minas Gerais. Ladeira et alii (1991) fizeram estudos litogeoquímicos, utilizando, inclusive ETR, em metassedimentos e rochas vulcânicas do Grupo Nova Lima na Mina de Raposos e Raposo & Ladeira (1993) estudaram a origem dos fluidos que deram origem aos itabiritos da Formação Cauê do Proterozóico Inferior com base na distribuição dos ETR.

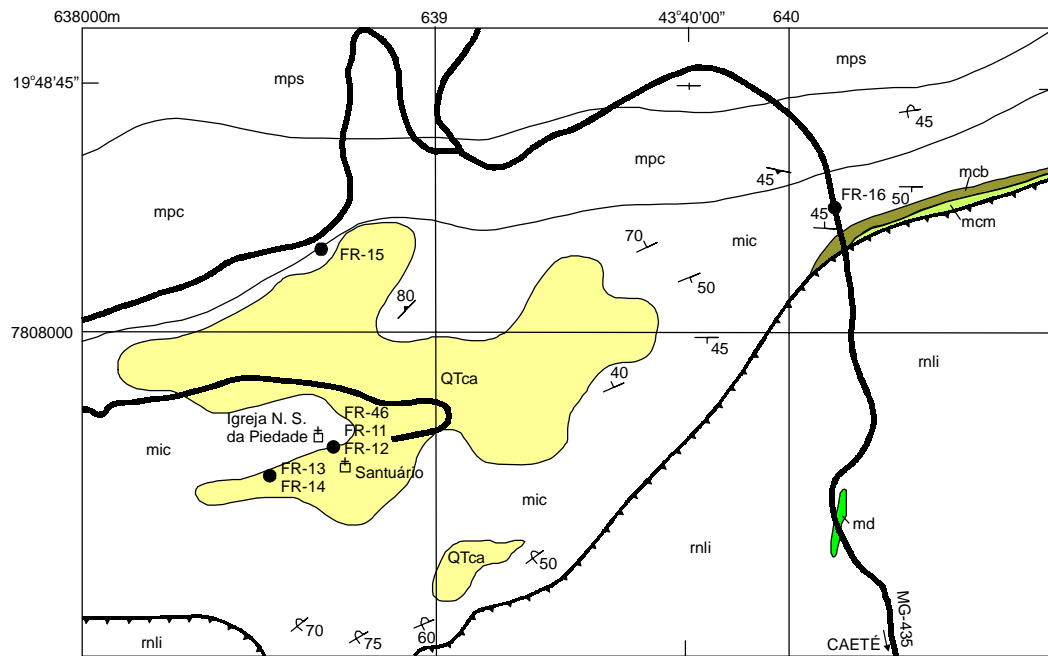
1.5 Metodologia

Para se estabelecer a metodologia necessária ao alcance dos objetivos propostos desenvolveu-se uma fase preliminar de pesquisa com as seguintes etapas:

- Pesquisa bibliográfica preliminar. Nesta etapa, estudaram-se conceitos e classificações de formações ferríferas, bem como trabalhos anteriores, no Quadrilátero Ferrífero, relacionados ao tema proposto. Essa etapa continuou durante todo o desenvolvimento dos trabalhos, sempre que eram descobertos novos artigos que pudessem modificar ou reorientar as pesquisas.
- Estudo de afloramentos e amostragem preliminar de formações ferríferas e itabiritos. Essa etapa desenvolveu-se durante a cartografia da Folha Mariana, da qual o autor participou nos anos de 1990 e 1991. Coletaram-se amostras, também, em excursões às minas de Raposos, São Bento e Santa Quitéria e em um afloramento de conglomerado do Supergrupo Espinhaço, na localidade de Felipe, Município de Bom Jesus do Amparo.
- Análises petrográficas e químicas das primeiras amostras estudadas. Nessa etapa estudaram-se 12 amostras a fim de direcionar os trabalhos na segunda fase.
- Preparação de mapas geológicos de compilação bibliográfica com localização das amostras dessa fase preliminar (figs. 4 e 5 - anexos 2 e 3)

Terminada essa fase preliminar, selecionaram-se três locais para amostragem de itabiritos do Proterozóico Inferior e suas encaixantes e um local para amostragem de formações ferrífera do Arqueano e suas encaixantes. A estas últimas somaram-se as amostras das formações ferríferas arqueanas coletadas na fase preliminar. Esta segunda fase constou das seguintes etapas:

- Pesquisa bibliográfica. Nessa etapa, optou-se por uma maior ênfase aos estudos conceituais e genéticos. Essa pesquisa bibliográfica prosseguiu intermitentemente durante todo o desenvolvimento do trabalho.
- Estudo de afloramentos e amostragem nos locais selecionados: serra da Piedade, Mina de Águas Claras, Mina Rio Bravo e mina de Cuiabá. Além desses locais selecionaram-se afloramentos identificados nos trabalhos de campo do Projeto Rio das Velhas em execução pela CPRM em convênio com o DNPM. Adicionaram-se, ainda, a estas, três áreas de ocorrência de conglomerados com seixos de formação ferrífera estudados na fase preliminar (figuras 1, 6 a 13, 35 a 37, tabela 4 - anexo 4 e fotos 1, 2, 3 e 4).
- Estudo petrográfico em lâminas delgadas e seções polidas das amostras selecionadas. Teve como objetivo, além do conhecimento dos diversos aspectos texturais, estruturais e composicionais das rochas, a seleção de amostras para análises químicas e mineralógicas (Anexo 5 - Descrição de métodos analíticos).
- Preparação preliminar de amostras para análises mineralógicas (Anexo 5 - Descrição de métodos analíticos). Preparação de amostras para análises químicas com seleção em lâminas petrográficas e limpeza com serra diamantada.
- Análises químicas de óxidos dos elementos maiores nos laboratórios da GEOSOL (Geologia e Sondagens Ltda.) e LAMIN/RJ da CPRM no Rio de Janeiro por via úmida, absorção atômica e forno de indução (C). Análises químicas de elementos traços nos laboratórios da GEOSOL por absorção atômica, espectrometria de raios-x e espectroscopia ótica. Análises químicas de elementos terras raras por ICP nos laboratórios da GEOSOL (Anexo 5 - Descrição de métodos analíticos).
- Análises mineralógicas por microsonda no Departamento de Petrologia do Instituto de Geociências da UnB em Brasília, DF (Anexos - Descrição de métodos analíticos).
- Elaboração de tabelas, figuras, fotos, microfotos e consolidação de dados.
- Elaboração, montagem e edição do texto final.



ESCALA
0 100 200 300 400 500m

Símbolos

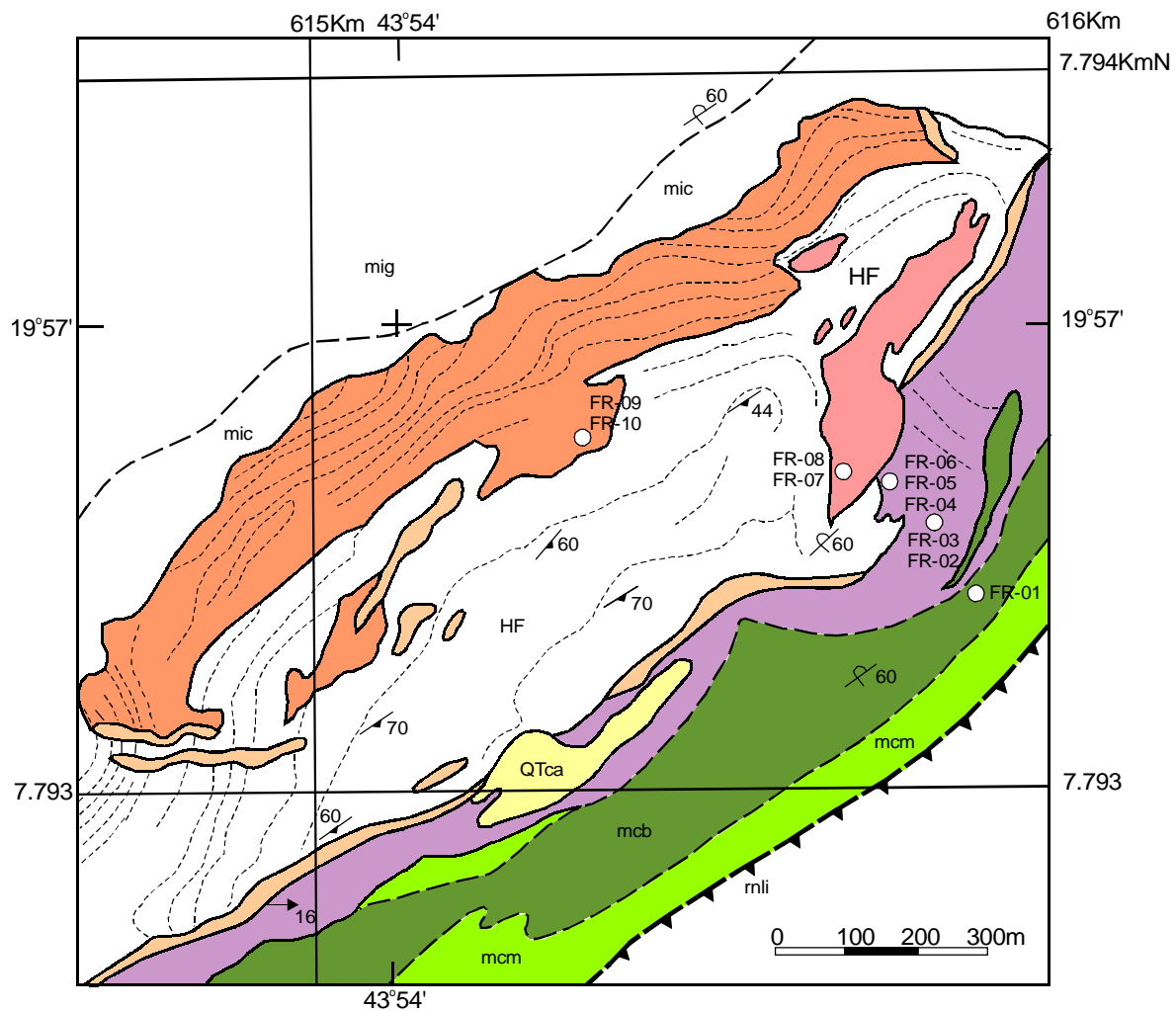
- Contato definido
- Falha de empurrão definida
- Direção de camada
- Direção de camada invertida
- Foliação tectônica
- Estrada asfaltada
- Ponto de amostragem

FR-15

LEGENDA

- QTca-Cangalaterítica terci-quaternária
- Supergrupo Minas-Grupo Piracicaba
- mps-Formação Sabará
- mpc-Formação Cercadinho
- Supergrupo Minas-Grupo Itabora
- mic-Formação Cauê
- Supergrupo Minas-Grupo Caraça
- mcb-Formação Batatal
- mcm-Formação Moeda
- Supergrupo Rio das Velhas
- rnli-Grupo Nova Lima indiviso.
- md-metadiabásio

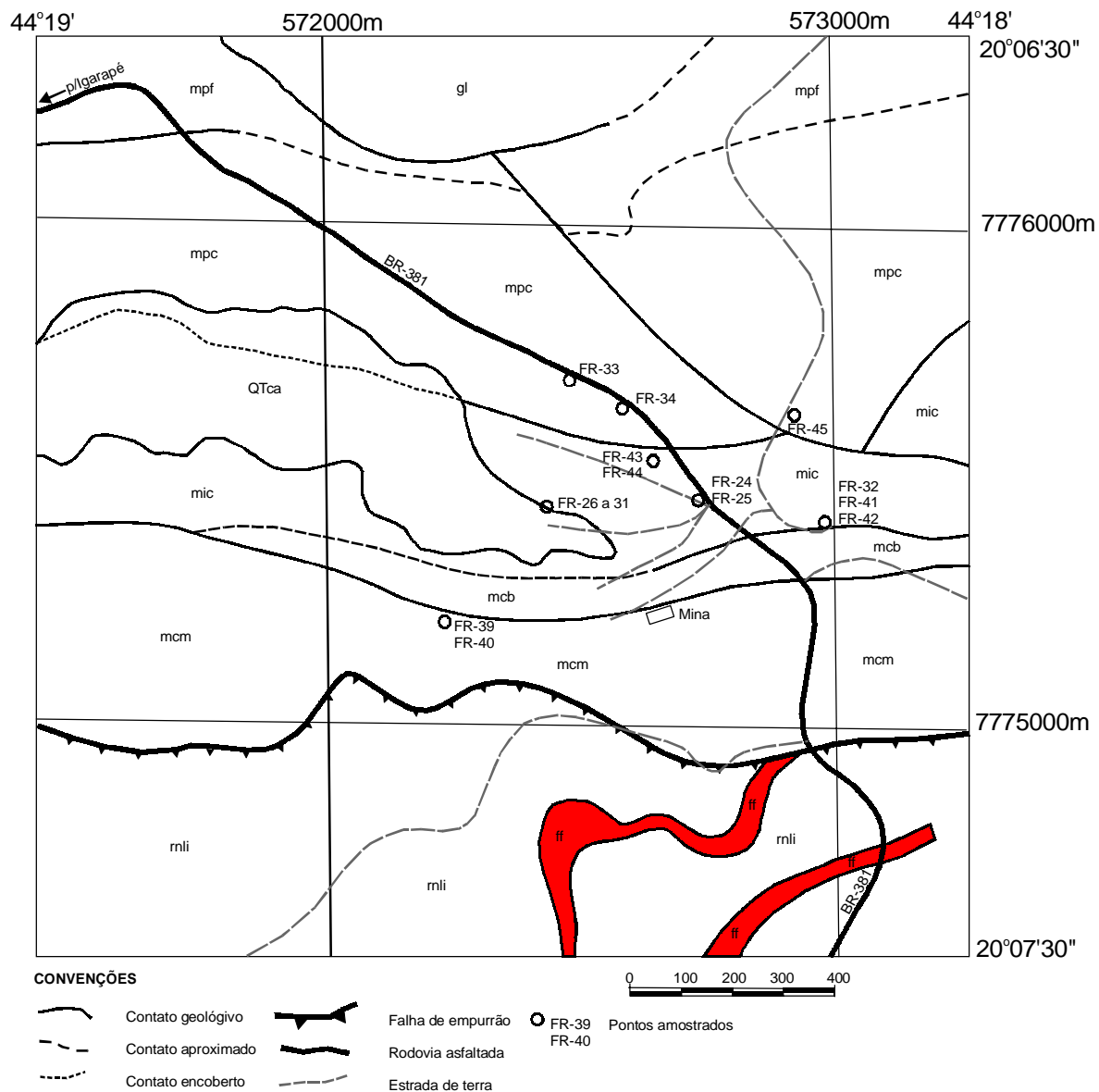
Fig. 6. Mapa de localização da amostragem na serra da Piedade (área 1 da fig. 1), compilado a partir da cartografia 1:25.000 do Convênio DNPM/USGS.



LEGENDA

- | | | |
|--|---|---|
| QTca - Canga laterítica terci-quaternária; | Supergrupo Minas - Grupo Itabira | [mig] - Formação Gandarela |
| Formação Cauê - [HF] - Hematita Friável | [orange] - Itabirito | [pink] - Itabirito Dolomítico |
| [light orange] - formação ferrífera argilosa | [purple] - Filito Dolomítico; Grupo Caraça - mcb - Formação Batatal, mcm - Formação Moeda | [light green] - quartzito - [dark green] - filito normal. |
| — contato definido | - - - contato aproximado | ▲ falha de empurrão; /60 foliação tetônica; X45 camada invertida; |
| ⋯ bancadas da mineração | ○ FR-04 - pontos amostrados. | |

Fig. 7 Mapa de localização da amostragem na Mina de Águas Claras (Área 2 da fig 1), compilado a partir da geologia segundo Viel et al. (1987) e do convênio DNPM/USGS.



LEGENDA: Qtca - Canga laterítica terci-quaternária; gi - Gabro intrusivo; mpf - Supergrupo Minas, Grupo Piracicaba, Formação Fecho do Funil; mpc - Supergrupo Minas, Grupo Piracicaba, Formação Cercadinho; mic - Supergrupo Minas, Grupo Itabira, Formação Cauê; mcb - Supergrupo Minas, Grupo Caraça, Formação Batatal; mcm - Supergrupo Minas, Grupo Caraça, Formação Moeda; nli - Supergrupo Rio das Velhas, Grupo Nova Lima indiviso; (ff) - Formação Ferrífera.

Fig. 8 Mapa de localização da amostragem na Mina Rio Bravo próximo a Igarapé (Área 3 da fig. 1) compilado a partir da cartografia do convênio DNP/USGS (1952 - 1953).

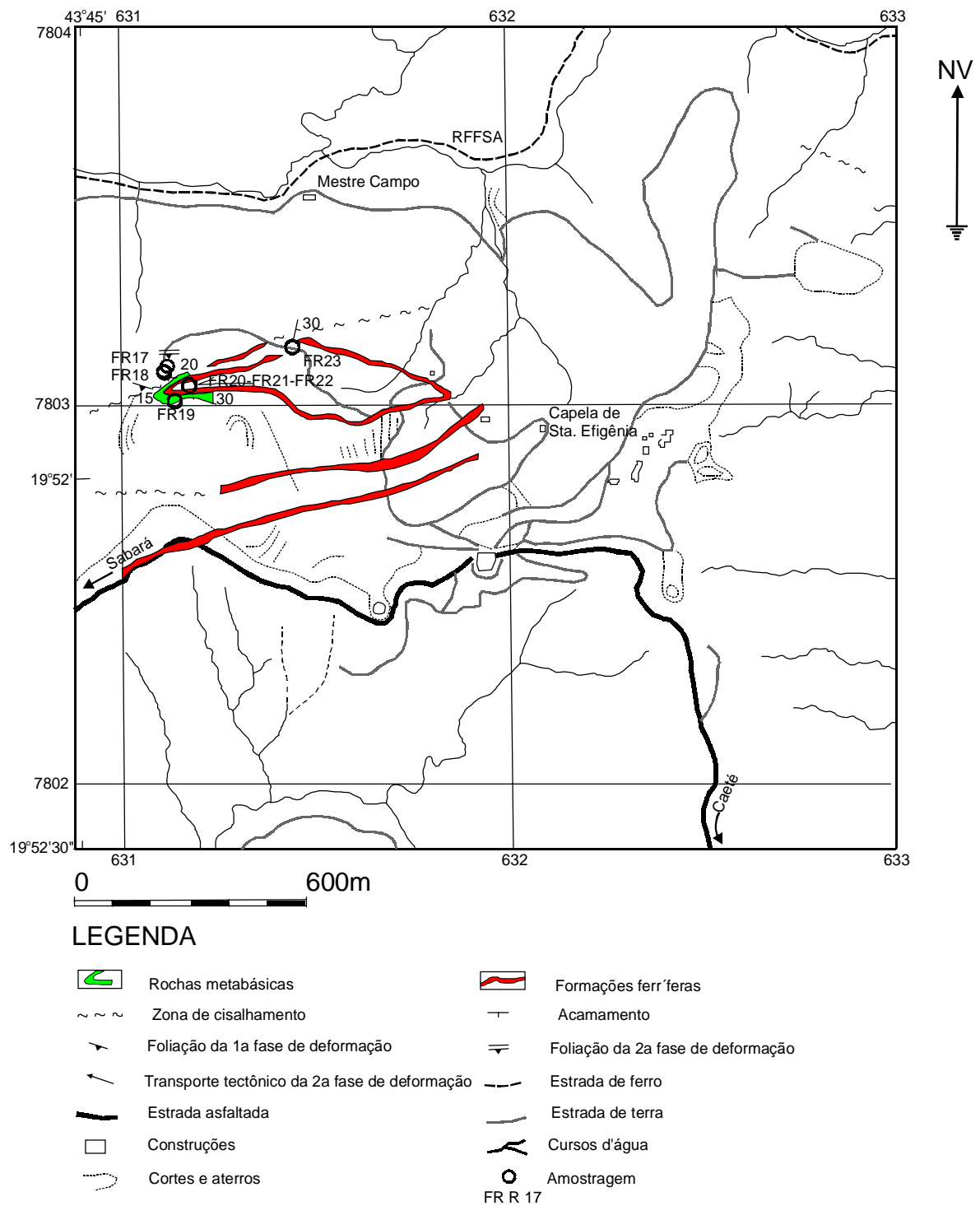
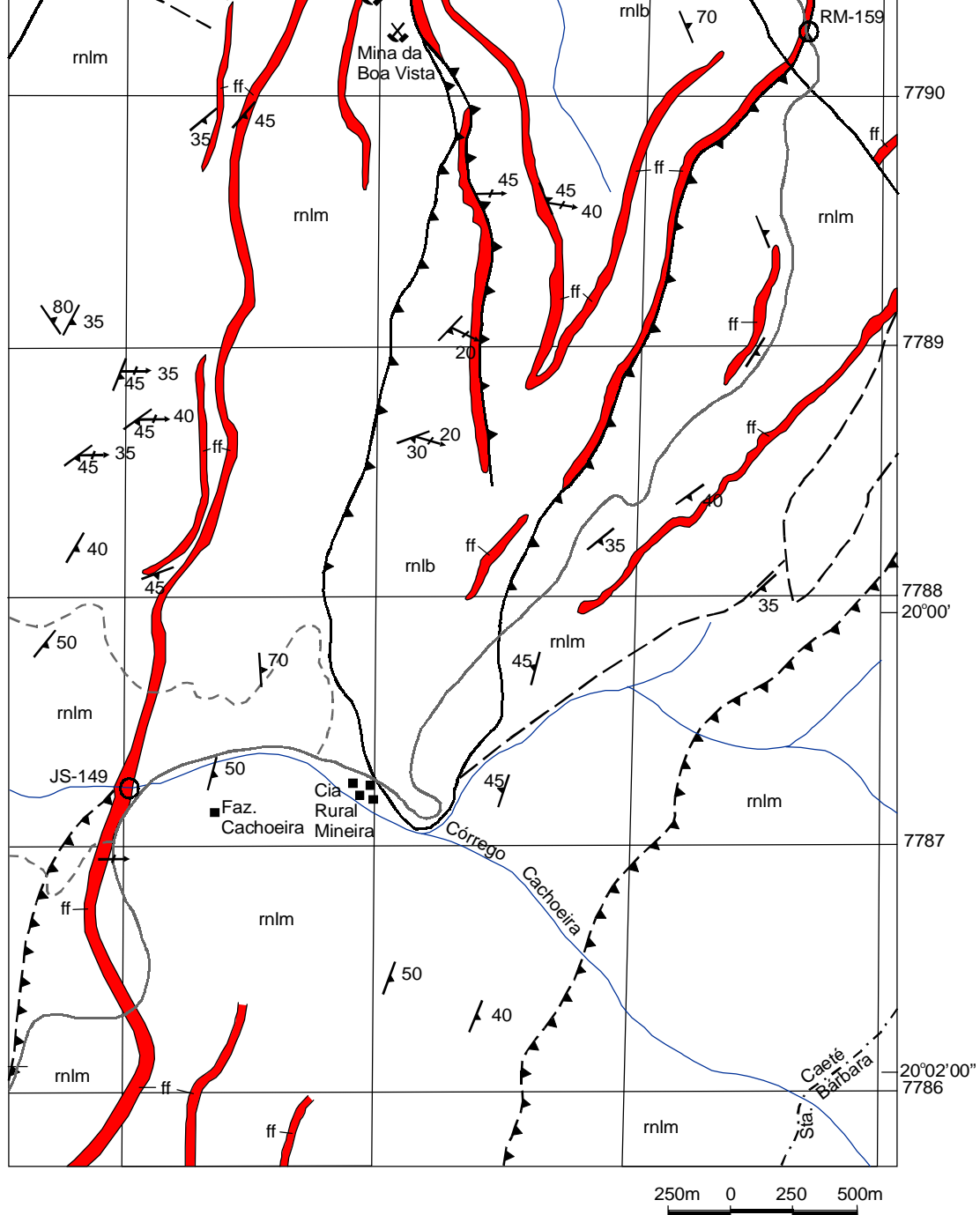


Fig.9 Mapa de localização da amostragem efetuada em superfície na Mina de Cuiabá (Área 4 da fig. 1) com dados de Silva e Zucchetti (no preto) complementados por trabalho de campo e fotointerpretação.



LEGENDA - Supergrupo Rio das Velhas - Grupo Nova Lima - nml, Unidade Média - (tva) - tufo vulcânico ácido - nmlb - Unidade basal - (ff) formação ferrífera. — Contato definido, - - - Contato aproximado, —▲— falha de empurrão definida, -▲-▲- falha de empurrão aproximada, —▲— falha indiscriminada, —▲-▲- falha indiscriminada aproximada, -▲-▲- foliação tectônica, —▲— lineação tectônica da segunda fase de deformação, ○ locais de amostragem, — estrada de terra, - - - caminhos, — cursos d'água.

Fig. 10 Mapa de localização da amostragem efetuada próximo à fazenda Cachoeira e sítio João Inácio (Área 5 da fig. 1) com geologia compilada a partir de Fontes & Malouf (no prelo), ao norte do paralelo 20° e Silva (no prelo), ao sul do mesmo paralelo (Projeto Rio das Velhas, convênio DNPM/CPRM).

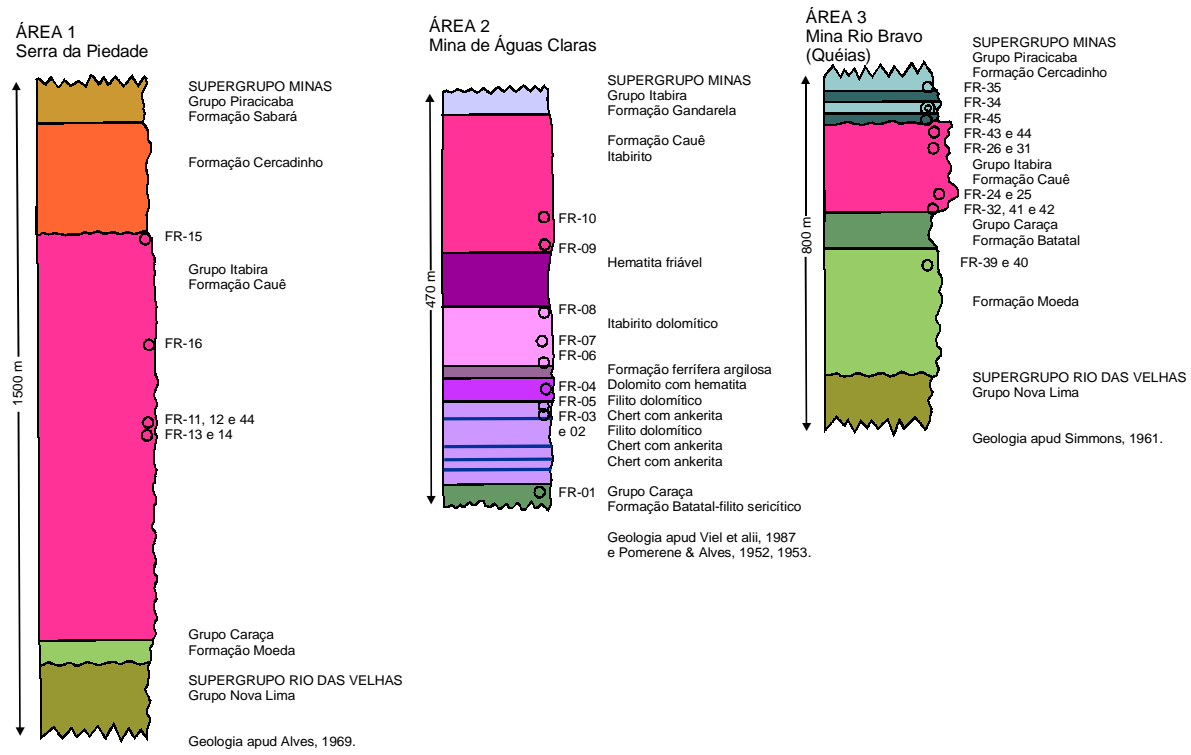


Fig. 11 Colunas estratigráficas das seções amostradas no Supergrupo Minas do Proterozóico Inferior. Mapas de localização das figs. 1, 6, 7 e 8.

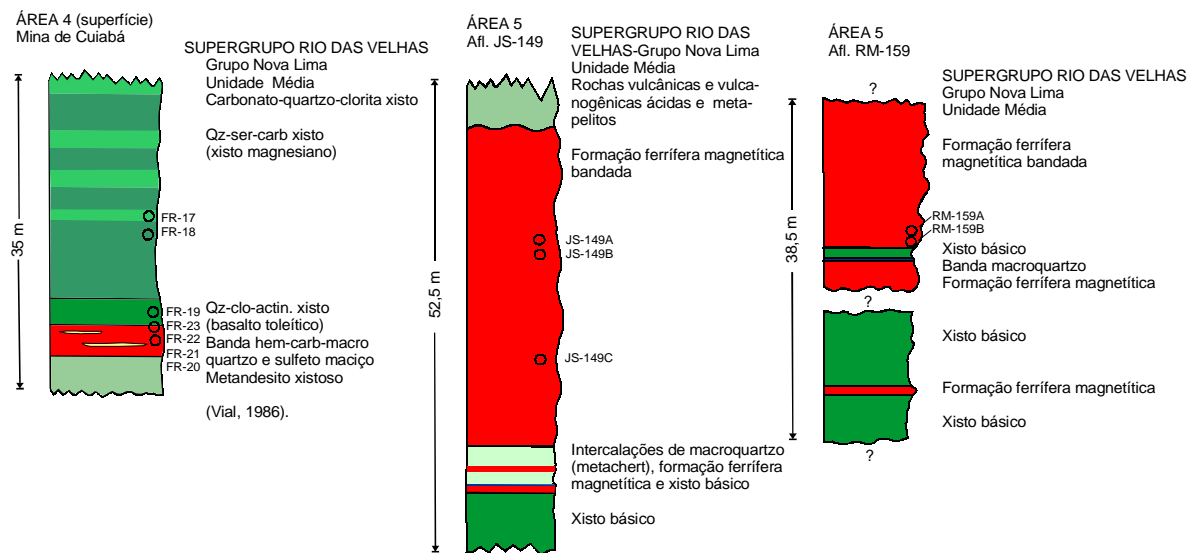
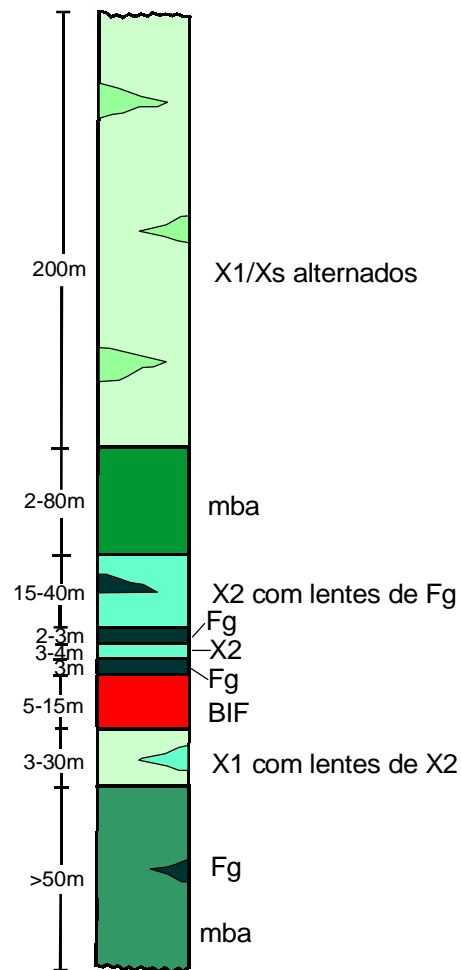


Fig. 12 Colunas estratigráficas de seções do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas nos locais de amostragens em superfície nas áreas 4 e 5 das figs. 1, 9 e 10.

ÁREA 4 (Subsuperfície)



CONVENÇÕES

	Metatufo riolítico		Filito grafitoso negro
	Metassedimento pelítico		Formação ferrífera bandada
	Metabasalto andesítico		Metandesito maciço. Loc almente lavas em almofada
	Metatufo riodacítico		

Fig 13 Coluna estratigráfica da Mina de Cuiabá com dados de subsuperfície segundo Vial (1988). Mapas de localização das figs 1 e 9.



Foto 1 Mina de Águas Claras próximo ao local da amostragem. As localizações das amostras FR09 e FR10 estão representadas na foto, as demais amostras foram coletadas em uma bancada a sudeste por trás do ponto de tomada da foto.



Foto 2 Outra tomada da cava principal da Mina de Águas Claras onde foram coletadas as amostras FR01 a FR10.



Foto 3 Local da coleta da amostra FR24 na Mina Rio Bravo (Área 3 das figs. 1 e 8).



Foto 4 Vista da Mina Rio Bravo próximo ao local da amostragem. As amostras foram coletadas na cava principal e em áreas das imediações. Área 3 das figs. 1 e 8.

2 FORMAÇÕES FERRÍFERAS, SEDIMENTOS QUÍMICOS E SUAS ENCAIXANTES NO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

2.1 Introdução

A Série Rio das Velhas foi definida por Dorr et alii (1957) a partir da identificação por Rynearson et alii (1954) de uma profunda discordância na Série Minas, tal como foi definida por Derby (1906). Dorr et alii (op. cit.) dividiram esta Série nos grupos Nova Lima (inferior) e Maquiné (superior). O primeiro indiviso e o segundo, subdividido nas formações Palmital (O'Rourke in Dorr, 1969) e Casa Forte (Gair, 1962).

Embora a mudança do termo série para grupo e supergrupo tivesse sido proposta pela Comissão Americana de Nomenclatura Estratigráfica, desde 1961 in Krumbein & Sloss (1963), a primeira referência ao termo supergrupo como substituto de Série no Quadrilátero Ferrífero só foi feita por Dorr, em 1973, abordando uma possível elevação do Grupo Tamanduá à categoria de série ou supergrupo (Dorr, 1973). Schorscher (1976) substituiu o termo Série Rio das Velhas por Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas, criando uma nova unidade basal, Grupo Quebra Osso (Schorscher, 1979), constituída sobretudo de rochas vulcânicas e plutônicas ultramáficas. Loczy e Ladeira (1976) e Menezes Filho et alii (1977) foram os primeiros a empregar o termo Supergrupo Rio das Velhas como substituto de Série Rio das Velhas.

Ladeira (1980) subdividiu o Grupo Nova Lima em três unidades informais: Unidade Metavulcânica basal, Unidade Metassedimentar Química intermediária e Unidade Metassedimentar Clástica superior. Oliveira et alii (1983) também dividiram o Grupo Nova Lima no distrito aurífero homônimo, em três unidades: uma Unidade Basal com predomínio de rochas vulcânicas básicas a intermediárias com grande número de formações ferríferas intercaladas além de ocorrências subordinadas de metassedimentos grafitosos e rochas vulcanoclásticas de composição ácida; uma Unidade média caracterizada por um domínio de rochas metavulcânicas e vulcanoclásticas ácidas com intercalações de metassedimentos grafitosos e ocorrência subordinada de metandesito e formação ferrífera no topo e uma Unidade Superior constituída de metassedimentos pelíticos com intercalações de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas além de ocorrências localizadas de metassedimentos químicos.

Nas proximidades de Caeté, Belo de Oliveira (1986) dividiu o Grupo Nova Lima em cinco unidades, assim definidas, da base para o topo:

- Unidade metavulcânica máfica-ultramáfica;
- Unidade metassedimentar pelítica;
- Unidade metavulcânica ácida/intermediária ;
- Unidade metassedimentar;
- Unidade metassedimentar psamítica (correspondendo à formação Palmital do Grupo Maquiné, de Dorr, 1969).

Raposo (1991), a sudeste e fora do polígono conhecido como Quadrilátero Ferrífero, dividiu o Supergrupo Rio das Velhas em três unidades informais: Unidade Inferior de metavulcânicas ultramáficas e máficas, Unidade Média de xistos máficos,

quartzo-moscovita-biotita-granada-estauroilita xisto, formações ferríferas e metacherte e Unidade Superior de quartzito com lentes de conglomerado e níveis de xisto. Baltazar e Raposo (1993) interpretaram o Grupo Quebra Osso de Schorscher como uma Subunidade Peridotítica Basal do Grupo Nova Lima e chamaram as seqüências superiores do mesmo de Subunidade Vulcano-sedimentar (vide Quadro 1 - Anexo 1).

Silva e Zucchetti (no prelo), baseando-se nos trabalhos referidos anteriormente e em vários relatórios de pesquisa e lavra das mineradoras de ouro no Quadrilátero Ferrífero, complementados por esclarecimentos e discussões, no campo, com os geólogos da Mineração Morro Velho S.A., Vieira, F. W. R. e Duchini Jr, J., da UNIGEO, Escarpelli, W., da UFMG, Ladeira, E. A., do DNPM, Costa, J. L. G. e da CPRM, Baltazar, O. F., concluíram uma proposta de divisão do Grupo Nova Lima, na folha Serra da Piedade, também em três unidades informais. A Unidade Basal constitui um domínio de rochas metavulcânicas básicas com intercalações de metavulcânicas ultrabásicas além de níveis subordinados de micaxistos quartzosos, clorita xistos quartzosos, xistos carbonosos e metachertes. A Unidade Média caracteriza-se por um domínio de metavulcânicas básicas a intermediárias com vulcânicas ácidas associadas e intercalações de xisto carbonoso, metacherte, formação ferrífera e metatufitos. A Unidade Superior, dominada por metapiroclásticas e metatufitos com intercalações subordinadas de metaepiclásticas (metapelitos). O trabalho referido constitui parte do Projeto Rio das Velhas em desenvolvimento pelo convênio DNPM/CPRM e esta estratigrafia contempla apenas a área de ocorrência de rochas do Supergrupo Rio das Velhas na folha Serra da Piedade, escala 1:25.000, SE.23-Z-C-VI-4-NO. Nela não ocorrem rochas do Grupo Maquiné, porém em outras folhas como Gandarela, Caeté, Nova Lima e Rio Acima do mesmo projeto, foi identificada uma transição das rochas do topo da Unidade Superior do Grupo Nova Lima para a base da Formação Palmital. Nessas áreas, a formação Palmital foi subdividida em três domínios informais sem conotação estratigráfica: o domínio p1, caracterizado por metatufitos com níveis de metaepiclásticas ou metassedimentos clásticos; o domínio p2 constitui-se somente de metatufitos localmente ferruginosos e bandados e o domínio p3 de metatufos ácidos a intermediários e metatufitos geralmente ferruginosos e laminados. A formação Casa Forte que ocorre nas folhas Gandarela e Rio Acima, foi subdividida em dois domínios, também sem conotação estratigráfica: o domínio c1, caracterizado pela presença de metatufitos com metaepiclásticas subordinadas e níveis de metaconglomerado e o domínio c2, por uma alternância de metaepiclásticas (metassedimentos clásticos) com metatufitos e níveis de metaconglomerado. Quartzitos de granulometria de areia fina a areia grossa são predominantes no domínio c2, enquanto no domínio c1, predominam mica-quartzo xisto e cloritóide-mica-quartzo xisto (metatufito) com quartzitos subordinados.

Neste trabalho tentar-se-á achar um consenso entre a coluna desenvolvida por Oliveira et alii (1983) para o Distrito Mineiro de Nova Lima e a estratigrafia que vem sendo desenvolvida pelos geólogos do Projeto Rio das Velhas do Convênio DNPM/CPRM. Entretanto, como estas colunas estratigráficas se referem apenas a parte da superfície de ocorrência do Supergrupo Rio das Velhas, algumas complementações deverão ser feitas, particularmente no que toca a unidades identificadas fora das áreas contempladas por elas como a Subunidade Peridotítica Quebra Osso (Baltazar & Raposo, 1993) ou Grupo Quebra Osso (Schorscher, 1979). Nas folhas Rio Acima e Macacos ocorre uma outra unidade de rochas ultramáficas

individualizada como Formação Córrego dos Boiadeiros e interpretada como base do Grupo Nova Lima (Padilha, 1984), ou seja, como possível correlata da Subunidade Peridotítica Quebra Osso e que, portanto, deve também ser acrescida à base do Grupo Nova Lima. Segundo este mesmo autor (Padilha, informação oral, 1988) o geólogo sulafricano Carl R. Anhaeusser, em visita à área, sugeriu a definição desta unidade como um complexo plutônico ultramáfico.

Um outro aspecto que a cartografia do Projeto Rio das Velhas não identificou, nas áreas cartografadas, foram os metachertes com turmalina e níveis de turmalinito observados por Sichel (1983) e Baltazar & Raposo (1993) na borda oriental do Quadrilátero Ferrífero. É também discutível o posicionamento das formações ferríferas no Grupo Nova Lima. Oliveira et alii (1983) salientam sua presença marcante na sua Unidade Basal. Entretanto, nessa estratigrafia, os autores não se referem a rochas ultramáficas e parte de sua Unidade Basal pode constituir a base da Unidade Média do Projeto Rio das Velhas. Um terceiro aspecto, não observado nas áreas cartografadas pelo Projeto Rio das Velhas, foi a presença de rochas manganésíferas com granadas (gonditos) nas proximidades de Furquim e Claudio Manoel, a leste do Quadrilátero Ferrífero. Baltazar & Raposo (1993) incluíram essas rochas na sua Subunidade Vulcano Sedimentar do Grupo Nova Lima, embora sua ocorrência entre gnaisses e granitóides deformados não permita uma correlação segura. O principal argumento utilizado foi sua continuidade com seqüências interpretadas como pertencentes ao Supergrupo Rio das Velhas em trabalhos anteriores, nas imediações de Monsenhor Horta, imediatamente a leste de Mariana (Machado Filho et alii, 1983 - vide mapa na escala 1:200.000 - fig. 5 - Anexo 3, neste trabalho).

Na serra do Caraça, na estrada para o Colégio homônimo, no contato entre o Grupo Nova Lima e o Grupo Maquiné, ocorre um conglomerado com seixos de metacherte carbonático ou formação ferrífera fácies carbonato, com níveis delgados de carbonato siderítico inseridos numa matriz clástica contendo cloritóide, sericita, carbonato e quartzo. O metacherte dos seixos é semelhante a alguns sedimentos químicos associados a formações ferríferas do Grupo Nova Lima. A partir desses dados se é forçado a admitir uma discordância erosiva entre esses dois grupos. Contudo, existe ainda a possibilidade de que esse conglomerado não pertença ao Grupo Maquiné, como interpretado na cartografia do convênio DNPM/USGS, mas sim à base do Supergrupo Minas.

Neste trabalho a maior ênfase será dada à petrografia dos metassedimentos químicos, uma vez que constituem seu objetivo principal. Abordagens serão feitas a outros metassedimentos e a algumas rochas vulcânicas, particularmente da mina de Cuiabá. Nessas considerações serão salientados detalhes sobre a textura, as composições mineralógica e química e alguns aspectos micro-estruturais julgados importantes na sua caracterização petrológica.

Petrografia e mineralogia

Rochas vuscânicas e turmalinitos - A Unidade Basal do Grupo Nova Lima é constituída sobretudo de rochas máficas e ultramáficas, localmente com nomes regionais como Subunidade Peridotítica Quebra Osso e formação Córrego dos Boiadeiros. Predominam, entre as rochas ultramáficas, serpentinitos com antigorita, olivina ou pseudomorfos de olivina, talco, clorita, tremolita/actinolita, magnetita,

ilmenita e rara turmalina. Texturas cumuláticas e espinifex são descritas por Sichel (1983) e Padilha (1984). Sichel (op.cit) descreve níveis de turmalinito com espessuras de 0,3 a 5m entre essas rochas ultramáficas. Baltazar & Raposo (1993) descrevem uma camada de metacherte com turmalina, um nível milimétrico de turmalinito dobrado próximo à Pedreira UM de rochas ultramáficas e uma outra ocorrência de nódulos de metacherte com um nível de cerca de 5 cm de espessura de turmalinito próximo a uma lente de esteatito ou talco xisto nas imediações de Furquim (amostras FR-119C e FR-78B respectivamente, fig. 5 - Anexo 3 neste trabalho e foto 5).

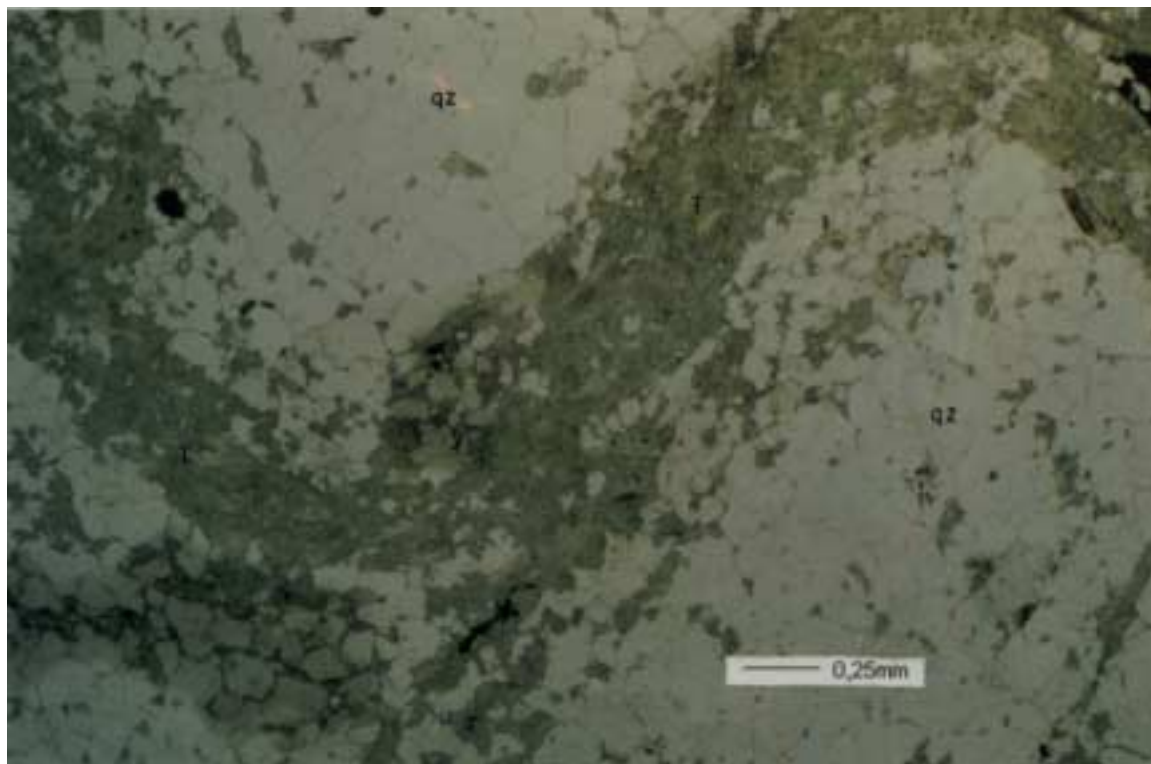


Foto 5 - Nível dobrado de turmalina em macroquartzo-turmalina fels da Subunidade Peridotítica Quebra Osso do Grupo Nova Lima. Observar a turmalina remobilizada na foliação plano-axial. Luz natural. Amostra FR119C, Pedreira UM, próximo Catas Altas ao sul de Santa Bárbara.

A sudeste de Piranga e a sudeste de Lamim, ao sul de Mariana, descreveram-se rochas constituídas quase que essencialmente de tremolita interpretadas como possíveis basaltos komatiíticos (Raposo, 1991). Lavas em almofada muito deformadas em rochas básicas são descritas por Ladeira (1980) na Mina de Faria e em Pitangui e Raposo (op.cit) no leito do rio Piranga, a leste da cidade homônima. Heineck et alii (1993) e Silva & Zuchetti (no prelo) descrevem lavas em almofada bem preservadas em basaltos da Unidade Basal do Grupo Nova Lima nas proximidades de Mateus Leme e Caeté respectivamente.

Na mina de Cuiabá, entre as rochas incluídas na Unidade Basal por Oliveira et alii (1983) e na Unidade Média do Grupo Nova Lima por Silva & Zuchetti (no prelo), imediatamente acima das camadas deformadas, transformadas e recristalizadas de metacherte piritoso, ocorre uma rocha esverdeada de granulação fina, textura nematoblástica, constituída essencialmente de anfibólios verde azulados interpretados como actinolita (alto teor em Fe), feldspato plagioclásio em ripas turvas e sem maclas, quartzo, opacos e titanita (amostra FR-19, figs. 9 e 12). Os anfibólios variam de 0,1 a 1 mm e os feldspatos de 0,1 a 0,5 mm e pela composição química esta rocha foi

interpretada como um basalto toleítico rico em ferro. No mesmo local e estratigraficamente acima desse basalto toleítico (amostra FR-17 e mesmas figs.) ocorre uma rocha foliada com estrutura milonítica, granulação fina e constituída essencialmente de clorita, sericita, quartzo, carbonato e opacos. A textura original está totalmente obliterada pela deformação. Ocorrem agregados ocelares de carbonato, quartzo e óxido de ferro sigmoidais e com sombras de pressão de quartzo e carbonato. Em geral, não ultrapassam 0,5 mm, mas alguns podem atingir até 1 mm. Os grãos de quartzo na matriz variam de 0,01 a 0,12 mm e os de carbonato são maiores e variam de 0,05 a 0,15 mm. Em outro nível estratigráfico próximo (amostra FR-18), os grãos de quartzo são alongados e se alojam ao longo da foliação principal envolvidos por filossilicatos. Aí ocorrem alguns cristais maiores de quartzo, também envolvidos pela foliação, euédricos a subédricos e com terminações piramidais sugestivas de geração em alta temperatura. Análises modais dessas rochas (tabela 5)

Tabela 5 - Análises modais de algumas rochas vulcânicas do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas.

Ord	Nº de campo	Qz inters	Qz fenoc	Feld	Anfib	Biotit	Mic. br+cl	Clorit	Carbo	Titani	Epido	Ox. Fe	Opac
01	FR-17	19,94					73,93		3,40				2,70
02	FR-18	37,67	0,41				60,77		1,14				Tr
03	FR-19			23,39	64,68			5,28	0,10	6,16			0,49
04	FR110	26,11		0,57	69,40	0,49					0,65	0,40	2,36

mostram que o teor de quartzo é variável, sendo as mais ricas aquelas que apresentam as formas de alta temperatura (vulcânicas). A análise química da amostra FR-17 (tabela 14 - que apresenta menos quartzo modal) mostra um teor em sílica compatível com as rochas andesíticas ou basaltos andesíticos. Porém, o teor de MgO é muito elevado para andesitos e o de CaO muito baixo, tanto para basaltos como para andesitos. Esses aspectos sugerem modificações na composição química original da rocha.

Metachertes e formações ferríferas - Metachertes piritosos e ferruginosos ocorrem imediatamente abaixo do basalto toleítico e segundo Vial (1988), abaixo da sequência de formações ferríferas fácies carbonato e sulfeto com teor médio em Fe de 5%, ocorre metandesito¹, localmente, com lavas em almofada. Em superfície (amostras coletadas em trincheira de pesquisa, FR-20, 21, 22, 23, fig. 9), os metachertes constituem-se de quartzo com estrutura em mosaico bem recristalizado, com dimensões que variam de 0,015 a 0,150mm e sulfetos. Muitos grãos ou agregados de sulfeto acham-se envolvidos por halos limoníticos ou estão totalmente transformados em limonita (foto 6). Não se observam carbonatos, porém cavidades de forma romboédrica são frequentes sugerindo sua presença. O teor em sulfetos varia em níveis alternados conferindo um bandamento de provável origem sedimentar. As bandas com predomínio de opacos são mais delgadas e variam de 0,2 a 1 mm de espessura, enquanto as bandas de quartzo apresentam espessuras quase sempre superiores a 1 mm. As composições modais dessas amostras estão representadas na tabela 6. Todas elas contêm mais de 90 % de quartzo e o hidróxido de ferro (limonita) é quase que totalmente originado dos sulfetos. Os óxidos de ferro como hematita e magnetita são bastante raros.

¹Segundo Ladeira (1995, com. pess.) a identificação desses metandesitos foi baseada puramente na presença de SiO₂ alta em comparação aos basaltos.

Os cristais de quartzo menores, nessas rochas, mostram um elevado grau de recuperação cristaloplástica, são límpidos, com limites retos, desenvolvendo uma textura em mosaico. Esses cristais provavelmente pertencem a uma primeira geração, uma vez que uma outra geração, representada por cristais um pouco maiores, apresenta bordos lobados, são cristais mais irregulares e internamente

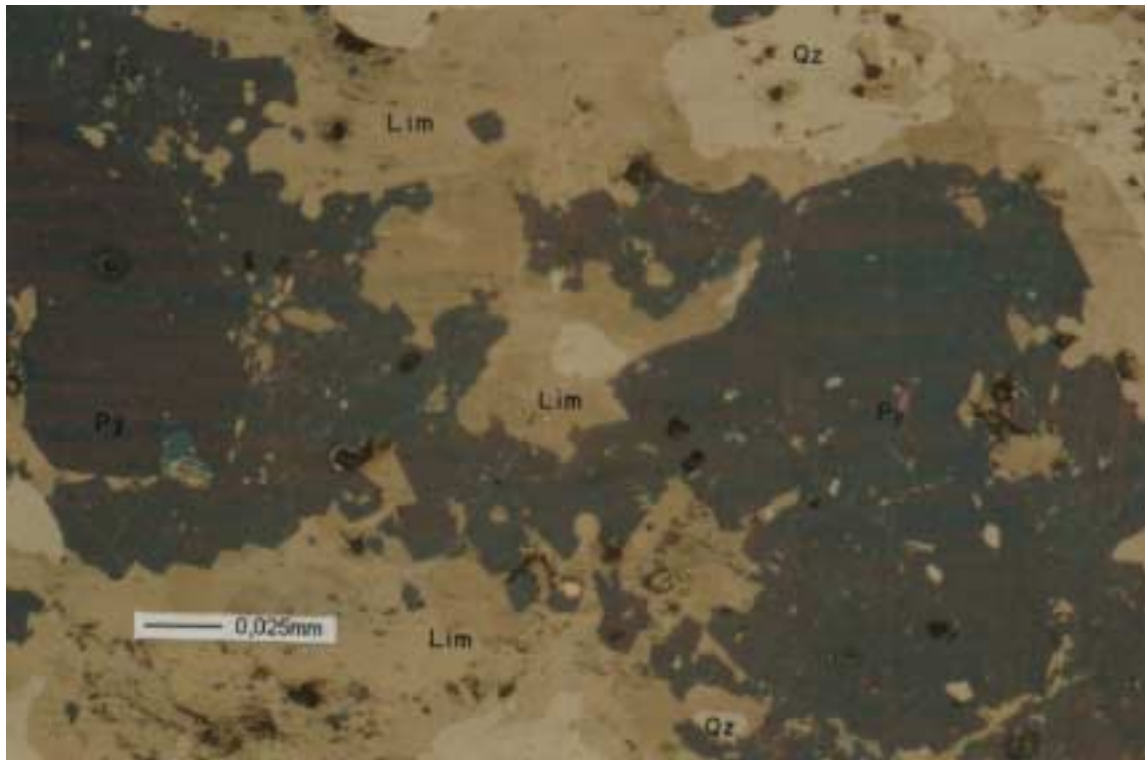


Foto 6 - Fotomicrografia de lâmina polida preparada para análise por microsonda mostrando grãos ou agregados de sulfetos alterados parcial ou totalmente para hidróxidos de ferro (Lim). Amostra FR21 - Mina de Cuiabá. As cores originais estão alteradas pela película de grafita.

mostram extinção ondulante e subgrãos (foto 7). Esses cristais se distribuem em agregados de formas irregulares, muitas vezes subparalelos aos limites do bandamento e parecem constituir restos de veios de quartzo deformados, transpostos e subparalelizados ao acamamento. Localmente, observam-se bandas de cristais menores achatados e orientados, invadidas e cortadas por bandas de cristais maiores sugerindo uma deformação rúptil após a deformação cristaloplástica do quartzo primário. Uma terceira geração de quartzo está representada por grandes cristais que chegam a atingir até 2 mm, apresentando bordos suturados, bandas de deformação e subgrãos. Entretanto, a maneira como se distribuem, na rocha, não os define claramente como veios, mas sim como fragmentos deformados numa última transposição (foto 8).

Cortando essas bandas que são, em parte, de origem tectônica, observam-se superfícies estilolíticas separadas por finas concentrações de opacos e localmente por biotitas bem cristalizadas originadas, talvez, de algum material argiloso que as separava (foto 9).

Tabela 6 - Composição mineralógica modal de formações ferríferas metamórficas e metachertes (macroquartzos) do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas (Localização na tabela 4 - anexo 4).

Amostra	Banda	Qz	Hem	Mag	Carb	Clo	Anf	Sulf	Estilp/biotita	Arg./sulfa	Hidr. Fe/Al	Ser
BHFR02A	Clara	48,71			48,90	1,52		0,85				
ITFR02A		47,96		29,20	22,68	0,14	-	-	-	-		
ITFR02B	Clara	81,15		12,56	6,28							
	Escura	32,80		64,44	2,75							
ITFR02C		63,92		2,74	32,57	0,75						
ITFR02E		27,41		64,20	7,47	0,90						
FR116E		52,14	41,00	0,19					4,19	0,48	2,00	
GM141		69,41	8,62	tr	0,10						21,87	
FR127		58,85		22,93		tr	15,52				2,70	
FR-020		94,92		2,93				0,88			0,98	0,29
FR-021		91,65			0,47			3,66			4,21	
FR-022		92,56		0,66				4,29			2,48	
FR-023		92,82	2,83								4,35	
FR-035		97,78	1,62								0,60	
RM-159A		59,80		23,30		2,00					14,90	
RM-159B		47,45		46,40		0,45					5,70	
JS-149A		46,15		43,31	9,03	0,75						
JS-149B		73,80		19,60	6,60	tr						
JS-149C		32,60		46,10		21,20						

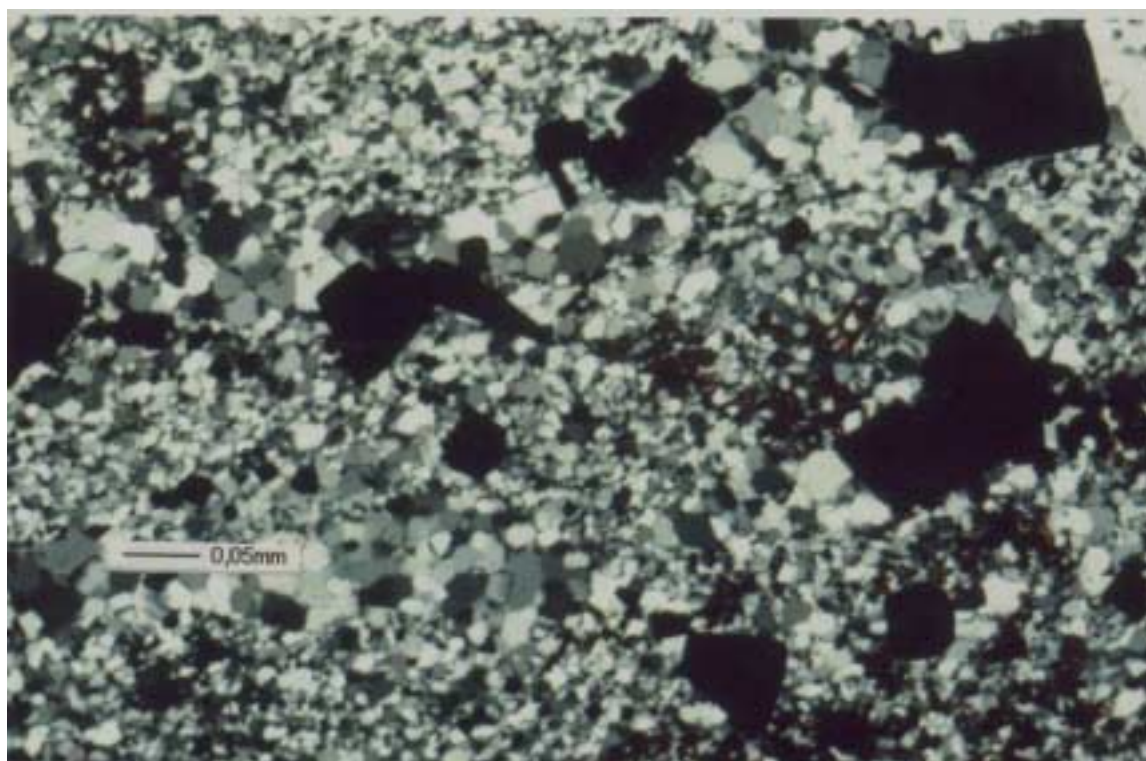


Foto 7 - Fotomicrografia mostrando a primeira e a segunda gerações de quartzo definidas pelo grau de recuperação cristaloplástica em amostra de metacherte piritoso ou pirita macroquartzo da Mina de Cuiabá.

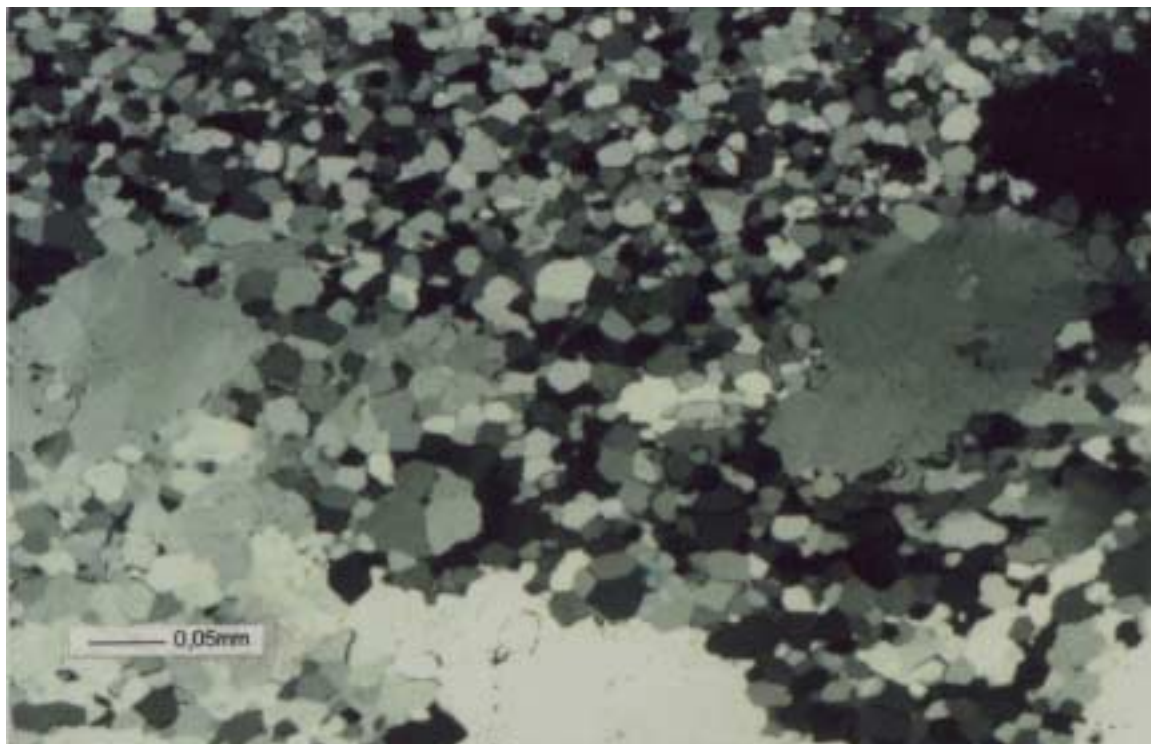


Foto 8 - Fotomicrografia de amostra da Mina de Cuiabá, mostrando uma possível terceira geração de quartzo definida por grandes cristais de até 2 mm dispersos, com bordos suturados, bandas de deformação e subgrãos. Nicóis cruzados.

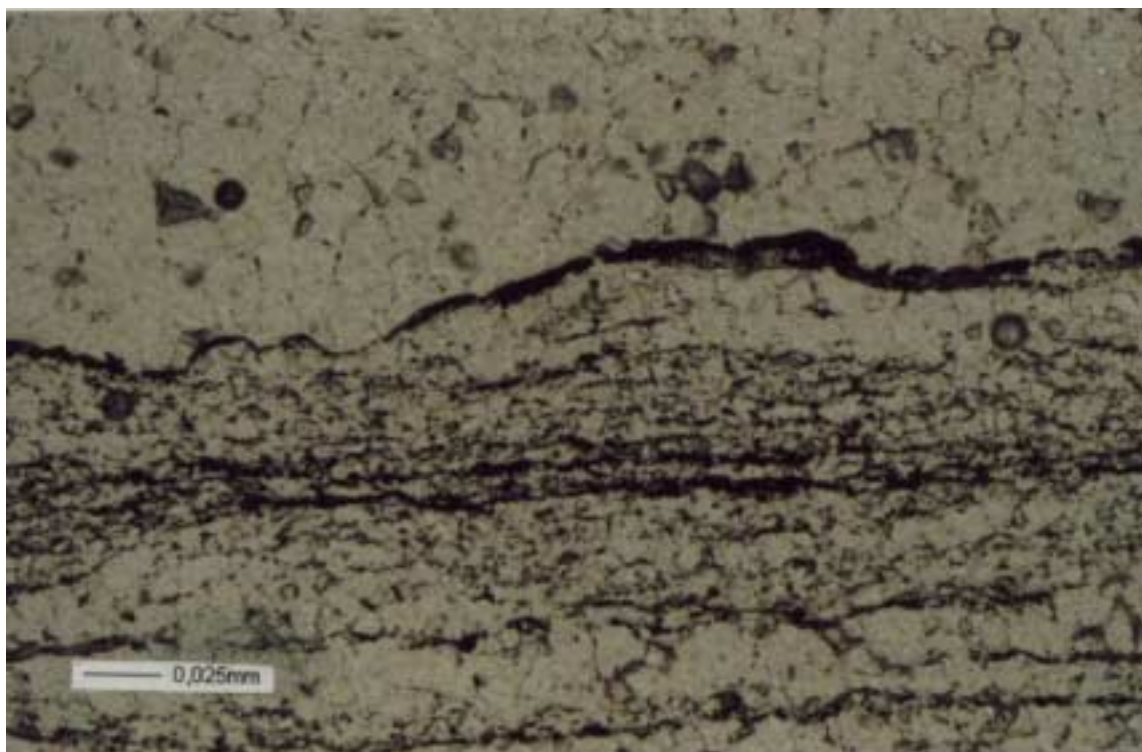


Foto 9 - Fotomicrografia de amostra da Mina de Cuiabá mostrando superfícies estilolíticas separadas por finas concentrações de opacos e, localmente, por biotitas bem cristalizadas.

Assim, parte da composição original parece ter sido alterada também por lixiviação sob pressão (“pressure solution”). Numa das amostras, há um veio irregular com espessuras que variam de 1,5 a 3,5 mm cortando as bandas e constituído de quartzo, em grandes cristais, de até 1,5 mm anédricos, com bordos irregulares suturados, com subgrãos e bandas de deformação, sugerindo estágios inferiores de recuperação cristaloplástica em relação aos cristais da primeira geração ou da matriz. No interior deste veio, observam-se, ainda, grandes cristais anédricos a subédricos de sulfeto, às vezes constituindo agregados tabulares em posição oblíqua em relação às paredes e limitados a estas. Este veio, por não ter sido transposto como sugerido para os cristais da segunda, e, possivelmente, terceira geração, parece constituir uma quarta geração de quartzo. No mesmo veio há cristais de quartzo em crescimento sintaxial, já posicionados obliquamente em relação às paredes, e quebrados, testemunhando uma deformação rúptil após sua implantação (foto 10). Essas diversas gerações de quartzo demonstram que o teor de sílica da rocha primitiva foi totalmente modificado.

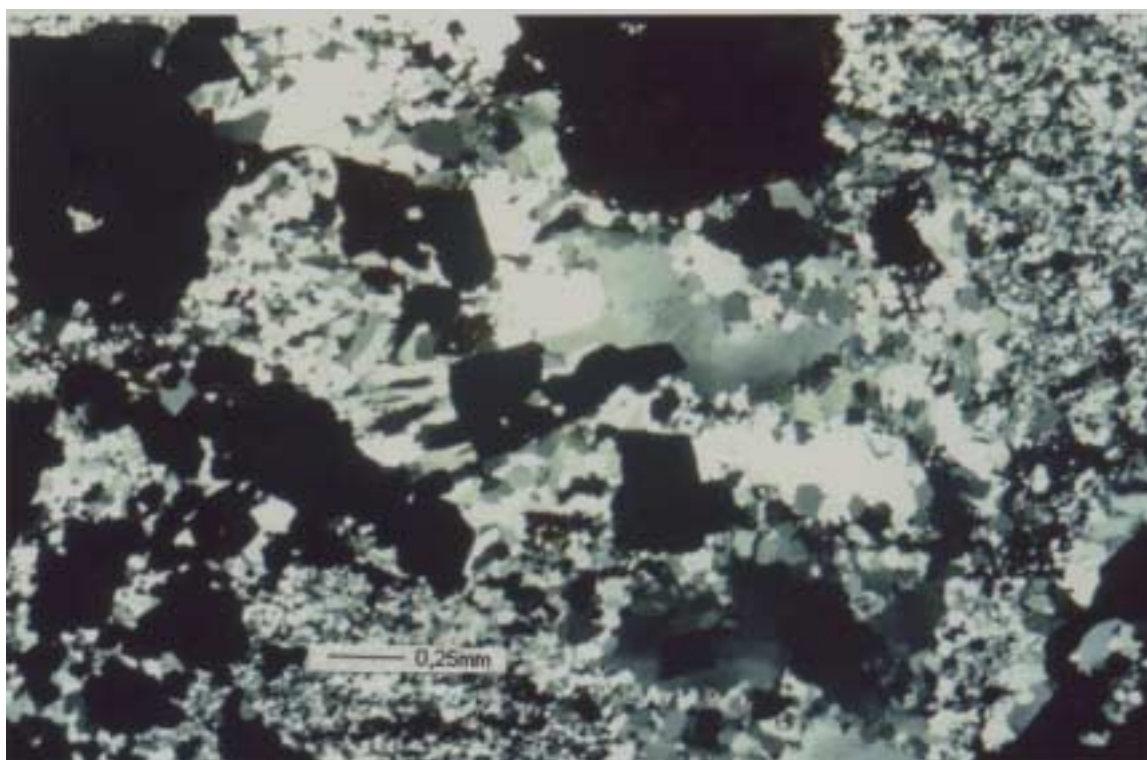


Foto 10 - Fotomicrografia de amostra da Mina de Cuiabá mostrando cristais de quartzo e sulfeto e veio cortando matriz de metachert piritoso. Nicóis cruzados.

Algumas formas romboédricas, interpretadas como possíveis carbonatos, estão substituídas por quartzo em cristais muito pequenos. Sulfetos euédricos e de pequenas dimensões ocorrem na matriz, dispersos entre os cristais menores de quartzo. Alguns cristais maiores, também euédricos, aparecem nas massas de cristais maiores de quartzo, subparalelas ao acamamento. Os maiores cristais de sulfeto, em geral subédricos e raramente euédricos, estão no veio não deformado da última geração. Análises semiquantitativas por microsonda, visando apenas a identificação mineralógica, mostram que tanto os cristais menores, provavelmente de uma primeira geração, como os cristais maiores, associados ou não a veios, são piritas. Porém

os cristais maiores das últimas gerações (análises 6, 7 e 8 da tabela 7) tendem a apresentar teores mais elevados em As.

Tabela 7 - Análises semiquantitativas por microsonda de sulfetos de macroquartzo com sulfetos do Grupo Nova Lima, da Mina de Cuiabá (Amostra FR-21 da tabela 6).

ORDEM	ANALISES	As	Fe	Zn	Cu	Ni	Co	S	Total
1	%	0,100	45,701			0,027	0,000	46,749	92,578
	Conc.Atom	0,060	35,920			0,020	0,000	64,000	
2	%	0,039	45,487			0,023	0,000	47,395	92,944
	Conc.Atom	0,020	35,510			0,020	0,000	64,450	
3	%	0,050	46,834	0,000	0,000	0,020	0,000	47,951	94,855
	Conc.Atom	0,030	35,910	0,000	0,000	0,010	0,000	64,040	
4	%	0,141	36,773			0,000	0,000	51,813	88,728
	Conc.Atom	0,080	28,930			0,000	0,000	70,990	
5	%	0,188	45,274			0,000	0,000	46,901	92,374
	Conc.Atom	0,010	35,620			0,006	0,000	64,260	
6	%	0,644	44,926			0,000	0,000	46,311	91,882
	Conc.Atom	0,380	35,640			0,000	0,000	63,980	
7	%	1,440	45,285			0,025	0,000	46,062	92,812
	Conc.Atom	0,850	35,770			0,020	0,000	63,370	
8	%	1,605	45,385			0,000	0,000	44,617	90,979
	Conc.Atom	0,970	36,190			0,000	0,000	62,840	

A Formação Ferrífera Bandada Raposos, segundo Ladeira (1988), é formada por camadas delgadas de formações ferríferas com espessuras que variam de 0,5 m a 20 m e constitui um horizonte guia no Distrito Aurífero de Nova Lima. Nela ocorrem todas as quatro fácies de formações ferríferas de James (1954): carbonato, óxido, sulfeto e silicato. A fácies carbonato é composta de siderita, ankerita, dolomita ferroana, alguma calcita, dolomita magnesiânica com quartzo em variadas proporções e acessoriamente epidoto, titano-magnetita, sericita, clorita cromífera e mica cromífera (fuchcita). A fácies óxido constitui-se essencialmente de quartzo, magnetita com hematita e goetita secundárias. Na fácies silicato ocorrem estilpnomelano, tremolita-actinolita, cummingtonita-grunerita, penninita e prováveis relictos de minnesotaíta e greenalita. A fácies sulfeto caracteriza-se por bandas de pirita, pirrotita e arsenopirita com sulfetos varietais como calcopirita, cubanita, galena e esfalerita. As fácies carbonato e sulfeto predominam sobre as fácies óxido e silicato.

Esta formação, ainda segundo o mesmo autor, é uma rocha finamente laminada com lâminas de 0,1 a 50 mm, sendo mais comuns as espessuras de 0,2 a 10 mm. A granulação varia de 0,01 a 0,08 mm e as bandas quartzosas são, na realidade, metacherte (ou macroquartzo) com 70 a 85 % de quartzo com carbonatos dispersos.

Uma amostra da Formação Ferrífera Raposos, coletada para este estudo no nível 2400' da mina homônima, mostra mesobandas claras com espessuras de 7 a 10 mm, constituídas essencialmente de quartzo, carbonatos e microbandas com espessuras de 1 mm compostas de carbonatos e opacos. Na mesma amostra ocorre um nível de sulfeto dobrado e irregular, porém acompanhando genericamente o S₀ dado pelos limites das mesobandas e microbandas. Ocorre também um veio de quartzo formando um pequeno ângulo com o S₀ quando atravessa as bandas mais espessas e concordante com os limites das bandas quando as atinge (foto 11).

As bandas mais claras são constituídas de quartzo recristalizado em mosaico, sem extinção ondulante ou bandas de deformação, carbonatos, raros cristais de magnetita, raros e diminutos cristais de clorita (provavelmente ripidolita). Os cristais de quartzo e

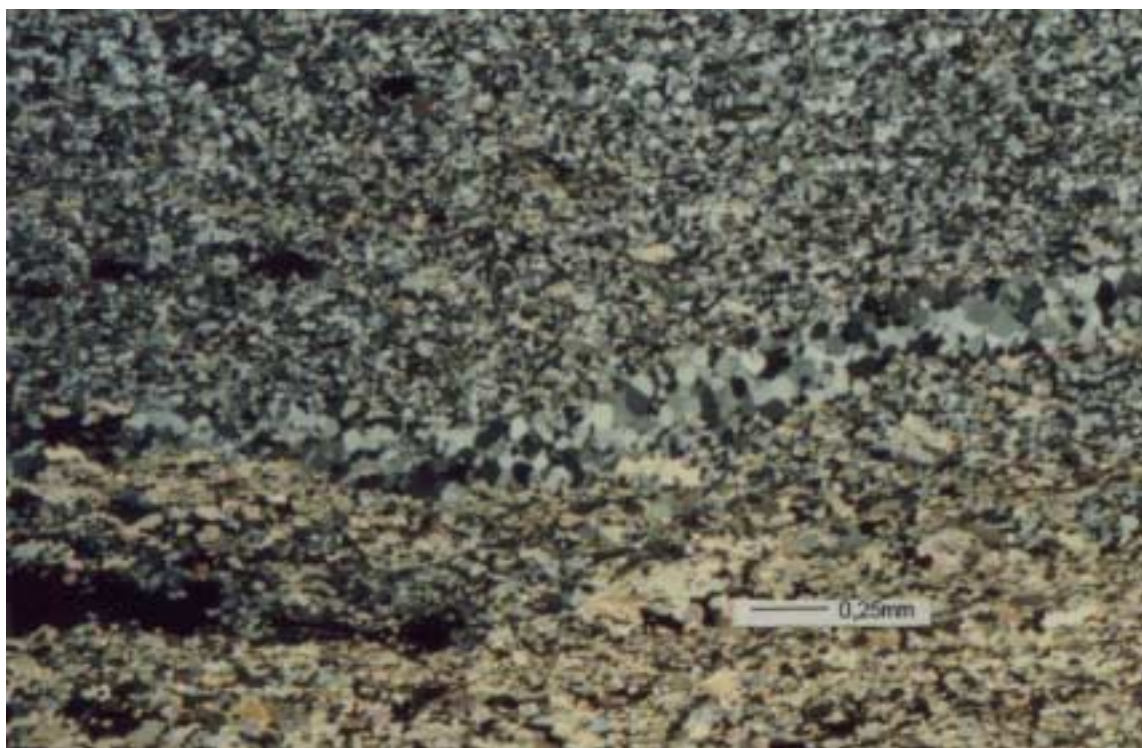


Foto 11 - Microveio de quartzo deslocado próximo aos limites das bandas de formação ferrífera da FFB Raposos da mina homônima. Amostra BHFR02A, nível 2400'.

carbonato apresentam dimensões de 0,01 a 0,1 mm. As raras lamelas de clorita apresentam, no máximo, 0,05 mm. Ocorre uma clivagem paralela aos limites das mesobandas e microbandas com espaçamento de 0,2 a 1 mm, na qual, em geral, se acumulam mais cristais de carbonato. Um microveio de quartzo, que se paraleliza aos limites das bandas quando as corta, apresenta uma espessura de 0,5 mm e está ligeiramente deslocado pelos planos de clivagem, gerando um escalonamento. Os cristais de quartzo deste veio têm dimensões de 0,05 a 0,15 mm e são, portanto, maiores que os da matriz. Comparado às diferentes gerações de quartzo, observadas na mina de Cuiabá, seria um veio da segunda geração com a diferença que, nesta amostra, ele não está totalmente transposto.

Tratados com solução de alizarina em HCl, os cristais de carbonato tingiram-se de azul o que tipifica a ankerita. Uma análise modal de uma mesobanda clara mostra 48,90% de carbonatos, 48,71 % de quartzo, 1,52 % de clorita e 0,85 % de opacos (amostra BHFR02A da tabela 6). Análises por microsonda dos carbonatos desta amostra revelam que os cristais menores euédricos, dispersos na matriz, são de siderita na sua maioria, raramente se revelando como ankerita, enquanto os cristais maiores são sempre de ankerita (tabelas 8 e 9).

Segundo a classificação proposta por Beukes (1980), as mesobandas claras poderiam ser chamadas de ribbon quartzo-siderita-ankerita fels e as meso e microbandas escuras, ribbon siderita-ankerita-quartzo-magnetita fels. Considerando as mesobandas e microbandas em conjunto, a rocha seria um siderita-ankerita-quartzo-magnetita biritó.

Tabela 8 - Análises por Microsonda de sideritas do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas (Localização na tabela 4 - anexo 4).

AMOSTRA	CO ₂	MgCO ₃	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	SrCO ₃	BaCO ₃	TOTAL
BHFR02	1,0747	8,7809	0,7146	0,9602	80,3848	0,0000	0,0201	91,9351
%Cat	0,0976	2,5293	0,2859	0,4586	38,7214	0,0000	0,0140	
CatA2	0,0847	0,2451	0,0168	0,0197	1,6335	0,0000	0,0002	2,0000
BHFR02	1,0689	6,9300	0,7596	0,8015	82,5391	0,0000	0,0000	92,0991
%Cat	0,0971	1,9962	0,3039	0,3828	39,7592	0,0000	0,0000	
CatA3	0,0851	0,1944	0,0180	0,0165	1,6860	0,0000	0,0000	2,0000
BHFR02	1,0703	7,7266	0,8582	1,0941	81,1631	0,0000	0,0000	91,9123
%Cat	0,0973	2,2256	0,3434	0,5225	39,0964	0,0000	0,0000	
CatA5	0,0149	0,2244	0,0210	0,0233	1,7163	0,0000	0,0000	2,0000
BHFR02	1,1407	8,9988	1,2965	1,1997	84,9716	0,0000	0,0057	97,6131
%Cat	0,1036	2,5921	0,5188	0,5730	49,9309	0,0000	0,0040	
CatA6	0,0068	0,2463	0,0299	0,0241	1,6929	0,0000	0,0001	2,0000
BHFR02	1,1538	8,8719	0,7403	1,2662	86,8573	0,0259	0,0000	98,9155
%Cat	0,1048	2,5556	0,2962	0,6047	41,8393	0,0154	0,0000	
CatA7	0,0067	0,2400	0,0169	0,0251	1,7108	0,0004	0,0000	2,0000
BHFR02	1,1438	8,2220	1,1184	1,1333	86,5375	0,0583	0,0000	98,2133
%Cat	0,1039	2,3683	0,4475	0,5413	41,6852	0,0346	0,0000	
CatA9	0,0068	0,2244	0,0257	0,0227	1,7195	0,0009	0,0000	2,0000
ITFR02	1,1601	10,9817	0,9799	0,0946	85,4334	0,0000	0,0000	98,6498
%Cat	0,1054	3,1633	0,3921	0,0452	41,1534	0,0000	0,0000	
CatA2	0,0005	0,0222	0,0223	0,0019	1,6789	0,0000	0,0000	2,000
ITFR02	1,1560	10,7624	0,7255	0,0963	85,6548	0,0166	0,0000	98,4116
%Cat	0,1050	3,1001	0,2903	0,0460	41,2600	0,0099	0,0000	
CatA4	0,0005	0,2916	0,0166	0,0019	1,6892	0,0003	0,0000	2,0000

Tabela 9 - Análises químicas por microsonda de ankeritas de formações ferríferas do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas (Localização na tabela 4 - anexo 4).

AMOSTRA	CO ₂	MgCO ₃	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	SrCO ₃	BaCO ₃	TOTAL
JS-149A	1,3850	29,8807	53,2227	7,3748	11,2454	0,1172	0,0963	101,9371
%Cat	0,1258	8,6071	21,3000	3,5100	5,4200	0,0700	0,0700	
Cat1	0,0000	0,6758	1,0100	0,1200	0,1900	0,0000	0,0000	2,0000
JS-149A	1,3603	29,7215	51,4748	7,4341	11,3052	0,0598	0,0889	100,0843
%Cat	0,1236	8,5613	20,5961	3,5506	5,4457	0,0355	0,0619	
Cat2	0,0000	0,6844	0,9988	0,1256	0,1995	0,0008	0,0009	2,0000
JS-149A	1,3577	26,6152	52,5015	10,0148	11,6383	0,0185	0,0000	100,7873
%Cat	0,1234	7,6168	21,0069	4,7831	5,6062	0,0110	0,0000	
Cat4	0,0000	0,6141	1,0206	0,1695	0,1955	0,0002	0,0000	2,0000
JS-149A	1,3760	29,4287	52,9148	7,3626	11,4945	0,1240	0,0000	101,3246
%Cat	0,1250	8,4769	21,1723	3,5164	5,5369	0,0736	0,0000	
Cat6	0,0166	0,6644	0,0066	0,1220	0,1889	0,0016	0,0000	2,0000
JS-149A	1,3798	25,9054	55,3832	10,6520	10,4272	0,2066	0,0000	102,5744
%Cat	0,1254	7,4620	22,1599	5,0875	5,0228	0,1225	0,0000	
Cat7	0,0165	0,5833	1,0507	0,1760	0,1709	0,0027	0,0000	2,0000
BHFR2A	1,2537	9,0644	49,2449	0,7591	39,7108	0,0374	0,0000	98,8238
%Cat	0,1139	2,6110	19,7039	0,3625	19,1287	0,0222	0,0000	
Cat8	0,0000	0,2265	1,0367	0,0139	0,7223	0,0005	0,0000	2,0000
ITFR2A	1,2387	13,5285	47,9907	0,0491	34,4437	0,0182	0,0000	96,0302
%Cat	0,1125	3,8969	19,2020	0,0234	16,5916	0,0108	0,0000	
Cat1	0,0004	0,3420	1,0224	0,0009	0,6340	0,0003	0,0000	2,0000
ITFR2A	1,2361	11,9665	47,6645	0,0588	36,7328	0,0182	0,0000	96,4508
%Cat	0,1123	3,4469	19,0715	0,0281	17,6942	0,0108	0,0000	
Cat3	0,0004	0,3032	1,0175	0,0011	0,6775	0,0003	0,0000	2,0000

Na Mina de São Bento (fig 5 - Anexo 3, aflor. ITFR02), Abreu et alii (1988) dividiram o Grupo Nova Lima em quatro unidades estratigráficas informais, designadas da base para o topo como Formação Ferrífera Inferior, Formação Grafítica Basal, Formação Ferrífera São Bento e Formação Carrapto. A Formação Ferrífera São Bento é a

portadora, por excelência, das mineralizações auríferas e está subdividida nos Membros Ferrífero Basal e Ferrífero do Topo. Esta unidade apresenta características similares às da Formação Ferrífera Raposos do Distrito de Nova Lima e tem formações ferríferas bandadas fácies óxido, carbonato, silicato e sulfeto em uma sucessão de estratos milimétricos a centimétricos (micro a mesobandas de 0,2 a 10 mm de espessuras) compostas essencialmente de quartzo, ankerita, siderita, magnetita, clorita e, subordinadamente, sulfeto e grafita.

Da mesma maneira que na Formação Ferrífera Raposos, ocorrem variações faciológicas tanto verticais como horizontais nesta unidade. As bandas (meso a microbandas) claras têm como constituintes o quartzo e os carbonatos com magnetita subordinada. As bandas de tons esverdeados são ricas em clorita e estilpnomelano, enquanto as de tons cinza escuro são ricas em magnetita e grafita.

Preferencialmente na base dessa sequência, encontram-se metassedimentos clásticos de granulação fina (metapelitos representados por clorita, xistos grafitosos e mica xistos carbonáticos). Também no contato superior do Membro do Topo, ocorrem intercalações de quartzo-sericita-clorita xisto, cor cinza clara, característica da Formação Carrapato que lhe sobrepõe.

Amostras coletadas aleatoriamente de testemunhos de sondagem da formação Ferrífera São Bento, são de formações ferríferas microbandadas fácies óxido e carbonato e de formações ferríferas maciças fácies óxido e óxido/carbonato. As composições modais dessas amostras estão representadas na tabela 6 (amostras ITFR02A, 02B, 02C e 02E).

A formação ferrífera fácies óxido/carbonato (ITFR02A) é uma rocha maciça, de granulação fina, textura granoblástica cortada por veios dobrados de quartzo recristalizado com textura em mosaico e granulação mais grossa. A matriz é composta essencialmente de quartzo, magnetita e carbonato. O quartzo está recristalizado em mosaico, em geral, com cristais maiores que os de magnetita e carbonato e, por vezes, incluindo estes. A magnetita ocorre em cristais bem formados como indivíduos isolados, ou em agregados entre os cristais de quartzo. Sob luz refletida, mostram inclusões de quartzo e de formas triangulares ou lozangulares diminutas, que parecem constituir magnetitas de uma geração anterior. O carbonato, em geral, aparece em cristais menores que os de quartzo e magnetita, porém, também como formas maiores, com até 1mm na maior dimensão e variação de cores em zonas concêntricas. Aparentemente, trata-se de uma geração mais nova de carbonato em veios irregulares (foto 12).

Na matriz, os cristais de quartzo variam de 0,03 a 0,1mm e nos veios de quartzo, de 0,1 a 0,3mm. Os cristais de magnetita variam de 0,01 a 0,15mm e os de carbonato de 0,01 a 0,1mm. Ocorrem ainda raros cristais euédricos de mica branca. Análises por microsonda de dois cristais menores de siderita estão representadas na tabela 8.

Os veios de quartzo têm duas ordens de dobras: uma apertada com fechamento em ângulo agudo com planos axiais segundo a foliação principal e uma outra caracterizada por dobras menores e mais abertas nos flancos das dobras apertadas. Uma outra geração de microveios de quartzo muito esparsos aparece cortando as microdobras (foto 13).

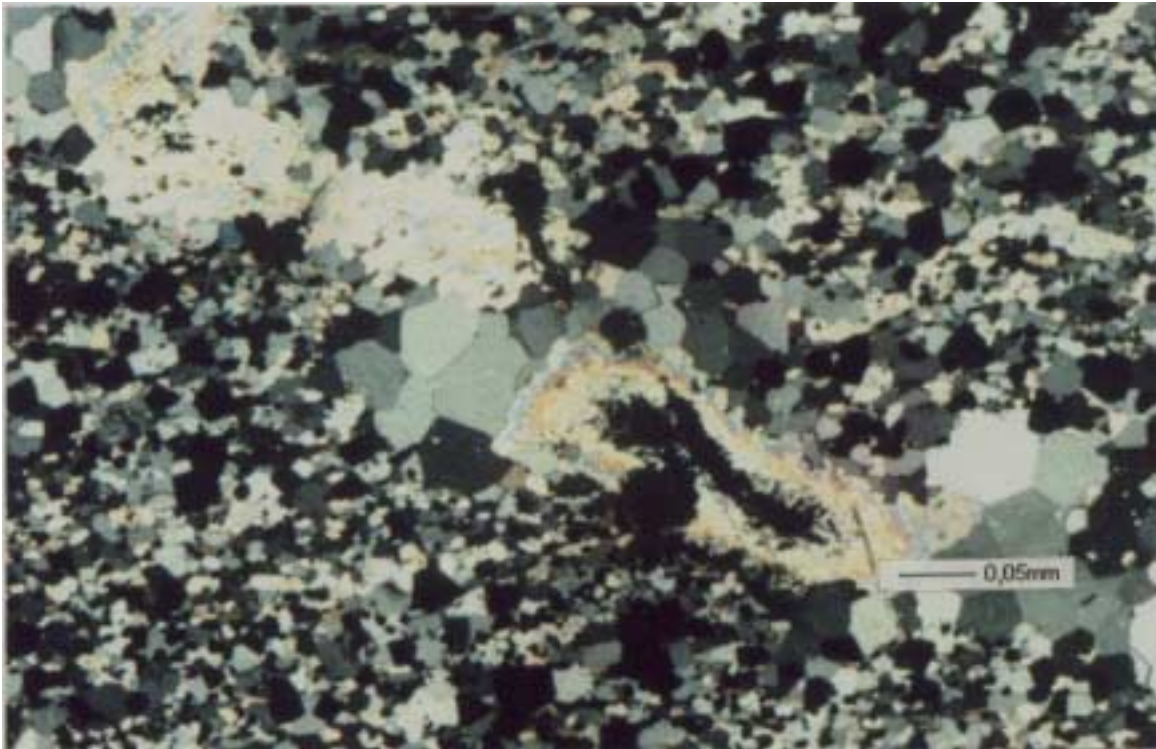


Foto 12 - Fotomicrografia de formação ferrífera bandada da Mina de São Bento (ITFR02A) mostrando veio de ankerita em grandes cristais com bandas concêntrica de cores diferentes. Nicóis cruzados.

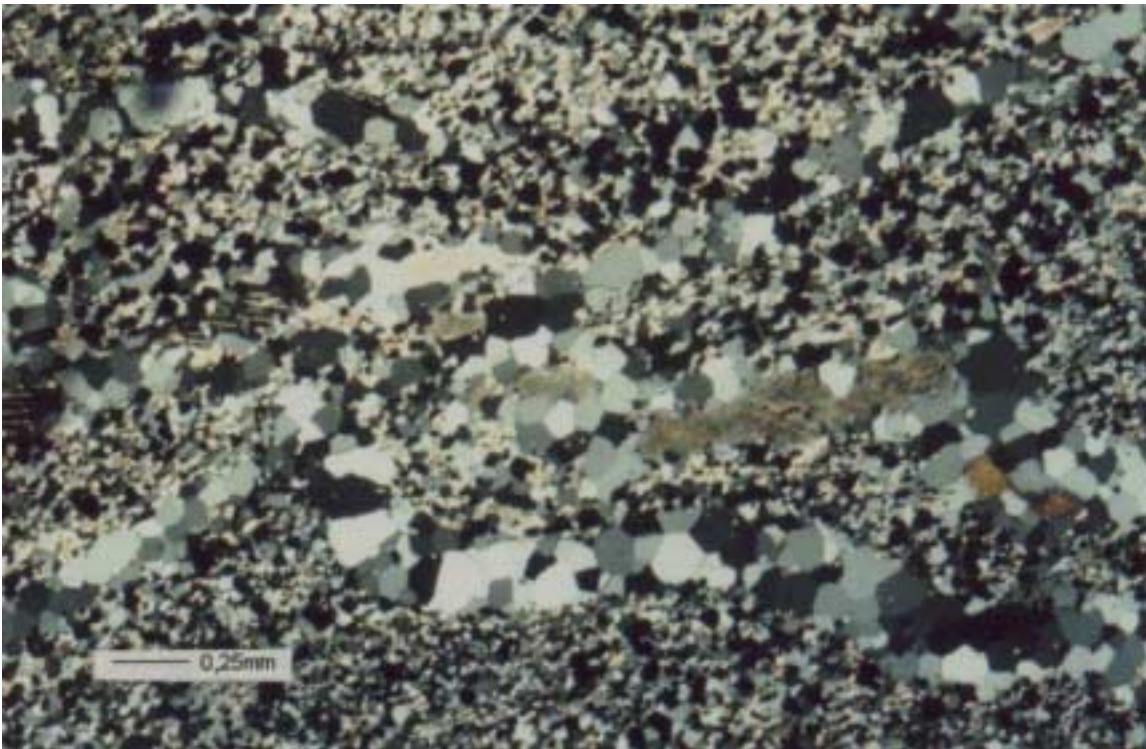


Foto 13 - Fotomicrografia de formação ferrífera bandada da Mina de São Bento (ITFR02A) mostrando duas gerações de microveios de quartzo: uma dobrada com planos axiais subparalelos aos limites das bandas cortada por uma segunda geração. Nicóis cruzados.

A formação ferrífera maciça fácies óxido (amostra ITFR02E da tabela 6) tem uma textura granoblástica, com ligeira orientação dada pelo posicionamento de agregados de quartzo e se constitui essencialmente de magnetita parcialmente martitizada (64,20 %), quartzo (27,41%), carbonato (7,47%) e clorita (0,9%). Os cristais de quartzo, com 0,03 a 0,2 mm, têm, localmente, uma fraca extinção ondulante e estão totalmente recristalizados. A magnetita, quase sempre em agregados, aparece em cristais individuais de 0,01 a 0,2 mm. O carbonato, relativamente raro, apresenta-se, às vezes, como massas cimentando os cristais de magnetita, e os seus cristais individuais têm dimensões de 0,1 a 0,2 mm. A clorita ocorre em palhetas raras e diminutas, inferiores a 0,03 mm, com clivagem principal paralela ao raio rápido. Há veios de quartzo e carbonato dobrados cortando esta rocha, nos quais os cristais individuais são maiores que os da matriz. Segundo a classificação de Beukes (op.cit.), esta rocha seria um magnetita-quartzo-carbonato fels.

A formação ferrífera microbandada fácies óxido constitui-se de microbandas claras e escuras com espessuras que variam de 0,5 a 4,5 mm (amostra ITFR02B da tabela 6). Nas bandas claras há quartzo recristalizado, magnetita parcialmente martitizada, carbonato e raro estilpenomelano. Alguns cristais de carbonato ficam azul à solução de alizarina e são de dolomita ferrosa ou ankerita e outros não reagem à solução e são, provavelmente, siderita.

As microbandas claras, com espessuras de 1 a 4,5 mm (sendo mais comum a espessura de 1 mm), seriam classificadas, segundo a nomenclatura de Beukes, como ribbon quartzo-magnetita-siderita-ankerita fels ou pod quartzo-magnetita-siderita-ankerita fels quando lenticulares. Nas microbandas escuras predomina, largamente, a magnetita parcialmente martitizada com o quartzo subordinado e raros cristais de carbonato. As espessuras variam de 0,5 a 3 mm, porém, como a rocha está recristalizada, não se percebe claramente o microbandamento típico dos ferritmitos, sendo melhor utilizar-se o termo fels que substitui o termo felutito nas formações ferríferas metamórficas. Pela nomenclatura de Beukes, as microbandas escuras seriam designadas como ribbon magnetita-quartzo-siderita-ankerita fels ou pod magnetita-quartzo-siderita-ankerita fels quando lenticulares. Considerando-se o conjunto como uma mesobanda de microbandas, pode-se designá-la como banda quartzo-magnetita-siderita-ankerita birito.

Deve-se salientar o elevado grau de recristalização do quartzo, com pontos tríplices e sem feições internas, como bandas de deformação ou subgrãos, evidenciando o elevado grau de recuperação, após a deformação cristaloplástica. Os cristais de quartzo medem de 0,03 a 0,2 mm, os de magnetita de 0,02 a 0,1 mm e os de carbonato de 0,03 a 0,15 mm. As diminutas palhetas de estilpenomelano têm de 0,05 a 0,1 mm. A composição modal das bandas claras é 81,15 % de quartzo, 12,56 % de magnetita e 6,28 % de carbonatos (tabela 6) e das bandas escuras, 64,44 % de magnetita, 32,80 % de quartzo e 2,75 % de carbonato.

Nas formações ferríferas fácies carbonato microbandadas, as microbandas claras são de quartzo e algum carbonato e as escuras de pequenas lentes de agregados de magnetita, carbonato e quartzo. A composição modal desta rocha (tabela 6) mostra 63,92% de quartzo, 32,50 % de carbonato, 2,74 % de magnetita parcialmente martitizada e 0,75 % de clorita em palhetas verdes dispersas pela rocha. Recortam-na veios de quartzo e carbonato de duas gerações: uma dobrada e outra não deformada. Um veio desta última, com cerca de 2 mm de espessura tem cristais de quartzo de até 0,6 mm e de

carbonato de até 1,5 mm. Os carbonatos da matriz testados com alizarina foram identificados como ankerita ou dolomita ferrosa e siderita. De acordo com a classificação de Beukes seria uma banda quartzo-siderita-ankerita-magnetita fels ou birito.

Uma das encaixantes das formações ferríferas na Mina São Bento é um filito carbonoso (ITFR02D) caracterizado por foliação conspíqua em lentes extensas e regulares de cores claras e escuras da mesma sequência caracteriza-se por laminação ou foliação conspíqua em lentes extensas e regulares de cores claras e escuras com espessuras de 0,05 a 0,2 mm. Constituído de moscovita/sericita, clorita, quartzo e massas diminutas carbonosas. As microbandas ou lâminas mais escuras são marcadas pela maior presença de matéria carbonosa, enquanto que, nas mais claras, predominam moscovita/sericita e quartzo. Há ainda opacos (provavelmente sulfetos) dispersos pela rocha.

Amostras de formações ferríferas coletadas próximo à Fazenda Cachoeira e a nordeste, próximo ao Sítio João Inácio, ao sul de Caeté, (afloramentos JS-149 e RM-159 respectivamente, área 5 da fig.1 e fig.10), apresentam-se textural e estruturalmente semelhantes às formações ferríferas do Distrito de Nova Lima e da Mina de São Bento. São formações ferríferas bandadas fácies óxido com quartzo e magnetita parcialmente martitizada, carbonato subordinado e rara clorita ou formações ferríferas maciças com quartzo, magnetita parcialmente martitizada, carbonato e clorita mais abundante dispersa entre os demais minerais.

O tipo bandado (amostra JS-149A e JS-149B da tabela 6) tem microbandas (ribbons) escuras com espessuras de 0,06 a 1 mm, constituídas essencialmente de quartzo, magnetita parcialmente martitizada, carbonato e, raramente, clorita e estilpnomelano/biotita. A concentração de magnetitas varia de microbandas mais finas tendo somente magnetita, a microbandas um pouco mais espessas, com menor quantidade de magnetita, tendo quartzo e carbonatos subordinados, ou em igual proporção. As microbandas claras são mais espessas (0,6 a 3 mm) e consistem essencialmente de quartzo predominante e magnetita e carbonato subordinado. Os cristais de quartzo, como nos outros espécimes estudados, também estão fortemente recristalizados, com textura em mosaico e dimensões de 0,025 a 0,25 mm. Localmente, têm extinção ondulante mas são, em geral, límpidos, sem bandas de deformação e subgrãos, sugerindo estágio avançado de recuperação da deformação cristaloplástica.

Os cristais de magnetita parcialmente martitizada são euédricos e dispersos pela rocha, concentrando-se nas bandas mais escuras e têm dimensões de 0,005 a 0,1 mm. São, portanto, menores que os de quartzo e, provavelmente, primários. Os cristais de carbonato são euédricos a subédricos, às vezes, com formas alongadas segundo o bandamento composicional e com dimensões de 0,04 a 0,6 mm (foto 14). Alguns cristais maiores estão envolvidos por palhetas de clorita (JS-149A) à guisa de moldura, o que sugere uma reação entre ambos. Esses grandes cristais de carbonato são certamente secundários. Análises por microsonda (tabela 9) revelam que são ankeritas manganésíferas com teores de FeCO_3 e MnCO_3 similares, variando de 7 a 11%. Uma fórmula média dessa ankerita, a partir de 5 análises efetuadas, é $\text{Ca}_{1,02}(\text{Mg}_{0,64}\text{Fe}_{0,19}\text{Mn}_{0,14})(\text{CO}_3)_2$.

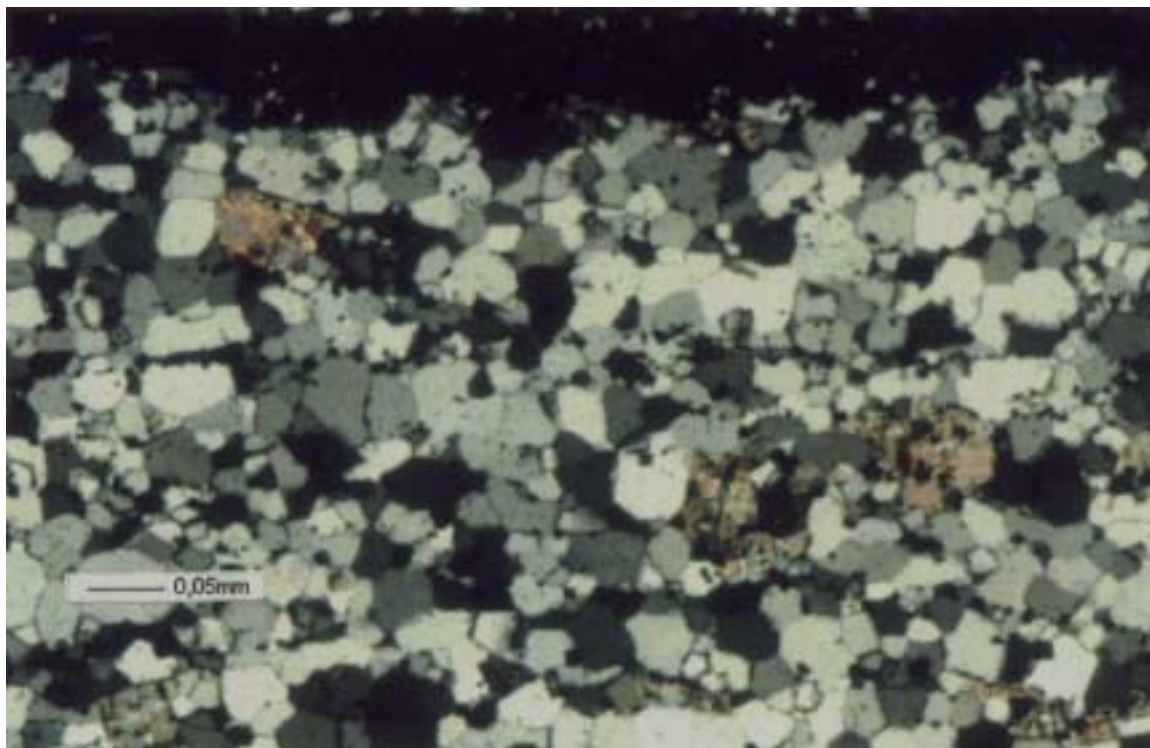


Foto 14 - Fotomicrografia de formação ferrífera da Fazenda Cachoeira (JS149A) mostrando cristais de ankerita manganêsifera em mesobanda de macroquartzo. Nicóis cruzados.

Palhetas amareladas e marrons, fortemente pleocróicas parecem ser de estilpnomelano; destas algumas tem aspecto corrugado próprio da biotita. Numa mesma palheta, observam-se clorita verde e biotita/estilpnomelano, evidenciando uma reação entre ambas. Análise por microsonda de uma clorita (tabela 10) define-a como ferromagnésiana e pouco aluminosa, talvez derivada de minnesotaita magnésiana ou talco ferroso. As análises modais de duas amostras desse tipo de formação ferrífera (JS-149A e JS-149B na tabela 6) revelam grande variabilidade no teor de quartzo, o que se deve à maior proporção de bandas claras da segunda amostra.

A formação ferrífera maciça fácies óxido do mesmo afloramento (amostra JS-149C da tabela 6) tem granulação muito fina e um tênue bandamento dado por eventuais concentrações de opacos (magnetita martitizada). Constitui-se essencialmente de quartzo, clorita e magnetita sendo a clorita muito mais abundante que nas amostras descritas anteriormente. Os grãos de quartzo com textura em mosaico, bem recristalizados, variam de 0,015 a 0,04 mm e são, em geral, límpidos, mas localmente com bandas de deformação e subgrãos sugerindo um estágio intermediário na recuperação cristaloplástica. Os grãos de magnetita são euédricos com 0,005 a 0,1 mm.

A clorita, em ripas de 0,015 a 0,05 mm e agregados está disseminada por toda a rocha e sem orientação. O pleocroísmo é verde //Z e verde amarelado //X,Y. A textura é granular decussada com uma orientação incipiente. Alguns cristais de clorita são anédricos e com mais de 0,1 mm. De acordo com a composição modal (tabela 6), esta rocha é classificável como magnetita-quartzo-clorita fels, provavelmente originada de um femicrito ou magnetita-quartzo-clorita micrito.

Tabela 10 - Análise por microsonda de clorita de formação ferrífera do Grupo Nova Lima. Base de 24(O,OH). Amostra JS149C coletada próximo à Fazenda Cachoeira.

Composição	%Óxidos	%Cátions	Cátions
SiO ₂	28,2505	13,2056	4,6048
TiO ₂	0,0200	0,0120	0,0024
Al ₂ O ₃	18,1144	9,5872	3,4799
Cr ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000
MgO	19,5775	11,8074	4,7564
CaO	0,0793	0,0567	0,0139
MnO	0,6172	0,4780	0,0852
FeO	19,8403	15,4222	2,7045
Na ₂ O	0,0067	0,0050	0,0021
K ₂ O	0,0454	0,0377	0,0095
H ₂ O	3,6790		
TOTAL	90,2303		15,8589

As amostras do afloramento RM-159 são de formações ferríferas bandadas com indícios de alteração intempérica. Parte dos óxidos e, provavelmente dos carbonatos, está transformada em limonita. As mesobandas têm de 3 a 8 mm de espessura. As bandas claras são maciças e quase que inteiramente de quartzo recristalizado. As escuras tem microbandas de 0,02 a 1 mm de espessura de magnetita parcialmente martitizada, quartzo e hidróxido de ferro e alumínio, cores marrom amarelada e marrom escura. Algumas massas de hidróxido de formas ripáceas, sugerem alteração a partir de clorita. Buracos de formas romboédricas sugerem carbonatos. Localmente, observam-se fraturas preenchidas por limonitas com alguns buracos cúbicos ou prismáticos, lembrando microveios de sulfeto. Os cristais euédricos de magnetita parcialmente martitizada são muito pequenos (0,005 a 0,07mm) e são, provavelmente, fases primárias. Algumas microbandas formam pequenas dobras com o plano axial subparalelo ao bandamento composicional, extremamente fechadas com amplitude de 5 mm e comprimento de onda de 0,5 mm. Entre essas dobras observam-se bolsões elipsoidais de quartzo de granulação mais grossa, às vezes se prolongando em microdobras “en echelon” cortando o bandamento composicional com ângulo pequeno. As composições modais dessas amostras (tabela 6) permite classificá-las adotando-se Beukes, como quartzo-magnetita-carbonato-clorita fels (bandas claras) e ribbons magnetita-quartzo-carbonato birito (bandas escuras).

As formações ferríferas desses dois últimos afloramentos descritos associam-se a níveis delgados de anfibolito e metacherte. Todas elas, com exceção talvez daquelas da Mina de Cuiabá, parecem pertencer ao mesmo nível estratigráfico e devem estar relacionadas ao topo da Unidade Basal ou à base da Unidade Média, segundo a estratigrafia proposta por Silva e Zucchetti (no prelo). Observa-se uma grande similaridade petrográfica e mineralógica, notadamente entre as da Formação Ferrífera Raposos e da Formação Ferrífera São Bento. As da Fazenda Cachoeira, apesar das similaridades marcantes, apresentam ankeritas de composições diferentes quanto ao teor em Mn. A figura 14 mostra as composições das ankeritas e sideritas dessas formações ferríferas. As dolomitas ferro-manganesíferas, quando lançadas no diagrama com a soma FeCO₃+MnCO₃, se deslocam ligeiramente no sentido das ankeritas das minas de Raposos e São Bento (fig.14b).

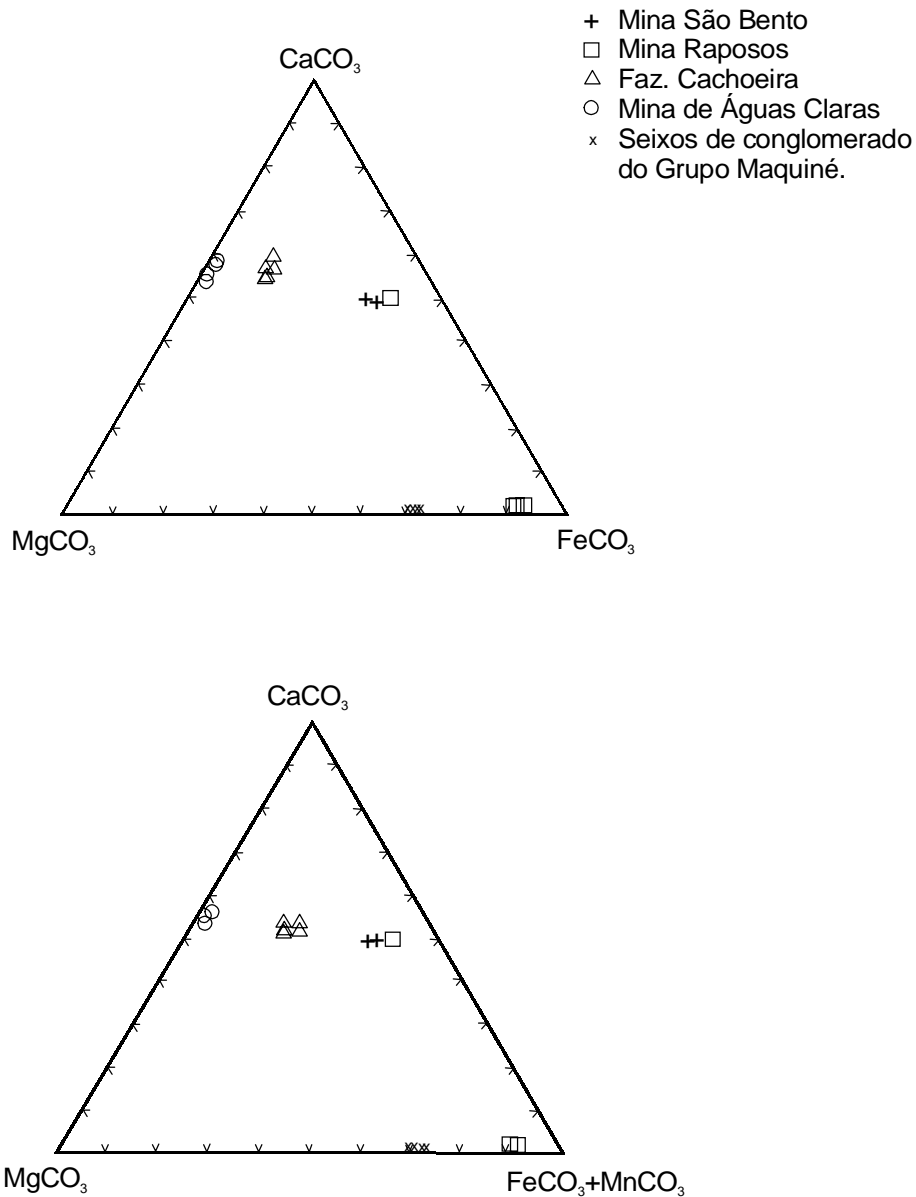


Figura 14 - Composição dos carbonatos de amostras do Supergrupo Rio das Velhas e do Supergrupo Minas analisados por microsonda. (a) considerando-se apenas as fases de Ca, Mg e Fe e (b) além dessas, também a fase manganésifera.

Nas tabelas 11 e 12 estão representadas as composições químicas das martitas (magnetitas martitizadas) e de magnetitas de amostras de formações ferríferas do Grupo Nova Lima das proximidades da Fazenda Cachoeira (fig.10) e da Mina São Bento (fig. 5-anexo 3). Nota-se que estes minerais praticamente não contêm MnO , que o teor de MgO é variável e maior nos espécimes da Fazenda Cachoeira e que o Cr_2O_3 é maior nas magnetitas.

Tabela 11 - Análises por microsonda de hematitas (martitas) de formações ferríferas do Grupo Nova Lima na base de 6 oxigênios. Amostra coletada próximo à Fazenda Cachoeira (Figura 10).

ÓXIDOS	JS-149 AH1			JS-149 AH2		
	%Óxidos	%Cat	Cat	%Óxidos	%Cat	Cat
SiO ₂	0,3790	0,1772	0,0192	0,1299	0,0607	0,0067
TiO ₂	0,0043	0,0026	0,0002	0,0009	0,0005	0,0000
Al ₂ O ₃	0,0029	0,0015	0,0002	0,0003	0,0002	0,0000
Cr ₂ O ₃	0,0046	0,0031	0,0002	0,0001	0,0001	0,0000
Fe ₂ O ₃	104,0659	72,7877	3,9687	102,8636	71,9467	3,9902
MgO	0,0935	0,0564	0,0071	0,0050	0,0030	0,0004
CaO	0,0103	0,074	0,0006	0,0001	0,0001	0,0000
MnO	0,0018	0,0014	0,0001	0,0197	0,0152	0,0009
FeO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
TOTAL	104,5623		3,9961	103,0196		3,9982

Tabela 12 - Análises químicas por microsonda de magnetitas de formações ferríferas do Grupo Nova Lima na base de 32 oxigênios [8(Fe₃O₄)] (Localização na tabela 4 anexo 4).

AMOSTRA	SiO ₂		Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	FeO	V ₂ O ₅	TOTAL
ITFR02A1	0,0587	0,0002	0,0746	0,0174	67,1647	0,0000	0,0000	30,3140	0,0005	97,6300
%Cat	0,0274	0,0000	0,0395	0,0119	46,9775	0,0000	0,0000	23,5635	0,0003	
Cat	0,0185	0,0000	0,0278	0,0043	15,9446	0,0000	0,0000	7,9977	0,0001	23,9930
ITFR02A2	0,0220	0,0000	0,1046	0,0157	67,3478	0,0000	0,0000	30,3964	0,0050	97,8914
%Cat	0,0103	0,0000	0,0553	0,0108	47,1056	0,0000	0,0000	23,6276	0,0010	
Cat	0,0069	0,0000	0,0388	0,0039	15,9471	0,0000	0,0000	7,9989	0,0010	23,9966
JS149A1	0,4239	0,0000	0,0101	0,0236	69,2331	0,0876	0,0055	31,0049	0,0330	100,8291
%Cat	0,1981	0,0000	0,0053	0,0161	48,4243	0,0528	0,0043	24,1006	0,0185	
Cat	0,1290	0,0000	0,0036	0,0057	15,8556	0,0397	0,0014	7,8913	0,0066	23,9330
JS149A2	0,0438	0,0000	0,0061	0,0185	69,4526	0,0004	0,0000	31,2595	0,0000	100,7808
%Cat	0,0205	0,0000	0,0032	0,0126	48,5778	0,0002	0,0000	24,2985	0,0000	
Cat	0,0134	0,0000	0,0022	0,0045	15,9800	0,0002	0,0000	7,9931	0,0000	23,9933

A única amostra com grunerita estudada foi a 1018FR127 (tabelas 4 e 6). A grunerita, em cristais prismáticos está orientada segundo o acamamento dado pela maior ou menor concentração de máficos (foto 15). A amostra tem ainda quartzo, magnetita, clorita e limonita. A clorita é rara e tem características petrográficas da ripidolita. Os grãos de quartzo recristalizados são maiores que os observados nas amostras das minas de Raposos e São Bento (0,03 a 0,6 mm), sendo os cristais de grunerita maiores ainda e com 0,1 a 0,7 mm. Os menores cristais são os de magnetita, 0,01 a 0,15 mm. De acordo com a composição modal (tabela 6), trata-se de uma formação ferrífera metamórfica fácies óxido com uma forte componente silicática ou carbonática. O afloramento onde foi coletada está próximo ao contato com o Granitóide Ribeirão Pinheirinho cartografado na Folha Rio Espera (Raposo, 1991).

Lapa Sêca - Um litótipo, de posição estratigráfica bastante discutida na região do Distrito Mineiro de Nova Lima, é a chamada Lapa Sêca. Trata-se de uma rocha carbonática caracterizada, principalmente, pela presença, em proporções variadas, de dolomita ferrosa e ankerita. Foi interpretada por Graton & Bjorge (1929) como um diabásio carbonático; como uma formação ferrífera fácies carbonato por Ladeira (1980, 1988) e Oliveira et alii (1983) e como uma rocha vulcânica alterada por hidrotermalismo por Vial et alii (1987). Na mina de Morro Velho, constitui a encaixante das mineralizações auríferas onde ocorre em camadas delgadas, muitas vezes descontínuas em zonas de cisalhamento.

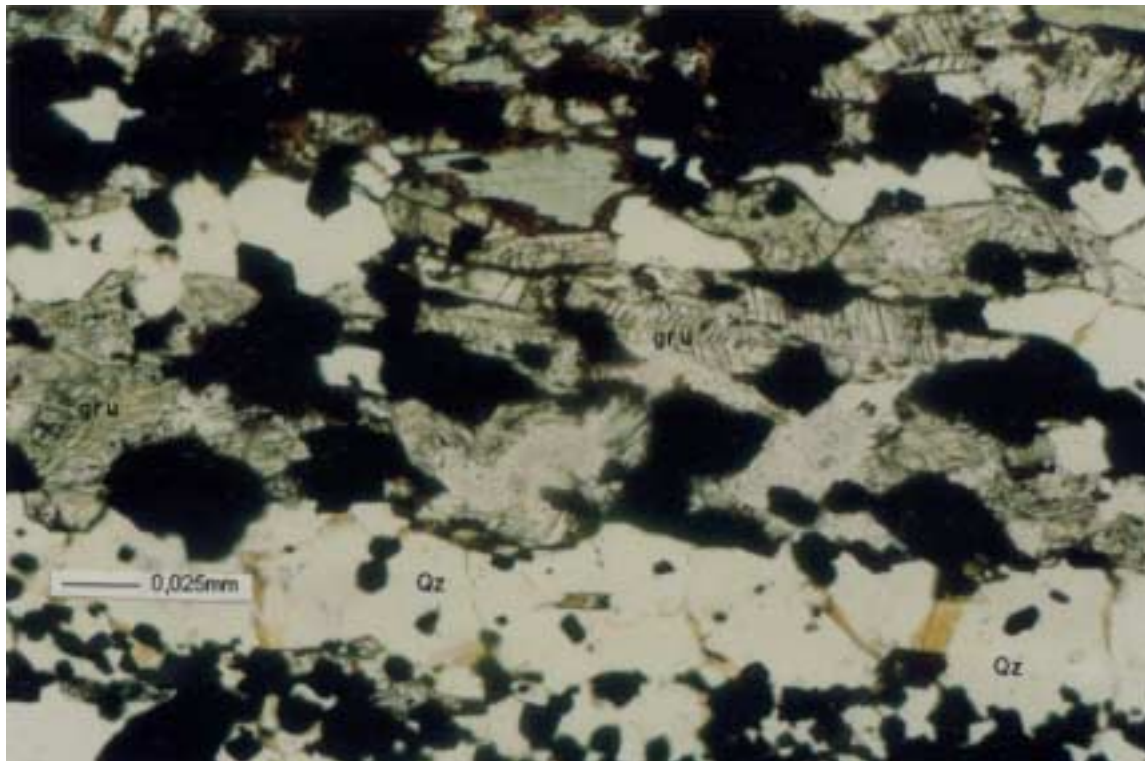


Foto 15 - Fotomicrografia de formação ferrífera do Grupo Nova Lima (amostra 1018 FR127, próximo Pinheiros Altos, Município de Mariana) com cristais de grunerita orientados segundo o bandamento composicional (Localização na figura 5 - anexo 3).

Aparentemente, mais de um tipo litológico tem sido descrito como Lapa Sêca e daí, as diversas interpretações de sua origem (Vieira & Oliveira, 1988).

Segundo Ladeira (1988), a Formação Lapa Sêca é a principal unidade hospedeira de ouro no Distrito de Nova Lima, com uma extensão mapeável de mais de 14 km. Quando fresca, é uma rocha cinza a cinza clara, maciça a finamente bandada e de granulação média a fina. Os minerais essenciais são dolomita ferrosa, ankerita, siderita, calcita e quartzo e os varietais, moscovita, mica cromífera, clorita cromífera ou não, albita, epidoto e estilpnomelano. Os minerais acessórios são sericita, clinozoisita, rutilo, ilmenita, pirita, pirrotita, turmalina, scheelita, apatita, magneto-ilmenita, magnetita e esfeno. O quartzo pode predominar sobre os demais minerais em vários locais como leitos monominerálicos de granulação fina, textura em mosaico remanescente de cherte, ou próximo a falhas ou zonas de cisalhamento, quando têm clara origem secundária. Os leitos composicionais podem ser traçados segundo sua direção, desde alguns centímetros até alguns metros e são, por isto, interpretados como acamamento. Ainda segundo o mesmo autor, ocorrem três tipos petrográficos de Formação Lapa Sêca : Lapa Sêca Carbonática, Lapa Sêca Silicosa e Lapa Sêca Micácea (quadro 2).

A Formação Lapa Seca se interdigita lateralmente com a Formação Raposos e ainda pode ocorrer mais ou menos contaminada por sedimentos tufáceos vulcânicos, o que iria ao encontro de uma origem vulcânica exalativa proximal.

Quadro 2 - Tipos petrográficos de Lapa Seca segundo Ladeira (1988).

Lapa Seca Carbonática	
Minerais carbonáticos	Dolomita ferroana, ankerita, dolomita, calcita (esta subordinada).
Minerais silicáticos	Quartzo, clorita, moscovita, mica cromífera, albita, epidoto, clinozoizita, esfeno, biotita, zircão, tremolita, actinolita, talco, turmalina (dravita) e estiplomelânio. Destaca-se que o quartzo e os carbonatos ocorrem em proporções variáveis, predominando estes. Sericita e plagioclásio ocorrem de modo subordinado e também em proporções variáveis.
Sulfetos	Pirrotita, arsenopirita, pirita são comuns; calcopirita, cubanita, esfarelita, galena, tetrahedrita e ulmanita são escassos a raros.
Óxidos	Magnetita, ilmenita, rutilo e leucóxênio.
Outros minerais	Apatita, fluorita, gipsita, selenita, sheelita, wolframita.
Minerais de alteração	Os seguintes minerais podem ser produtos de alteração: albita, clorita, carbonatos, sericita e quartzo; deve-se no entanto frisar que albita, carbonato e quartzo podem ser também primários. Existem evidências de três gerações de albita e de quartzo.
Lapa Seca Silicosa	
Minerais carbonáticos	São os mesmos acima, mas ocorrem como minerais varietais.
Minerais silicáticos	O quartzo é dominante; a mica branca (moscovita, sericita) ocorrem como minerais subordinados. Presença de estiplomelânio.
Sulfetos	São os mesmos acima citados.
Óxidos	Idem.
Outros minerais	Como os supracitados.
Minerais de alteração	Válidas as mesmas observações para a Lapa Seca Carbonática
Lapa Seca Micácea	
Minerais silicáticos	Predominam os filossilicatos que competem pela dominância com o quartzo, destacando-se a mica branca, clorita e subordinadamente a biotita; comparece, também, plagioclásio albitico e andesina, epidoto.
Minerais carbonáticos	Dolomita ferroana, siderita, ankerita, calcita.
Sulfetos	Os mesmos acima, predominando porém a pirita e a pirrotita.
Óxidos	Os mesmos já citados.
Outros minerais	Os mesmos já citados.
Minerais de alteração	Válidas as mesmas observações referidas para a Lapa Sêca Carbonática.

Na estratigrafia proposta por Ladeira (1980), a Formação Lapa Seca estaria na base da Unidade Metassedimentar química, no mesmo nível ou imediatamente abaixo da Formação Raposos e sobre as rochas vulcânicas da Unidade Metavulcânica basal. Já na estratigrafia proposta por Oliveira et alii (1983), a Formação Lapa Sêca estaria na Unidade Superior. Na estratigrafia que vem sendo proposta pela cartografia do Projeto Rio das Velhas, convênio DNPM/CPRM, a Formação Lapa Seca está localizada também na Unidade Superior.

Próximo à Pedreira UM e do contato com o conglomerado basal da Formação Moeda do Grupo Caraça, Supergrupo Minas, entre xistos granatíferos do Grupo Nova Lima (fig. 5- Anexo 3, afloramento FR-119), ocorre uma rocha quartzosa esverdeada e castanha quando alterada, contendo cloritóide e cianita. O quartzo recristalizado nesta amostra aparece sob duas formas e dimensões: ou como diminutos agregados de 3 a 5 mm de cristais límpidos de 0,02 a 0,08 mm, ou em cristais individuais maiores de 0,2 a 1,5 mm com bandas de deformação, subgrão e extinção ondulante e, portanto, em um grau de recuperação cristaloplástica inferior ao dos diminutos grãos dos agregados que não tem essas feições. Localmente, há palhetas de sericita envolvendo alguns grãos de quartzo. Ocorrem, ainda, agregados de sericita, opacos e cianita, provavelmente originados de algum outro mineral. Os cristais de cloritóide ocorrem em prismas e rosetas, aleatoriamente distribuídos (foto 16). A composição modal desta rocha mostra 86,30 % de quartzo em cristais individuais e maiores, 1,36 % de cristais menores de quartzo em agregados, 6,28 % de cloritóide, 3,33 % de cianita e 2,57 % de sericita.

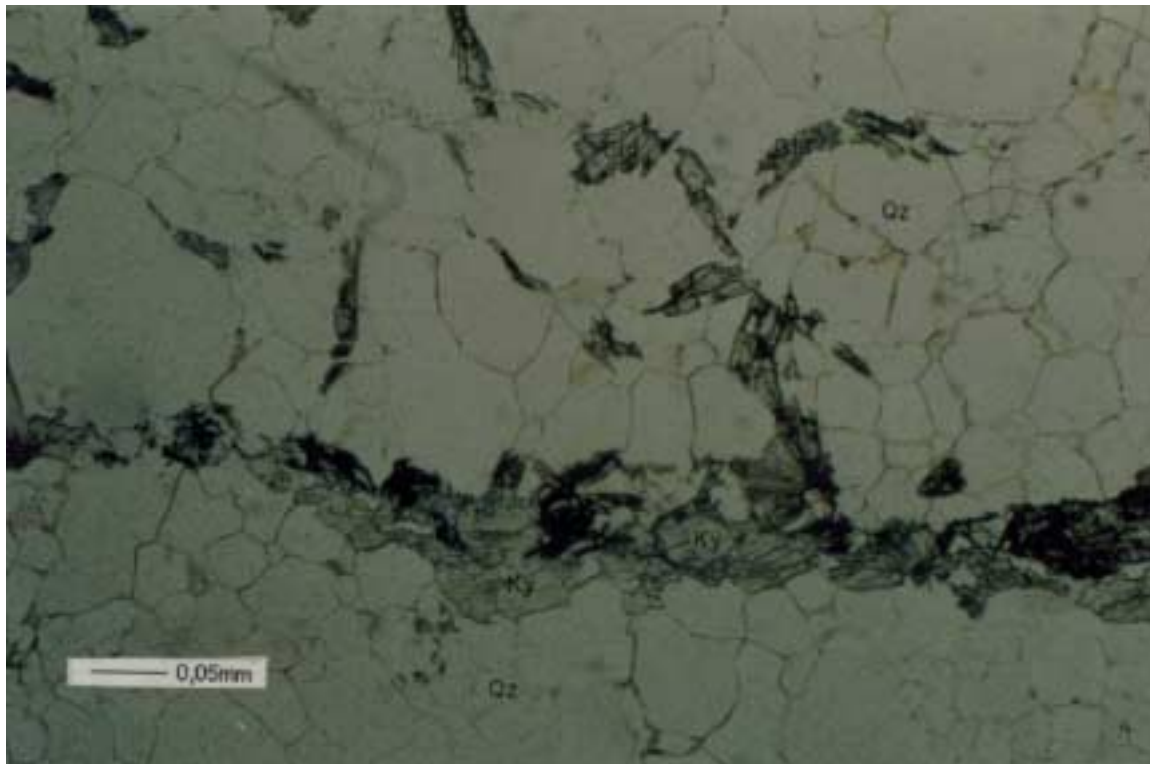


Foto 16 - Fotomicrografia de quartzito esverdeado com cloritóide e cianita da Unidade Superior do Grupo Nova Lima na borda oriental do Quadrilátero Ferrífero (Amostra 1016FR119A prox. Catas Altas, Município de Santa Bárbara).

Na estrada para o Colégio Caraça, na serra homônima, próximo ao afloramento FR-130 (fig. 5, Anexo 3), ocorre uma camada de cerca de 20 cm de espessura de uma rocha semelhante, encaixada em um biotita xisto com granada, do Grupo Nova Lima, já bem próximo de um conglomerado interpretado como do Grupo Maquiné. Aparentemente este litótipo relaciona-se à Unidade Metassedimentar Clástica superior de Ladeira (1980), à Unidade Superior de Oliveira et alii (1983) e à Unidade Superior do Projeto Rio das Velhas, tendo sido já interpretado como uma rocha vulcânica ácida (Baltazar & Raposo, 1993). Entretanto, pela dimensão dos cristais de quartzo, alguns envolvidos por sericita, é possível que se trate de uma rocha clástica quartzosa com contribuição argilosa e vulcanoclástica. Esta rocha pode ser classificada como um quartzito com contribuição vulcânica, aqui descrito pelas mesmas razões da rocha anterior.

Composições modais de outros metassedimentos atribuídos ao Grupo Nova Lima estão na tabela 13. Os turmalinitos associam-se à Unidade Basal, principalmente pela proximidade de rochas ultramáficas (afloramentos FR-78B e FR-119C, fig. 5). Porém, as rochas com granada, na faixa atribuída ao Grupo Nova Lima que envolve o Complexo Santa Bárbara (afloramentos GM-441, OF-27, FR-82B e FR-103 da fig. 5-Anexo 3) não têm o seu posicionamento estratigráfico definido. Análises químicas dessas rochas revelaram elevados teores em Mn e C livre (tabela 15), o que permite supor que a granada abundante (24 a 46 %, tabela 13) seja a espessartita. Por outro lado, o alto teor em C livre leva à conclusão que parte dos opacos seja grafita. O elevado teor em Al_2O_3 , bem como a presença de grafita, afastam-nas das composições comuns das formações ferríferas. Textural e estruturalmente são rochas granoblásticas, com textura

Tabela 13 - Análises modais de metassedimentos granatíferos, metassedimentos turmaliníferos e quartzito com cianita, cloritóide e sericita do Grupo Nova Lima na borda oriental do Quadrilátero Ferrífero (Localização das amostras na figura 5 - anexo 3).

AMOSTRA	BAN	Qz	Mo	Op	Gf	Li	Tu	Gr	Cl	Bi	Ap	Zir	Ru	An	Cd	Cy	Ti
FR-78B		80	3	2	-	-	15	-	tr	tr	r	r	tr	-	-	-	-
FR-82B		45	tr	25	-	5	-	25	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-
FR-103		30	-	14	1	8	-	47	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FR-119A		88	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	3	-
FR-119C	CLA	70	-	1	-	-	28	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
	ESC	44	-	2	-	-	54	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-
GM-441		26	-	14	45	-	-	15	-	tr	-	-	-	2	-	-	-

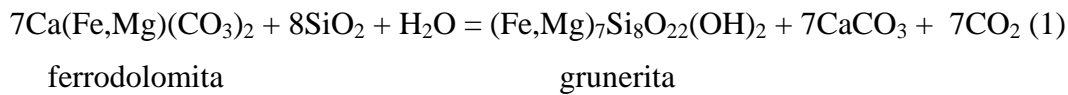
em mosaico, com cristais de quartzo mais desenvolvidos que nas formações ferríferas descritas anteriormente. Apresentam-se também bandadas com bandas que variam de 0,15 a 10 mm marcadas, principalmente, pela maior presença de granadas com magnetita e grafita subordinadas nas bandas coloridas e de quartzo nas bandas claras. Localmente, ocorrem grandes cristais de até 1 mm de biotita. Mas a feição comum dessas rochas é que todos seus afloramentos encontram-se relativamente próximos dos contatos com rochas granitóides, ou do Complexo Santa Bárbara ou do Complexo Mantiqueira ou de granitos a moscovita tipo Mombaça e Estiva cartografados na Folha Mariana na escala 1:100.000 (Baltazar & Raposo, 1993). Pela composição química (tabela 15) e mineralógica (tabela 13) e pelos aspectos texturais, são sedimentos argilosos, manganésiferos e carbonosos metamorfoseados na fácies anfíbolítica.

Metamorfismo

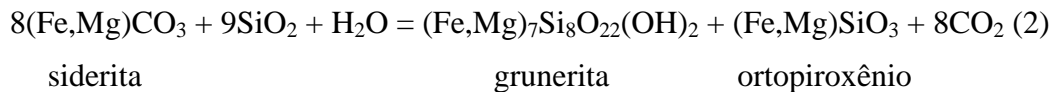
As formações ferríferas não têm o mesmo comportamento que as rochas argilosas quando submetidas a elevações de temperatura e pressão, sobretudo nas faixas de temperaturas mais baixas. Alguns tipos, como os da fácies óxido, subfácies magnetita, constituídas essencialmente ou inteiramente por quartzo e magnetita, não sofrem nenhuma transformação mineralógica com o metamorfismo progressivo. Ocorre apenas um aumento do tamanho dos grãos de quartzo e magnetita. James e Dorr (in Klein, 1973) utilizaram a dimensão média dos grãos de quartzo para definir o grau do metamorfismo nessas rochas. Segundo James, nas zonas de baixo grau metamórfico (zona da clorita), os grãos de quartzo são sempre menores que 0,1 mm, nas zonas de grau médio (zonas da granada e da estauroлита) variam de 0,1 a 0,2 mm e nas zonas de alto grau (zona da sillimanita) o tamanho dos grão é sempre maior que 0,2 mm. Segundo Dorr, o tamanho dos grãos daqueles da fácies xisto verde à fácies granada-anfíbolito, varia de 0,01 mm a 0,5 mm. Nas fácies de formações ferríferas um pouco mais sensíveis ao metamorfismo, como por exemplo, a fácies silicato, segundo Maynard (1984), o baixo grau (200° a 350° C) é definido pelo primeiro aparecimento da minnesotaita, sendo que as rochas mais ricas em sódio podem produzir crocidolita, embora alguns pesquisadores australianos (Trendall e Blockley, 1970; Grubb, 1971

in Maynard, op. cit.) afirmem que a introdução posterior de sódio é que formou os grandes depósitos de crocidolita e riebeckita das formações ferríferas de Hamersley. O grau médio (350° a 550° C) é caracterizado pelo primeiro aparecimento dos anfibólios da série grunerita-cummingtonita ou, se a fugacidade da água é alta, hidrobiotita. Esta zona é marcada também pelo desaparecimento da maioria dos silicatos e carbonatos primários e diagenéticos. O alto grau (> 550°C segundo Maynard, op. cit.) é definido pelo aparecimento dos ferro-piroxênios, tais como ferro-hiperstênio e hedenbergita. Ocorrências de rochas desse tipo são descritas por Grossi Sad et alii (1990) no Grupo Guanhães, a nordeste do Quadrilátero Ferrífero.

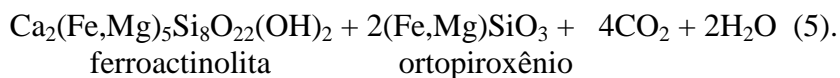
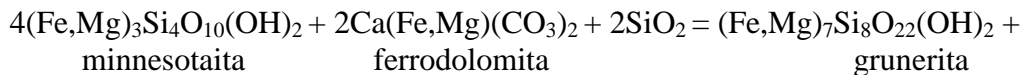
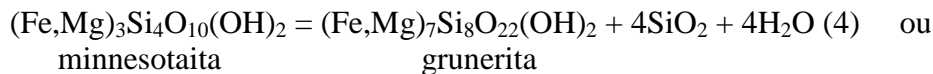
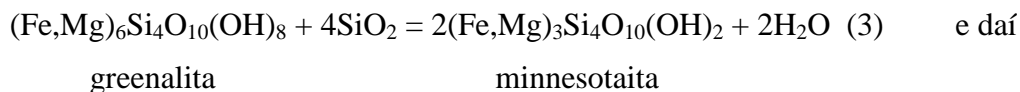
Os diagramas da figura 15, segundo Klein(1973), representam as paragêneses metamórficas das formações ferríferas nas fácies óxido, carbonato e silicato. Segundo o autor referido, a grunerita pode se originar tanto do metamorfismo da fácies carbonato com as reações:



ou



como da fácies silicato através das reações:



A grunerita pode-se formar também por reação entre o estilpnomelanio, a hornblenda e a sílica. Todas essas reações se processam entre a sílica dos leitos de cherte e os minerais das bandas escuras, sendo que as reações (1) e (2) da fácies carbonato só ocorrem quando o potencial químico da H₂O é alto e o do CO₂ é relativamente baixo durante o metamorfismo.

Floran & Papike (1978) também estudaram o metamorfismo progressivo e o retrometamorfismo da Formação Ferrífera de Gunflint da Unidade Média do Grupo Animikie do Precambriano Médio, entre Minnesota (USA) e Ontário (CA) e conseguiram identificar todas as transformações mineralógicas das fácies não metamórficas às fácies de alto grau. Definiram quatro zonas, sendo a zona três aquela

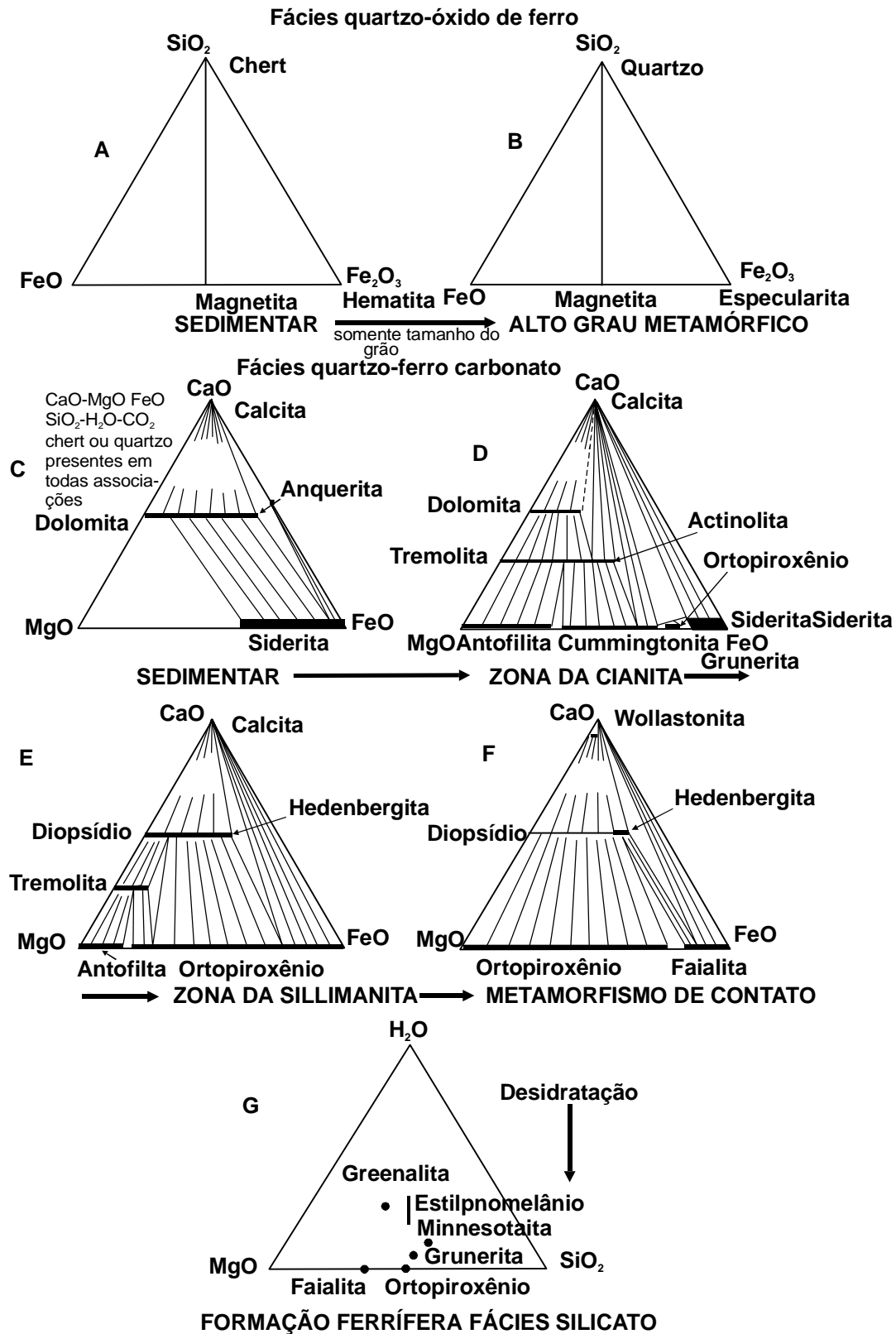
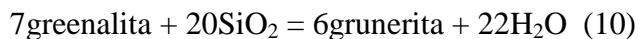
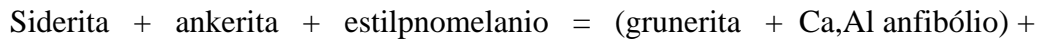
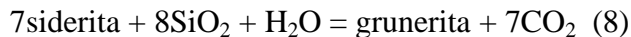
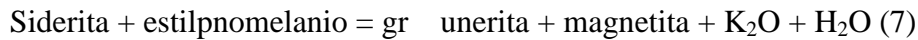
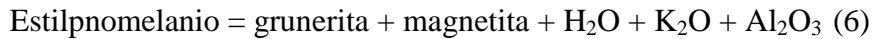


Figura 15 - Metamorfismo de formações ferríferas fácies óxido, carbonato e silicato segundo Klein, 1973. A figura 15 G exibe as variações mineralógicas com a desidratação crescente na fácies silicato.

onde aparece a grunerita e onde desaparecem os carbonatos primários. O metamorfismo progressivo foi provocado pela intrusão do Complexo Duluth, imediatamente ao sul. Nas formações ferríferas ardósianas (segundo o texto original dos autores), a grunerita aparece principalmente por reação entre carbonatos e estilpnomelânio, enquanto nas rochas com cherte, a grunerita se forma por reação entre a greenalita e a sílica, conforme as reações:



Comparando todas essas reações e produtos, e considerando a proximidade do Granitóide Ribeirão Pinheirinho, a grunerita observada na amostra 1018FR127 (fig. 5 - Anexo 3 e tabela 6) poderia provir de reações semelhantes às (7), (9) e (11) identificadas por Floran & Papike (1978). Na referida amostra ocorrem grunerita, magnetita e quartzo. Nas formações ferríferas da Formação Ferrífera São Bento, em grau metamórfico inferior, são encontrados todos os reagentes das referidas reações.

No Quadro 3, representa-se o metamorfismo estimado através das dimensões dos cristais de quartzo das diversas amostras de metassedimentos do Grupo Nova Lima. As amostras com granada e a amostra com grunerita correspondem à zona de grau médio e, aproximadamente, à fácies anfibolítica para rochas argilosas. Entretanto, a grande maioria das amostras exibe dimensões compatíveis com as das zonas da clorita e biotita nas rochas argilosas ou com as das zonas da minnesotaita e da hidrobiotita, nas formações ferríferas, ressaltando-se as discrepâncias originadas das gerações secundárias de quartzo. As rochas na fácies anfibolítica estão todas próximas de contatos com rochas granitóides (Fig. 5 - Anexo 3) e, provavelmente, devem esse metamorfismo à influência de corpos intrusivos.

Quadro 3 - Metamorfismo estimado com base na dimensão dos grãos de quartzo das formações ferríferas e outros metassedimentos do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas.

		Zona da clorita	Zona da biotita	Z. da granada	Z.daEstaurolita	Z.da sillimanita
ROCHAS ARGILOSAS		Clorita				
			Biotita			
				Granada		
					Estaurolita	
						Sillimanita
FORMAÇÕES FERRÍFERAS		Minnesotaita				
			Hidrobiotita ?			
				Grunerita		
					Piroxênio	
Diâmetro aproximado dos grãos de quartzo em leitos de cherte .		0,05mm	0,10mm	0,15mm	0,20mm	
Diâmetro dos cristais de quartzo nos metassedimentos do Gr. Nova Lima.	1016FR78B					
	1016FR119C					
	1016GM441					
	1016OF27					
	1016FR103					
	1016FR82B					
	1016FR119A					
	BHFR02A					
	ITFR02A					
	ITFR02B					
	ITFR02C					
	ITFR02E					
	1016FR116E					
	1016GM141					
	1018FR127					
	FR020					
	FR021					
	FR022					
	FR023					
	FR035					
RM159A						
RM159B						
1071JS149A						
1071JS149B						
1071JS149C						

2.4 Litoquímica

2.4.1 Qualidade das análises químicas

Nas tabelas 14 e 15 representam-se as análises químicas de 18 amostras do Grupo Nova Lima. Na 14 estão, exclusivamente, amostras de formações ferríferas e metachertes e na 15 estão duas rochas vulcânicas da Mina de Cuiabá (1 e 2), um filito grafitoso da Mina São Bento (3) e três quartzo-granada fels (4, 5 e 6). A localização dessas amostras está nas figuras 1, 4-Anexo 2, 5-Anexo 3, 9 e 10 e na tabela 4-Anexo 4. As análises petrográficas quantitativas estão nas tabelas 5, 6 e 13, com exceção da amostra 3 da tabela 15 (ITFR02D), que não foi quantificada petrograficamente devido à granulação extremamente fina. As técnicas de amostragem, preparação e métodos analíticos estão expostos no Anexo 5. Em todas elas foram analisados os elementos maiores, sendo que nas amostras 6, 7 e 8 da tabela 14, e 3 da tabela 15, o ferro foi analisado como Fe_2O_3 total. Nas amostras 4, 5 e 6 da tabela 15 foram analisados o C livre e o MnO_2 . De todas essas amostras, apenas quatro não tiveram os elementos terras raras (ETR) analisados, as duas rochas vulcânicas da Mina de Cuiabá (1 e 2 tabela 15), um metacherte piritoso da mesma mina e um metacherte da Mina de Santa Quitéria (1 e 5 respectivamente, tabela 14).

As análises das rochas vulcânicas foram utilizadas apenas como complemento à sua caracterização petrográfica.

2.4.2 Distribuição dos elementos maiores e traços

Na tabela 14, são evidentes os elevados teores em SiO_2 das amostras da Mina de Cuiabá e Santa Quitéria (1 a 4 e 5, respectivamente), enquanto que os de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ são muito baixos, o que evidencia a entrada posterior de sílica já discutida nas análises petrográficas. Entretanto, o relativo enriquecimento em Fe_2O_3 , FeO e S sugerem suas classificações como chertes piritosos. Por outro lado, no diagrama ternário da figura 16, nota-se uma forte tendência das amostras concentrarem-se no vértice da SiO_2 o que, em parte, se deve às diversas gerações de quartzo estudadas no item 2.2.

Em geral, as fases fluidas quantificadas pela diferença entre o total e subtotal das tabelas 14 e 15, só são significativas nas amostras com sulfeto (2 e 3, 13) e com carbonatos (6 e 7, 13). Os teores em MnO são irrelevantes, sendo um pouco mais elevados apenas nas amostras 6, 11 e 12 da tabela 14 onde, provavelmente, se relacionam aos carbonatos, como foi constatado em uma amostra da Fazenda Cachoeira (tabela 9 e fig.14). Uma característica comum a todas amostras de cherte e formação ferrífera são os teores extremamente baixos em Al_2O_3 .

Tabela 14 - Análises químicas de formações ferríferas metamórficas e metachertites (macroquartzos) do Grupo Nova Lima. (N)=não detectado abaixo do valor indicado e (L)=detectado abaixo do nível de detecção indicado.

ORDEM	1*	2*	3*	4*	5*	6	7	8	9	10	11	12
N°CAMP	FR020	FR021	FR022	FR023	FR035	BH02A	IT02A	IT02E	RM159A	RM159B	JS149B	JS149C
SiO ₂	79,400	85,600	90,400	94,500	95,800	31,800	58,100	20,700	60,000	43,000	46,500	40,900
TiO ₂	0,100	N0,050	N0,050	N0,050	N0,050	L0,050	0,110	L0,050	L0,050	L0,050	0,120	0,170
Al ₂ O ₃	0,470	0,240	0,350	0,120	0,120	2,200	0,210	0,220	0,200	0,230	2,300	4,000
Fe ₂ O ₃	9,200	7,700	3,600	2,800	2,800	41,800	59,900	8,600	36,000	49,800	31,600	35,400
FeO	1,100	0,720	0,330	0,620	0,140				1,700	4,300	13,200	14,700
MnO	N0,050	L0,050	L0,050	N0,050	N0,050	0,570	0,020	0,030	0,100	0,090	0,210	0,230
MgO	0,090	0,300	0,400	0,100	0,400	3,400	1,200	0,960	L0,100	L0,100	2,000	1,700
CaO	0,870	0,280	1,500	0,210	0,210	5,300	0,820	1,600	0,060	0,060	0,700	0,200
Na ₂ O	0,090	0,050	0,050	0,050	L0,050	0,050	0,020	0,360	L0,010	L0,010	0,370	0,160
K ₂ O	L0,050	L0,050	0,060	N0,050	L0,050	0,680	0,030	0,070	0,030	0,020	0,510	0,020
P ₂ O ₅	0,430	0,070	0,990	0,120	0,040	L0,005	0,110	0,110	L0,005	L0,005	0,120	0,060
SUBTOT	91,850	95,110	97,780	98,670	99,710	75,315	94,220	98,060	98,390	97,800	97,630	97,540
H ₂ O ⁻	0,580	0,240	L0,010	0,200	L0,010	0,050	0,030	0,000	0,010	0,040	0,000	0,010
H ₂ O ⁺	0,260	0,100	L0,010	0,100	L0,010	0,150	0,220	0,200	1,660	2,240	0,930	2,270
CO ₂	2,100	0,550	1,100	0,370	0,430	5,250	5,500	2,850	0,080	L0,050	1,350	0,080
S	5,900	4,300	1,200	0,020	0,010	0,960	0,030	L0,005	0,006	0,017	0,080	L0,005
P.F.	8,300	5,000	1,900	0,600	0,430							
TOTAL	100,110	100,060	100,180	99,160	100,250	81,670	99,970	101,115	100,136	100,107	99,990	99,897
Fe ₂ O ₃ /FeO	8,360	10,690	4,510	20,000					21,170	11,580	2,390	2,410
Cr		10	15	5					114	139	146	164
Ni		10	17	35					L10	L10	15	18
Co		6	5	3					28	41	35	45
Sc		L5	L5	L5					L5	L5	11	11
V									L10	L10	31	45
Cu		72	8	34		22	4	7	25	10	24	9
Pb									34	42	41	49
Zn		62	48	125		128	40	29	46	56	41	53
As		3583	429	146		4821	5	1	15	29	4	1
Rb		8	12	10					9	7	17	8
Ba		27	33	19		300	19	20	L10	L10	24	L10
Sr		L5	43	9					L5	L5	17	10
Ta									L5	L5	L5	L5
Nb		L5	L5	L5					6	6	L5	8
Zr		20	20	19					27	26	36	45
Y		L3	L3	L3					L3	6	9	4
Th									L5	L5	L5	L5
U									L10	L10	L10	L10
La		2,470	5,474	4,414		4,273	7,480	2,405	8,135	2,394	7,955	7,014
Ce		3,309	10,490	5,352		11,000	19,930	8,389	9,190	3,557	16,950	13,820
Nd		1,400	5,365	3,336		3,494	7,455	3,072	2,561	1,060	6,833	5,403
Sm		0,460	1,512	0,832		0,720	1,320	0,691	0,415	0,240	1,194	1,028
Eu		0,101	0,688	0,145		0,174	0,251	0,219	0,117	0,096	0,299	0,232
Gd		0,590	1,445	0,689		0,515	0,675	0,579	0,399	0,261	1,007	0,829
Dy		0,493	1,367	0,510		0,447	0,497	0,503	0,310	0,250	0,651	0,587
Ho		0,114	0,263	0,100		0,113	0,105	0,111	0,060	0,050	0,110	0,130
Er		0,381	0,638	0,307		0,419	0,306	0,345	0,165	0,150	0,270	0,260
Yb		0,480	0,480	0,340		0,341	0,313	0,280	0,143	0,190	0,268	0,260
Lu		0,100	0,076	0,079		0,061	0,055	0,055	0,030	0,035	0,048	0,040
B		11	L10	L10		L10	L10	L10	13	L10	L10	L10
Ge		L30	L30	L30								
ΣETR		9,898	27,818	16,104		21,557	38,387	16,649	21,525	8,283	35,585	29,603
Eu _N /Eu*		0,839	2,043	0,840		1,244	1,119	1,517	1,262	1,677	1,197	1,103
Ce _N /Ce*		0,573	0,579	0,431		0,872	0,796	0,879	0,615	0,701	0,701	0,693
Densidade	2,340	2,310	2,290	2,270	2,270	2,810	2,740	2,860	2,520	2,690	2,760	2,830

Análises feitas nos laboratórios da GEOSOL em Belo Horizonte, sob orientação de C. V. Dutra. As amostras assinaladas com asterisco tiveram os óxidos dos elementos maiores analisados nos laboratórios da CPRM, Rio de Janeiro (LAMIN/RJ).

Tabela 15 - Análises químicas de rochas vulcânicas e metassedimentos do Grupo Nova Lima. (L)=detectado abaixo do limite indicado.

ORDEM	1*	2*	3	4	5	6
NºCAMPO	FR017	FR019	ITFR2D	GM441	OF027	FR103
SiO ₂	53,600	49,900	58,100	45,300	47,500	45,500
TiO ₂	0,310	1,900	0,760	0,350	0,940	0,090
Al ₂ O ₃	14,200	13,200	19,000	14,900	15,900	14,800
Fe ₂ O ₃	2,300	5,900	8,600	5,400	6,700	14,700
FeO	7,400	10,200		3,800	1,100	3,800
MnO	0,090	0,180	0,070			
MnO ₂				15,820	18,034	6,640
MgO	9,800	5,100	4,300	2,100	2,100	1,300
CaO	1,400	8,400	0,320	4,500	3,100	2,100
Na ₂ O	0,810	2,600	0,361	0,020	0,020	1,000
K ₂ O	0,970	L0,050	3,800	0,040	0,040	0,100
P ₂ O ₅	0,440	0,320	0,070	0,080	L0,050	0,280
C				4,700	2,300	4,200
SUBTOT	91,320	96,750	95,380	97,010	97,784	94,510
H ₂ O ⁻	0,440	0,380	0,130	0,180	0,710	1,680
H ₂ O ⁺	5,300	2,600	3,760	0,620	1,110	4,740
CO ₂	3,300	0,050	0,300	0,150	0,150	0,350
S	L0,010	L0,010	0,100	0,005	0,005	0,020
P.F.	8,000	2,800				
TOTAL	99,930	99,410	99,540	97,780	99,059	99,620
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,310	0,580		1,420	6,090	3,870
Cr				76	18	64
Ni				144	63	42
Co				88	90	28
V				194	74	94
Cu			67	4	14	23
Pb				6	5	12
Zn			182	22	98	27
Sn				5	5	5
As			145			
Rb				6	7	9
Cs				5	5	5
Ba			580	180	89	470
Sr				15	15	15
Li				8	8	17
Nb				11	27	10
Zr				80	180	70
Y				20	120	80
La			27,150	7,344	11,750	16,620
Ce			56,920	35,700	35,580	48,360
Nd			23,490	9,559	13,470	23,040
Sm			4,810	2,578	4,514	5,905
Eu			0,844	0,547	1,698	1,057
Gd			3,485	2,702	9,303	6,148
Dy			3,517	3,192	17,780	13,570
Ho			0,718	0,697	3,740	2,619
Er			2,003	2,174	10,990	6,570
Yb			1,923	2,082	9,798	6,095
Lu			0,244	0,248	1,130	0,686
F				160	290	290
Cl				20	20	20
B			176	L10	L10	L10
ΣETR			125,104	66,823	119,753	130,670
Eu _N /Eu*			0,898	0,908	1,061	0,768
Ce _N /Ce*			0,686	1,209	0,823	0,692
Densidade			2,430	2,730	2,700	2,630

Análises feitas nos laboratórios da GEOSOL, em Belo Horizonte, sob orientação de C. V. Dutra. As análises assinaladas com asteriscos tiveram os óxidos dos elementos maiores analisados nos laboratório da CPRM, Rio de Janeiro (LAMIN/RJ).

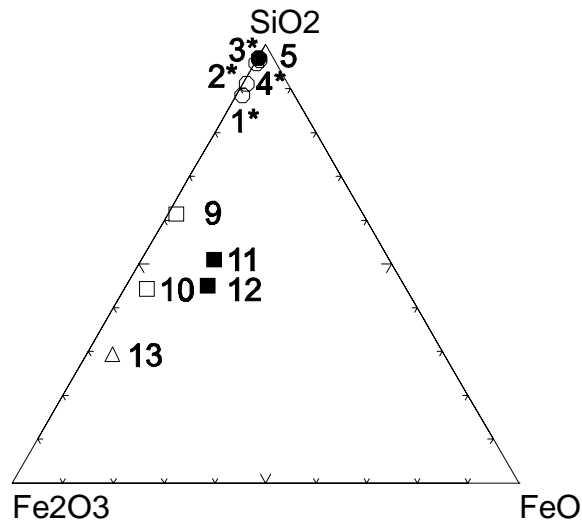


Figura 16 - Composição química das formações ferríferas do Supergrupo Rio das Velhas. No diagrama sugere-se a entrada de SiO₂ secundária e a oxidação do FeO a Fe₂O₃.

Os teores em As são bastante significativos, o que é incomum em outras formações ferríferas descritas na literatura geológica, e os de Cu e Zn relevantes nas amostras que contêm sulfetos, embora o filito grafitoso da mina de São Bento (3, tabela 15) também apresente teores semelhantes. Entre os chertes e formações ferríferas, o Ba só é significativo na amostra 6 da mina de Raposos, enquanto apresenta-se relativamente mais elevado em todas as amostras de metassedimentos aluminosos da tabela 15. Por outro lado, os teores de Zr e Y são muito baixos nos chertes e formações ferríferas e relativamente mais elevados nos metassedimentos granatíferos da tabela 15.

2.4.3 Correlações entre alguns elementos

Os diagramas das figuras 17, 18, 19, 20 e 21 permitem-nos correlacionar alguns elementos traços e óxidos de elementos maiores mais significativos. Destacam-se, claramente, três grupos de comportamento distinto em quase todos os diagramas: o grupo das formações ferríferas bandadas, o grupo dos metachertes piritosos e o grupo dos quartzo-granada fels. Algumas amostras, particularmente as das minas de Raposos e São Bento, não aparecem em todos os diagramas, por não terem sido analisados alguns elementos utilizados nas correlações.

A sílica correlaciona-se negativamente com o Fe₂O₃ e com o Cr nas formações ferríferas bandadas (fig. 17, *a* e *b*) e positivamente com o Cu e o Zn (fig. 17, *c* e *d*). Os metachertes piritosos da mina de Cuiabá tendem a mostrar uma correlação negativa entre SiO₂ e o Fe₂O₃ e nenhuma correlação clara entre a SiO₂ e os demais elementos. Os quartzo-granada fels, por outro lado, não apresentam nenhuma correlação nos diagramas da fig.17. As correlações com o Fe₂O₃ e com o Cr relacionam-se ao bandamento das formações ferríferas. O Cr acompanha o Fe nas magnetitas, como foi constatado nas análises mineralógicas por microsonda. A correlação positiva com o Cu e o Zn deve-se, provavelmente, à fonte comum que seriam os basaltos toleíticos de fundo oceânico.

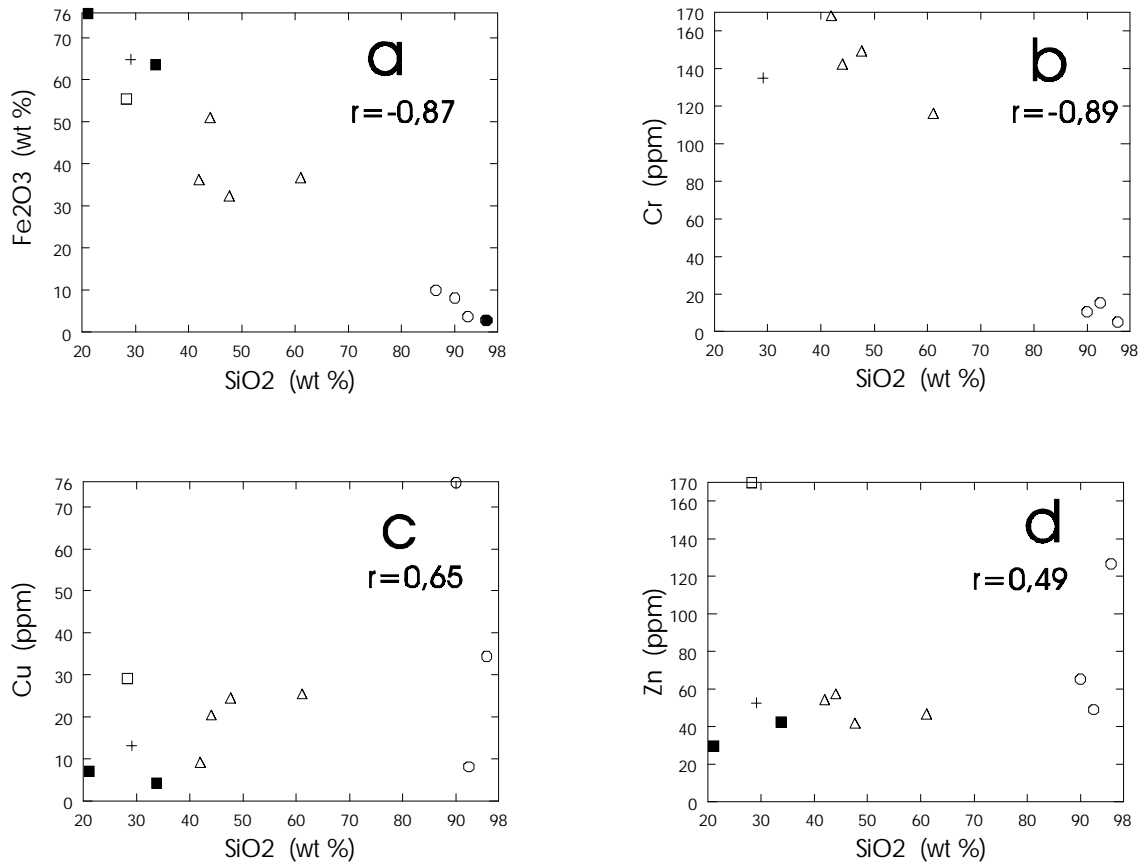


Figura 17 - Diagrama de simples correlação entre SiO₂ X Fe₂O₃, Cr, Cu e Zn de formações ferríferas e metassedimentos químicos e granatíferos do Supergrupo Rio das Velhas. Os símbolos representam amostras das minas: ○ - Cuiabá, ○ - Santa Quitéria, ● - Raposos, + - São Bento e | - Fazenda Cachoeira NE, Δ - Fazenda Cachoeira W e □ - Quartzo-granada fels.

As correlações entre o Fe₂O₃, os óxidos dos metais bivalentes e o CO₂ (a, b, c e d da fig. 18) não são claras, uma vez que o primeiro está relacionado à magnetita, em grande parte martitizada, e os demais aos carbonatos. Por outro lado, a correlação entre o Fe₂O₃ e os elementos traços Cr, Cu e Zn (e, f e g fig. 18) parece positiva, o que pode estar relacionada, também, a uma fonte comum desses metais. Quanto aos metachertes piritosos, as correlações não são bastante claras com o Fe₂O₃. Já para os metassedimentos granatíferos, sugere-se uma correlação negativa para os óxidos dos metais bivalentes, excetuando-se o FeO, e positiva para o Cu. No primeiro caso, devido à localização em fases diferentes (magnetita e granada) e no segundo, provavelmente por estar com o Fe₂O₃ numa mesma fase. Quanto ao FeO, ao Cr e ao Zn, observa-se sempre uma tendência a uma correlação positiva com o Fe₂O₃ em duas amostras de quartzo-granada fels. A amostra GM-441 (4, tabela 15), que não se correlaciona com as outras duas, apresenta teores mais elevados em Cr e Ni e teores mais baixos em Cu e Zn, o que pode indicar fontes diferentes para esses metais e, provavelmente para as argilas que geraram esta rocha.

A correlação entre o FeO, os outros óxidos de metais bivalentes e o CO₂, nas FFB e nos metachertes piritosos, não está claramente definida (Figura 19). Ela é negativa para as duas amostras de quartzo-granada fels referidas anteriormente, exceto para o MnO. Entre o MgO e o CaO (Figura 20), em geral, é positiva para todas as amostras e negativa entre o Cr e o Ni apenas nas duas amostras de quartzo-granada fels (Figura 21).

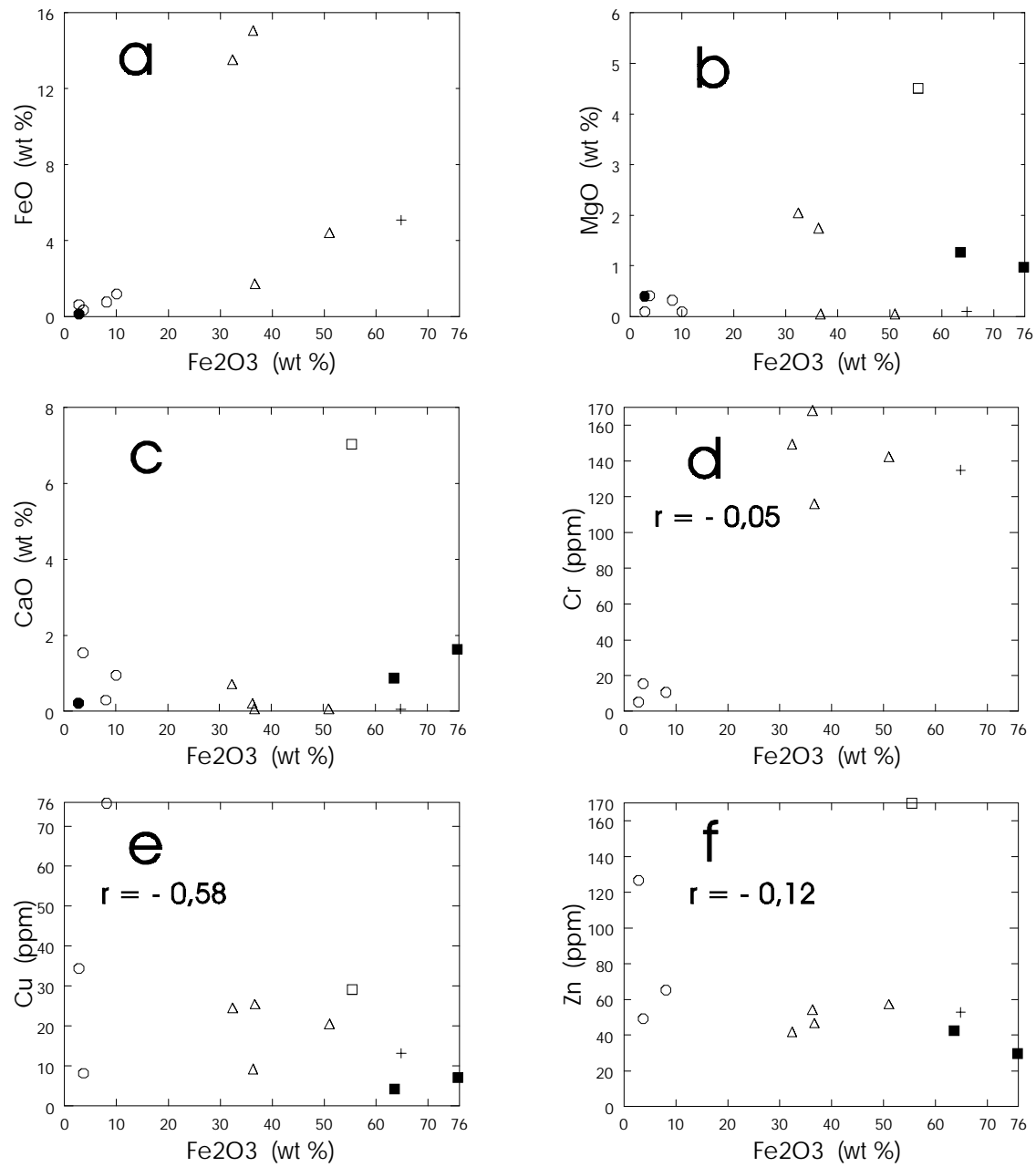


Figura 18 - Diagramas de simples correlação entre o Fe₂O₃ e alguns óxidos e elementos traços de formações ferríferas esedimentos químicos e granatíferos do Supergrupo Rio das Velhas. Os símbolos das amostras são os memos da figura 17.

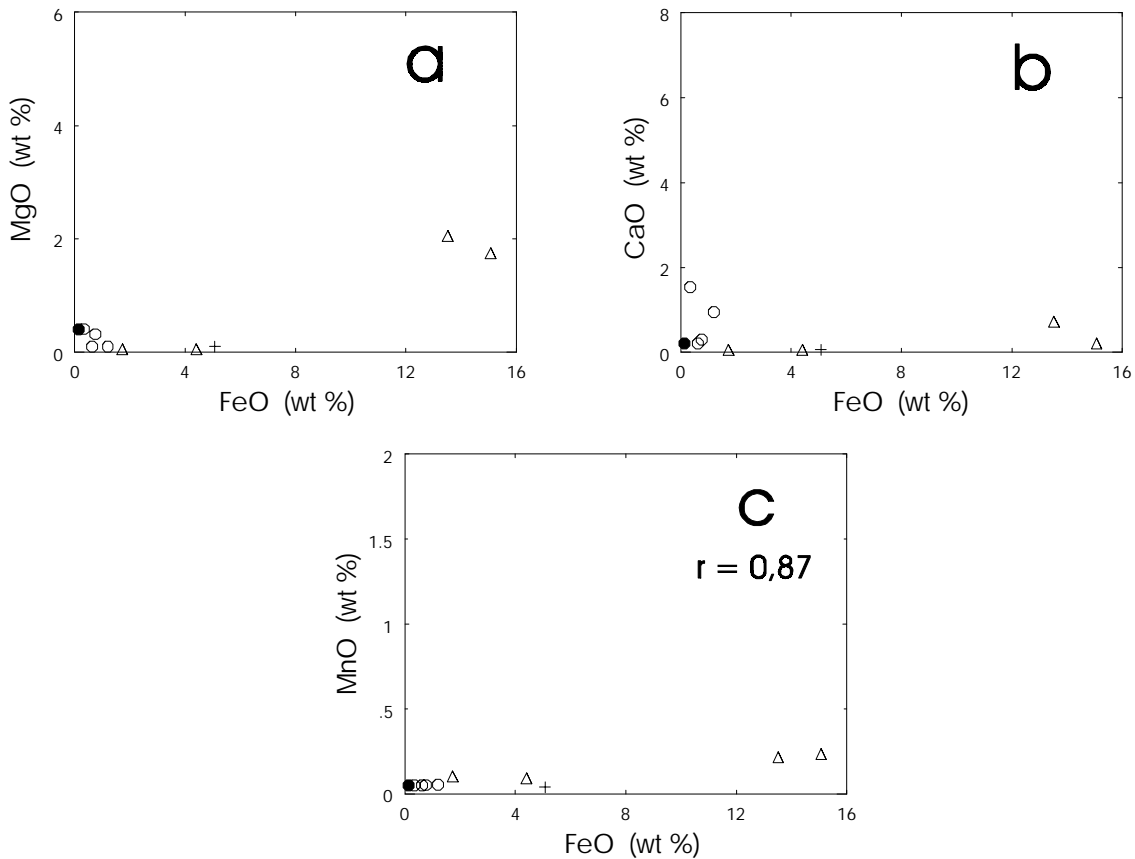


Figura 19 - Diagramas de simples correlação entre o FeO e alguns óxidos de formações ferríferas e metassedimentos químicos e granatíferos do Supergrupo Rio das Velhas. Os símbolos são os mesmos da figura 17.

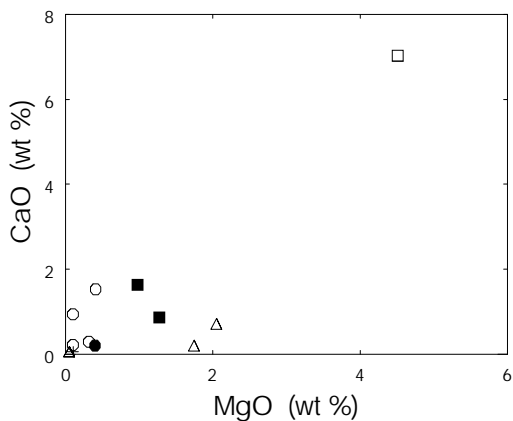


Figura 20 - Correlação entre o MgO e o CaO nas mesmas amostras da Figura 17.

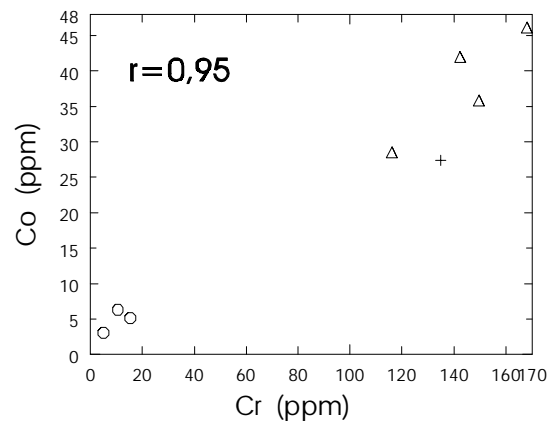


Figura 21 - Correlação ente o Cr e o Ni nas mesmas amostras da Figura 17.

Estudos comparativos entre as concentrações de elementos traços dos sedimentos metalíferos de águas profundas e depósitos hidrotermais de fundo oceânico, efetuados por Corliss *et alii* (1978, 1979) e Bonnot-Courtois (1981) na área FAMOUS (French American Mid Ocean Undersea Study) e em Galápagos, permitiram reconhecer a grande similaridade composicional entre estes últimos e as FFB. Esses depósitos hidrotermais consistem, em grande parte, de leitos de nontronita, rica em ferro, cuja composição global é bastante similar à das FFB. Dymek & Klein (1988), a partir dos dados de Bonnot-Courtois (1981) e Corliss *et alii* (1978), desenvolveram um diagrama

de correlação, no qual distinguiram o campo dos depósitos hidrotermais do campo, dos depósitos metalíferos dos mares profundos. No eixo das abcissas está a soma dos ETR (La+Ce+Nd+Sm+Eu+Tb+Yb+Lu) em ppm e no eixo das ordenadas, a soma em ppm dos teores de Co+Cu+Ni. Todos esses elementos são concentrados no sedimentos metalíferos e mais empobrecidos nos depósitos hidrotermais oceânicos. Na figura 22 representa-se este diagrama, no qual estão lançadas as amostras de FFB, metacherte piritoso e metassedimentos granatíferos do Grupo Nova Lima das tabelas 14 e 15. Os metachertes piritosos e as FFB caem todos próximo, ou no campo dos depósitos hidrotermais de fundo oceânico, enquanto que os metassedimentos granatíferos, embora mais enriquecidos em ETR, não estão suficientemente enriquecidos em Co+Cu+Ni para se distinguirem como sedimentos metalíferos. Entretanto, é possível que, durante o metamorfismo na fácies anfibolito, estes últimos elementos tenham sido remobilizados. Por outro lado, deve-se considerar que, na soma dos ETR das tabelas 14 e 15, estão adicionados Gd, Dy, Ho e Er, não tendo sido analisado o Tb, o que contribuiu para um pequeno deslocamento para a direita do campo dos depósitos hidrotermais das amostras de metacherte e FFB. Esse deslocamento é tanto maior, quanto menor é o enriquecimento em ETR pesados da amostra. Os traços horizontais ao lado das amostras representam os valores dos deslocamentos.

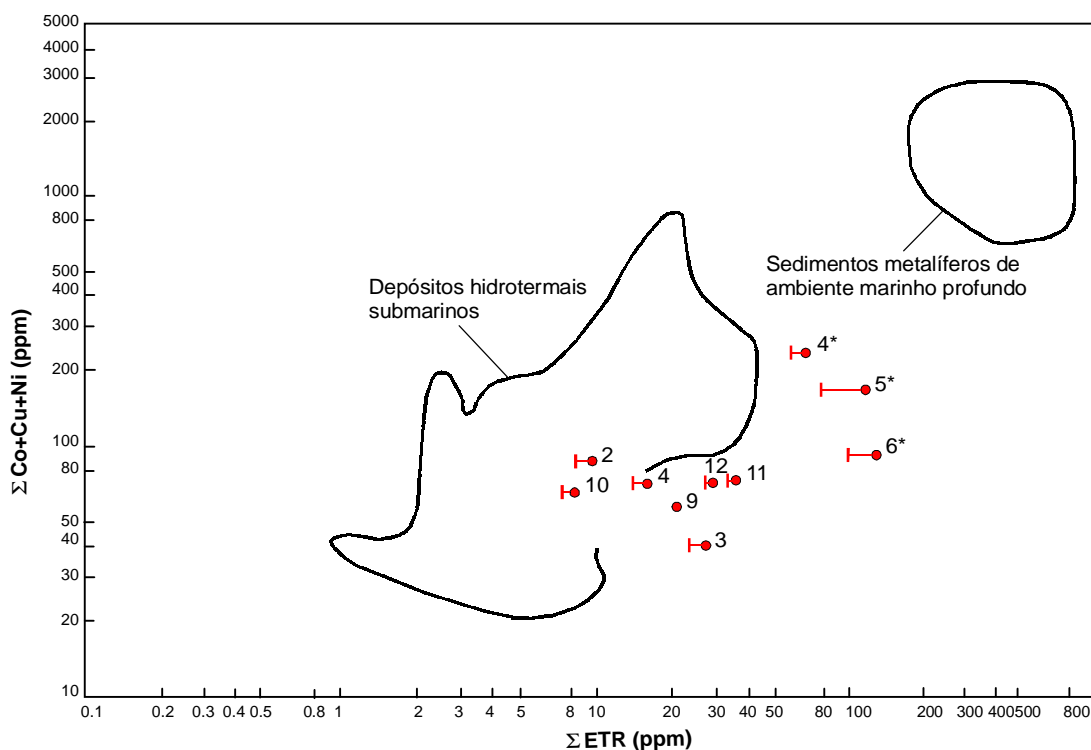


Figura 22 - Diagrama de correlação entre Σ (Co+Cu+Ni) X Σ ETR com os campos dos sedimentos hidrotermais submarinos e dos sedimentos metalíferos de águas profundas elaborados por Dymek & Klein (1988) a partir de dados de Corliss et al. (1978) e Bonnot-Courtois (1981). Discussão texto. As amostras dos metassedimentos químicos do Supergrupo Rio das Velhas da tabela 14 caem todas no campo ou próximo do campo dos depósitos hidrotermais submarinos. Os metassedimentos granatíferos da tabela 15, se afastam deste campo.

2.4.4 Litoquímica dos elementos terras raras

Os elementos terras raras foram analisados em 10 amostras de metacherte e formação ferrífera (tabela 14) e 4 amostras de metassedimentos argilosos, sendo uma de filito grafitoso e três de quartzo-granada fels (tabela 15). Os teores totais (Σ ETR) variam de 8,283 a 38,387 ppm na tabela 14 e de 66,823 a 130,670 ppm na tabela 15.

Os teores foram normalizados pelo padrão NASC (North American Shale Composite) analisado por Haskin et alii (1968), uma vez que todas as amostras são de metassedimentos e este padrão representa uma boa média da crosta superior. A análise mais precisa e atual do padrão NASC é a de Gromet et alii (1984), mas essas análises foram feitas por Ativação Neutrônica e não contemplam quatro elementos analisados neste trabalho (Gd, Dy, Ho e Er). Análises do padrão NASC por Kosiewicz (1973) in Gromet et alii (op.cit) foram consideradas no início, principalmente por incluírem o Dy. Entretanto, observou-se que os seus valores são ligeiramente superiores aos de Haskin et alii (1968), que já são amplamente divulgados e utilizados na literatura sobre o tema. O Dy foi calculado como uma média do valor obtido por Kosiewicz e dois valores obtidos por Gromet et alii (op.cit.).

As anomalias de Eu (Eu_N/Eu^*), obtidas pela razão do Eu normalizado pelo Eu interpolado como uma média entre o Sm normalizado e o Gd normalizado, são todas positivas para as FFB (considerando que os logaritmos decimais dessas raízes são positivos para valores acima da unidade e negativos em caso contrário) e fortemente positiva para uma amostra de metacherte piritoso e negativas para as outras duas. Nos metassedimentos argilosos da tabela 15, as anomalias de Eu são todas negativas, com exceção da amostra 5, onde praticamente não existe (1,061).

As anomalias de Ce, calculadas pela razão $2Ce_N/La_N+2Nd_N$, são negativas em todas as amostras de FFB e metacherte e positiva apenas para uma amostra de metassedimento argiloso (amostra 4, tabela 15).

As anomalias negativas de Ce são características das águas do mar, as quais ficam empobrecidas neste elemento que, oxidado para a valência 4, fica retido no fundo dos oceanos pela ação catalisadora dos nódulos de Mn (Fryer, 1977 e fig. 23a).

Michard et alii (1983), analisando fluidos hidrotermais coletados diretamente de fontes exalativas submarinas da Cadeia Oceânica do Norte do Pacífico, observaram que os variogramas de terras raras desses fluidos apresentavam anomalias positivas de Eu muito fortes. Dymek & Klein (1988), utilizando esses dados e os resultados de análises de águas do mar, de Elderfield & Greaves (1982), elaboraram misturas hipotéticas de fluidos hidrotermais submarinos e águas do mar, em concentrações de 1:1, 1:10 e 1:100 e observaram que, mesmo em concentrações de 1:100, as anomalias de Eu, normalizado pelo NASC, persistiam ainda bastante significativas (Fig. 23). Esses resultados foram utilizados para explicar a origem das formações ferríferas de Isua, Groenlândia que apresentavam fortes anomalias positivas de Eu. Esses mesmos dados têm sido utilizados para explicar a origem de outras formações ferríferas do

Proterozóico Inferior, como as do Supergrupo Transvaal da África do Sul (Klein & Beukes, 1989, 1992; Beukes & Klein, 1990, 1992) e as do Grupo Guanhões, Minas Gerais, Brasil (Grossi Sad *et alii*, 1990).

Com base nesses dados, pode-se afirmar que todos os sedimentos analisados são tipicamente marinhos, tendo as FFB uma forte contribuição hidrotermal submarina.

Os variogramas dos ETR, construídos a partir dos dados normalizados lançados em escala logarítmica, estão representados na figura 24. Três padrões distintos se destacam nesses variogramas. No padrão a, estão as amostras com as anomalias de Eu mais fortes e nas quais os ramos dos ETR leves (ETRL) e pesados (ETRP) não se distinguem muito, apesar de uma certa heterogeneidade de valores. Uma exceção, talvez, seja a amostra RM-159B que apresenta uma maior depleção em ETRL. Aparentemente, essas são amostras mais proximais em relação às fontes exalativas e são também as que melhor preservam as assinaturas originais dos ETR. As amostras do padrão b se caracterizam por uma maior depleção em ETRL, um maior enriquecimento em ETRP e por anomalias negativas de Eu. Esse é um padrão característico de águas oceânicas profundas (abaixo de 100 m) e límpidas segundo Elderfield & Greaves (1982 fig. 23a). Provavelmente essas amostras são as mais distais em relação às fontes exalativas. Finalmente, no padrão c, estão representados 6 variogramas raros em formações ferríferas na literatura geológica, porém, aparentemente, comuns em formações ferríferas do Supergrupo Rio das Velhas de alguns locais do Quadrilátero (amostras na figura 24 e nas tabelas 14 e 4 - anexo 4).

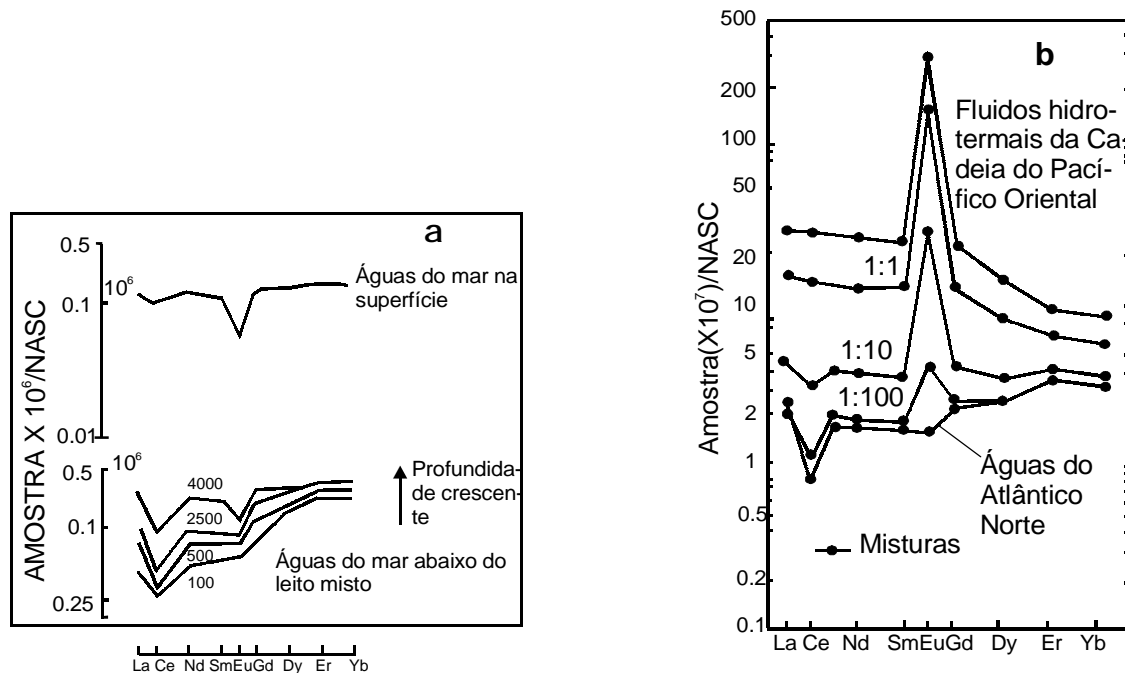


Figura 23 - Concentração dos elementos terras raras nas águas do Atlântico Norte a diversas profundidades e nas águas de superfície, segundo Elderfield & Greaves (1982) (a) e comportamento dos elementos terras raras em misturas de águas do mar e fluidos hidrotermais submarinos a diversas concentrações segundo Dymek & Klein (1988) (b). Vide texto.

Esses variogramas contemplam amostras de quatro localidades diferentes do Quadrilátero Ferrífero. Esse padrão é caracterizado por um enriquecimento

acentuado em ETRL, um empobrecimento em ETRP e anomalias positivas de Eu que não estão muito claras na figura, devido aos elevados teores relativos em Sm. Essas anomalias indicam uma contribuição hidrotermal submarina. As anomalias negativas de Ce, nas amostras da tabela 14, sugerem um ambiente marinho, porém o enriquecimento em ETRL só pode ser explicado, ou pela maior mobilidade dos ETRL durante o metamorfismo submarino, ou por um enriquecimento de fluidos a partir de rochas ácidas a intermediárias. Um padrão similar, observado em exalitos do Supergrupo Willyama, Broken Hill, Austrália, foi interpretado por Lottermoser (1989) como típico de exalitos proximais em relação a fontes exalativas e com pouca, ou nenhuma influência de águas do mar.

Os padrões observados nos metassedimentos argilosos da tabela 15, são de dois tipos. O do filito grafitoso é similar ao do NASC (fig. 25), ressalvando-se um ligeiro empobrecimento em ETRP, enquanto que os quartzo-granada fels apresentam um forte enriquecimento em ETRP e anomalias negativas de Eu (fig. 26). Esses padrões são ligeiramente semelhantes aos dos sedimentos marinhos de águas profundas sem contribuição hidrotermal.

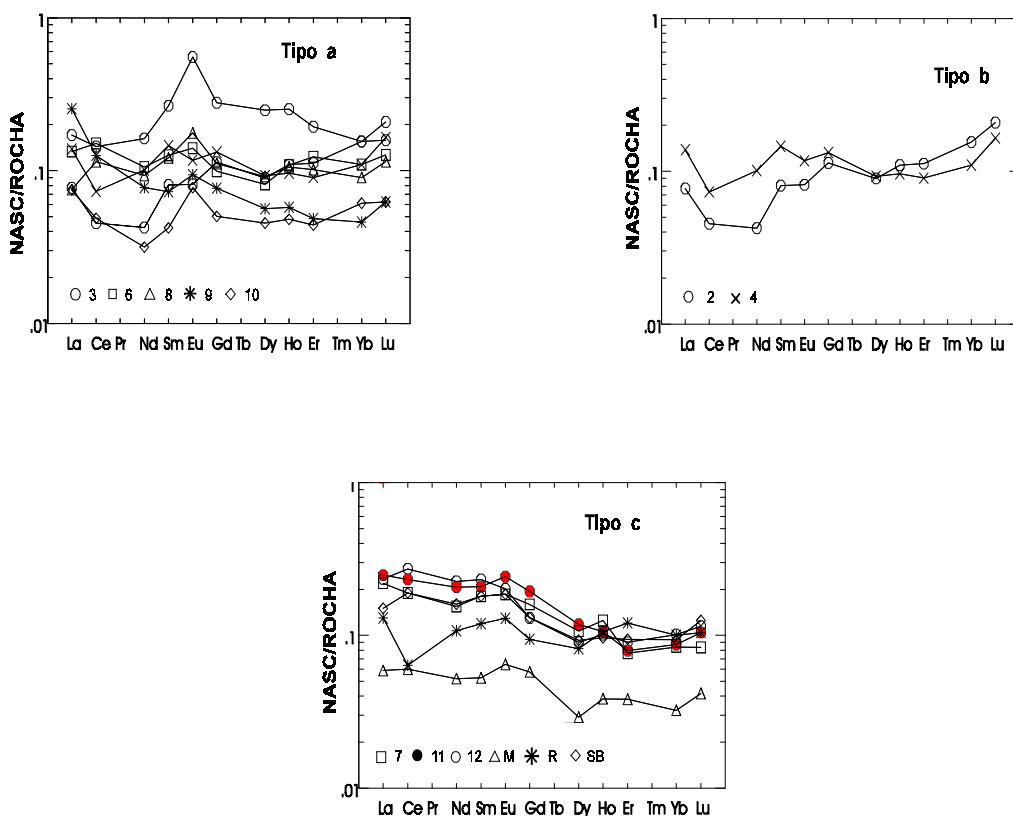


Figura 24 - Variogramas de elementos terras raras normalizados pelo padrão NASC, segundo Haskin et al. (1968) de amostras de formações ferríferas e metassedimentos químicos do Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas. Explicações no texto. Amostras conforme tabelas 4 e 14. M = amostra da Mina de Passagem de Mariana; R = amostra da Mina de Raposos e SB = média de duas amostras da Mina de São Bento segundo Grossi Sad (informação verbal, 1992). As demais amostras analisadas neste trabalho (ICP-GEOSOL).

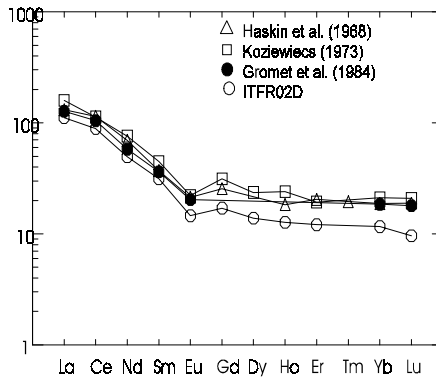


Figura 25 - Padrão NASC (North American Shale Composite) analisado por Haskin et al. (1968), Koziewicz (1973) in: Gromet et al. (1984) e por Gromet et al. (1984), normalizado pelo padrão condrítico, segundo Evensen et al. (1978), comparado a uma amostra de filito carbonoso da Mina de São Bento normalizada pelo mesmo padrão (Amostra 3 da tabela 15).

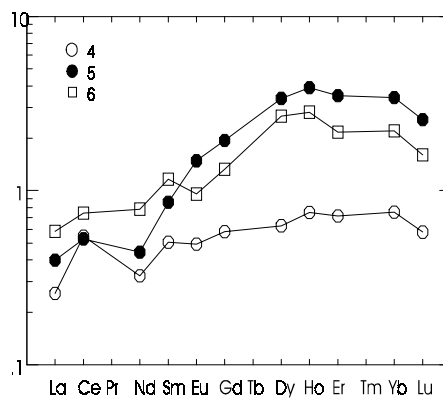


Figura 26 - Variogramas de ETR normalizados pelo padrão NASC analisado por Haskin et al. (1968), de três amostras de quartzo-granada fels (gondito) do Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas. Número das amostras é o número de ordem da tabela 15. Amostras relacionadas na tabela 4 - Anexo 4.

3 SUPERGRUPO MINAS

3.1 Introdução

O atual Supergrupo Minas foi definido como Série Minas por Derby (1906) para designar, aproximadamente, a Formação Secundária de Eschwege (1832) que incluía quartzitos (itacolomito), formação ferrífera xistosa ou bandada, xistos (talcoxisto, cloritaxisto, esteatito, etc.) e o itabirito (minério de ferro maciço), sobre um embasamento constituído de gnaiss, micaxisto, sienito e basalto. Nessa concepção original de Derby, a Série Minas incluía o que é hoje conhecido como Supergrupo Rio das Velhas.

Harder e Chamberlin (1915) dividiram esta série em cinco unidades designadas, da base para o topo, como: Quartzito Caraça, Xisto Batatal, Formação Ferrífera Itabira, Xistos e Filitos Piracicaba e Quartzito Itacolomi. Contrariando a concepção de Derby, esses autores posicionaram o Quartzito Itacolomi no topo da seqüência (vide Quadro 1). Guimarães (1931) definiu a Série Itacolomi destacando o Quartzito Itacolomi do topo da Série Minas com base numa discordância angular nos arredores de Ouro Preto.

Vários autores trabalharam essa estratigrafia na primeira metade do século XX, sempre acrescentando novas e valiosas observações (Freyberg, 1932; Lacourt, 1935; Barbosa, 1949; Guild, 1957).

Após a identificação por Rynearson *et alii* (1954) da discordância da base da Série Minas, referida no capítulo anterior, Dorr *et alii* (1957) baseados na estratigrafia proposta por Harder e Chamberlin (op. cit.), dividiram aquela série em três grupos : Grupo Caraça (inferior), Grupo Itabira (médio) e Grupo Piracicaba (superior). Finalmente, Dorr (1958) e seus colaboradores apresentaram a divisão desses grupos em formações:

	Formação Sabará (Gair, 1958)
	Formação Barreiro (Pomerene, 1958)
Grupo Piracicaba	Quartzito Taboões (Pomerene, 1958)
	Formação Fecho do Funil (Simmons, 1958)
	Formação Cercadinho (Pomerene, 1958)
Grupo Itabira	Formação Gandarela (Dorr, 1958)
	Itabirito Cauê (Dorr, 1958)
Grupo Caraça	Formação Batatal (Maxwell, 1958)
	Formação Moeda (Wallace, 1958)

Simmons e Maxwell (1961), trabalhando na serra do Caraça e seus arredores, definiram um novo grupo, o Grupo Tamanduá, incluído então, no topo da Série Rio das Velhas. Este grupo era constituído principalmente por quartzito, conglomerado, xisto, filito e formações ferríferas e subdividido em duas formações: Quartzito Cambotas, na base e uma formação sem nome formal, no topo. Mais tarde Dorr (1969), na sua síntese sobre a estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero, destacou esta unidade do topo da Série Rio das Velhas e a incluiu na base da Série Minas. Esta é,

provavelmente, a unidade que tem suscitado mais controvérsias, nos trabalhos estratigráficos sobre o Quadrilátero Ferrífero. Hirson (1967) já passava a incluir o Grupo Tamanduá na base da Série Itacolomi de Guimarães e estratigraficamente acima da Série Minas.

Dorr (1973) pela primeira vez utilizou o termo supergrupo em lugar de série no Quadrilátero Ferrífero, aludindo a uma possível elevação do Grupo Tamanduá à categoria de série ou supergrupo. Loczy & Ladeira (1976) utilizaram pela primeira vez o termo Supergrupo Minas para designar a Série Minas. Schorscher (1979) passou a designar a Série Itacolomi de Guimarães como Supergrupo Espinhaço e Ladeira (1980) utilizou o mesmo termo para o Grupo Tamanduá da base da Série Minas. Também Ladeira (1980) destacou a Formação Sabará de Gair (1958) do topo do Grupo Piracicaba, elevando-a à categoria de grupo, posicionado entre o Grupo Piracicaba e a Série Itacolomi também reduzida à categoria de grupo. Finalmente, Ladeira e Viveiros (1984) propuseram a correlação do Grupo Sabará ao Grupo Nova Lima e, conseqüentemente, a sua eliminação da coluna estratigráfica.

Marshak e Alkimim (1989) propuseram a correlação do Grupo Tamanduá, segundo Hirson (1967), ao Supergrupo Espinhaço segundo Schorscher (1979) e a correlação dos grupos Itacolomi e Tamanduá, segundo Dorr (1969), ao Grupo Caraça. Baltazar & Raposo (1993), na cartografia da folha Mariana, que aborda uma faixa oriental do Quadrilátero Ferrífero, propuseram algumas modificações nessa estratigrafia com base em trabalhos anteriores, em parte, aqui referidos. No quadro I do segundo capítulo deste trabalho, apresenta-se a evolução dos conhecimentos sobre a estratigrafia do Supergrupo Minas, desde os trabalhos de Derby até os trabalhos mais recentes da CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais do Ministério das Minas e Energia).

Os trabalhos geocronológicos mais recentes sobre a estratigrafia do Supergrupo Minas foram obtidos em calcários dolomíticos da formação Gandarela do topo do Grupo Itabira pelo método radiométrico Pb/Pb (Babinski *et alii*, 1990). As idades determinadas, neste trabalho, foram 2430+/-25Ma e 2420+/-25Ma. Machado *et alii* (1989), por outro lado, obtiveram em zircões de uma grauvaca atribuída à Formação Sabará, no extremo oeste do Quadrilátero, pelo método U/Pb, uma idade de 2125+/-4Ma. Essas três idades mostram um grande intervalo de tempo entre os grupos Itabira e Piracicaba. Entretanto, se a Formação Sabará, elevada à categoria de grupo, estiver estratigraficamente acima do Grupo Piracicaba, é possível que as idades deste último e a do Grupo Itabira sejam aproximadamente as mesmas.

A posição do Itabirito ou Formação Cauê do Grupo Itabira, um dos alvos principais desta pesquisa, não foi modificada desde os trabalhos de Dorr *et alii* (1957). A Formação Batatal que lhe sotopõe, transiciona sem qualquer tipo de discordância para seus itabiritos que, por sua vez, transicionam para os dolomitos da Formação Gandarela que lhe sobrepõe.

Na Mina de Águas Claras, identificou-se uma zona de transição (figura 11) entre a Formação Batatal e o Itabirito Cauê, designada informalmente como Formação de Transição (Fontela, informação oral, 1992). Em outros locais, como na serra da Piedade e na Mina Rio Bravo, próximo a Igarapé, falta a Formação Gandarela e os

itabiritos estão em contato brusco com os quartzitos hematíticos da Formação Cercadinho. Na serra da Piedade, todo o Grupo Caraça se adelgaça e desaparece e o Itabirito Cauê se assenta em discordância angular sobre os xistos do Grupo Nova Lima.

As espessuras da Formação Cauê são muito heterogêneas, variando de 15 a 1000 metros nas áreas de grandes dobras, com uma média de 400 metros em todo o Quadrilátero. No topo, são comuns as interdigitações com a Formação Gandarela. Em muitos locais esta unidade está interrompida por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento.

Neste capítulo tratar-se-á exclusivamente desta formação que é a que contém maior número de unidades ferríferas, objetivo principal deste trabalho.

3.2 Formação Cauê

3.2.1 Petrografia e Mineralogia

A base do Grupo Itabira caracteriza-se, em alguns locais, por uma unidade bem definida, constituída predominantemente por sedimentos químicos com intercalações de filitos. Viveiros *et alii* (1983) identificaram essa seqüência na serra do Piacó e sugeriram a denominação provisória de Formação Inferior do Grupo Itabira. Na mina de Águas Claras, Viel *et alii* (1987) preferiram considerá-la como parte da Formação Cauê, embora também ali, esta seqüência esteja claramente definida como um membro ou formação de transição. É formada de filito dolomítico, dolomito e metacherte. Após o Filito Batatal, ocorre o filito dolomítico que apresenta, eventualmente, intercalações mais espessas de filito semelhante ao Filito Batatal. Esse filito é uma rocha cinza com textura milonítica típica, granulação fina com porfiroclastos lenticulares de quartzo envolvidos por sericita e quartzo. Esses porfiroclastos apresentam dimensões de 0,03 a 0,3 mm, destacam-se mais na matriz e tem formas sigmóides. Alguns raros porfiroclastos são agregados de moscovita, opacos e epídoto. As palhetas de sericita têm larguras sempre inferiores a 0,03 mm. Os agregados de moscovita e epídoto sugerem feldspatos alterados. Uma análise modal mostra 40% de quartzo, 54,6% de sericita, 2,7% de epídoto, 2,7% de opacos, 0,14% de zircão e traços de moscovita (Tabela 16). Uma amostra de filito dolomítico apresenta estilólitos, provavelmente gerados no início da deformação que gerou a grande dobra anticlinal recumbente cujo flanco inverso constitui a estrutura da serra do Curral (Pires *et alii*, 1979; Costa & Pimenta, 1994). Parte dos carbonatos dessa rocha foi lixiviada durante o processo de cisalhamento, deixando opacos, mica branca, clorita e quartzo alinhados em foliação anostomosada. A rocha constitui-se quase que totalmente por dolomita, identificada como dolomita ferrosa ou ankerita por tratamento com solução de alizarina (foto 17). O quartzo, as vezes fibroso, com extinção ondulante, também apresenta-se em lentes orientadas segundo a mesma foliação. Observa-se um veio de quartzo com cristais de dolomita ferrosa com espessuras de 0,15 a 1 mm cortando a foliação. Esta foliação conferida principalmente pelas micas, penetra o veio, sendo mais evidente nas bordas do que no centro, sugerindo colocação pré a sintectônica. Uma análise modal do filito dolomítico mostra 84,55% de dolomita, 5,90% de clorita, 5% de quartzo, 2,35% de mica branca e 2,20% de opacos (tabela 16, am.FR-03). Agregados de quartzo, às

vezes com sombras de pressão de clorita, sugerem veios deformados tendendo a se orientar segundo a foliação anastomosada.

Tanto nas camadas de filito, como no filito dolomítico ocorrem níveis de espessuras centimétricas de cherte escuro caracterizado, em uma amostra, por 97,55% de quartzo e 2,44% de dolomita ferrosa ou ankerita (tabela 16, am.FR-02). O quartzo está bem recristalizado, com textura em mosaico e dimensões de 0,01 a 0,1 mm. Os cristais são límpidos, quase sem extinção ondulante e não mostram bandas de deformação ou subgrãos sugerindo um elevado grau de recuperação cristaloplástica. Os cristais de ankerita (ou dolomita ferrosa) variam de 0,06 a 0,24 mm, com a maioria entre 0,10 e 0,12mm.

Tabela 16 - Análises modais de filito da Formação Batatal, Grupo Caraça (FR01), de metacherte (FR02), filito dolomítico (FR03), dolomito com hematita (FR04), itabirito dolomítico (FR05, FR06, FR07, FR08), itabiritos normais (FR10, FR11, FR12, FR13, FR14, FR15, FR16, FR24, FR25, FR26, FR30, FR31, FR32) da Formação Cauê do Grupo Itabira, de quartzito hematítico da Formação Cercadinho do Grupo Piracicaba (FR33 e FR34) do Supergrupo Minas e uma amostra de formação ferrífera do Grupo Itacolomi ou Formação Sabará (GM-138). Na terceira coluna estão representadas as partes analisadas petrograficamente.

ORD	N°CAMP	BAND	Qz	Hem	Mag	Lim	Carb	Ser	Op	Mos	Zir	Ep	Cl	Tur	MCA
01	FR01		40					55	3	tr	tr	3			
02	FR02		98				2								
03	FR03	Filito	5				35		2	2			6		
		Dolom	8				79		12	1					
04	FR04			4	tr		83		12						
05	FR05	Matriz		8			89			1					1
		Vênula	11	33			19			38					
06	FR06			34			66								tr
07	FR07	Clara		16			84								
		Escura		91			9								
08	FR08			25			75								
09	FR10	Clara	90	10											
		Escura	25	75											
10	FR11	Clara	89	7		1	tr						1	tr	
		Escura	43	57			tr						tr		
11	FR12		67	33			tr								
12	FR13		54	45									tr	tr	
13	FR14	Clara	73	27											
		Escura	31	69											
14	FR15		46	48	2	3							tr	tr	
15	FR16	Clara	89	9		1							tr	tr	
16	FR24	Clara	69	28			1						1		
		Escura	27	73			tr								
17	FR25		93	6			tr						tr		
18	FR26	Clara	95	5											
		Escura	72	28											
19	FR30		58	42											
20	FR31	Qz.prim	34	59									tr		
		Qz.sec	7												
21	FR32	Qz.prim	57	39									tr		
		Qz.sec	4												
22	FR33	Qz.clas	70												
		Qz.mat.	25	2				2							
23	FR34	Qz.clas	65												
		Qz.mat.	10	23				2							
24	FR43		16	75	9										
25	FR115A		63	35		2									
26	FR115B		4	96	tr										
27	FR119B		7	89	tr	4									
28	GM138		71	26									3		