



UNICAMP

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

RICARDO RAMOS SPREAFICO

**AS MINAS DE OURO DE MORRO DA GLÓRIA, *GREENSTONE BELT*
RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG –
ANÁLISE ESTRUTURAL E METALOTECTOS**

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

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank

CAMPINAS - SÃO PAULO

Abril – 2006

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

Sp77m Spreafico, Ricardo Ramos
As minas de ouro de Morro da Glória, *Greenstone Belt* Rio das Velhas,
Quadrilátero Ferrífero, MG – análise estrutural e metalotectos /
Ricardo Ramos Spreafico.-- Campinas, SP.: [s.n.], 2006.

Orientador: Alfonso Schrank.

**Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências.**

1. Geologia estrutural.. 2. Quadrilátero Ferrífero (MG) - Ouro. 3.
Greenstone belts. I. Schrank, Alfonso. II. Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.

CRS

Título em inglês: The Morro da Glória gold mines, Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, MG – Structural analysis and metalotects.

Keywords: - Structural geology;

- Quadrilátero Ferrífero - Ouro;

- Greenstone belt;

Área de concentração: Metalogênese

Titulação: Mestre em Geociências

Banca examinadora: - Alfonso Schrank;

- Peter Christian Hackspacher;

- Ticiano José Saraiva dos Santos.

Data da defesa: 19/04/2006



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

AUTOR: RICARDO RAMOS SPREAFICO

**AS MINAS DE OURO DE MORRO DA GLÓRIA, *GREENSTONE BELT*
RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG –
ANÁLISE ESTRUTURAL E METALOTECTOS**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alfonso Schrank

Aprovada em: ____/____/____

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alfonso Schrank _____ - Presidente

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher _____

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos _____

Campinas, 19 de abril de 2006

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Dr. Alfonso Schrank pelas sugestões e confiança durante todo o trabalho de pesquisa.

Aos geólogos da AnglogoldAshanti: Marco Aurélio Costa, pela atenção e disponibilidade de materiais e informações da área de estudo; Márcio Salles, pelas sugestões, e Frederico W.R. Vieira e Eric Alexandre Duarte Ferreira pelas produtivas discussões no trabalho de campo.

Ao CNPq, órgão financiador desta pesquisa.

Aos Profs. Ticiano José Saraiva dos Santos e Asit Choudhuri pelas sugestões e discussões do exame de qualificação. Ao Prof. Bernardino Ribeiro de Figueiredo, ao doutorando Bienvenido Palacios Alvarado e ao Dailto Silva, pelo auxílio com a petrografia do minério. Ao Cristiano pela elaboração das lâminas petrográficas.

À Valdirene e à Edinalva pela paciência e solicitude.

Ao doutorando César Kazzuo Vieira, pelo inestimável auxílio relativo à informática em geral. Ao mestrando Lucas Barros pela valiosa ajuda com o SIG. Ao graduando em geologia Michelsen Wurdig, por todo o apoio durante e após o trabalho de campo.

Aos amigos da pós-graduação e graduação do Instituto de Geociências pela amizade e produtivas discussões.

Aos meus pais, Sebastião e Maraíza, e à minha irmã Marcela, pelos inestimáveis apoios, incentivo e compreensão.

*Aos meus pais, Sebastião e Maraíza,
e à minha irmã Marcela.*



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

AS MINAS DE OURO DE MORRO DA GLÓRIA, *GREENSTONE BELT*
RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG –
ANÁLISE ESTRUTURAL E METALOTECTOS

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Ricardo Ramos Spreafico

A área mineralizada a ouro de Morro da Glória, centro-norte do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, contém depósitos hospedados na sequência vulcano-sedimentar do *Greenstone Belt* Rio das Velhas. Estes depósitos são controlados por estruturas e condições químicas influenciadas pela formação ferrífera bandada (FFB), identificadas em mapeamento geológico de superfície na escala 1:4000 e em análises petrográficas e de petrotecturas.

A FFB está intercalada em meta-basaltos do Grupo Nova Lima, e ambos estão alterados hidrotermalmente. A sericitização é o mais importante processo de alteração e foi principalmente desenvolvido no contato de quartzo-sericita xisto com FFB da Serra do Vum Vum. Nas outras ocorrências de FFB no centro e sul da área, entretanto, a cloritização é dominante. A carbonatação é sempre subordinada, como um estágio intermediário entre as porções cloritizada e sericitizada. Estas transformações estão associadas à sulfetação e à mineralização aurífera, assim como ao comportamento estrutural dos litotipos durante os principais eventos deformacionais.

Três fases deformacionais são propostas para explicar a evolução estrutural. Uma fase D₁, caracterizada por dobras isoclinais de flanco invertido, com eixos de atitude média 90/37, como parte de zona de cisalhamento dúctil vergente para NNW, no contexto geológico regional. Uma fase D₂, caracterizada por dobras desarmônicas, parasíticas, cilíndricas ou suaves, que evidenciam cisalhamento puro confirmado pela orientação de eixo-c de grãos de quartzo de veios recrystalizados em D₂. A clivagem de fratura plano-axial S₂ indica deformação sob regime dúctil-rúptil. A fase D₃ é evidenciada por falhas inversas com vergência para NW.

A entrada de fluidos mineralizantes teria ocorrido durante a fase D₁, quando os condutos foram criados como estruturas geradas durante o cisalhamento, na forma de aberturas tensionais, que permitem a passagem de fluidos, os quais reagem com as rochas hospedeiras. Na paragênese do minério predomina a pirita. À medida que a deformação progrediu, os veios e os próprios corpos mineralizados foram paralelizados, estirados e acomodaram a foliação S₁.

A rotação do pacote de FFB, como um corpo mais rígido, envolvido por basaltos hidrotermalizados, agora transformados em assembléias de xistos, formou a dobra principal que forma a Serra do Vum Vum. Essa rotação leva ao aparecimento de nova estrutura planar, representada pela clivagem de fratura S₂ e novas aberturas tensionais. Estas são ocupadas por fluidos, que ainda não deixaram de circular, mas que podem ter natureza um pouco distinta, mais

ricos em Cu e Au. O minério é agora formado por abertura na pirita preenchida por calcopirita e ouro (minério de pirita-calcopirita-ouro). No final dos eventos de deformação as estruturas S_3 foram formadas, em nível crustal mais superficial e seccionaram os corpos mineralizados.

A análise das estruturas geológicas feita na área mineralizada do Morro da Glória, em particular, de controles estrutural e químico, ou metalotectos, mostrou o quanto essencial é a FFB para a criação de permeabilidade estrutural, para reações de sulfetação e, juntamente, para precipitação de ouro. Este modelo de redobramento da FFB é muito importante para delinear, em superfície e sub-superfície, a geometria da FFB, hospedeira da mineralização, que é aplicável em prospecção aurífera nessa área e também na exploração regional. O mapeamento de corredores com foliação S_2 predominante pode direcionar descoberta de zonas de concentração preferencial de ouro durante a fase deformacional D_2 .



UNICAMP

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

**THE MORRO DA GLÓRIA GOLD MINES, RIO DAS VELHAS
GREENSTONE BELT, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG -
STRUCTURAL ANALYSIS AND METALOTECTS**

ABSTRACT

Ricardo Ramos Spreafico

The gold mineralized area of Morro da Glória, center-north of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil, contain deposits hosted by the volcano-sedimentary pile of the Rio das Velhas Greenstone Belt. This deposits are controlled by structures and chemical conditions influenced by banded iron formation (FFB), identified in surface geological mapping in scale 1:4000 and studied by petrographic and petrofabric approaches.

The FFB is interbedded in metabasalts from Nova Lima Group, and both are hydrothermal altered. A sericitization is the main alteration process and was mainly developed on the outer contact of FFB at the Serra do Vum Vum. On others FBB occurrences in central e south of the area, however, the chloritization is dominant. The carbonatization is ever subordinated, as an intermediary stage between the chloritized and the sericitized portions. Those transformations as played major rules even on sulphides and gold mineralization as on the structural behavior during the main deformational events.

Three deformational phases are proposed to explain the structural evolution history. A D_1 phase, characterized by isoclinal folds of inverted limb, with averaged axis climbing of $90/37$, as a part of an ductile shear zone verging to NNW, in the broad geological context. A D_2 phase, characterized by tuneless, drag, cylindrical or gentle folds, which evidences pure shear confirmed by the orientation of c-axis of quartz grains from recrystalized veins in D_2 . The cleavage fracture axial planes S_2 indicate deformation under a ductile-ruptile regime. The D_3 phase is evidenced by inverse faults verging to NW.

The onset of mineralized fluids would be occurred during the D_1 phase, when the conduits were formed as structures generated during shear, in form of tension gashes, allows the fluids to pass trough and react with host rocks. The ore paragenesys was pyrite droved. As the deformation as increased, the veins and the mineralized bodies stretched, becomes parallel, and accommodates the S_1 foliation.

The rotation of the FFB package, as rigid bodies, enveloped by the hydrothermalized basalts, then transformed in ductile schist assemblages, developed the main fold that forms the Serra do Vum Vum. This rotation leads to the development of new planar structures, represented by cleavage fractures S_2 and new tension gashes. These are drained by fluids, that yet don't stopped to circulate, but can have a little distinct provenance, as it is richer in Cu e Au. Ore is now formed by

broken pyrite filled by chalcopyrite and gold drops (pyrite-chalcopyrite-gold ore). Previous pyrite ore was rigid during the D₂ ductile event. At the end of deformational events the S₃ structures as formed, at most superficial crustal levels and has sectioned the mineralized bodies.

The geological structures analysis done at Morro da Glória mineralized area, in particular, from structural and chemical controls, or metalotects, showed as essential is the FFB to allow the creation of structural permeability, the reactions of sulphidation and, besides, the gold precipitation. Also, this standard of refolded FFB is very important to delineate, in surface and underground, the geometry of FFB hosting gold mineralization, which is applicable to gold prospecting on this area but also on regional exploration. Mapping of corridors with dominant S₂ foliation can drive to discover zones of preferential gold concentration during the D₂ deformational phase.

ÍNDICE

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	01
1.1 Apresentação	01
1.2 Objetivos	05
1.3 Localização	07
1.4 Relevância do trabalho	07
CAPÍTULO II – MÉTODOS DE ESTUDO	10
2.1 Etapa I	10
2.2 Etapa II	11
2.3 Nomenclatura adotada	14
CAPÍTULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO	15
3.1 Síntese da estratigrafia	15
3.2 História tectônica Arqueana no Quadrilátero Ferrífero	22
3.3 Modelos tectono-estruturais do Proterozóico no Quadrilátero Ferrífero	24
3.4 Gênese do ouro no Supergrupo Rio das Velhas e estruturas geológicas correlatas	27
3.4.1 <i>Alteração hidrotermal das áreas mineralizadas no Supergrupo Rio das Velhas</i>	31
CAPÍTULO IV - CONTEXTO GEOLÓGICO NA ÁREA DE ESTUDO	33
4.1 Distribuição dos litotipos na região do Morro da Glória	33
4.2 Produtos de alteração hidrotermal	36
4.3 Considerações sobre os protólitos	44
CAPÍTULO V - ANÁLISE ESTRUTURAL	45
5.1 Introdução e conceitos	45
5.2 Aspectos gerais das estruturas geológicas da área	46
5.3 Análise da deformação	50
5.3.1 <i>Análise do eixo-c dos grãos de quartzo</i>	69
CAPÍTULO VI - PETROGRAFIA DO MINÉRIO	83
6.1 Introdução	83
6.2 Análise petrográfica e definição das paragêneses	83
6.3 Relações de substituição mineral	88
6.4 Idade relativa da sulfetação e metalotectos químicos	93

CAPÍTULO VII - EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METALOTECTOS CORRELATOS	98
7.1 Posicionamento das estruturas tectônicas dentro do contexto tectônico regional	99
CAPÍTULO VIII - FASES DE SULFETAÇÃO E ESTRUTURAS CORRELATAS	103
8.1 Hipótese geral para a sulfetação	104
CAPÍTULO IX – CONSIDERAÇÕES FINAIS	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	108
ANEXO I	114
ANEXO II	122
ANEXO III	123

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa geológico e localização das minas do Distrito Aurífero de Nova Lima.	01
Figura 1.2 – Mapa de pontos da região do Morro da Glória.	03
Figura 1.3 – Localização do QF na porção meridional do Cráton do São Francisco.	05
Figura 1.4 – Mapa de acesso e localização.	07
Figura 2.1 – Vista de sul para norte da Serra do Vum Vum.	11
Figura 3.1 – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero.	16
Figura 3.2 – Visualização do Quadrilátero Ferrífero na Imagem Landsat 7 ETM+.	18
Figura 3.3 – Pilha estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero	20
Figura 4.1 – Mapa geológico da região do Morro da Glória e Serra do Vum Vum.	34
Figura 4.2 – Fotomicrografias em luz polarizada exceto em a).	38
Figura 4.3 – Fotomicrografias em luz polarizada.	42
Figura 5.1 – Padrões básicos de interferência.	47
Figura 5.2 – Amostra redobrada de FFB da Serra do Vum Vum	48
Figura 5.3 – Mapa geológico e blocos diagramas.	50
Figura 5.4 – Mapa geológico com representação de domínios estruturais.	52
Figura 5.5 – Fragmentos rotacionados de veios em FFB.	54
Figura 5.6 – Relações de campo das estruturas S_0 , S_1 e S_2 . Domínio estrutural 2.	56
Figura 5.7 – Domínio estrutural 1: dobras cilíndricas, abertas, simétricas e coaxiais às dobras geradas na fase deformacional D_1 .	59
Figura 5.8 – Domínio estrutural 3: dobras parasíticas geradas na fase deformacional D_1 e bandamento composicional.	61
Figura 5.9 – Dobras fechadas de flanco invertido e com charneira angular em FFB e desarmônicas em FFB, domínio estrutural 3.	63
Figura 5.10 – Feições de redobrimento com aspecto de cisalhamento puro.	65
Figura 5.11 – Dobras isoclinais suavemente redobradas do Domínio Estrutural 4.	67

Figura 5.12 – Dobramentos suaves do Domínio Estrutural 5, SW da área mapeada.	67
Figura 5.13 – Imagens de FFB que evidenciam falhas inversas relativas à fase D ₃ .	70
Figura 5.14 – Padrões de orientação de eixo-c de grãos deformados.	72
Figura 5.15 – Fotomicrografias em luz polarizada da textura dos grãos de quartzo.	75
Figura 5.16 – Fotomicrografias em luz polarizada da textura dos grãos de quartzo.	77
Figura 5.17 – Diagramas de projeção estereográfica das atitudes de eixos-c de veios em FFB.	79
Figura 5.18 – Fotomicrografias em luz polarizada de microfraturas em grãos de quartzo D ₃ .	81
Figura 6.1 – Imagem obtida em Microscópio Eletrônico de Varredura.	84
Figura 6.2 – Imagem obtida em Microscópio Eletrônico de Varredura.	86
Figura 6.3 – Fotomicrografias de lâminas delgadas polidas, nicóis paralelos, de amostras do furo de sondagem FVV03.	88
Figura 6.4 – Fotomicrografias de lâminas delgadas polidas, nicóis paralelos. Todas as imagens mostram as texturas de substituição, que resultam nos corpos sulfetados.	90
Figura 6.5 – Diagrama Log fO ₂ versus Log a (atividade) para 350°C e 2 kb. Diagrama (Log fO ₂ versus Temperatura) dos campos do estado de oxidação e temperatura inferida para fluidos de depósitos de ouro tipo lode em depósitos metamorfisados nas facies xisto-verde e anfibolito.	93
Figura 6.6 – Fotomicrografias em luz polarizada, exceto na foto e), cuja luz é natural. Defomação de sulfetos.	95
Figura 6.7 – Diagrama de fases TX com as relações no sistema Fe-S em condições de P=PV.	97
Figura 7.1 – Esquema tridimensional da evolução tectônica da Serra do Vum Vum.	99

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 – Descrição das etapas laboratoriais: análises na microescala.	13
Tabela 3.1 – Coluna estratigráfica para o Supergrupo Rio das Velhas.	21
Tabela 3.2 – Síntese de interpretações de modelos para a evolução geológica Arqueano no QF.	23
Tabela 3.3 – Síntese dos modelos de evolução tectônica Arqueana e Paleoproterozóica no QF.	28
Tabela 3.4 – Reações das alterações hidrotermais do Distrito Aurífero de Nova Lima.	31
Tabela 7.1 – Posicionamento das estruturas tectônicas dentro do quadro de evolução regional.	101

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Ocorrências de ouro na região de Nova Lima-MG são conhecidas desde o início do século XVIII. O Distrito Aurífero homônimo contém, ao norte, minas importantes como Raposos e Morro Velho e também as minas Bela Fama, Bicalho, Faria, Urubu e Engenho D'água (**Figura 1.1**). A região do Morro da Glória, a sul do distrito, é formada pelas minas Esperança III (teor aurífero de 5,93 g/t e reserva de 120000 t, medidos em 1997) e Morro da Glória (teor aurífero de 7,21 g/t e reserva de 740000 t, medidos em 1997), cujos corpos lavrados até fevereiro de 1997 são Mina Rica, Santo Antônio, que é um corpo de minério descontínuo, Santo Antônio Leste e Serra do Vum Vum (**Figura 1.2**). Esperança I, II e IV, Santo Antônio IV e Rica II são escavações que objetivaram atingir corpos de minério subterrâneos (**Figura 1.2**). As minas Morro da Glória e Esperança III são de propriedade da empresa de mineração AngloGoldAshanti.

O minério aurífero está associado a corpos sulfetados ou quartzosos (veios de quartzo e metachert), ambos associados a zonas de alteração hidrotermal que afetam a seqüência vulcano-sedimentar do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Vieira & Oliveira 1988). Segundo estes autores os corpos sulfetados são os mais abundantes e estão hospedados nas seqüências metassedimentares químicas. Estas rochas podem ser formações ferríferas bandadas (FFB's) ou lapa seca, que é um tipo de FFB constituída de ankerita/dolomita ferroana, quartzo e plagioclásio (Silva *et al.* 2003) e

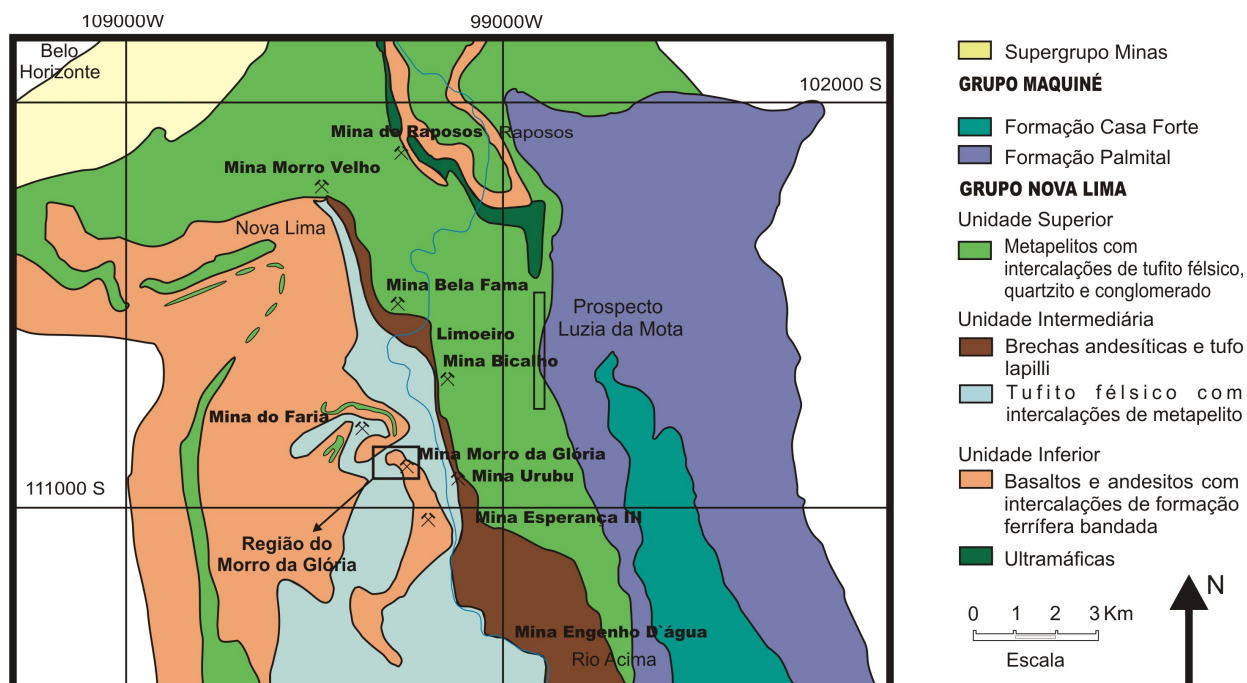


Figura 1.1 – Mapa geológico e localização das minas do Distrito Aurífero de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Mapa cedido da empresa de mineração AngloGold Ashanti.

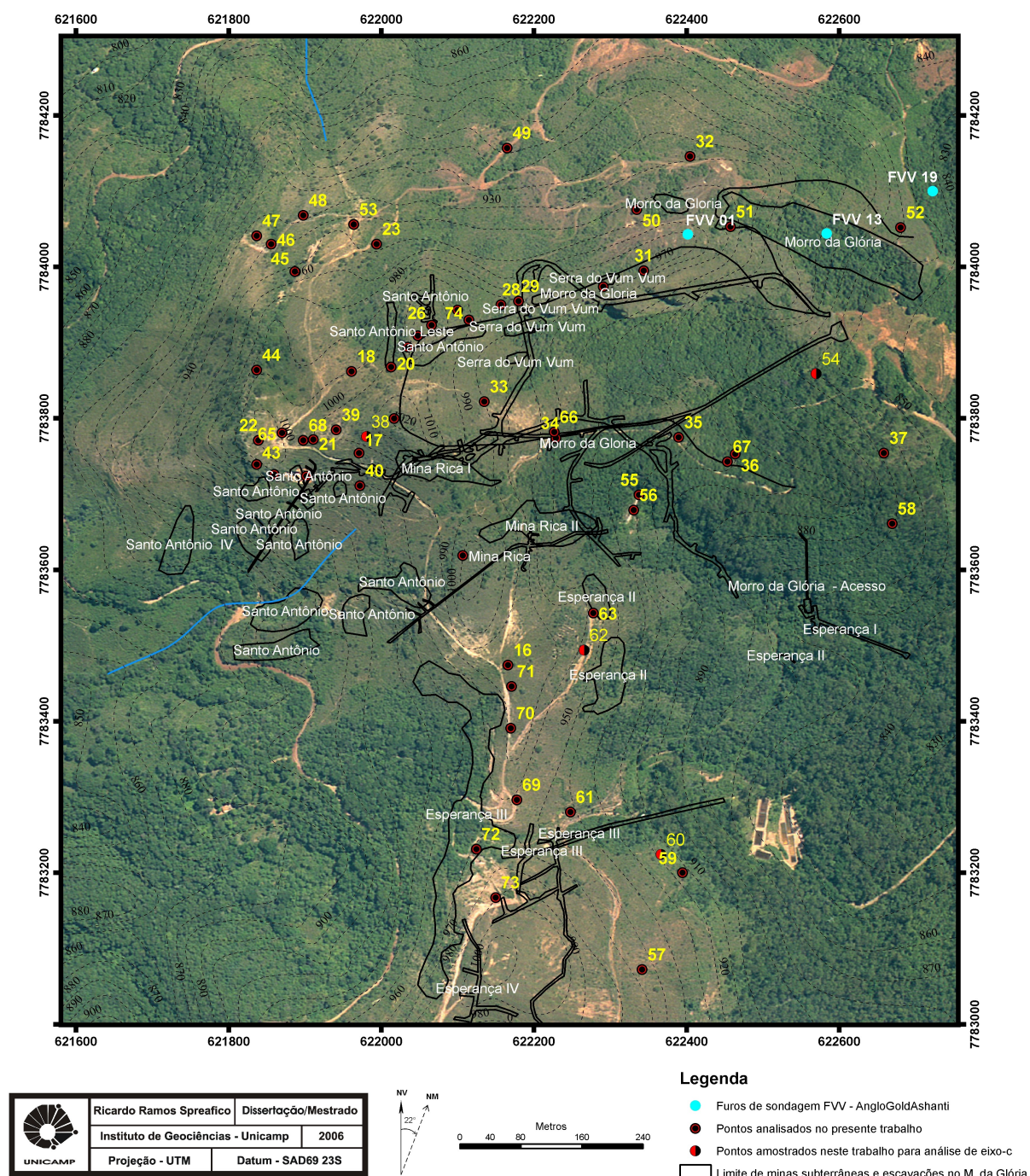


Figura 1.2 – Mapa dos pontos descritos na região do Morro da Glória, sul do Distrito Aurífero de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Foto aérea cedida pela empresa de mineração AngloGoldAshanti.

que, quando fresca, é cinza e cinza-clara, de granulação média a fina, maciça ou fibrosa (Ladeira 1988). Tais seqüências estão situadas na Unidade Inferior do Grupo Nova Lima, base do Supergrupo Rio das velhas, com idades entre 2,6-2,8 Ga (Alkmim & Marshak 1998).

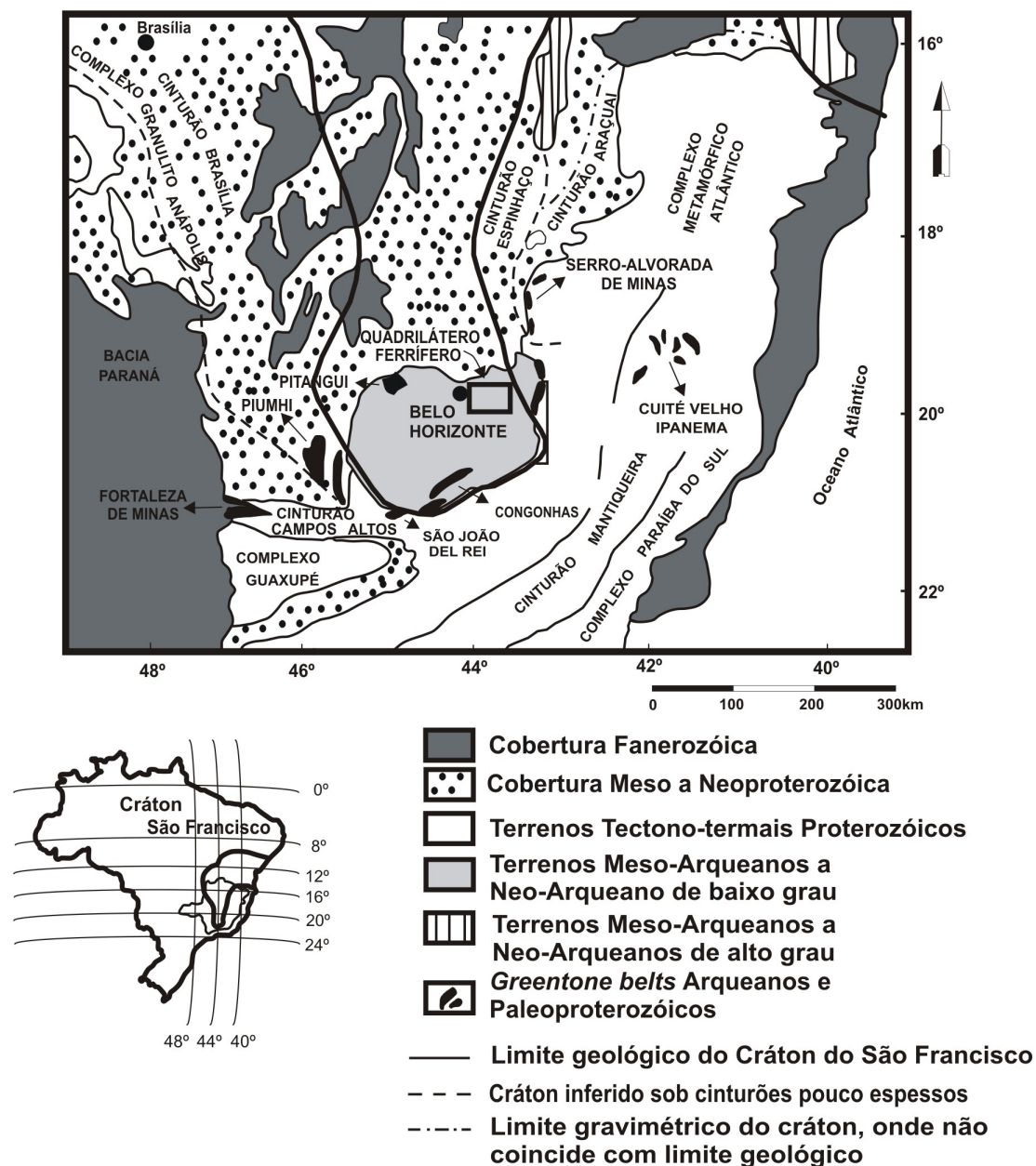


Figura 1.3 – Localização do Quadrilátero Ferrífero na porção meridional do Cráton do São Francisco (Simplificado de: Lobato et al. 2001b).

1.2 Objetivos

Os objetivos deste trabalho são: caracterizar as estruturas dos litotipos da região do Morro da Glória, com base na cartografia geológica de superfície, e interpretar a figura de interferência estrutural em laço, ocorrente na Serra do Vum Vum na macro escala, cujas características geométricas podem ser estendidas para toda a área mapeada. Relacionar esses dados com a gênese dos corpos sulfetados e com os estágios de entrada de fluidos mineralizantes. Os aspectos da alteração hidrotermal com base em amostras de furos de sondagem e sua relação com as

características composicionais dos fluidos também foram abordados. Ao final as informações estão sintetizadas em um contexto único de evolução estrutural e de mineralizações auríferas da área de estudo, que foi associado aos eventos tectônicos regionais com base no conhecimento atual da Província Metalogenética do Quadrilátero Ferrífero.

1.3 Localização

A região do Morro da Glória localiza-se na porção norte da Província Metalogenética do Quadrilátero Ferrífero. Essa província está localizada na faixa meridional do Cráton do São Francisco (Almeida 1977) (**Figura 1.3**) que abrange quase todo o Estado da Bahia e partes de Minas Gerais, Goiás, Pernambuco e Sergipe. A área dista 8 km para sul da cidade de Nova Lima-MG, que está a 15 km a sudeste da cidade de Belo Horizonte (**Figura 1.4**).

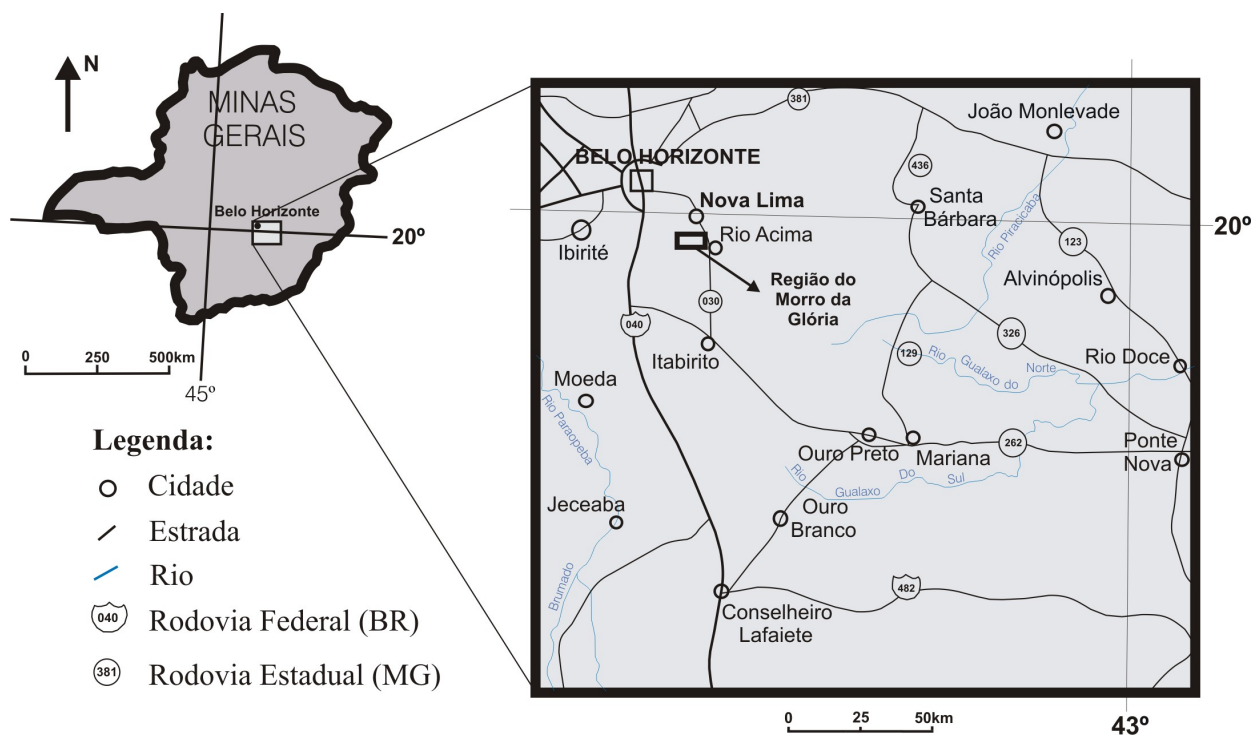


Figura 1.4 – Mapa de acesso e localização da região do Morro da Glória, sul de Nova Lima-MG.

1.4 Relevância do trabalho

A ausência de estudos e de mapas de detalhe da região do Morro da Glória não condizem com a importância em refinar o conhecimento metalogenético de áreas mineralizadas da magnitude do Distrito Aurífero de Nova Lima. Além de vários corpos de minério subsidiários, este distrito conteve uma das mais produtivas minas de ouro do país, a mina de Morro Velho, cuja produção atingiu cerca de 500 t de ouro (Ladeira 1988).

As caracterizações estrutural e metalogenética de depósitos minerais fornecem subsídios relevantes à tomada de decisões em campanhas de exploração mineral de outros depósitos cujo contexto geológico é similar (Routhier 1980).

CAPÍTULO II - MÉTODOS DE ESTUDO

Esta pesquisa foi desenvolvida em duas etapas. A primeira consistiu em uma preparação, com base em pesquisa bibliográfica, e familiarização com o contexto geológico não só regional (relativo ao Quadrilátero Ferrífero), como também, das mineralizações, principalmente as referentes ao Distrito Aurífero de Nova Lima. Consistiu ainda de trabalho de mapeamento geológico-estrutural com aquisição de dados estruturais e coleta de amostras para análise na microescala. Na segunda etapa, foram organizados e interpretados, em gabinete, dados coletados em campo, além da análise petrográfica de amostras não só do corpo de minério, como também, das áreas adjacentes alteradas pela entrada de fluidos.

2.1 Etapa I:

Pesquisa bibliográfica

A pesquisa inicial teve como objetivos introdução e familiarização com a estratigrafia, modelos de evolução tectônica e metalogenética para o Quadrilátero Ferrífero (QF). O enfoque principal foi o *Greenstone Belt* Rio das Velhas, para compreensão do contexto regional no qual está inserida a região do Morro da Glória. O estudo enfocou ainda a análise metalogenética das minas do Distrito Aurífero de Nova Lima. Não só o projeto de mestrado, como também as etapas de campo e laboratoriais foram planejadas com base nesta pesquisa.

Trabalho de campo

Primeiramente, foram interpretadas 6 fotografias aéreas, escala 1:15.000, cedidas pela empresa de mineração AnglogoldAshanti, para interpretação das diferentes texturas e das estruturas das rochas com base nos fotolineamentos e desníveis do relevo. Dessa análise, resultaram as primeiras informações quanto às estruturas na macroescala, que orientariam os primeiros dias de reconhecimento geológico da área.

O trabalho de campo consistiu em perfis regionais e mapeamento geológico-estrutural, de uma área de 1 km², em superfície, que abrange as minas subterrâneas Morro da Glória (com os corpos lavrados Santo Antônio, Santo Antônio Leste, Vum Vum e Mina Rica) e Esperança III, na escala 1:4.000.

Primeiramente, foram observadas e analisadas as mesoestruturas com base nas dobras e foliações evidenciadas na escala regional. A partir dessa análise foram realizados perfis de detalhe

na Serra do Vum Vum (**Figura 2.1**), que foi a feição mais importante para resolução da evolução estrutural, e ao sul da área, na porção que corresponde ao Morro da Glória.



Figura 2.1 – Vista de sul para norte da Serra do Vum Vum, constituída principalmente de FFB.

O mapeamento da região do Morro da Glória teve duração de 23 dias. Outros 7 dias foram destinados ao reconhecimento regional. O método utilizado correspondeu à descrição dos litotipos, medição dos elementos estruturais planares e lineares, com base na direção e mergulho, descrição geométrica e esquematização tridimensional das estruturas na mesoescala ou do estilo de deformação dos litotipos. Consistiu também na análise cinemática, elaboração de perfis (direção NW-SE), coleta de amostras para descrição petrográfica do minério, da zona de alteração hidrotermal e para análise da orientação preferencial de grãos de quartzo de veios.

2.2 Etapa II:

Etapa laboratorial

Consistiu na edição do mapa geológico-estrutural, do perfil geológico, elaboração de blocos-diagramas e diagramas de projeção estereográfica não só para dados de estruturas planares e lineares como também para as atitudes de orientação do eixo-c de grãos de quartzo deformados.

Todos dados obtidos no trabalho de campo foram organizados em banco de dados (**Anexo I**) no meio digital e associados às coordenadas geográficas dos respectivos pontos de onde foram

coletados. Trata-se do sistema de informações georreferenciadas (SIG), que muito auxiliou na rápida atualização dos dados e na edição dos mapas geológico-estrutural e de pontos no *software* ArcMap, família ArcGIS.

Os dados de estruturas planares e lineares foram analisados estatisticamente e projetados em diagramas de projeção estereográfica de igual-área de Schmidt, hemisfério inferior, por meio do programa Stereonett 2.46.

A edição das fotografias obtidas no trabalho de campo e das fotomicrografias, assim como do perfil geológico, blocos-diagramas e demais esquemas tridimensionais foi realizada no *software* Corel Draw 12.

Das amostras coletadas, foram preparadas 30 lâminas delgadas polidas, para análise da petrografia do minério em microscópio ótico e em microscópio eletrônico de varredura (MEV), e 30 lâminas delgadas para análise de microestruturas, da composição mineralógica dos litotipos encaixantes da FFB e do padrão de deformação preferencial dos grãos de quartzo (**Tabela 2.1**).

Origem das amostras	Enfoque	Instrumento de análise	Resultado
Furo de sondagem: FVV19	Descrição mineralógica dos litotipos alterados hidrotermalmente.	Microscópio petrográfico	Caracterização mineralógica e do metamorfismo associado.
Formação ferrífera bandada	Relação fluido/estrutura e paragéneses do minério/estrutura.	Análise microtectônica.	Idade relativa da sulfetação em relação às estruturas.
Formação ferrífera bandada	Estudo de texturas e paragéneses relativas aos minerais de minério.	Petrografia do minério (inclui microscopia eletrônica de varredura).	Identificação de fases de sulfetação e características desse processo com ênfase em sua gênese.
Veios de quartzo	Análise do eixo-c de agregados de quartzo deformado.	Platina universal acoplada ao microscópio óptico.	Interpretação do padrão de deformação relativo à segunda fase deformacional.

Tabela 2.1: Descrição das etapas laboratoriais que envolveram análise na microescala.

Para a análise da orientação de eixos-c de grãos de quartzo de veios deformados pela fase D₂, foi utilizada platina universal acoplada em microscópio ótico. Os dados obtidos foram convertidos para a notação *Clar* e projetados em diagramas de projeção estereográfica de igual-área de Schmidt.

Para análise composicional de encaixantes e da alteração hidrotermal, foi descrito em todas as variações litológicas o furo de sondagem FVV19 (localizado no Mapa de pontos da região do Morro da Glória, **Figura 1.2**).

2.3 Nomenclatura adotada

A nomenclatura para descrição dos litotipos encaixantes do minério foi determinada com base na composição mineralógica, sendo que o nome do mineral predominante na paragênese foi definido ao lado do termo xisto (Vieira 2001a).

Na descrição das estruturas deformacionais foram utilizados principalmente termos de Davis & Reynolds (1996), Hobbs *et al.* (1976) e Ramsay & Huber (1987), sintetizados em Jardim de Sá & Hackspacher (1982)

Para descrição e interpretação de microtexturas e microestruturas foram utilizados termos e definições de Passchier & Trouw (1998).

As diferentes estruturas planares e lineares, referentes a cada fase de deformação, cada qual com grupo de estruturas relacionadas genética e temporalmente, assim como as diferentes gerações são definidas por símbolos referentes à sua cronologia, que são:

S₀ – Acamamento primário

S_n – Foliação tectônica dúctil ou dúctil-rúptil

L_{cr} – Lineação de crenulação

F_n – Dobras

B_n – Eixo de dobra

D_n – Fases de deformação às quais as estruturas de índice “n” estão relacionadas

O sub-índice “n” corresponde à cronologia dos eventos tectônicos e seus produtos e assume números naturais inteiros.

CAPÍTULO III - CONTEXTO GEOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

3.1 Síntese da estratigrafia

A compilação de trabalhos de cunho regional sobre o QF permite gerar um conhecimento prévio sobre a pilha estratigráfica que compreende litotipos formados desde o Mesoarqueano até o Paleoproterozóico.

Segundo Dorr (1969), o QF compreende um embasamento intrusivo de rochas cristalinas e três unidades supracrustais, atualmente denominadas Supergrupos Rio das Velhas e Minas, além do Grupo Itacolomi. Alkmim & Marshak (1998) propuseram que o embasamento foi mobilizado durante a formação de uma província de domos e quilhas, intrudindo as seqüências supracrustais. Estas estruturas podem ser observadas no mapa geológico do QF da **Figura 3.1** e, em macroescala, estão evidentes na imagem do Landsat 7 ETM+ (**Figura 3.2**).

Modernamente (*cf.* Machado *et al.* 1996; Schrank & Souza Filho 1998; Schrank *et al.* 2002), se admite que o Supergrupo Rio das Velhas constitui um *greenstone belt* Arqueano afetado pelo Evento Velhas (2799 ± 7 Ma a 2612 ± 5 Ma, pelo método U-Pb em zircões detríticos) e coberto por sedimentos Paleoproterozóicos depositados entre 2612 ± 5 Ma (método U-Pb em zircões detríticos da Formação Moeda) e 2420 ± 19 Ma (método Pb-Pb em carbonatos da Formação Gandarela) (Babinski *et al.* 1995) e, mais tarde, após 2124 ± 2 Ma (método U-Pb de zircões detríticos do Grupo Piracicaba). Acerca de 2059 ± 6 Ma e 2041 ± 5 Ma (método U-Pb de zircões detríticos do Grupo Sabará), formou-se a província em domos e quilhas e posteriormente se depositou o Grupo Itacolomi, seguindo-se inversão tectônica a 1843 ± 4 e 1808 ± 4 Ma e, mais tarde, a 590 ± 7 e 462 ± 4 Ma (método U-Pb de zircões recristalizados).

De acordo com Chauvet *et al.* (2001), o QF compreende um embasamento de rochas cristalinas e duas unidades supracrustais, os Supergrupos Rio das Velhas e Minas. Alkmim & Marshak (1998) interpretam a estratigrafia do QF com mais detalhe e a dividem em cinco unidades litoestratigráficas ao considerar, da base para o topo, o embasamento cristalino Arqueano, o Supergrupo Rio das Velhas, o Supergrupo Paleoproterozóico Minas, as intrusivas pós-Minas e o Grupo Itacolomi (**Figura 3.3**).

O Supergrupo Rio das Velhas é formado pelos grupos Nova Lima (base) e Maquiné (topo). O Grupo Nova Lima é formado por três unidades (Baltazar & Zucchetti 2006): (1) basal toleítica-komatiítica, unidade vulcânica com sedimentares químicas associadas, (2) unidade vulcano-clástica sobreposta, com vulcanismo félsico associado, e (3) unidade clástica superior. O ambiente de deposição é de platô submarino, na base, até ambiente de sedimentação pelágica e de leques aluviais e fluvial no topo (Zucchetti & Baltazar 2006). No topo do Supergrupo Rio das Velhas está

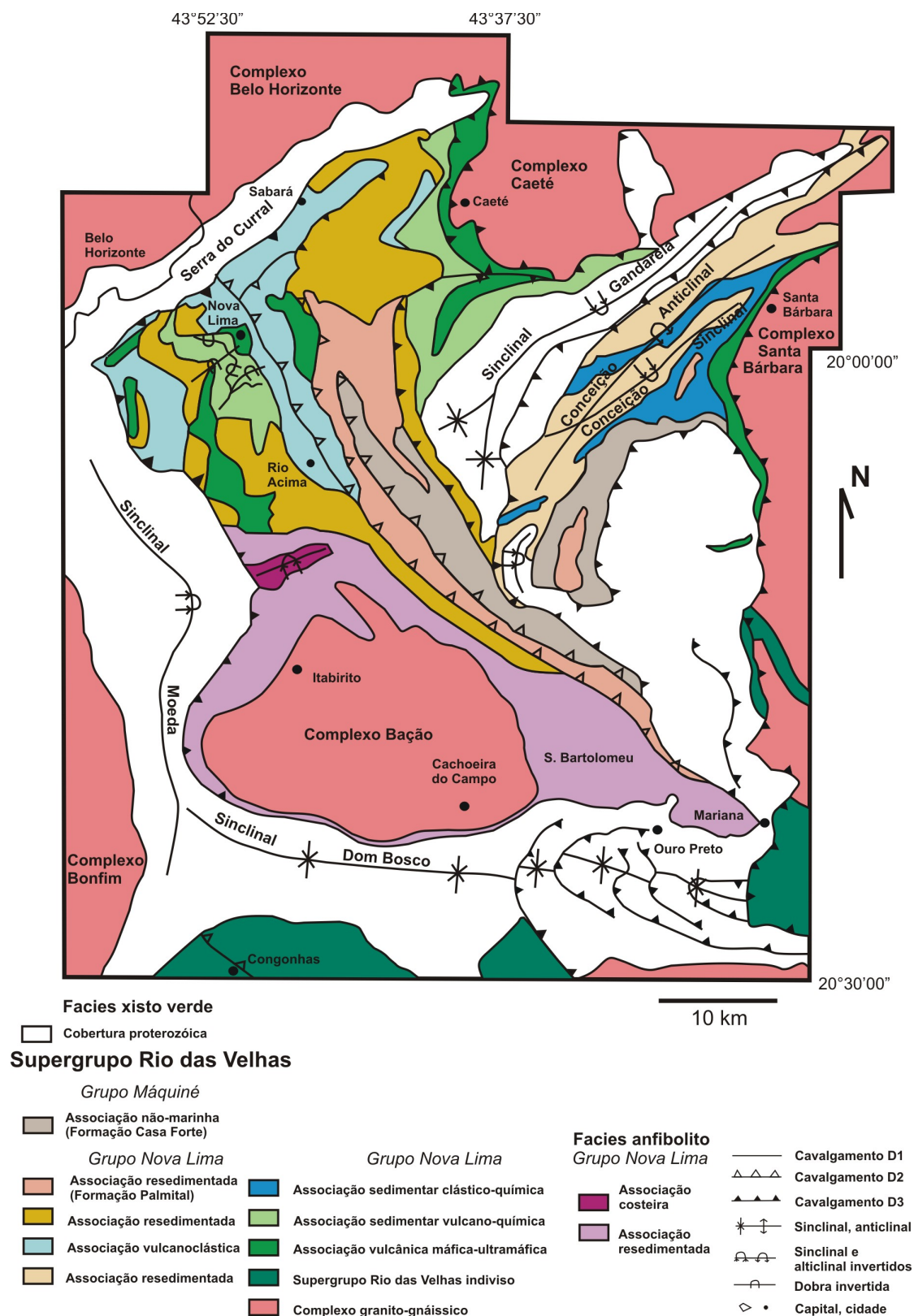


Figura 3.1 – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero compilado por Zucchetti & Baltazar (2006).

o Grupo Maquiné, constituído principalmente de metassedimentares detríticas, formadas em ambiente deposicional de leque aluvial e fluvial em *braided* (Baltazar & Zucchetti 2006) (**Tabela 3.1**).



Legenda:

Domos:

DB - Domo Bonfim
DBa - Domo Bação
DBH - Domo Belo Horizonte
DC - Domo Caeté
DSR - Domo Santa Rita

Sinclinais:

SDB - Sinclinal Dom Bosco
SG - Sinclinal Gandarela
SOF - Sinclinal Ouro Fino

Anticlinais:

AC - Anticlinal Conceição
AM - Anticlinal de Mariana

Figura 3.2 – Visualização do Quadrilátero Ferrífero e principais feições geológicas e estruturais. Imagem Landsat 7 ETM+.

O Supergrupo Minas, que define a forma geométrica do QF, cujos limites são definidos por megadobras sinclinais (Baltazar & Zucchetti 2006), é formado na base pelos Grupos Tamanduá e Caraça e consiste de conglomerados aluviais, arenitos e sedimentares químicas (Dorr 1969).

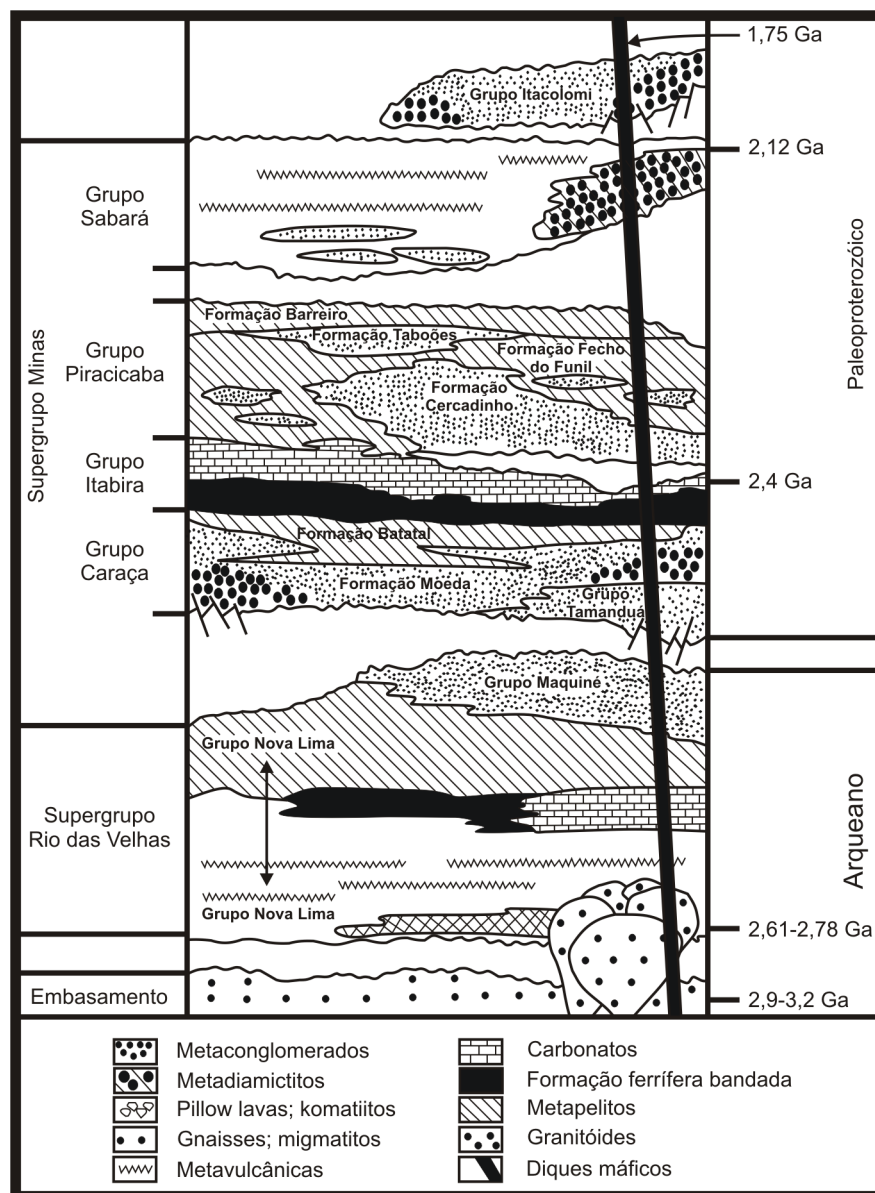


Figura 3.3 – Pilha estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (Fonte: Alkmim & Marshak 1998).

Fleischer (1971), porém, não reconhece o Grupo Tamanduá e relaciona somente o Grupo Caraça à base do Supergrupo Minas. Machado *et al.* (1996) confirmam esta proposta ao demonstrar que ambos tem a mesma distribuição de idades de zircões detríticos.

A descrição que segue quanto à estratigrafia do QF está fundamentada por Schrank & Souza Filho (1998), Babinski *et al.* (1995) e Renger *et al.* (1994). O Grupo Caraça consiste de sucessão plataformar que iniciou como um sistema de leques aluviais imbricados, como na Formação Moeda. Cujas deposição foi definida por idades U-Pb de zircões detríticos de quartzitos da base desta unidade e que datam de 2650 Ma (Renger *et al.* 1994). A evolução destes leques criou uma seleção de sedimentos seguida de deposição de sedimentos pelíticos e ricos em carbonatos em amplo ambiente marinho de água rasa (Formação Batatal).

2,66Ga	Grupo	Formação	Litotipos	Associação de litofácies
	Maquiné	Casa Forte	Ortoconglomerado, arenito, arenito com acamamento gradacional Paraconglomerado, arenito de granulação fina a média	Não-marinho (leque aluvial, fluvial em <i>braided</i>)
		Palmital	Grauvaca-argilito, arenito	Ressedimentado (turbidito proximal)
			Grauvaca-argilito. Ciclo de Bouma Brecha polimítica e monomítica, conglomerado-grauvaca, grauvaca-arenito, grauvaca-argilito	(Turbiditos distais) Vulcanoclástico (leque aluvial - fluvial; turbidito)
	Nova Lima		Arenito com marcas de ripple, arenito com estratificação cruzada em grande escala, arenito-argilito	Costal (superfície de maré, dunas eólicas)
			Grauvaca-argilito. Ciclo de Bouma Grauvaca-argilito, rochas estratos calco-silicática. Ciclo de Bouma. Conglomerado polimítico subordinado e BIF	Ressedimentado (turbiditos)
			BIF, pelito, pelito carbonáceo	Clástico-químico-sedimentar (rochas sedimentares pelágicas)
			BIF, chert, basalto. Rocha vulcânica félsica, pelito e grauvaca subordinados.	Vulcano-químico-sedimentar (facies pelágica, platô submarino)
			Mg-basalto, basalto toleítico. Komatiito, grauvaca e BIF subordinados Komatiito. Basalto toleítico subordinado	Vulcânico máfico-ultramáfico (platô submarino)
2,78Ga				

Tabela 3.1 – Coluna estratigráfica para o Supergrupo Rio das Velhas e ambiente deposicional correlato (Simplificado de Zucchetti & Baltazar 2006).

Sobreposto em conformidade ao Grupo Caraça está o Grupo Itabira, formado por espesso pacote de FFB da Formação Cauê, que por sua vez é sobreposta de carbonatos estromatolíticos e pelitos da Formação Gandarela depositados em 2420 ± 19 Ma. A idade foi obtida de carbonatos pelo método Pb/Pb por Babinski *et al.* (1995).

O Grupo Piracicaba, com idades U-Pb de zircões detríticos entre 2400 e 2150 Ma (Machado & Noce 1993), é discordante à sequência inferior e consiste nas Formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro. As rochas deste grupo formaram-se em dois distintos ambientes deposicionais. A Formação Cercadinho corresponde à sucessão turbidítica composta essencialmente de quartzo e hematita. As Formações Fecho do Funil, Taboões e Barreiro representam sequência plataformar que começou com deposição de pelitos e lentes dolomíticas, seguida de quartzitos puros e pelitos carbonosos.

Discordante ao Grupo Piracicaba está o Grupo Sabará, que representa provavelmente uma bacia de antepaís compartimentada (Reis *et al.* 2002). Sua base contém abundantes fragmentos de vulcânicas máficas e félsicas tanto quanto rochas graníticas e metamórficas. Na porção superior,

pelitos carbonosos e ricos em pirita são comuns. Os litotipos deste grupo têm idades entre 2150 e 2050 Ma (zircões detríticos datados pelo método U-Pb) e os sedimentos são sin-orogênicos depositados durante o Evento Transamazônico (Renger *et al.* 1994).

As intrusivas pós-Minas são caracterizadas como veios pegmatíticos (Alkmim & Marshak 1998), que cortam as rochas do Supergrupo Minas.

O Grupo Itacolomi, por fim, consiste de arenito grosso e conglomerado polimítico impuro, com estratificação cruzada acanalada e clastos não selecionados de FFB e xistos. Estes sedimentos foram depositados em restritas e alongadas bacias, em contato angular e proeminente sobre as unidades superiores do Supergrupo Minas. A idade mínima de deposição do Grupo Itacolomi foi estabelecida por Machado *et al.* (1996) em torno de 2059 ± 58 Ma.

3.2 História tectônica Arqueana no Quadrilátero Ferrífero

Alguns modelos foram sugeridos para explicar a evolução tectônica Arqueana no QF e a síntese de alguns desses modelos está na **Tabela 3.2**.

Com base em geocronologia U-Pb, Machado *et al.* (1989) definiram eventos tectono-termais durante evolução Arqueana e Paleoproterozóica do QF. Zircões herdados com idades entre 2883 ± 6 Ma e 3029 Ma possibilitaram interpretação da existência de crosta mais antiga que 2776 Ma (granitóide Caeté). Os granitóides Caeté e Moeda (2730 ± 10 Ma), no entanto, não seriam parte do embasamento do Grupo Nova Lima. Granitóides diferindo em idade de cerca de 40 Ma indicam pelo menos dois períodos de magmatismo granítico na evolução do *Greenstone Belt* Rio das Velhas.

Com base em idades U-Pb, Carneiro *et al.* (1995) e Carneiro *et al.* (1997) enfatizam a evolução tectônica Arqueana do QF, principalmente em relação ao evento tectono-termal Rio das Velhas, que engloba processos tectônicos dos terrenos granito-*greenstone* no Neo-Arqueano (2,8-2,6 Ga). Estes autores definiram duas fases durante este evento.

A primeira fase, de 2780 a 2772 Ma, teria se desenvolvido num ambiente de margem continental ativa. Retrabalhamento crustal (deformação e metamorfismo) e magmatismo teriam sido os processos mais importantes desta fase. Este retrabalhamento da crosta teria ocorrido na sua porção siálica, composta de protólitos de gnaisses, como os Gnaisses Belo horizonte. O magmatismo seria de caráter bimodal, cálcio-alcalino-toleítico (*sic*), e teria gerado plutonitos e vulcanitos. O vulcanismo félsico do Supergrupo Rio das Velhas seria contemporâneo ao magmatismo. Assinaturas geoquímica e isotópica Sm-Nd dos granitóides dessa fase indicam fontes distintas: contribuição mantélica juvenil e retrabalhamento de materiais crustais.

Arqueano			
Machado et al. (1989), et al. (1996)	Evento 1 2883 ± 6 Ma e 3029 Ma (Magmatismo - formação da crosta antiga)	Evento 2 2730 ± 10 Ma (Magmatismo granítico - graitóides Caeté e Moeda) Formação do <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas (2772-2780 Ma)	
Carneiro et al. (1995)		Fase 1 2780 a 2772 Ma - Margem continental ativa. Retrabalhamento crustal (deformação e metamorfismo) e magmatismo.	Fase 2 2720 a 2700 Ma - Estágio final do processo colisional, granitogênese pós-tectônica, (pequenos corpos de granitóides).
Noce (1998)	3,0-2,9 Ga - Geração de crosta, gnaiss bandado tipo TTG.	Consolidação de extensa área cratônica - 2,6 Ga.	

Tabela 3.2 – Síntese de interpretações de modelos para a evolução geológica Arqueana no QF.

A segunda fase, de 2,72 a 2,70 Ga, teria se formado durante o estágio final do processo colisional, onde teria ocorrido uma granitogênese pós-tectônica, caracterizada por pequenos corpos de granitóides. Com base nas assinaturas geoquímica e isotópica Sm-Nd do Granito Brumadinho, Carneiro *et al.* (1995) concluiu por uma participação crustal em sua gênese.

A nucleação primitiva do Complexo Metamórfico Bonfim teria se iniciado no Mesoarqueano, há cerca de 3200 Ma, como sugerido pelas idades modelo Sm-Nd (TDM) e pela herança isotópica de Pb do núcleo de zircões dos gnaisses estudados (Carneiro *et al.* 1998). A crosta primitiva teria sido severamente retrabalhada no Evento Tectono-termal Rio das Velhas (2780 - 2700 Ma). Neste evento, além do metamorfismo impresso nas rochas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, a crosta siálica e o *Greenstone Belt* Rio das Velhas, na região do QF, teriam sido palco de magmatismo calcio-alcálico e toleítico (Carneiro *et al.* 1998).

Noce *et al.* (1998) interpretaram que o principal período de crescimento crustal ocorreu entre 3,0 e 2,9 Ga, com base em dados isotópicos Sm-Nd de gnaisses TTG. A amalgamação de blocos continentais teria ocasionado retrabalhamento de crosta primitiva associado a episódios de granitogênese e à deposição da sequência de *greenstone belt*. Uma extensa área cratônica teria sido consolidada após 2,6 Ga, recoberta por sedimentos plataformais.

Uma deformação compressional inicial ocorreu nos litotipos do *Greenstone Belt* Rio das Velhas e no embasamento gnáissico, com cavalgamento de norte para sul ou para sudoeste. Estruturas geradas durante uma segunda deformação compressional correspondem a cavalgamento que gerou dobras isoclinais, que inferem transporte geral para SW (Lobato *et al.* 2001b).

Segundo Noce *et al.* (2002), o *Greenstone Belt* Rio das Velhas representaria uma colagem tectônica de sequências vulcano-sedimentares formadas em ambientes tectônicos distintos, separadas no tempo por até 250 Ma. Três episódios de vulcanismo teriam acontecido em ca. 3030 Ma, 2930 Ma e 2780 Ma.

Oliveira & Teixeira (1990) especulam que os litotipos do Supergrupo Rio das Velhas constituiriam núcleos distintos (microplacas) que tiveram uma história deformacional diferenciada. A evolução desses núcleos Arqueanos estaria relacionada a uma grande mobilidade crustal, que teria resultado em *rifting* e condicionaria a deposição das sequências vulcano-sedimentares.

Machado *et al.* (1996), a partir de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e U-Pb de mais de 400 zircões detriticos, determinaram idade mínima de 2860 Ma para terrenos granito-gnáissicos e idade de colocação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas entre 2780 e 2772 Ma.

A compreensão da evolução geológica do Arqueano no QF é de acentuada relevância, pois os eventos de magmatismo, devidamente datados, possibilitam compreender a gênese dos litotipos do *Greenstone Belt* Rio das Velhas e os ambientes metalogenéticos associados.

3.3 Modelos tectono-estruturais do Proterozóico no Quadrilátero Ferrífero

A evolução tectônica do QF, assim como as estruturas e indicadores cinemáticos impressos em cada episódio deformacional, são tema de intensa investigação que resultou em numerosas publicações e que revelam a complexidade geológica dessa região. Isso ocorre não só em relação à sequência de eventos tectono-deformacionais, mas também, quanto à origem de depósitos minerais.

Segundo Teixeira & Figueiredo (1991), dados geológicos e geocronológicos indicam uma evolução Paleoproterozóica para o Cráton do São Francisco incluída no Ciclo Transamazônico (2,2-1,9 Ga), sendo este um dos principais períodos de crescimento crustal a afetar o continente sul-americano.

A estruturação tectônica do QF resulta de dois principais eventos deformacionais, que Chemale *et al.* (1994) relacionam ao evento extensional paleoproterozóico (2100-1700 Ma), relativo ao Ciclo Transamazônico, que afeta as unidades supracrustais e granito-gnáissicas. E ao evento tectônico colisional, que afetou todas as unidades do QF e também as rochas supracrustais do Espinhaço Meridional e Bacia do São Francisco. Os autores associam este evento ao fechamento do proto-oceano Pan-Africano/Brasiliano (650-500 Ma), no leste do QF.

Dois conjuntos distintos de evidências caracterizam, principalmente na porção oeste do QF, o Evento Transamazônico na região, segundo Alkmim *et al.* (1994). Esses autores associam dobras e falhas de empurrão, de orientação preferencial NE-SW, ao transporte de massa de SE para NW. Ainda relacionam as zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis normais, sobretudo à leste do QF, às feições mais típicas de um segundo evento durante a orogênese Transamazônica. Estruturas contracionais são propostas por Alkmim & Marshak (1998) como consequência da colisão orogênica Transamazônica preservadas, no entanto, nas estruturas Brasileanas vergentes para oeste. Argumentam, para isto, com a existência de estruturas no oeste do QF, onde há numerosos cavalgamentos vergentes para NW nos litotipos do Supergrupo Minas, como na Serra do Curral. Quanto ao Evento Transamazônico duas fases são interpretadas por Marshak *et al.* (1992), sendo que a primeira gerou dobras regionais vergentes para NW e a segunda gerou uma arquitetura *dome-and-keel*. Estes autores também relatam evidências de deformação Neoproterozóica Brasileira, como reativação de zonas de cisalhamento pré-existent. Elas se caracterizariam por zonas de cisalhamento transpressionais de deslocamento compatível com encurtamento crustal leste-oeste. Cavalgamentos com transporte para oeste, como no sinclinal Dom Bosco, também são descritos por estes autores como evidências de deformação Brasileira. Marshak & Alkmim (1989) e Marshak *et al.* (1997) acrescentam ainda um evento após a formação de *dome-and-keel*, evidenciado por falhas normais e intrusão de diques máficos. Essas estruturas extensionais estariam associadas com a formação de bacias sedimentares a leste e sul do Cráton do São Francisco.

Segundo Noce (1995), o modelo evolutivo da região sul do Quadrilátero Ferrífero implica em subducção de SE para NW durante o evento colisional Transamazônico (2065-2035 Ma), que Marshak *et al.* (1997) definem como um evento de cavalgamento de crosta pouco espessa vergente para NW. Já Corrêa Neto (1991) interpreta uma extensão Transamazônica e encurtamento crustal Brasileiro, assim como Noce (1995), que define um campo de tensões E-W neste período e interpreta sua manifestação como o movimento de blocos crustais ao longo de falhamentos pré-existent, sem que haja retrabalhamento tectono-metamórfico generalizado nas unidades geológicas da área.

A orogênese Transamazônica na porção meridional do Cráton do São Francisco é definida por metamorfismo em fácies anfibolito e fusão parcial de crosta Arqueana em 2059 Ma (Machado *et al.* 1992). Um evento Neoproterozóico é proposto a partir de recristalização de zircão em 590 ± 7 Ma, que teria causado reativação de anisotropias e, possivelmente, a reativação de cavalgamentos que afetaram a região do QF (Schränk & Souza Filho 1998).

A ocorrência generalizada de rochas miloníticas e feições complexas de dobras são alguns dos aspectos que traduzem o caráter dúctil das zonas de cisalhamento geradas durante o Ciclo

Orogenético Brasileiro na porção leste do QF e que inclui as falhas Cambotas e Morro Vermelho (Belo de Oliveira & Vieira 1987).

No modelo evolutivo de Hipertt & Davis (2000) estão propostos três estágios para a evolução tectônica do QF. O primeiro é representado por estruturas do embasamento e supracrustais precedentes às orogêneses Proterozóicas. O segundo estágio corresponderia ao evento tectônico extensional Transamazônico (2,1-2,0 Ga), quando falhas normais e precursoras dos domos/sinclinais teriam se formado. O terceiro estágio seria uma compressão Pan-Africana-Brasileira (0,8-0,6 Ga) direcionada para oeste e sincrônica a metamorfismo regional de baixo a médio grau, reativação do embasamento e retorno de fluxo nas rochas supracrustais.

Chauvet & Meneses (1992) propuseram dois eventos tectônicos para explicar a evolução geológica do QF. Um referente à reativação do embasamento e outro definido por cavalgamentos vergentes para oeste.

Chauvet *et al.* (1994), no entanto, interpretaram três eventos durante a evolução da província metalogenética. O primeiro evento, D_e, seria marcado por uma lineação de estiramento N-S impressa no Complexo Bação e unidades adjacentes. Esta deformação estaria relacionada à atividade plutônica e reativação do embasamento Arqueano marcadas pela ocorrência de granitóides leucocráticos intrudidos nos gnaisses Bação. A idade U-Pb atribuída a este evento é 2000 Ma (Orogênese Transamazônica). O Anticlinal de Mariana e o Sinclinal Dom Bosco teriam sido formados durante este evento. O segundo evento tectônico, D_m, foi definido como o maior cavalgamento para WNW relacionado ao Ciclo Brasileiro. Uma bem expressa lineação de estiramento está orientada a E-W e NW-SE e associada a vergência para NW nas fácies xisto-verde superior a anfibolito inferior. O terceiro evento, D_m', seria caracterizado por movimento normal da *nappe* em resposta ao relaxamento de forças compressionais Brasileiras em fácies xisto verde marcado pela ocorrência de *drag folds* métricas, às vezes associadas ao desenvolvimento de uma nova lineação.

Com base em geocronologia U-Pb, Machado *et al.* (1989) definiram possíveis idades de remobilização de rochas Arqueanas em 2125 ± 4 Ma com fase final em 2059 ± 6 Ma. O último evento tectono-termal, portanto, registrado em monazitas do Complexo Bação, teria idade mínima de 2022-2030 Ma.

Machado *et al.* (1996) definiram três unidades maiores com base em idade de zircões de seqüências Arqueano-Paleoproterozóicas. Os autores diferiram terrenos granito-gnáissicos, com idade mínima de 2860 Ma, o *Greentone Belt* Rio das Velhas, formado entre 2772-2780 Ma e as seqüências sedimentares do Supergrupo Minas-Grupo Itacolomi. Os autores concluíram que o *Greenstone Belt* Rio das Velhas contém exclusivamente sedimentos cratogênicos e se desenvolveu

em uma ou próximo a uma crosta continental com idade mínima de 2,85 Ga. A sequência detrítica inferior do Supergrupo Minas foi alimentada por sedimentos derivados tanto do terreno granito-*greenstone* quanto da crosta mais antiga das proximidades. A unidade superior do Supergrupo Minas (Formação Sabará) contém zircões de 2125 Ma e o Grupo Itacolomi sobreposto contém zircões com idades mínimas de cerca de 2,06 Ga, idênticas às idades do metamorfismo regional. Propõem-se, no entanto, que a sedimentação tectogênica representada por estas unidades ocorreu numa bacia *foreland* da orogênese Tranzamazônica. A evolução das bacias estaria estreitamente associada com o desenvolvimento tectônico do orógeno e *uplift* dos complexos do embasamento entre 2125 Ma e 2030 Ma.

Dessa síntese da evolução tectônica Paleoproterozóica no QF (**Tabela 3.3**), é importante notar a ênfase, mesmo que com algumas particularidades entre os autores, em eventos tectônicos durante as orogêneses Tranzamazônica e Brasileira. Nesses eventos tectono-metamórficos, teria sido intensa a formação de fluidos que remobilizariam ou transportariam elementos químicos para a gênese de novos sulfetos. Daí a importância da compreensão da evolução tectônica durante o Paleoproterozóico no QF.

3.4 Gênese do ouro no Supergrupo Rio das Velhas e estruturas geológicas correlatas

A principal discussão concernente aos depósitos do Distrito Aurífero de Nova Lima refere-se à origem singenética ou epigenética das mineralizações. Dessa forma, acredita-se que trabalhos sobre a metalogênese dos depósitos inseridos neste distrito aurífero devem, de certa forma, abordar essa temática, independente do nível de detalhe do estudo.

Neste supergrupo, 49% da mineralização aurífera está hospedada nas FFB's, associadas ou não com *chert* rico em ferro, 47% está hospedada na unidade hidrotermal lapa seca e os 4% restantes estão hospedados em vulcânicas máficas e ultramáficas e em rochas sedimentares, entre elas, as vulcanoclásticas (Lobato *et al.* 2001a).

O fato dos corpos de minério estarem dobrados e deformados juntamente com a rocha hospedeira e litotipos encaixantes e pelo fato dos sulfetos mais antigos estarem paralelos a S_0 , levaram Ladeira (1991) a explicar que é altamente plausível que a maioria dos sulfetos são pré-metamorfismo e pré-deformação dinâmica e foram formados por processos exalativos sub-assoalho oceânico. O autor sugeriu, como fundamento para suas conclusões, que a distância aproximada de 10 km entre os corpos mineralizados e os granitóides mais próximos é insuficiente para que estes tenham atuado como fonte de fluidos, no caso da mineralização epigenética. No entanto, a permanência, reciclagem e herança de ouro (Au), interpretadas com base na concentração deste elemento em diferentes estruturas desde o Arqueano até o Proterozóico, são defendidas pelo autor.

	Arqueano		Paleoproterozóico	
	Primeiro evento	Segundo evento	Ciclo Orogenético Transamazônico	Ciclo Orogenético Brasileiro
Machado <i>et al.</i> (1989)			Remobilização de rochas Arqueanas em 2125 ± 4 Ma com fase final em 2059 ± 6 Ma.	
Corrêa Neto (1991)			Tectônica extensional.	Encurtamento crustal.
Chemale <i>et al.</i> (1994)			Evento extensional (2100-1700 Ma).	Evento colisional (650-500 Ma).
Chauvet <i>et al.</i> (1994)			Atividade plutônica e reativação do embasamento Arqueano (2000 Ma).	Primeiro evento - Segundo evento - Cavalgamento movimento normal para WNW da <i>nappe</i> - ou NNW relaxamento de forças compressoriais.
Marshak <i>et al.</i> (1997)			Evento de cavalgamento de crosta pouco espessa vergente para NW.	
Alkmim & Marshak (1998)			Primeiro evento - Segundo evento - dobras e falhas zonas de cisalhamento de empurrão - dúctil-rúpteis vergência para NW. normais a E do QF.	Reativação de zonas de cisalhamento transpressionais vergentes para W ao longo de estruturas pré-existentes.
Noce (1995), (2000)		Eventos magmáticos e tectono-metamórficos entre 2860 e 2600 Ma	Subducção de SE para NW (2065-2035 Ma).	Campo de tensões E-W, reativação de falhamentos pré-existentes
Hippertt & Davis (2000)			Evento tectônico extensional (2,1-2,0 Ga) - precursor dos domos/sinclinais.	Compressão (0,8 e 0,6 Ga) vergente para W - reativação do embasamento e retorno de fluxo nas rochas supracrustais.
Lobato <i>et al.</i> (2001b)	Deformação compressional com cavalgamento tangencial de N para S ou SW.	Deformação compressional, cavalgamento vergente para SW, transporte geral para SW.	Deformação compressional vergente para NW. Extensão tardia e formação de arquitetura <i>dome-and-keel</i> .	<i>Thrust-and-fold belts</i> vergente para W (E do QF).

Tabela 3.3 - Síntese dos modelos de evolução tectônica Arqueana e Paleoproterozóica para o QF.

Dados de isótopos de Pb obtidos por DeWitt *et al.* (1996) evidenciam que os primeiros sulfetos e Au foram depositados no assoalho oceânico, em *hot springs*, durante a sedimentação, por volta de 2,65 Ga (DeWitt *et al.* 1994). Os autores interpretam que os fluidos que interceptam camadas de diferentes composições possuem química alternada, o que suportaria modelo de geração *in situ*, não controlado pela variável interação água-rocha.

Interpretações epigenéticas são defendidas por Vieira (1987), que descreve, para a Mina de Raposos, um minério do tipo 1, pirrotítico e associado a zonas de cisalhamento paralelas a S_0 , que representariam o primeiro evento de deformação. No segundo tipo, com paragênese principal constituída de pirita e arsenopirita, o sulfeto teria migrado a partir de fraturas plano-axiais de D_2 , e substituído as bandas de siderita, o que resultou em sulfeto bandado. A origem do Au, enxofre (S) e arsênio (As), no entanto, estaria associada a sulfetos singenéticos na FFB, não sendo descartada uma mineralização vulcano-exalativa, com remobilizações em D_1 e em D_2 .

Lobato & Vieira (1998a) definem três principais estilos de mineralização em depósitos mesotermiais filoneanos de ouro associados a rochas do Grupo Nova Lima. Os estilos são (1) zonas sulfetadas, estruturalmente controladas, de substituição em FFB fácies óxido e carbonato; (2) sulfetos disseminados em zonas de alteração hidrotermal em encaixantes cisalhadas, sejam metamáficas ou metassedimentares; (3) e veios de quartzo com carbonatos e sulfetos. Os autores caracterizam a alteração hidrotermal das minas de Cuiabá, Juca Vieira, Raposos, Santana e São Bento. O fluido seria redutor no estágio incipiente de alteração e sua entrada teria substituído associações metamórficas pré-alteração, o que resultou em uma idade de desenvolvimento sin a pós-pico do metamorfismo. A assembléia mineralógica da alteração hidrotermal é formada da combinação de quartzo, carbonato, K/Na-mica, feldspato (albita), Fe/Mg-clorita, pirita, pirrotita e arsenopirita com turmalina como um acessório comum ou mesmo uma fase maior.

Com base em dados de isótopos de Pb em galenas das minas Faria, Esperança III e Cuiabá, de veios que cortam FFB's, e das minas Bicalho e Bela Fama, de veios de quartzo branco que cortam “lapa seca” silicosa, Thorpe *et al.* (1984) determinaram o intervalo de 2700-3000 Ma para a mineralização primária e de possíveis remobilizações ou introdução de novos fluidos. O Au teria sido ligeiramente remobilizado durante as orogêneses Proterozóicas, possivelmente nos intervalos 2410-2425 Ma e 2100-2175Ma (Orogênese Transamazônica) e aproximadamente em 600Ma, durante a orogênese Brasileira.

Na Mina de Ouro de Morro Velho existem dois tipos de minério: sulfetos e quartzo. A maior parte de Au produzido está associado a sulfetos e ocorre na interface entre os mesmos, em planos de clivagem, ou em cavidades ou poros dos cristais (Oliveira *et al.* 1983). Os corpos de minério (sulfetos ou quartzo) são concordantes com o acamamento e ocupam horizonte

estratigráfico definido, na interface de metavulcanoclástica/metatufácea ácida com metassedimentares. Os corpos quartzosos situam-se em geral entre os sulfetos e a lapa seca. Para Oliveira *et al.* (1983), o conteúdo aurífero é constante ao longo de L₂ e os corpos de minério são lenticulares. Ainda segundo este autor, três fases de dobramento geraram as estruturas geológicas da mina, sendo que os esforços que definem F₁ e F₂ são sub-paralelos.

Segundo Vieira (2000b) é durante D₁ que se desenvolve a alteração hidrotermal e a mineralização do Grupo Nova Lima. Segundo ele, os maiores depósitos de ouro desse grupo, como Morro Velho, Raposos e Cuiabá, estão associados a transcorrências com direção aproximada E-W. Os depósitos menores, porém, estão associados aos empurrões oblíquos ou frontais da fase D₁.

Vieira (2000b) ainda descreve remobilizações localizadas nas estruturas da segunda fase deformacional, não se constatando zoneamento hidrotermal expressivo como o desenvolvido em D₁. Nos depósitos em que a fase D₁ foi mais expressiva (Mina de Morro Velho, Raposos e Juca Vieira), a mineralização está condicionada às estruturas nela geradas. Nos depósitos onde D₂ foi intenso (Cuiabá e Lamego), a mineralização está fortemente recondicionada às estruturas D₂ e subordinadamente às estruturas de D₃.

Vieira (2001b), de forma geral, relata que a macro-estrutura nas minas do Faria e Morro da Glória é um anticlinal do segundo evento. A mineralização estaria associada a zonas de cisalhamento e dobramento envoltas pelos halos de alteração hidrotermal de sericitização, carbonatação e cloritização. A FFB é descrita como da fácies óxido (magnetita e quartzo), carbonatizada e sulfetada nas áreas mineralizadas. A ocorrência aurífera está relacionada a sulfetos e veios de quartzo encaixados na FFB e, eventualmente, nos xistos hidrotermalizados.

Na Mina de Cuiabá, os corpos de minério são constituídos por sulfetos maciços, bandados ou disseminados hospedados na FFB, exceto os corpos Galinheiro FW e Viana, que são veios e pequenas vênulas de quartzo nas zonas de sericitização com sulfeto disseminado (Vieira 2000a).

A idade da mineralização é inferida entre 2698 e 2670 Ma, afetada pela orogênese Tranzamazônica estimada em ~2050 Ma (Lobato *et al.* 2001b). Há evidência de modificação isotópica por eventos tectônicos em ~1,8-1,7 e 0,6 Ga (Lobato *et al.* 2001b).

Com base nesta revisão de trabalhos, principalmente das duas últimas décadas, referentes à gênese de depósitos auríferos no Supergrupo Rio das Velhas, constata-se uma forte e mais recente tendência pela interpretação por modelos epigenéticos controlados por estruturas, mesmo que considerem que haja remobilização parcial de sulfetos. Apesar disso, há um segmento que permanece com a interpretação singenética da mineralização ou que esta seja base para remobilização tardia de sulfetos e Au.

3.4.1 Alteração hidrotermal das áreas mineralizadas no Supergrupo Rio das Velhas

Três zonas concêntricas de alteração hidrotermal foram definidas e designadas para a mineralização aurífera no Distrito Aurífero de Nova Lima. As zonas são de cloritização, carbonatação e sericitização (Vieira 1988; Vieira 2001a).

A zona de cloritização é caracterizada por reações de hidratação (formação da clorita) e carbonatação subordinada (formação da calcita), o que indica aumento na concentração de CO₂ em relação ao metamorfismo regional (Vieira 1988). Ainda segundo Vieira (1988), as rochas máfico-ultramáficas são transformadas em clorita-quartzo-carbonato fítilo (**Tabela 3.4**). As texturas indicariam cloritização a partir da actinolita e, subordinadamente, do plagioclásio, enquanto a carbonatação se dá essencialmente a partir do último.

O início da formação da zona de carbonatação ocorre quando o excesso de água é consumido durante a formação da clorita. No estágio seguinte há aumento na concentração de CO₂ o que resulta na formação do carbonato sin-cinemático, que adquire ferro da clorita (**Tabela 3.4**) com conseqüente desidratação da mesma (Vieira 1988). O carbonato é, portanto, enriquecido em ferro.

Zona de cloritização	Máficas/ ultramáficas	$\begin{array}{l} \text{Clinozoisita} + \text{tremolita/actinolita} + \text{ortoclásio} + \text{albita} \xrightarrow{+ \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2} \\ \text{clorita} + \text{calcita} + \text{quartzo} + \text{sericita} + \text{albita} + \text{ortoclásio} \end{array}$
	ultramáficas	$\begin{array}{l} \text{serpentina} + \text{tremolita/actinolita} + \text{ortoclásio} \xrightarrow{+ \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2} \\ \text{clorita Mg} + \text{talco} + \text{quartzo} + \text{calcita} \end{array}$
Zona de carbonatação	Máficas/ ultramáficas	$\begin{array}{l} \text{clorita} + \text{calcita} + \text{quartzo} + \text{albita} + \text{sericita} + \text{ortoclásio} \xrightarrow{+ \text{CO}_2} \\ \text{clorita Mg} + \text{ankerita} + \text{quartzo} + \text{sericita} + \text{albita} + \text{ortoclásio} \end{array}$
	ultramáficas	$\begin{array}{l} \text{clorita Mg} + \text{talco} + \text{quartzo} + \text{calcita} \xrightarrow{+ \text{CO}_2 + \text{O}_2} \\ \text{clorita Mg} + \text{dolomita ferroana} + \text{quartzo} \end{array}$
Zona de sericitização	Máficas/ ultramáficas/ intermediárias	$\begin{array}{l} \text{clorita Mg} + \text{ankerita} + \text{quartzo} + \text{sericita} + \text{albita} + \text{ortoclásio} \\ \xrightarrow{+ \text{CO}_2} \text{sericita} + \text{dolomita ferroana} + \text{quartzo} + \text{albita} \end{array}$
		$\begin{array}{l} \text{clorita Mg} + \text{dolomita ferroana} + \text{quartzo} \xrightarrow{+ \text{CO}_2 + \text{O}_2} \\ \text{sericita} + \text{dolomita ferroana} + \text{quartzo} \end{array}$

Tabela 3.4 – Reações das alterações hidrotermais do Distrito Aurífero de Nova Lima (Fonte: Vieira 1988).

A carbonatação atinge o limiar aumentando a razão de Mg no carbonato às custas da conversão da clorita em sericita com conseqüente desidratação (Vieira 1988) (**Tabela 3.4**). As rochas máficas/intermediárias e ultramáficas são convertidas em carbonato-sericita-quartzo fítilo.

Assim, as zonas de alteração concêntricas consistem na cloritização, a primeira a se desenvolver, tendo como consequência a formação da carbonatação e sericitização nas zonas mais internas e nos estágios mais avançados da interação fluido/rocha.

CAPÍTULO IV - CONTEXTO GEOLÓGICO NA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Distribuição dos litotipos na região do Morro da Glória

A região do Morro da Glória abrange as mineralizações que estão ao sul do Distrito Aurífero de Nova Lima. Na área de estudo, a feição geomorfológica proeminente é a Serra do Vum Vum, que é referência para a análise estrutural da área e tem cristas alinhadas na direção E-W. Esta área é constituída de FFB's, quartzo-sericita xisto, clorita xisto e clorita-quartzo-carbonato-sericita xisto. O último, porém, está intercalado com plagioclásio-quartzo-clorita xisto e quartzo-sericita xisto.

Ao todo, foram analisados 74 pontos (**Figura 1.2**), sendo que desses, 16 estão situados fora da região do Morro da Glória, durante reconhecimento regional.

Para a distinção entre os litotipos mapeados considerou-se a composição mineralógica após os eventos de hidrotermalismo e metamorfismo, sendo que o primeiro é dependente da distância entre o litotipo e os condutos dos fluidos. O protólito, portanto, não foi considerado para a definição da nomenclatura dos litotipos mapeados, apesar de ser discutido adiante com o objetivo de entender o ambiente de formação dessas rochas.

Formação ferrífera bandada (FFB)

A FFB é hospedeira da mineralização aurífera na região do Morro da Glória, sendo que a sulfetação ocorreu no contato deste litotipo com veios quartzosos. Zonas de carbonatação também podem ocorrer neste contato e intermediar as reações de sulfetação. No entanto, essas zonas de carbonatação não constituem uma fácies carbonatada da FFB.

As FFB's foram deformadas por pelo menos duas fases e as duas gerações de estruturas estão nelas preservadas. Estas estruturas influenciam não só a geometria na mesoescala, como também, na macroescala. O principal exemplo é a figura de interferência de estruturas em laço na Serra do Vum Vum (**Figura 4.1**).

A FFB é o litotipo que constitui a Serra do Vum Vum, ao norte da área, e possui espessura estimada em 80 metros. Ocorre também em outras três faixas: intercalada com clorita xisto no extremo oeste da área, orientada a NE-SW e de espessura estimada de 40 metros, na área que em superfície corresponde às minas subterrâneas Rica e Santo Antônio. Ocorre ainda no extremo sul, onde perfaz uma camada de 50 metros de espessura estimada, intercalada em clorita xistos. E no extremo NW da área onde camadas de 20 metros de espessura estão intercaladas em clorita xisto e em quartzo-sericita xisto.

xistos com a FFB está flexionado. Trata-se da charneira de dobra sinforme, que no sul da Serra do Vum Vum tem flanco de direção E-W, que está encurvado na direção N40W-S40E na porção central e a leste da serra. Esta feição é resultante da superposição de duas fases de dobramentos coaxiais.

O contato da FFB com xistos é tectônico, por imbricamento, pois há lascas que formam delgadas camadas daquele litotipo inserida em faixas de predomínio de xistos e vice versa.

A porção central da área mapeada, que corresponde ao sul da Serra do Vum Vum é constituída pela intercalação de FFB e filito carbonoso em clorita xisto. Essas intercalações tem direção E-W e possuem o mesmo padrão de dobramento que foi descrito para a área da Serra do Vum Vum, ou seja, estão flexionadas e a leste da área têm direção NW-SE.

A FFB é maciça, cinza escura, intercalada por veios milimétricos a centimétricos de quartzo. Este litotipo é constituído de 80% de magnetita e 20% de quartzo.

Na microescala os grãos de magnetita são maciços, cor cinza, tendo contatos em reação com sulfetos e estão intercalados por grãos de quartzo.

4.2 Produtos de alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal é a conversão de uma assembléia mineral inicial para um novo conjunto de minerais mais estáveis sob a condição hidrotermal de temperatura, pressão e, mais importante, composição do fluido (Rose & Burt 1979).

Em muitos depósitos de minério hidrotermal, mudanças na composição mineralógica e textural das rochas encaixantes são mais extensivas e óbvias do que no próprio minério. Em alguns estudos de depósitos minerais é reconhecida a importância da alteração hidrotermal tanto como um guia para descoberta do minério quanto como indicador dos atributos das soluções hidrotermais associadas à deposição dos minerais de minério (Rose & Burt 1979).

Dessa forma, atributos químicos do ambiente de precipitação do ouro podem, eventualmente, ser determinados, o que resultaria na compreensão do sistema hidrotermal.

Apesar da pouca espessura de veios descritos em superfície, a passagem de fluidos gerou intensa alteração nos litotipos encaixantes da FFB que pode ser verificada nas amostragens da superfície e em testemunhos de sondagem.

A nomenclatura adotada para xistos segue definição de Winge (1996), ou seja, o termo que antecede o nome “xisto” caracteriza a rocha quanto à composição e quanto ao produto da alteração hidrotermal.

Quartzo-sericita xisto

Esse litotipo delimita a Serra do Vum Vum. Há paralelismo na orientação da camada de quartzo-sericita xisto com a intercalação de clorita xisto, que está descrita no tópico seguinte. A espessura da camada é de 30 metros e corresponde a uma zona de sericitização.

Trata-se de um litotipo cuja composição mineralógica resultou de processos de hidrotermalismo e metamorfismo que modificaram a composição original. É uma rocha cinza clara com variações para ocre em determinadas porções. Em superfície, devido ao intemperismo, é friável e o contato com FFB é tectônico, por imbricamento.

Este litotipo foi fortemente deformado e a xistosidade desenvolvida está evidenciada por planos definidos pela sericita. A superposição de duas xistosidades com orientações distintas é a evidência de duas fases dúcteis de deformação. Estruturas S/C na microescala, difusa na trama estrutural, evidenciam componente de cisalhamento simples, o que deve indicar que as dobras na mesoescala são produtos da deformação em zona de cisalhamento na escala regional.

O litotipo é constituído de 80% de sericita, 10% de ilmenita e 10% de quartzo, que formam porfiroclastos pré-D₁. A sericita está dispersa nos planos de xistosidade. Os grãos de ilmenita estão remobilizados e estão sobrepostos à foliação. Os grãos de quartzo podem ser resquícios dos veios cedo-D₁ (**Figura 4.2 d**), recristalizados e remobilizados, assim como os grãos de ilmenita, sendo que estes se originaram durante a gênese deste litotipo (**Figura 4.2 b**).

A sericita ocorre como filetes que formam as foliações S₁ e S₂ e contornam os raros porfiroclastos de carbonato (**Figura 4.2 a**). Ela é incolor e a tinta de birrefringência, amarela ou vermelha. As porções com predomínio de sericita contém névoas de ilmenita (**Figura 4.2 c**), que formam porfiroclastos por vezes rotacionados. Grãos de quartzo também estão dispersos entre filetes de sericita.

Clorita xisto

Litotipo que abrange as porções central e sul da área estudada. Possui intercalações delgadas com FFB. Estende-se até as porções a sul onde está intercalada por uma lente de FFB. A rocha é verde clara, mas ao sul da área, há variações para cor vermelha e a SW, para bege claro. Essas variações resultam de distintos graus de alteração intempérica. Este litotipo é constituído de clorita, quartzo e ilmenita e corresponde a zonas de cloritização.

No extremo NW da área, clorita xistos ocorrem numa faixa de direção N50E-S50W intercalados por delgada camada de filitos carbonosos. Essa faixa de clorita xisto tem espessura estimada de 30 metros, está levemente arqueada com concavidade para SE.

A clorita ocorre estirada, é fracamente pleocróica e a cor varia da incolor à verde clara. A

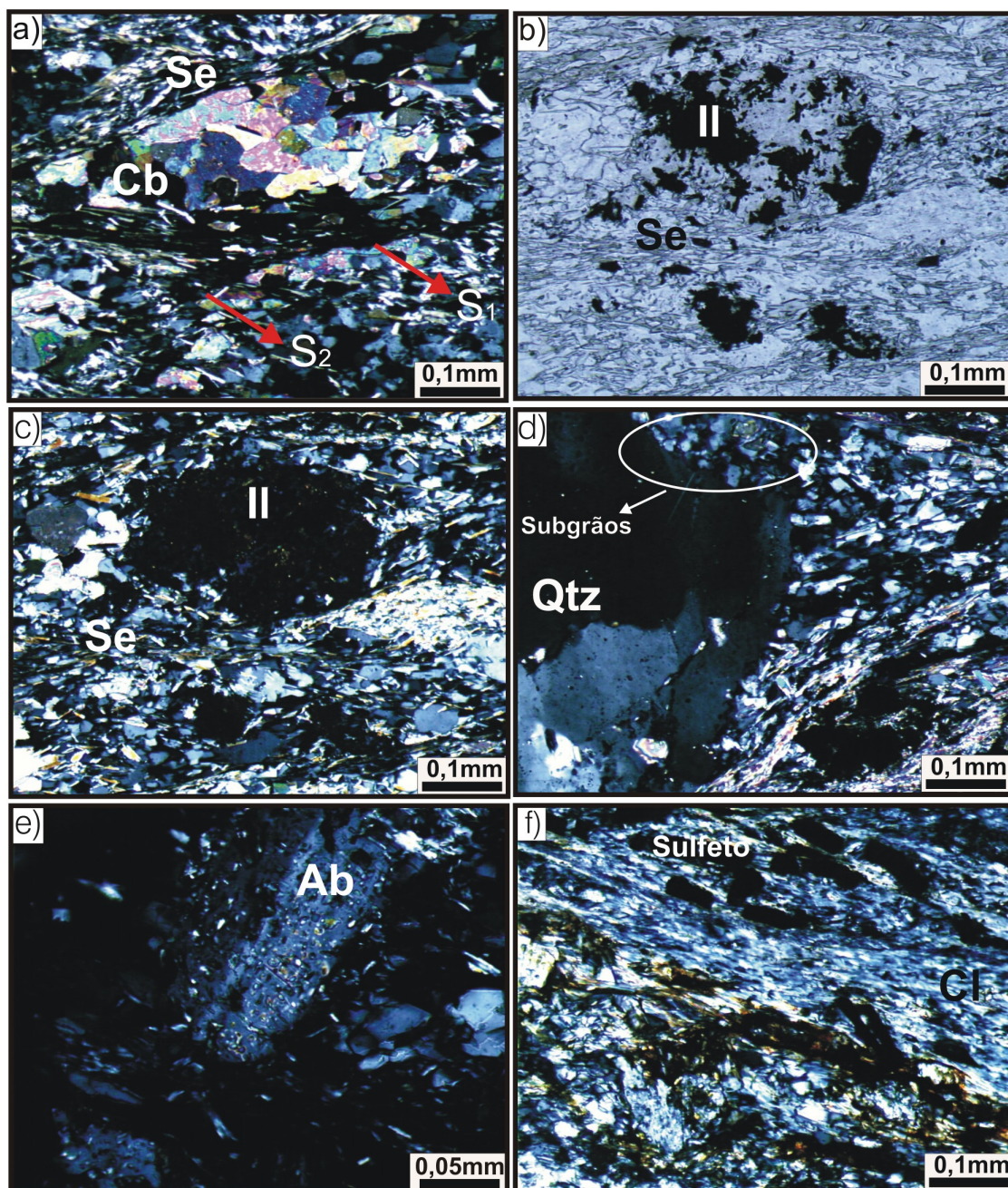


Figura 4.2 – Fotomicrografias em luz polarizada, exceto em **a)**, cuja luz é natural. **a)** Porfiroclasto de carbonato envolto por filetes de sericita. **b)** Névoa de ilmenita, possivelmente como resquício do protólito. **c)** Porfiroclasto de ilmenita, possivelmente alterada para leucóxênio, envolta por filetes de sericita. **d)** Porfiroclasto de quartzo e subgrãos resultantes de recristalização dinâmica. **e)** Porfiroclastos de albita anédricos, intensamente alterados e com geminação polissintética. **f)** A Clorita ocorre estirada e tinta de birrefringência que varia em tons de cinza ou azul escuro com sulfetos dispersos deformados junto da foliação.

tinta de birrefringência varia em tons de cinza e verde ou azul escuro (**Figura 4.2 f**). Grãos de ilmenita estão cristalizados em agregados associados à clorita nas zonas de cloritização da borda dos veios de quartzo. Os grãos de quartzo têm extinção ondulante, podem estar fraturados e, em

alguns casos, formaram-se subgrãos (**Figura 4.2 d e 4.3 e**). Na borda dos veios, sericita é predominante e as zonas de cloritização perfazem as porções externas.

Clorita-quartzo-carbonato-sericita xisto

A descrição da composição mineralógica de testemunhos do furo de sondagem FVV19, com declinação de 71°19' e rumo para S09°19'W, auxiliou na interpretação deste litotipo que aflora a leste da Serra do Vum Vum (**Figura 4.1**) e que em superfície corresponde a uma área fortemente intemperizada e erodida. Corresponde a zonas de sericitização, mas com resquícios de cloritização e carbonatação.

Dos testemunhos foram descritos clorita-quartzo-carbonato-sericita xistos, que tem espessura de 22 metros. Intercalados nesse litotipo estão plagioclásio-quartzo-clorita xistos, com espessura de 2 metros e quartzo-sericita xistos, com espessura de 6 metros.

Da composição deste litotipo 50% corresponde à sericita, que está paralela à foliação principal (S_2) e à obliterada (S_1). Os grãos estão estirados com aspecto imbricado, mesmo que numa análise superficial, apareçam como películas orientadas. E formam uma fina matriz intercalada com outros conjuntos minerais. Ocorre também na borda de porfiroclastos de quartzo, que estão deformados e rotacionados.

Os grãos de carbonato também ocorrem como porfiroclastos, porém, estão menos transformados que os grãos de quartzo, e estão paralelizados às foliações. Na borda destes grãos ocorre sericita e a análise na microescala revela contemporaneidade no crescimento de ambos. Os grãos são anédricos ou sub-édricos com cor de interferência salmão. Podem ser vistas duas formas de geminação, a primeira tem aspecto semelhante às geminações Carlsbad, características dos feldspatos potássicos, e a segunda, consiste em traços finos, retilíneos e sem orientação na superfície dos grãos.

Os grãos de quartzo ocorrem como porfiroclastos ou como um agrupamento de grãos, ambos com extinção ondulante. Estes porfiroclastos são geralmente grãos anédricos e podem aparecer como partículas núcleo de sombras de pressão. Em algumas situações a formação de subgrãos a partir de grãos maiores não se deu por completo, sendo preservados grãos com lamelas de compressão (extinção por setores). Os subgrãos podem aparecer como ripas subédricas de diminuta extensão e de contatos retos ou como pequenos grãos anédricos cujos contatos são de difícil distinção.

Clorita é o mineral menos abundante e forma planos de xistosidade, assim como ocorre com a sericita. Os grãos são fracamente pleocróicos, que varia do incolor ao verde muito claro, com

cores de interferência violeta ou castanha. Tem a forma de grandes placas ou pequenos filetes. Pode estar em meio à matriz de sericita ou junto aos grãos de quartzo.

Ilmenita corresponde a uma névoa de diminutos cristais prismáticos. É comum junto da clorita. Pode ser encontrada, com dificuldade, em meio à textura ígnea granofírica reliquiar.

Plagioclásio-quartzo-clorita xisto

Litotipo caracterizado pela forte cloritização e pela permanência de grãos alongados de ilmenita, que são resistentes à alteração hidrotermal e ao metamorfismo e correspondem à alteração hidrotermal de basaltos. Grãos de quartzo formam porfiroclastos e estão cominuídos. Os de plagioclásio podem resultar de albitização.

Clorita ocorre majoritariamente como filetes euédricos/sub-édricos e pode ter se formado como extensas ripas concordantes à foliação. Levemente pleocróica, a cor varia do verde oliva claro ao verde próximo do incolor. A tinta de birrefringência é cinza azulada ou castanha amarelada.

Os grãos de quartzo cristalizaram-se como agrupamentos de grãos com extinção ondulante, intercalados com zonas de cloritização e sericitização. São preferencialmente anédricos, mas também formaram-se grãos sub-édricos e euédricos. Alguns grãos possuem formas poligonais ou pseudopoligonais.

Plagioclásio ocorre como porfiroclastos anédricos, intensamente alterados, com geminação polissintética e definido, pelo método de Michel Lévy (descrito em Kerr 1959), como albita (**Figura 4.2 e, 4.3 “b”, “c” e “d”**).

Leucoxênio é semi-opaco, de hábito prismático, euédrico e pode estar orientado segundo à foliação. Por vezes, os cristais estão encurvados ou formam micro-boudinage. Representa alteração de minerais titaníferos, possivelmente a ilmenita, pois contém 60% de TiO_2 , aproximadamente (Branco 1987).

Quartzo-sericita xisto

Litotipo constituído de sericita, principalmente, estirada de forma concordante com a foliação. Sua concentração equivale à de quartzo, cujos grãos são equigranulares, sem interdigitações e limites retilíneos (**Figura 4.3 a**). Os grãos de quartzo são anédricos e dispostos em arranjos imbricados. Possuem extinção ondulante, mas em alguns casos, por setores.

Textura equigranular com limite de grão retilíneo se forma quando uma rocha é deformada a temperatura relativamente alta. Quando a deformação cessa, ainda com muita água ao longo do limite dos grãos, há recobrimento, recristalização e redução da área dos grãos, mesmo já na ausência de deformação, até que uma energia interna mínima seja obtida (Passchier & Trouw 1998).

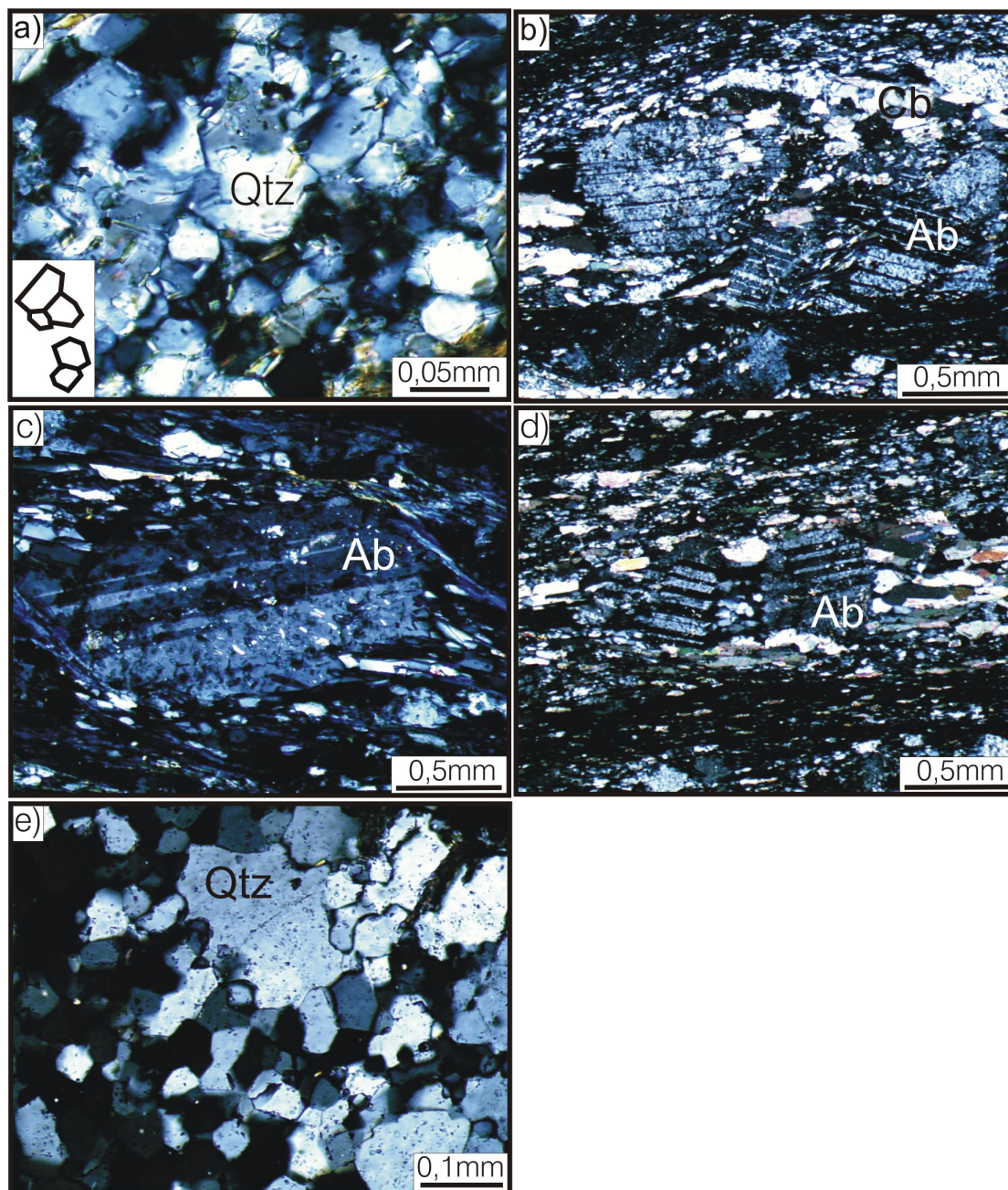


Figura 4.3 – Fotomicrografias em luz polarizada. **a)** grãos equigranulares e poligonais de quartzo (limites retilíneos). **b)c)d)** porfiroclastos anédricos de albita, intensamente alterados com geminação polissintética. Maclas reorientadas e paralelizadas à foliação. **e)** Subgrãos de quartzo de contato lobular. Evidência de recristalização dinâmica.

Esses processos combinados são conhecidos como recristalização estática, cujas evidências são limites de grãos levemente curvados ou retilíneos, ausência de extinção ondulante ou de subgrãos e forte orientação preferencial dos eixos cristalográficos (Passchier & Trouw 1998).

4.3 Considerações sobre os protólitos

A composição mineralógica dos litotipos descritos é resultante de alteração hidrotermal em basalto, como descrito em minas subterrâneas do Distrito Aurífero de Nova Lima por Vieira (2000a) e Lobato *et al.* (2001). Assim interpretados pela ocorrência, mesmo que em baixa concentração, de ilmenita (TiO_2), que deve ser reliquiar da composição inicial do protólito. Considera-se, portanto, que TiO_2 é constituinte de basaltos, mesmo que em concentração traço.

Considera-se plausível, portanto, vulcanismo máfico na região do Morro da Glória. A origem ígnea félsica ou detrítica, apesar de descrita para a área de Morro Velho (Alvarado 2003), não é evidente na região do Morro da Glória.

A alteração hidrotermal descrita foi interpretada como uma alteração metamórfica por Vieira (1988), o que corresponderia a fácies xisto-verde de metamorfismo, delimitada na faixa de temperatura de 350-500 °C e de pressão de 2-9 kbar (Yardley 1991).

As FFB's e os filitos carbonosos são acompanhantes comuns de basaltos oceânicos em *greenstone belts* Arqueanos (Condie 1981) e representam episódios de arrefecimento ou parada no fornecimento de lavas, o que permite a deposição de sedimentos detríticos, de desagregação dos próprios basaltos, em frações de areia fina e argilas abundantes e minerais oriundos de circulação de águas quentes (sílica amorfa, óxidos de Fe e Mn, pirita, blenda, calcopirita, etc., assim como matéria carbonosa). Esta última resulta provavelmente, em grande parte, da vida bacteriana, muito ativa desde o Arqueano. O quanto esta alteração hidrotermal precoce possa ser confundida com episódios posteriores de alteração, também hidrotermal, relacionada à passagem de fluidos aquo-carbônicos, relacionados à deposição de ouro, ainda é matéria de debate. O fato é que um extenso estudo desses metassedimentos nos *greenstone belts* da Austrália demonstrou a inexistência de concentrações auríferas expressivas, quando apenas a alteração precoce está presente (Bavinton & Keays 1978).

CAPÍTULO V - ANÁLISE ESTRUTURAL

5.1 Introdução e conceitos

Ao enfatizar o desenvolvimento da deformação em determinado intervalo de tempo a análise estrutural tem aplicação generalizada, desde áreas mais simples até aquelas cuja deformação foi de caráter polifásico (Jardim de Sá & Hackspacher 1982). Ela é composta pela análise geométrica, análise cinemática e análise dinâmica.

A análise geométrica consiste nos estudos de campo para estabelecer forma, extensão e arranjo das estruturas de uma área mapeada, juntamente com a sequência cronológica relativa em que as estruturas se desenvolveram (Hobbs *et al.* 1976).

Esta descrição geométrica, quando realizada em áreas de relações estruturais complexas, deve ser dividida em domínios, a fim de qualificar a leitura das informações geológicas (Ramsay & Huber 1987).

As estruturas planares e lineares em cada domínio são representadas em diagramas de projeção estereográfica de igual-área, indispensáveis para solução gráfica em geologia (Ragan 1985). Sendo assim, um padrão de atitude das estruturas deve existir para caracterizar o domínio como tal.

Subseqüente à análise geométrica de estruturas geológicas, a análise cinemática reconstrói os movimentos que atuaram durante a formação e deformação das rochas, em todas escalas (Davis & Reynolds 1996). Neste tipo de análise não há considerações sobre as forças ou pressões que causaram a deformação. Mas são considerados vetores de deslocamento com base em três parâmetros: distância de transporte, que pode variar desde frações de milímetros até centenas ou milhares de quilômetros; direção de transporte, expressa com base na direção geral e no mergulho da linha de movimento e senso de transporte, que se refere à polaridade ou vergência do movimento.

A análise estrutural realizada nesse trabalho abrangerá as análises geométrica e cinemática dos litotipos e estruturas deformados. Não há, portanto, considerações quanto à análise dinâmica, que seria a interpretação da tensão, que é a força por unidade de área, e corresponderia à análise da gênese das estruturas formadas (Marrett & Peacock 1998).

Quanto à nomenclatura utilizada na análise estrutural presente, os termos “geração de estruturas”, “fase de deformação”, “deformação progressiva”, “evento deformacional” e “ciclo orogenético” serão utilizados segundo definições de Mosher & Helper (1988).

O termo “geração de estruturas” é descrito como uma suíte de estruturas (lineação, foliação, clivagem, dobra, falha, etc.) que se forma em um definido intervalo de tempo em resposta à mesma tensão.

“Fase de deformação” é o intervalo de tempo durante o qual uma única geração de estruturas é produzida. Uma fase de deformação progressiva pode produzir várias gerações de estruturas. Um “evento deformacional” consiste em uma ou mais fases de deformação que são temporal e geneticamente relacionadas. As gerações de estruturas que definem um evento deformacional formam-se sequencialmente sobre um específico intervalo de tempo.

Um “ciclo orogenético” compreende um ou mais eventos deformacionais associados a um período maior de tectonismo ou formação de cadeia montanhosa. O conceito de “ciclo orogenético” tem como base o termo “orógeno”, que Heilbron *et al.* (2004) define como um produto da interação convergente de placas litosféricas, que pode se materializar como arco-de-ilha, arco magmático de margem continental ativa ou como uma cadeia de montanhas intra-continental. Sengör (1990, 1991) simplesmente define “orógeno” como o processo pelo qual as cadeias de montanhas proeminentes da Terra são construídas.

Em áreas polideformadas, as superfícies adquirem variedades geométricas. Entretanto, algumas estruturas podem ser agrupadas em padrões que ocorrem repetidamente (Hobbs *et al.* 1976). A aparência das estruturas polideformadas em afloramento depende do número de geração de dobras, das suas orientações, tamanhos relativos e da orientação do padrão de interferência em relação à superfície topográfica (Hobbs *et al.* 1976).

Ramsay (1967) aponta três padrões básicos de interferência resultantes da intersecção de dois conjuntos de dobras (**Figura 5.1**). Para o autor, o segundo dobramento teria mecanismos de cisalhamento.

5.2 Aspectos gerais das estruturas geológicas da área

A observação em escala regional da porção a sul da cidade de Nova Lima, por meio de fotografias aéreas e imagem do satélite LandSat 7 ETM+, revela características geológico-estruturais complexas que, para melhor compreensão, necessitariam de estudos de detalhe para decifrar fases da deformação e inserir, nesse contexto, a mineralização aurífera. Por isso, a região do Morro da Glória foi estudada em escala de detalhe, para adequada representação das feições estruturais e metalogenéticas.

Evidências da deformação polifásica da área estão preservadas, portanto, da micro à macroescala. Os principais elementos estruturais descritos na macroescala foram fotolineamentos. Na mesoescala foram descritas dobras, foliações, lineações de intersecção das estruturas S_1 e S_2 e

	Tipo 1 "Domo e bacia" ou "caixa de ovos"	Tipo 2 "Bumerangue" ou "cogumelo"	Tipo 3 "Redobramento coaxial" ou "laço"
	$\alpha > 0$ $\beta > 70^\circ$	$\alpha > 20^\circ$ $\beta < 70^\circ$	$\alpha \approx 0$ $\beta < 70^\circ$
F_1			
F_2	$\alpha = B1 \wedge b2$ $\beta = \perp PA1 \wedge a2$		
F_2/F_1 (Modelo tridimensional)			
F_2/F_1 (Afloramento em plano horizontal)			

Figura 5.1 – Padrões básicos de interferência resultantes da intersecção de dois conjuntos de dobras (Fonte: Ramsay 1967).

lineações de crenulação. Na microescala foi descrito o padrão de deformação de eixo-c de grãos de quartzo.

A estrutura geral da área estudada, mais especificamente da Serra do Vum Vum (**Figura 4.1**), resulta de redobramento coaxial que gerou, nas macro e meso escalas (**Figura 5.2**), figuras de interferência em laço que, na macroescala, foram delineadas por fotolineamentos e pela distribuição geográfica de quartzo-sericita xistos situados no contato com FFB's (**Figura 4.1**). Outro padrão de interferência, no entanto, não se enquadraria na interpretação estrutural da área, pois as figuras do tipo "domo e bacia" e "cogumelo" não resultam de redobramento coaxial, como ocorre na Serra do Vum Vum.

A estrutura geral da Serra do Vum Vum é constituída de dobra sinforme, fechada e de flanco sul invertido. É delimitada pelo dobramento do acamamento primário S_0 de quartzo-sericita xisto no contato com FFB. O eixo desta estrutura tem atitude média 95/40 e é paralelo aos eixos B_1 e B_2 das dobras mesoscópicas e à lineação de intersecção de S_1 com S_2 . A dobra sinforme foi gerada na fase D_1 , que corresponde a uma tectônica compressional com vergência para WNW.



Figura 5.2 – Amostra de FFB da Serra do Vum Vum redobrada e evidenciando padrão de interferência em laço.

A geometria das dobras na mesoescala varia de acordo com a localização na megaestrutura da Serra do Vum Vum e é por isso que a área foi dividida em domínios estruturais. Além de melhor representar, em três dimensões, os contatos litológicos em superfície e as interpretações da subsuperfície (Figura 5.3).

A análise estrutural foi, a princípio, guiada pelo contato de dois litotipos: FFB e as rochas que são produto de alteração hidrotermal. Este contato litológico representa uma dobra na região do morro da Glória, cuja charneira está a oeste da Serra do Vum Vum. O flanco norte tem orientação NE-SW e o flanco sul, E-W, mas está levemente flexionado para a direção NW-SE nas proximidades do limite leste da área (vide mapa da Figura 4.1). Trata-se de uma estrutura sinforme na observação em planta com características de flanco invertido na análise de detalhe no campo. A definição dessa estrutura foi realizada com base na relação geométrica entre S_0 e S_1 . Pois não é nítida a polaridade gradacional nos litotipos e não há dobras parasíticas nos flancos, mas somente na charneira da sinforme.

A continuidade do minério em profundidade é possível no caso de uma sinforme. Para identificar a profundidade e a orientação da FFB na subsuperfície seriam necessários furos de sondagem com base principalmente na orientação de eixos de dobras das fases D_1 e D_2 .

Umas das evidências de flanco invertido da sinforme são as feições similares das dobras na mesoescala. A charneira da dobra na Serra do Vum Vum, na observação em planta, está a oeste da área. Com base ainda na atitude de eixos de dobras (Figura 5.4) interpreta-se, por relação simples de geometria, que há possibilidade da dobra da Serra do Vum Vum ser sinforme.

Na análise tridimensional há feições de redobrimento dessa sinforme por pelo menos uma fase deformacional tardia (fase D_2).

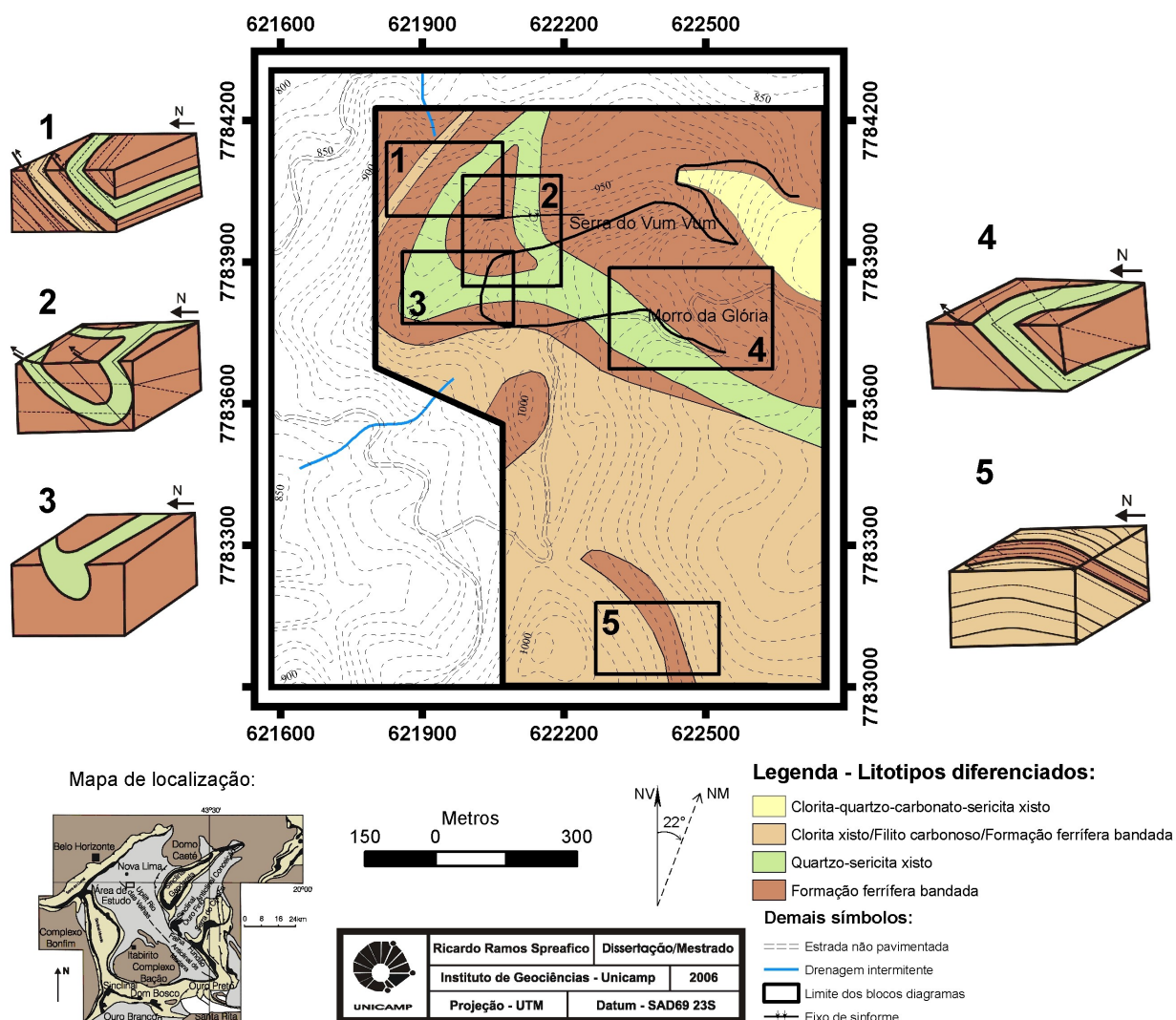


Figura 5.3 – Mapa geológico da região da Serra do Vum Vum e Morro da Glória com representação de blocos diagramas.

5.3 Análise da deformação

A região do Morro da Glória foi subdividida em cinco domínios estruturais. Dentre os critérios utilizados para a divisão estão o estilo das dobras na foliação S_1 , a orientação de seus eixos dentro das respectivas gerações de estruturas e fases de deformação e a situação geográfica das dobras da mesoescala na estrutura macroscópica da Serra do Vum Vum.

O estilo das dobras em S_1 é que condiciona a divisão da área em domínios estruturais. Portanto, a foliação S_1 , apesar de posteriormente deformada, é o parâmetro para entender a geometria dos corpos litológicos, não só no início de sua evolução, mas também, após as últimas fases de deformação.

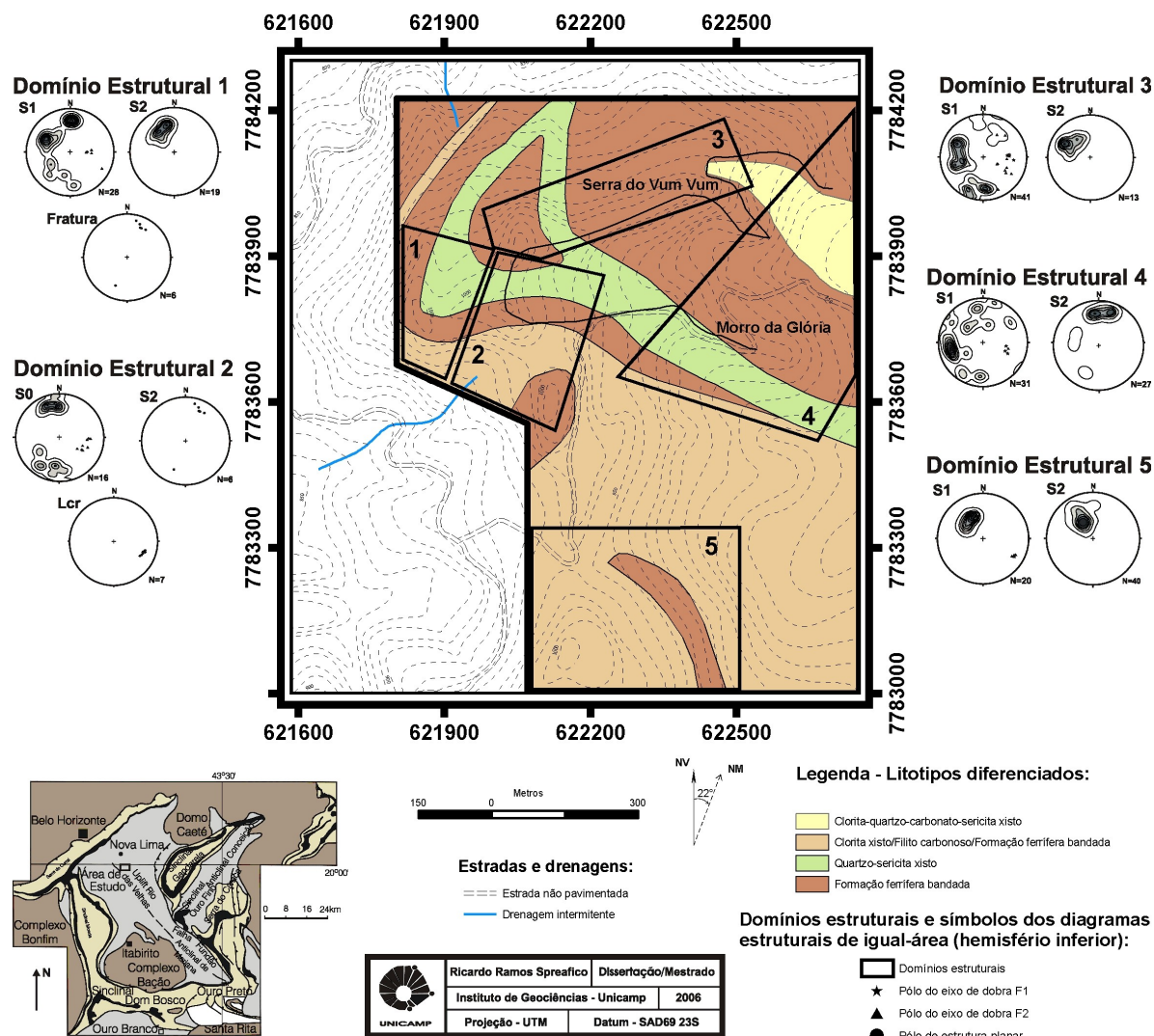


Figura 5.4 – Mapa geológico da região da Serra do Vum Vum e Morro da Glória com representação de domínios estruturais e altitudes correlatas. As curvas de frequência nos diagramas equivalem a 5, 10, 15, 20, 25, 30 e 35%.

Três fases deformacionais são propostas para a evolução estrutural da área. A fase deformacional D_1 pertence a um primeiro evento deformacional, em regime crustal dúctil, e é constituída por uma geração de dobras de flanco invertido. Já as fases deformacionais D_2 e D_3 têm a mesma direção e senso de transporte de massa para NW a WNW. Mas são diferenciadas pelo nível crustal em que se formaram. A fase D_2 se desenvolveu em regime de deformação dúctil-rúptil, que resultou em dobras e estruturas plano-axiais rúpteis associadas. E a fase D_3 se desenvolveu em regime rúptil-dúctil a rúptil e resultou em falhas inversas com planos de direção NE-SW.

Fase deformacional D_1 - Foliação S_1 e Dobras F_1

Esta fase não é caracterizada por zonas de cisalhamento como já observado em outros depósitos auríferos da região de Nova Lima (Vieira 1987, Vieira 2000b, Vial 1988 e Toledo 1997), mas sim, por dobras isoclinais. Mesmo que o cisalhamento tenha caráter regional, localmente resulta em dobras. Portanto, esta fase desenvolveu-se em regime crustal dúctil.

A foliação S_1 é penetrativa e espaçada em milímetros, principalmente nas áreas de ocorrência de xistos. As atitudes de S_1 variam de acordo com a localização na grande estrutura redobrada da Serra do Vum Vum e com o estilo das dobras geradas nas fases deformacionais posteriores.

As dobras geradas em D_1 são isoclinais e de flanco invertido, principalmente, mas também podem ser fechadas e raramente abertas. A posição dos flancos invertidos evidencia a vergência tectônica para NNW. O acamamento primário S_0 e a foliação S_1 são paralelos nos flancos de F_1 . Os eixos destas dobras têm atitude média 90/37 (**vide diagramas da Figura 5.4**).

Nas FFB's veios de quartzo são paralelos à foliação S_1 , o que pode significar que são controlados por ela, mas também, é possível que sejam anteriores à fase deformacional D_1 e que tenham sido paralelizados a S_1 durante essa fase de dobramento isoclinal. Nas zonas mais fortemente deformadas, os veios de quartzo estão fragmentados e paralelizados à estrutura planar gerada em D_2 (**Figura 5.5**).

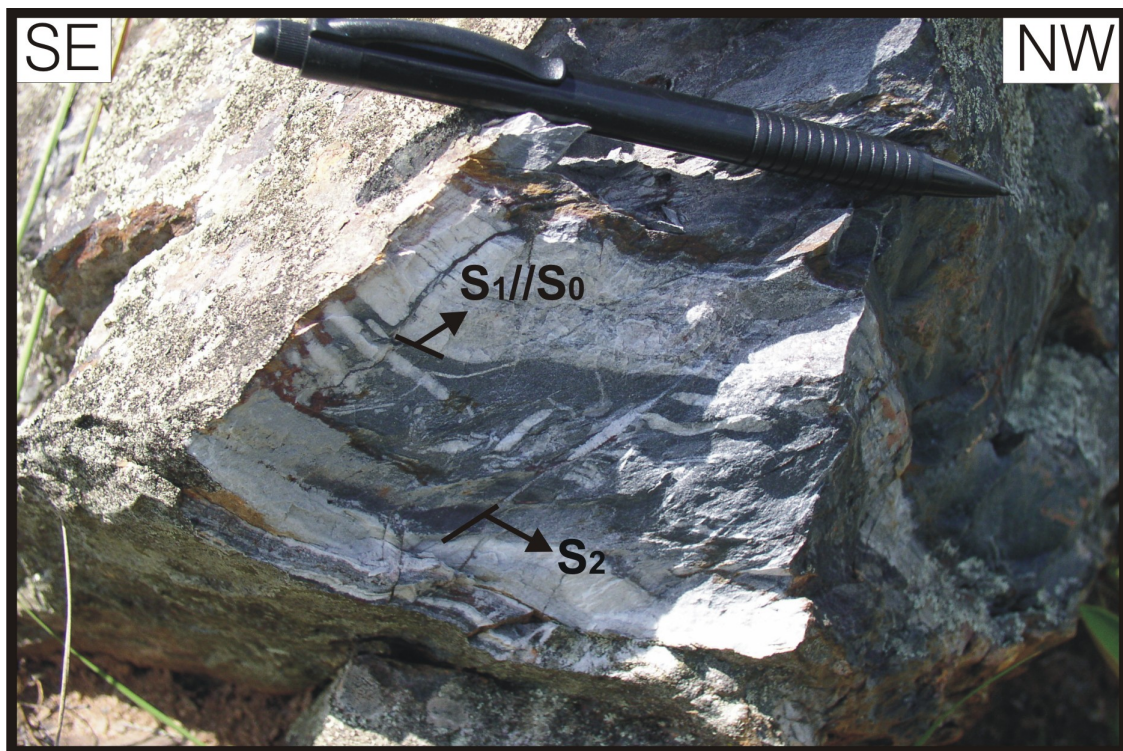


Figura 5.5 – Fragmentos rotacionados de veios em FFB e paralelizados à clivagem de fratura plano-axial S_2 .

Estes veios quartzosos, por vezes, se conectam a corredores oblíquos ou perpendiculares, que correspondem à estrutura plano-axial S_2 e que podem ter sido condutos de fluidos mineralizantes tardios.

A orientação de eixos e flancos das dobras F_1 evidenciam compressão tectônica com senso de transporte de SSE para NNW sob mecanismos dúcteis de deformação.

Fase deformacional D_2 - Foliação S_2 e Dobras F_2

A fase deformacional D_2 , assim como D_1 , também é caracterizada por dobras e a relação com cisalhamento é evidente.

Marcante regionalmente, a foliação S_2 possui planos mais bem desenvolvidos do que S_1 , o que facilita sua individualização, pois o espaçamento é centimétrico e regular (**Figura 5.6**). Na FFB, S_2 é uma clivagem de fratura plano-axial. Nos xistos, porém, o aspecto é de foliação plano-axial. O termo foliação, porém, é o utilizado nos mapas geológicos desse trabalho para designação geral de S_2 . A variação nas atitudes dessa estrutura plano-axial na área de estudo indica apenas que há um arqueamento de S_2 , que não deve implicar em uma fase de dobramento tardia, mas sim, em variações locais de anisotropia durante a sua formação, ou ainda, resultar da competência dos diferentes litotipos em relação à deformação.

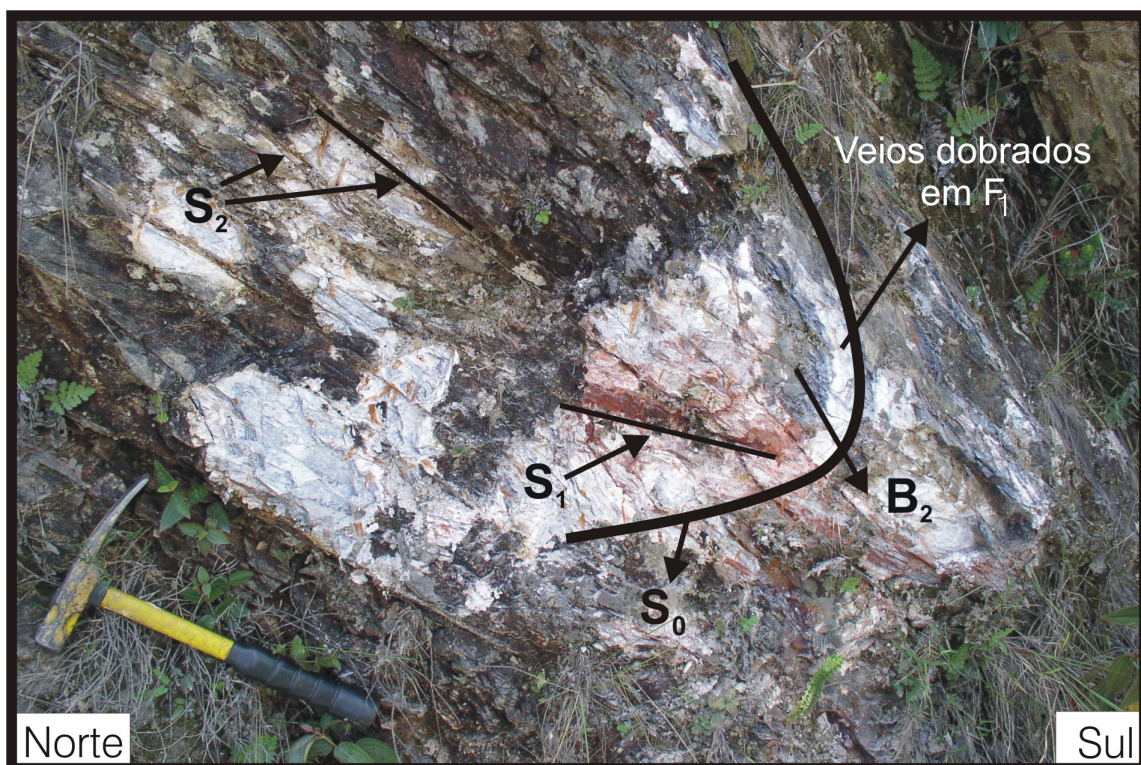


Figura 5.6 – Relações de campo das estruturas S_0 , S_1 e S_2 desenvolvidas em FFB e veios associados. Domínio estrutural 2.

A oeste da área, a foliação S_2 possui direção NNE-SSW (**vide mapa da Figura 4.2**) e encurva-se, ao norte até atingir a direção ENE-WNW (**vide mapa da Figura 4.2**). Os mergulhos, nos dois casos, estão orientados para SE.

A fase deformacional D_2 corresponde a uma compressão tectônica ESE-WNW, em nível crustal onde os mecanismos de deformação são dúctil-rúpteis. Em zonas de cisalhamento dúctil-rúptil há evidências tanto de estruturas dúcteis quanto rúpteis (Davis & Reynolds 1996), ou seja, em determinados estágios de deformação predomina mecanismo dúctil, mais profundo que 15 km na crosta. Nos estágios finais, porém, predomina o mecanismo rúptil, em nível crustal mais raso do que nos estágios iniciais. Na região do Morro da Glória, no entanto, estes mecanismos se desenvolveram em ambiente de deformação por cisalhamento puro na FFB.

As evidências deste cisalhamento são a inexistência de indicadores cinemáticos associados a esta geração de estruturas, a geometria das dobras F_2 e a orientação de eixos-c de grãos de quartzo de veios deformados pela fase D_2 , descrita ainda neste capítulo.

Domínio estrutural 1

Este domínio compreende a porção a oeste da Serra do Vum Vum e abrange a charneira da dobra sinforme (**Figura 5.4**).

Nos litotipos deste domínio, a deformação desenvolveu-se em duas fases evidenciadas por feições redobradas. Nos xistos, porém, são três as estruturas planares, S_1 , S_2 e S_3 , o que significa que existe uma fase tardia de deformação, que pode ser progressiva à fase D_2 . Entretanto, as dobras nos litotipos xistosos são nítidas somente na macroescala.

O acamamento S_0 somente é evidenciado nos contatos litológicos entre xistos e filitos carbonosos e destes com FFB. As dobras são cilíndricas, abertas, simétricas e coaxiais às dobras geradas na fase deformacional D_1 (**Figura 5.7**), e os pólos dos flancos estão representados no mapa da **Figura 5.4**. O redobrimento pode estar associado ao cisalhamento puro da fase D_2 . A foliação plano-axial S_2 tem atitude média 151/48, com variações devido às ondulações nesta estrutura. A média das atitudes dos eixos das dobras é 89/53.

Domínio estrutural 2

Compreende o flanco sul da dobra sinforme da Serra do Vum Vum (**Figura 5.4**). Neste domínio há ocorrência de quartzo-sericita xistos e FFB's.

As dobras são apertadas, fechadas ou ainda, abertas, de flanco invertido com eixo de atitude média 106/36 (**Figura 5.6**). Os flancos são planos, principalmente, e geram dois campos de concentração de pólos no diagrama de projeção estereográfica (**Figura 5.4**). O flanco sul das dobras

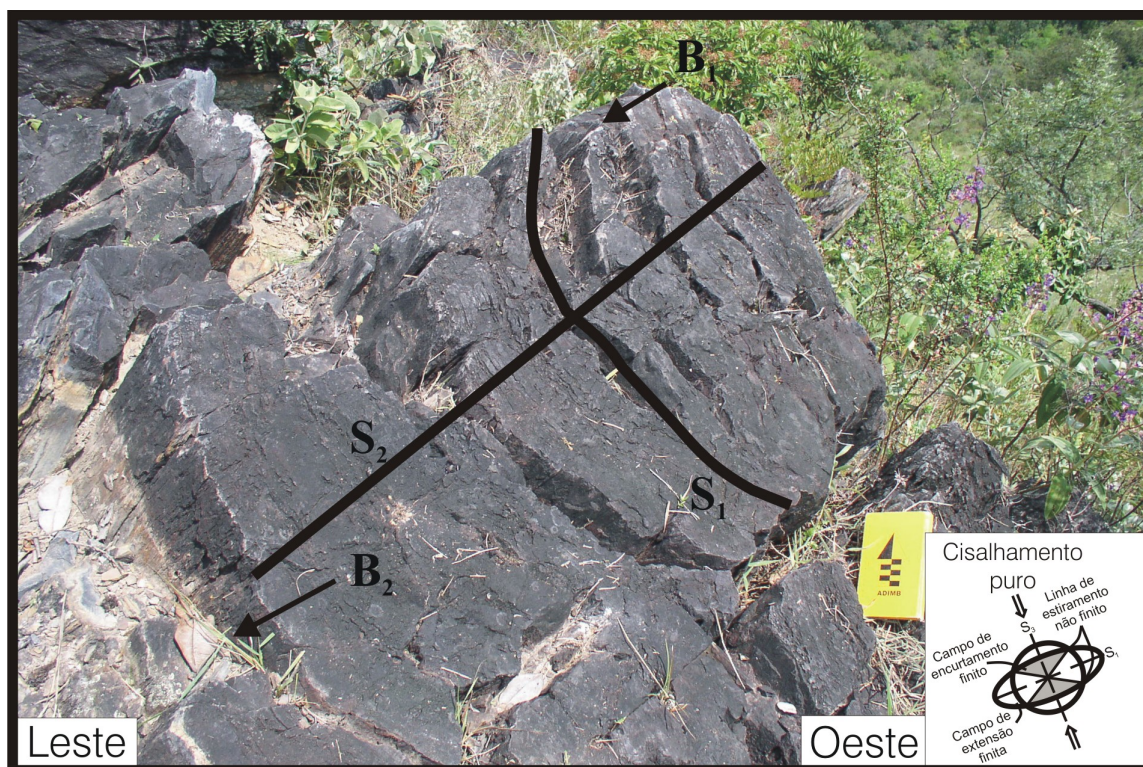


Figura 5.7 – Domínio estrutural 1: dobras cilíndricas reclinadas, abertas, simétricas e coaxiais às dobras geradas na fase deformacional D_1 em FFB.

está invertido e tem atitude média 158/68 (**Figura 5.4**). Os flancos norte, porém, têm atitudes em torno de 53/46 (**Figura 5.4**).

Microdobras (micro ondulações) desenvolvidas nos flancos das dobras, tem eixos de atitude média 114/27 e devem ter origem associada a um período tardio à D_2 , como no caso da formação de crenulações.

Domínio estrutural 3

Abrange porção longitudinal à Serra do Vum Vum (**Figura 5.4**), que se alonga na direção ENE-WSW. Trata-se da área com as mais nítidas evidências de redobramentos em mesoescala e de relações estruturais entre veios de quartzo e foliações S_1 e S_2 .

O domínio estrutural 3 está ao longo do eixo da sinforme e segue FFB's na crista da Serra do Vum Vum. Dobras parasíticas, definidas por bandamento composicional (carbonático), são comuns na porção leste deste domínio (**Figura 5.8**), mesmo quando não se observa nitidamente a dobra à qual correspondem. As dobras são fechadas, de flanco invertido e com charneira angular ou, ainda, desarmônicas, no extremo oeste deste domínio (**Figuras 5.9 A e B**). Ainda nesta porção, formaram-se feições de redobramento com aspecto de cisalhamento puro (**Figura 5.10**). São dobras



Figura 5.8 – Domínio estrutural 3: dobras parasíticas evidenciadas por bandamento composicional (carbonático) na FFB.

de eixos com atitude média 89/44 (**Figura 5.4**). Dobras cilíndricas ocorrem na porção central.

As dobras do Domínio 3 possuem eixos cujas atitudes não perfazem um padrão de orientação. Dessa forma, as atitudes variam entre 44/48 e 155/19. Mas a leste desse domínio, a variação nas atitudes é menor e a média é de 97/36.

Isso demonstra um padrão diferenciado de dobras na charneira e nos flancos da dobra sinforme da Serra do Vum Vum, onde os eixos tem atitudes homogêneas, pois o campo de tensão na charneira é maior do que nos flancos onde a complexidade estrutural não é acentuada.

Segundo Rowland (1986) a distribuição de pólos de flancos de dobras cilíndricas recaem sobre uma guirlanda máxima, assim como ocorre para as dobras do Domínio 3 (**Figura 5.4**). Nesse caso, porém, as dobras cilíndricas não são predominantes.

Domínio estrutural 4

Corresponde à porção leste da Serra do Vum Vum e ao Morro da Glória. A área equivale ao flanco sul redobrado da dobra sinforme. As dobras, nesse caso, possuem o mesmo padrão de interferência em laço da dobra sinforme da Serra do Vum Vum.

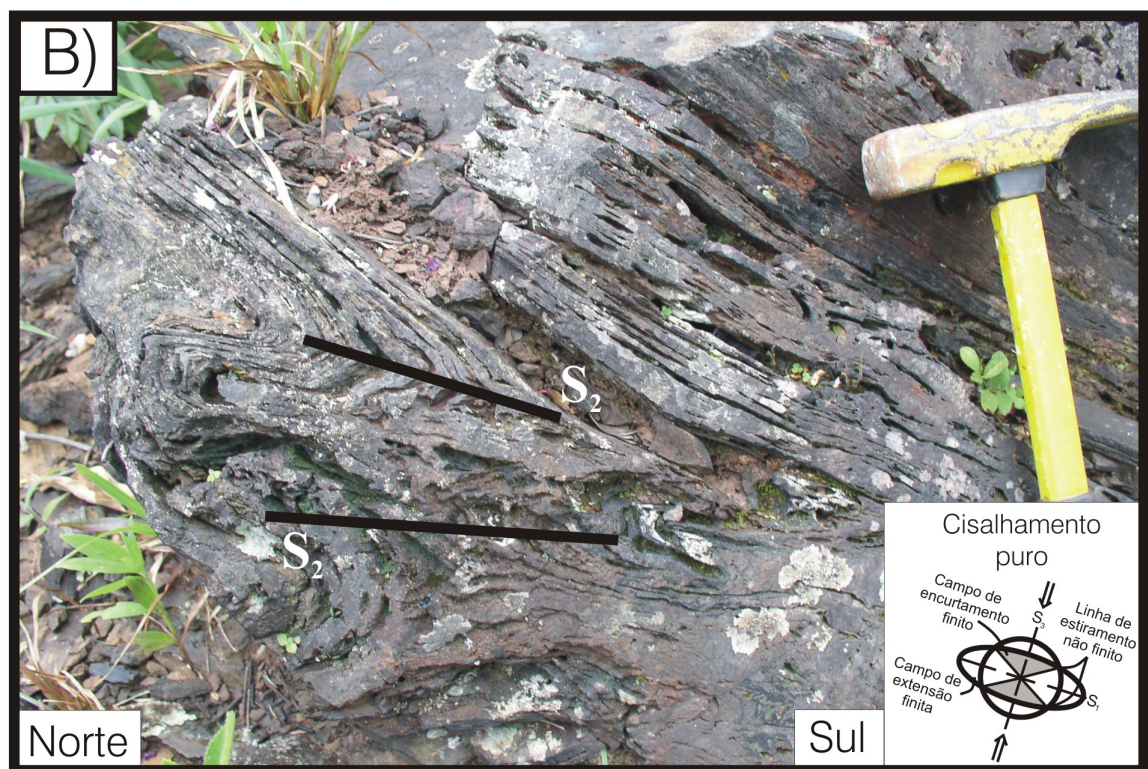
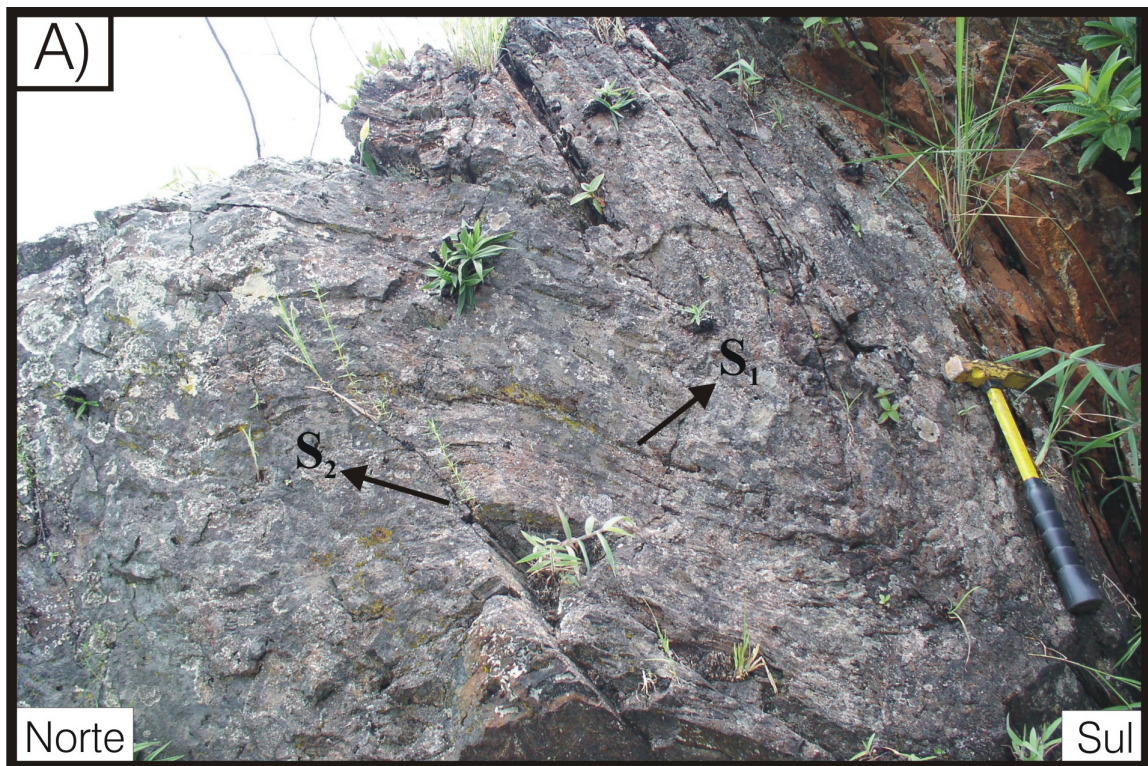


Figura 5.9 – **A)** Dobras fechadas, de flanco invertido e com charneira angular em FFB, oeste do domínio estrutural 3. **B)** Dobras desarmônicas em FFB, também do extremo oeste do mesmo domínio estrutural, e comparação com modelo deformacional de Davis & Reynolds (1996) para cisalhamento puro.

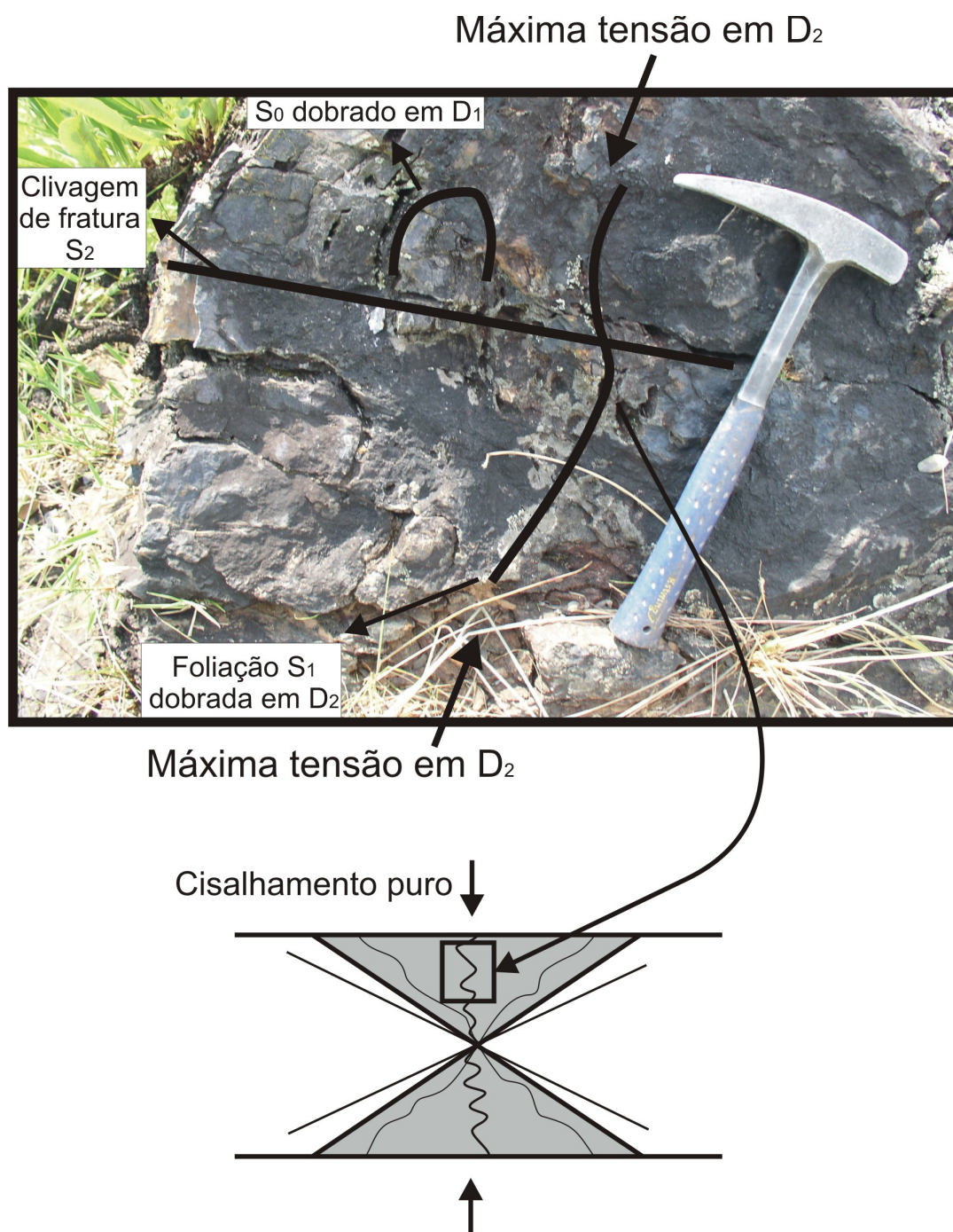


Figura 5.10 – Feições de redobramento com aspecto de cisalhamento puro e comparação com modelo deformacional de Davis & Reynolds (1996) para cisalhamento puro. Domínio estrutural 3.

As dobras da fase D_1 do domínio estrutural 4 são isoclinais e estão redobradas suavemente (**Figura 5.11**). Os pólos das atitudes dos flancos têm máxima concentração em pontos correspondentes às medidas 190/74 e 50/37, ou seja, não há simetria. A atitude média dos eixos é 98/41 e a da foliação plano-axial S_2 , 182/63.

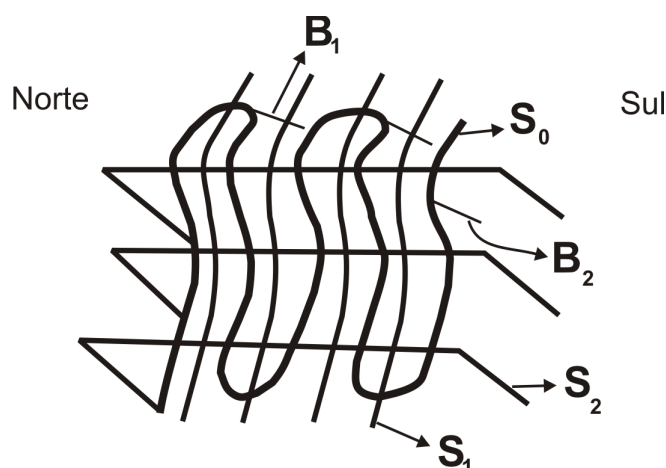


Figura 5.11 – Dobras isoclinais suavemente redobradas do Domínio Estrutural 4.

Domínio estrutural 5

Situado ao sul da área, esse domínio abrange uma faixa de clorita xistos, fortemente alterados intempericamente, intercalados por pacotes de até 10 metros de filitos carbonosos e em contato, a leste, com uma intercalação de FFB. Neste domínio as estruturas S_1 e S_2 são subparalelas.

Os dobramentos são suaves e os eixos mergulham para SE (**Figura 5.12**) e seguem o mesmo padrão dos eixos dos outros domínios estruturais com média 120/30.

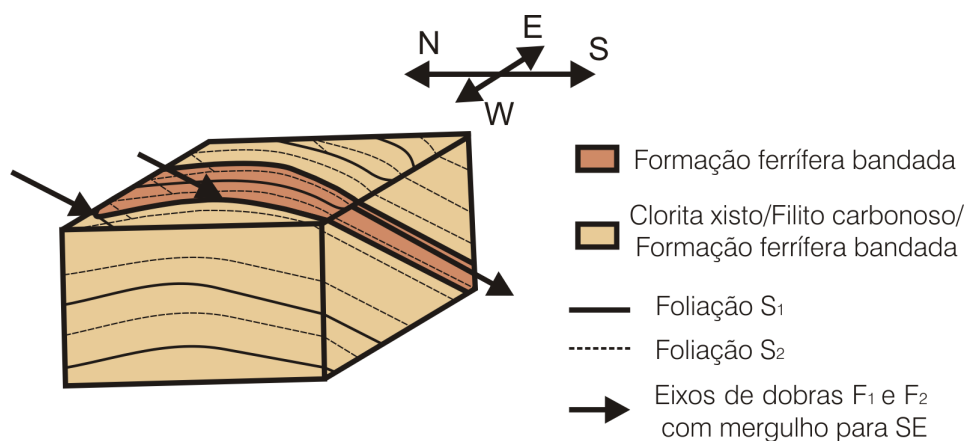


Figura 5.12 – Dobramentos suaves do Domínio Estrutural 5, SW da área mapeada.

Fase deformacional D₃

A fase D₃ corresponde a falhas inversas com senso de transporte de ESE para WNW (**Figuras 5.13**). Nos xistos, forma-se como uma clivagem (de fratura) da crenulação desenvolvida em S₂. Há possibilidade de resultar do estágio final de deformação progressiva na fase D₂, mas em nível crustal mais raso do que nos estágios iniciais. A tectônica, no entanto, seria rúptil-dúctil a rúptil e caracterizada também por fragmentos de rochas e zonas de brechas tectônicas na FFB (**Figura 5.13**). As estruturas rúpteis foram definidas como S₃ e têm atitude média 95/45.

Veios V₁

Essencialmente quartzosos, estes veios (**Figura 5.13 superior**) têm cor esbranquiçada, com aspecto leitoso e ocorrem paralelos ou estão paralelizados à foliação S₁. A espessura varia desde poucos milímetros até 6 cm. Esses veios, por estarem dobrados, são guias para análise de dobras, pois as evidenciam. São veios anteriores ou cedo-D₁ e truncados por estrutura rúptil que pode ou não estar preenchida por veios da segunda geração.

Nas zonas de contato dos veios com camadas de FFB ocorrem ankerita e pirita. Esse, porém, é o principal mineral da sulfetação e pode estar disperso nos veios.

Veios V₂

Os veios da segunda geração também são quartzosos e são controlados pela foliação S₂, que é o seu conduto (**Figura 5.13 superior**). Os veios dessa geração não são tão freqüentes como os veios V₁ e sua ocorrência é irregular na área.

São veios sincrônicos à fase D₂ e podem até interceptar os veios V₁. Eles podem ter remobilizado as zonas de sulfetação geradas em V₁ ou até ter transportado novos sulfetos para a área.

5.3.1 Análise do eixo-c dos grãos de quartzo

A deformação por cisalhamento dúctil-rúptil da fase D₂ não gerou indicadores cinemáticos na FFB. Dobras em zonas de cisalhamento são critérios para análise cinemática somente quando toda a geometria pode ser analisada (Hanmer & Passchier 1991). Na região do Morro da Glória, porém, as dobras geradas em D₂ tão somente evidenciam uma fase deformacional tardia, em nível crustal em que as FFB's foram deformadas em regime crustal dúctil-rúptil. Com base no estilo das dobras F₂, porém, verifica-se que o cisalhamento pode ter sido puro. Para essa afirmação, porém, um estudo de maior detalhe foi necessário.

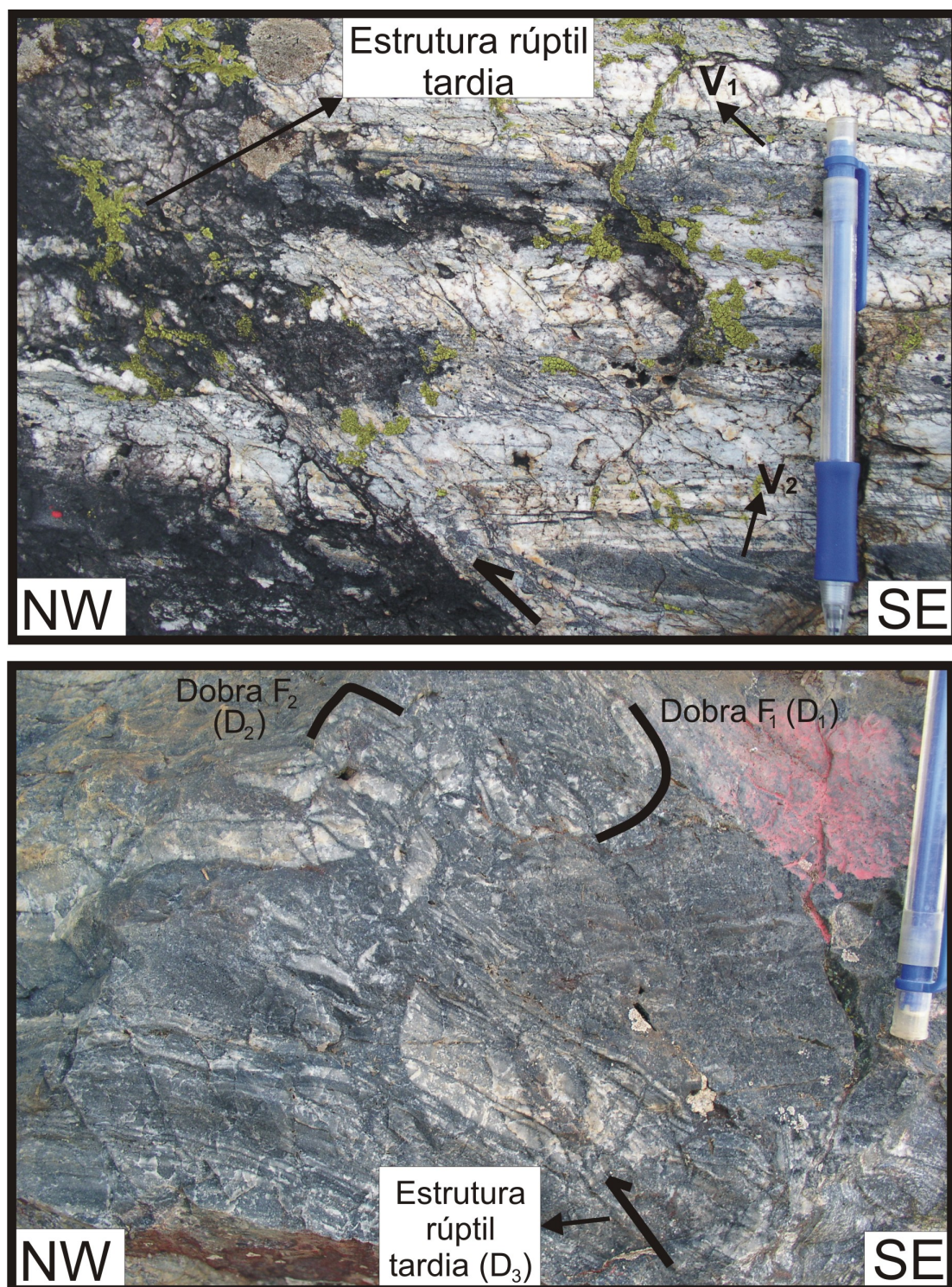


Figura 5.13 – Ambas imagens foram obtidas de FFB e evidenciam falhas inversas relativas à fase D_3 .

A **Figura 5.14** mostra como um padrão de orientação preferencial de eixo-c pode se desenvolver a partir de um agregado cristalino deformado por um único sistema de deslizamento em deformação progressiva coaxial ou por um sistema de deformação por achatamento. Nesse caso, a distribuição dos pólos em diagrama de projeção estereográfica é aleatória (Passchier & Trouw 1998).

Quando vários sistemas de deslizamento são ativos, os padrões de rotação e de orientação preferencial dos grãos resultantes são mais complexos (Passchier & Trouw 1998).

A análise do eixo-c de grãos de quartzo de veios da primeira geração em zonas de brechação tectônica, ou seja, em zonas onde S_2 intercepta S_1 e rotaciona os fragmentos brechados, permite definir o tipo de cisalhamento que se desenvolveu na fase D_2 . Este cisalhamento pode ser por cavalgamento ou normal, assim como verificado por Chauvet *et al.* (2001) em litotipos deformados durante a orogênese Brasileira no SE do QF, ou ainda, puro.

Nos xistos não há indicadores cinemáticos em mesoescala e a interpretação na microescala é impossibilitada pela obliteração da foliação S_1 pela S_2 , sendo que estruturas S/C, micafish e sombras de pressão têm orientação aleatória nas amostras.

A orientação cristalográfica preferencial em quartzo está representada em diagramas de projeção estereográfica e foi obtida de pontos homoganeamente distribuídos na área. Sendo uniforme a distribuição dos pontos de veios analisados, os resultados podem ser usados para uma

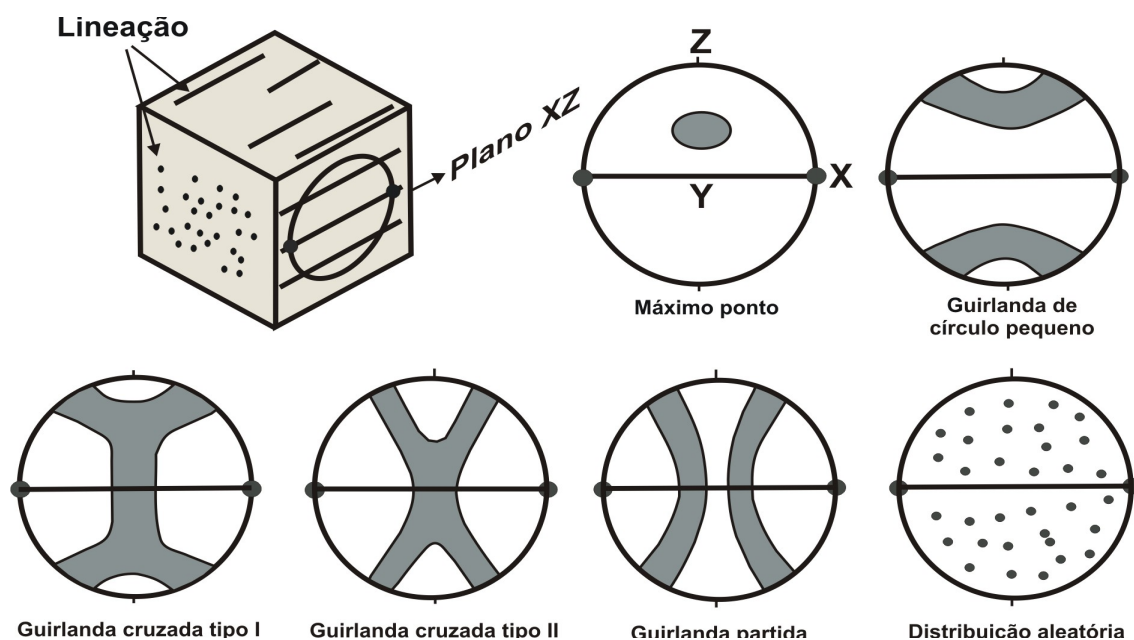


Figura 5.14 – Padrões de orientação de eixo-c de grãos deformados por cisalhamento simples (guirlandas) e puro (distribuição aleatória) em diagrama de projeção estereográfica de igual-área (Fonte: Llana-Fúnez 2002 e Passchier & Trouw 1998).

análise regional (Llana-Fúnez 2002). A geometria final, no entanto, deve estar associada à orientação inicial do sistema de deslizamento em relação à tensão imposta, à natureza da interação entre os grãos e à intensidade da deformação finita (Davis & Reynolds 1996).

Grãos de quartzo de veios na FFB, em zonas fortemente deformadas pela fase deformacional D_2 e não obliteradas por fase posterior de deformação foram selecionados para análise microestrutural. Mesmo sem lineação de estiramento evidente na FFB, a amostragem foi realizada com base no padrão de deformação das zonas de brechas tectônicas e no padrão regional de direção do transporte tectônico relativo a D_2 .

Admite-se que é plausível a análise do eixo-c de grãos de quartzo deformados por D_2 , pois essa fase se desenvolveu em nível crustal de deformação dúctil-rúptil, que corresponde à profundidade entre 10 e 15 km na crosta e ao intervalo de temperatura entre 300 e 350°C. Nessas condições o quartzo é dúctil em ambiente hidratado (Davis & Reynolds 1996). Assim, seria viável a reorientação dos eixos-c.

As medidas foram obtidas de agregados de quartzo alongados e com texturas similares nas diferentes amostras de FFB. Cinco amostras foram utilizadas para análise da textura em veios de quartzo. Do ponto 38 (charneira da sinforme da Serra do Vum Vum), foram obtidos 3 diagramas, sendo 1 para cada amostra: MMG05/2, MMG06/2a e MMG06/2b. Do ponto 54 (flanco redobrado da sinforme da Serra do Vum Vum), foi obtido um diagrama com dados da amostra MMG01/2 e do ponto 60 (sul da área), um diagrama com dados da amostra MMG02/2. Ou seja, com base no mapa de pontos, percebe-se distribuição regular dos pontos analisados, que devem representar toda a área estudada.

As seções utilizadas para análise do eixo-c dos grãos de quartzo foram cortadas perpendiculares à foliação S_2 e paralelas ao seu mergulho (seção XZ).

Os grãos de quartzo analisados são poligonais, equigranulares, suavemente alongados e seus limites são retilíneos (**Figuras 5.15 e 5.16**). Não há subgrãos, extinção ondulante e evidências de deformação interna não são frequentes.

A recrystalização estática, evidenciada pelos grãos poligonais de quartzo, está associada à transição entre as fases D_2 e D_3 e não deve ter obliterado os eixos-c após a fase D_2 . Pois o resultado deste tipo de recrystalização seria uma orientação preferencial dos grãos, que não foi verificada nesta análise.

Evolução microestrutural

A distribuição dos pólos de eixos-c não formam guirlandas, sendo que há distribuição homogênea dos pólos nos quatro quadrantes dos cinco diagramas analisados (**Figura 5.17**). Esta

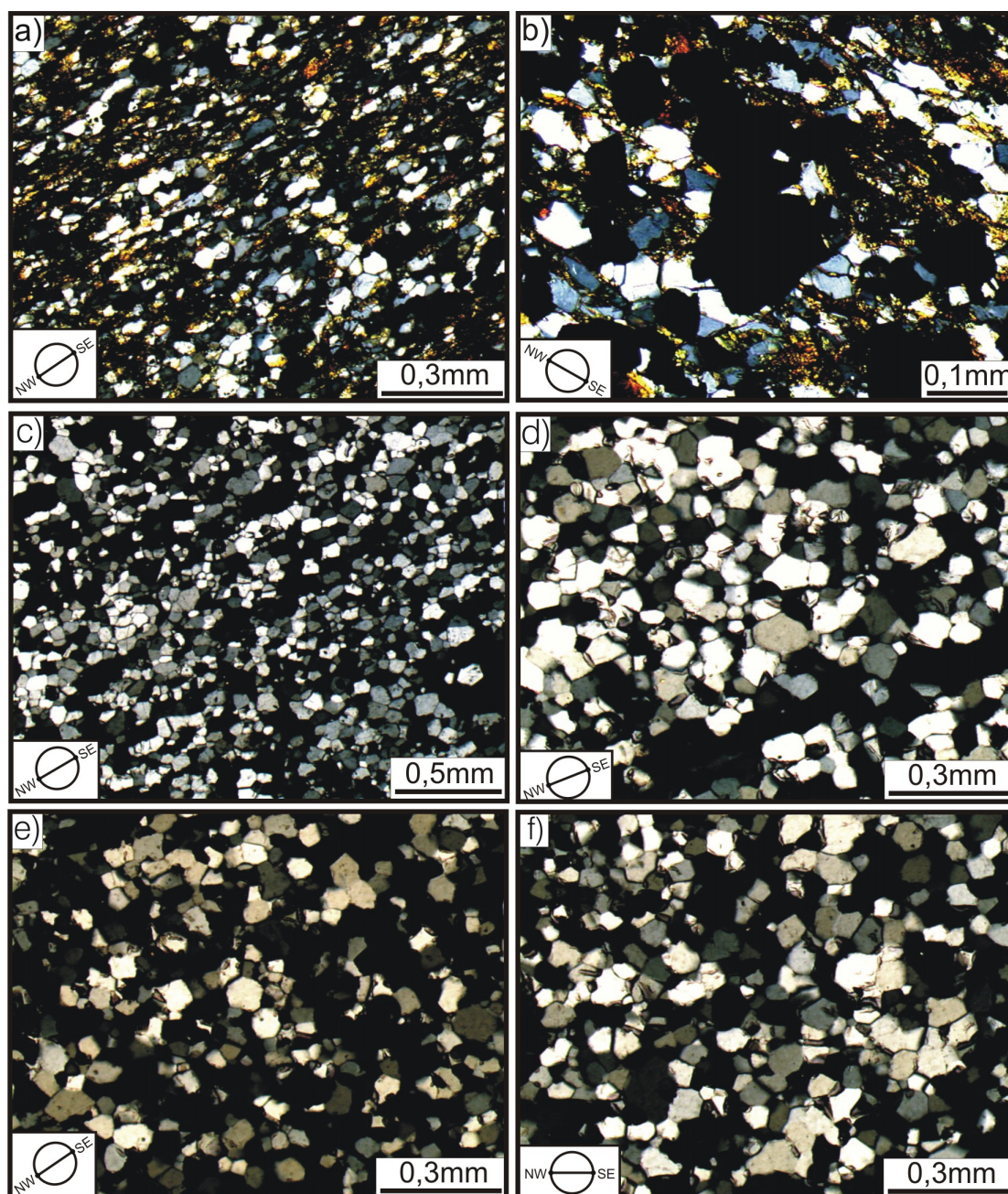


Figura 5.15 – Fotomicrografias em luz polarizada da textura dos grãos de quartzo cujos eixos-c foram analisados e orientação correspondente. **a)** Amostra MMG01-2, **b)** amostra MMG01-2, **c)** amostra MMG02-2, **d)** amostra MMG05-2, **e)** amostra MMG05-2, **f)** amostra MMG05-2.

distribuição de pólos corresponde à cisalhamento puro. Este tipo de cisalhamento deve ter sido importante durante a segunda fase deformacional e deve esclarecer o fato de não serem evidentes indicadores cinemáticos referentes à segunda fase deformacional nas FFB's.

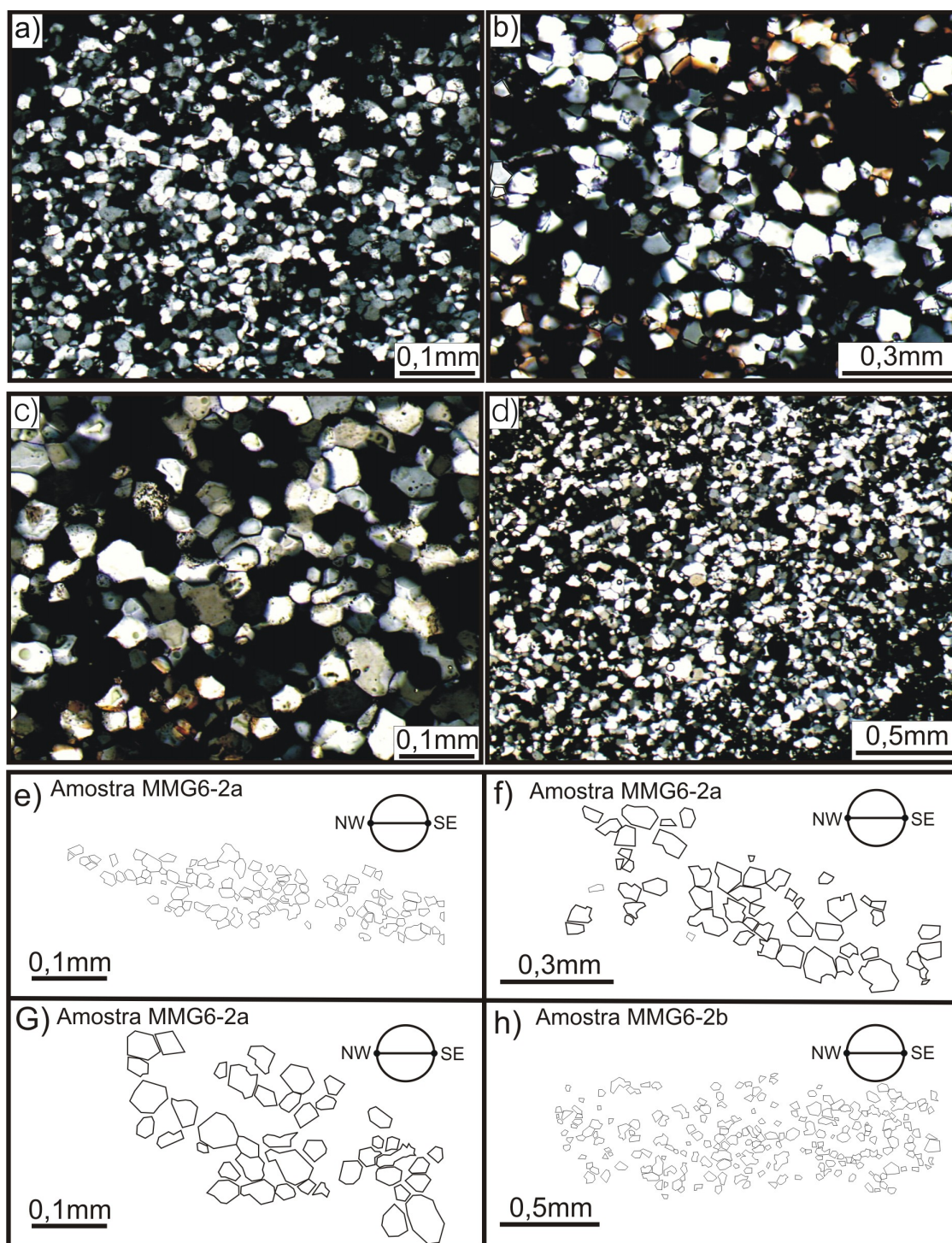
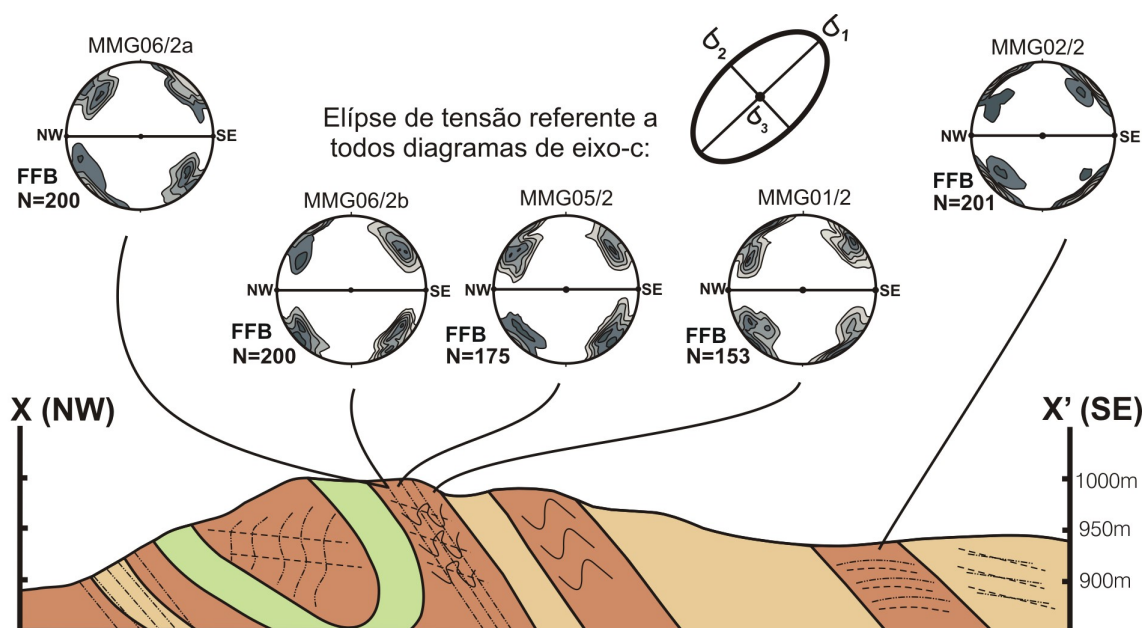


Figura 5.16 – Fotomicrografias em luz polarizada da textura dos grãos de quartzo da amostra MMG6-2, cujos eixos-c foram analisados. Foto **a)** corresponde à textura **e)**. Foto **b)** corresponde à textura **f)**. Foto **c)** corresponde à textura **g)**. Foto **d)** corresponde à textura **h)**.

A ausência de evidências para vergência tectônica na fase D_2 , com base nos flancos de dobras F_2 , assim como a própria característica dessas dobras na mesoescala são indícios de que um achatamento nos litotipos pode ter sido o processo predominante na área em restrição ao



Legenda - litotipos:

- | | | | |
|--|---|--|-------------------------------------|
|  | Clorita xisto/Filito Carbonoso/
Formação ferrífera bandada |  | Formação Ferrífera Bandada
(FFB) |
|  | Quartzo sericita xisto | | |

Elementos dos diagramas de eixo-c:

- | | | | |
|------------|--|------------|---|
| σ_1 | Eixo de maior tensão principal | σ_3 | Eixo de menor tensão principal |
| σ_2 | Eixo de tensão principal intermediária | N | Número de medidas da orientação de eixo-c de grãos de quartzo |

Figura 5.17 – Diagramas de projeção estereográfica das atitudes de eixos-c de veios em FFB e localização correspondente no perfil geológico que está situado no mapa geológico-estrutural do Anexo II.

cisalhamento simples.

Para esta interpretação, considera-se que a deformação da fase D₂ nos grãos de quartzo dos veios oblitera a deformação gerada na fase D₁. O resultado da análise do eixo-c aqui realizada fornece, portanto, somente informações relativas à fase D₂, ou seja, refletem as características de um evento tardio a D₁, assim como proposto para FFB's do QF por Lagoeiro *et al.* (2003).

O cisalhamento puro na área pode estar restrito à FFB, pois nos xistos há indicadores cinemáticos característicos do cisalhamento simples como sombras de pressão, micafish e porfiroclastos rotacionados, todos envoltos pelas foliações tectônicas S₁ e S₂. Porém, a intersecção

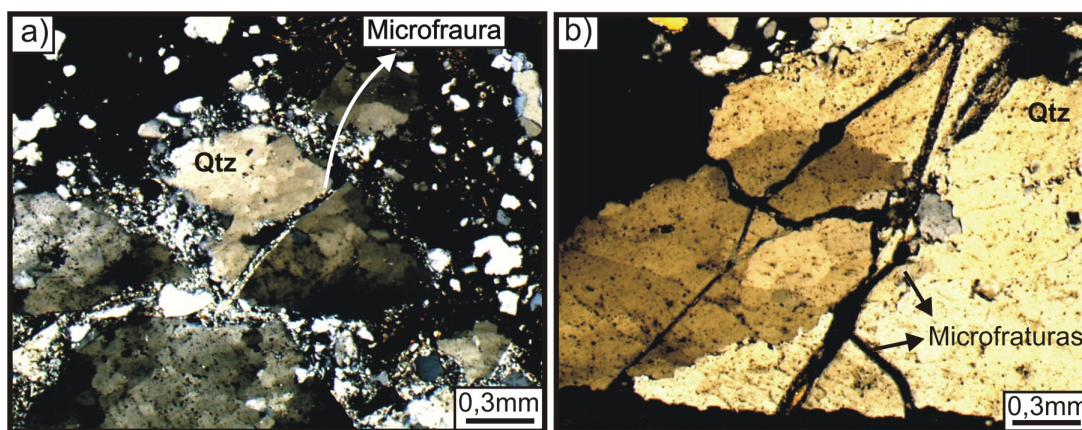


Figura 5.18 – Fotomicrografias em luz polarizada de microfraturas em grãos de quartzo durante a fase D_3 .

das foliações S_1 e S_2 impossibilitou o uso, como critério cinemático, dos indicadores acima mencionados, pois a feição resultante é de imbricamento de estruturas.

Os indicadores cinemáticos evidenciam, no entanto, que no nível crustal aproximado de 15 km, profundidade na qual deve ter se desenvolvido a fase D_2 , os xistos, além de se deformarem ductilmente, são menos competentes que a FFB, cuja deformação é dúctil-rúptil nesta mesma profundidade crustal.

A homogeneidade granulométrica e textural das amostras, constituídas de grãos poligonais de quartzo, permite interpretar uma diminuição da taxa da deformação do cisalhamento puro que resultaria na recristalização estática tardi- D_2 a cedo- D_3 , que é comum em rochas estáveis na crosta média e ascendida posteriormente como em uma *nappe* tectônica. Esta recristalização, no entanto, manteria o padrão de deformação dos eixos-c da fase D_2 .

As fraturas em grãos de quartzo (**Figura 5.18**) é que evidenciam, na microescala, a deformação rúptil D_3 .

CAPÍTULO VI - PETROGRAFIA DO MINÉRIO

6.1 Introdução

A discussão quanto à idade dos depósitos do Distrito Aurífero de Nova Lima e a possível remobilização a partir de sulfetos singenéticos ou introdução de fluidos mineralizantes em orogêneses Proterozóicas é fundamental quando se estuda a metalogênese no Grupo Nova Lima, pois ambas considerações têm sido relatadas para estes depósitos. Ao considerar estas possibilidades de mineralização, estudou-se a petrografia do minério em superfície na região do Morro da Glória para interpretar o processo da deposição do ouro.

Com base na análise das fases minerais, paragêneses e suas texturas buscou-se interpretar os processos que deram origem aos sulfetos e suas posteriores transformações.

As duas formas de ocorrência de sulfetos e ouro na FFB, hospedeira da mineralização, são: (1) sulfetos em veios paralelizados à estrutura tectônica S_1 , cuja origem está associada às dobras isoclinais da fase D_1 e (2) sulfetos em veios concordantes à foliação S_2 , que é uma foliação plano-axial de D_2 , com características de cisalhamento e orientação constante na região da Serra do Vum Vum.

6.2 Análise petrográfica e definição das paragêneses

Na região do Morro da Glória as zonas sulfetadas se localizam no contato de veios quartzosos com FFB's ou no interior de intercalações silicáticas, constituídas principalmente por quartzo. É possível, que essas intercalações correspondam a antigos níveis de *chert* nas FFB's ou a antigos veios, agora paralelizados. Esses níveis agora estão recristalizados. As zonas sulfetadas são constituídas por pirita, calcopirita, esfalerita, pirrotita, arsenopirita, galena e Au rico em Ag. Destas fases, algumas foram identificadas por meio de Microscópio Eletrônico de Varredura (**Figuras 6.1 e 6.2**).

A pirita é o mineral mais abundante e perfaz 80% da porção sulfetada. A calcopirita corresponde a 15% da mesma porção e preenche fraturas, interstícios ou, mais raramente, ocorre como inclusão nos grãos de pirita. Esfalerita, arsenopirita e galena compõem os 5% restantes. São fases muito menos abundantes e ocorrem, em geral, associadas à calcopirita, por vezes em suas bordas, ou simplesmente dispersas nas fraturas e raramente inclusas nos grãos de pirita. Grãos de pirrotita são menos freqüentes ainda e ocorrem como inclusões da pirita.

Os grãos de ouro têm duas formas distintas de ocorrência: imersos nos grãos de pirita (**Figuras 6.3 “a” e “b”**) ou dispersos nas suas fraturas ou interstícios (**Figura 6.3 c**), sendo que

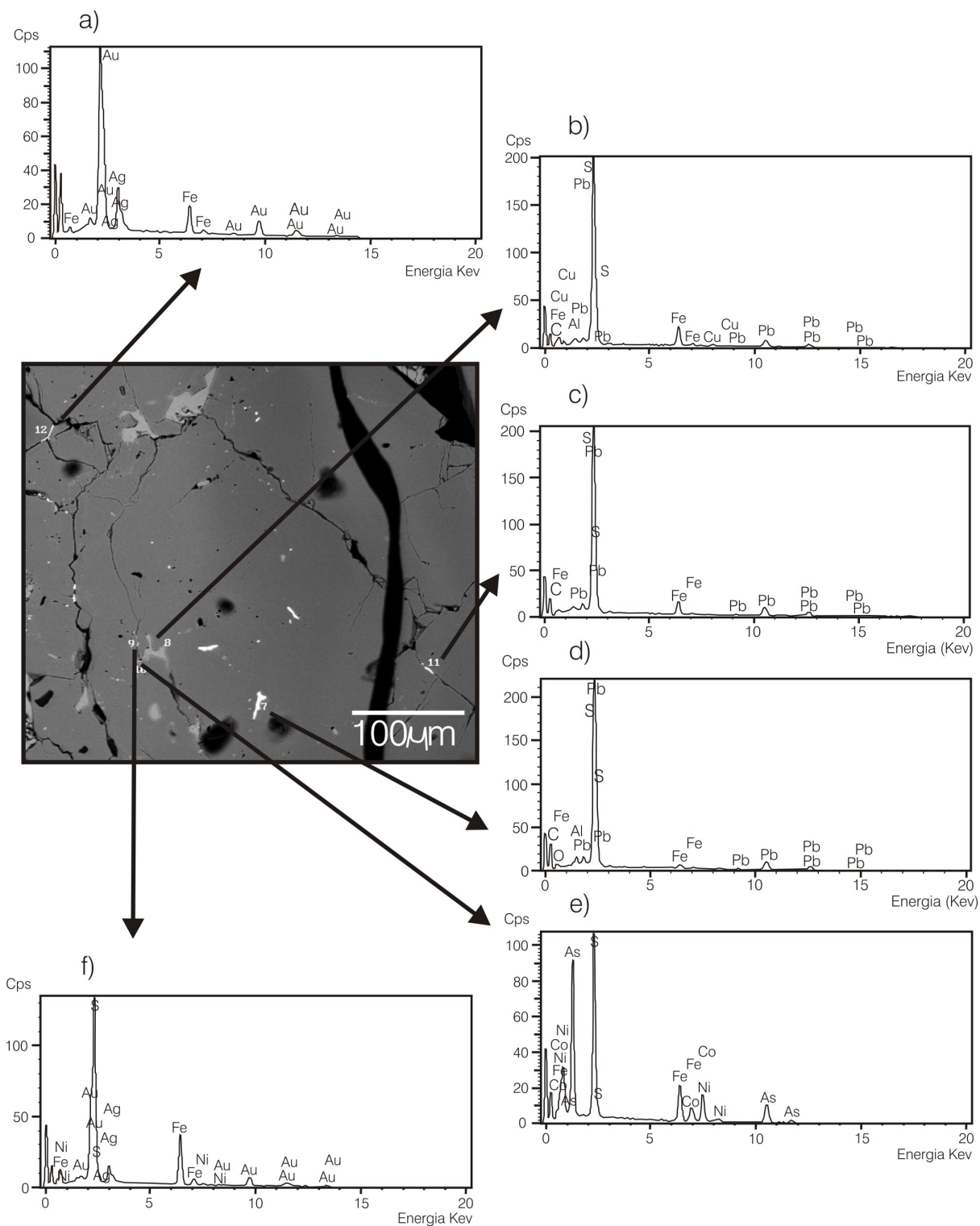


Figura 6.1 – Imagem obtida em Microscópio Eletrônico de Varredura. **a)** Au rico em Ag. **b)** Galena com concentração de Cu. **c)d)** Galena. **e)** Arsenopirita. **f)** Au rico em Ag..

ambos são xenomórficos. Neste caso, podem estar isolados ou em contato com calcopirita (**Figura 6.3 d**). Suas dimensões variam de 1 a 2 μm .

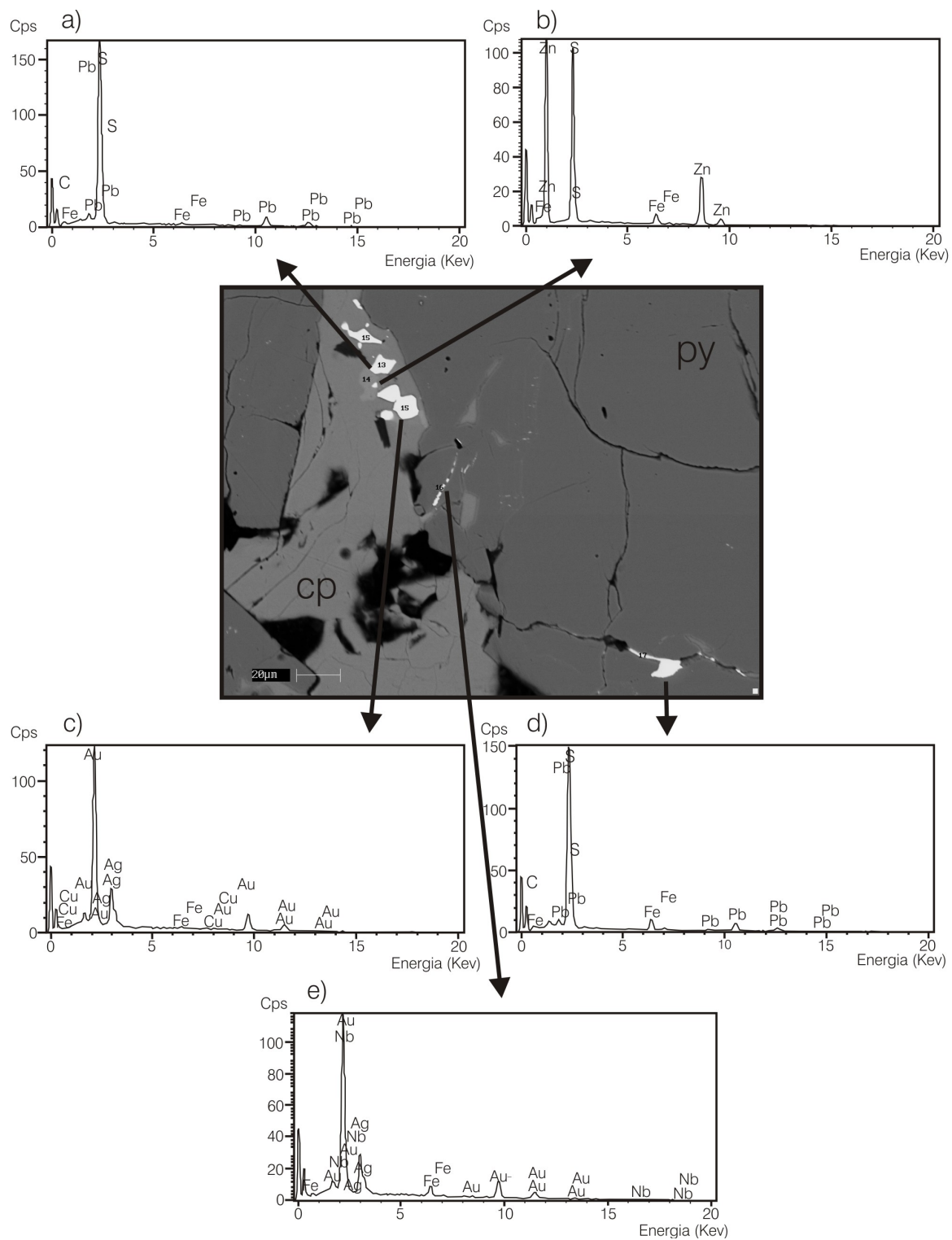


Figura 6.2 – Imagem obtida em Microscópio Eletrônico de Varredura. **a)** Galena. **b)** Esfalerita. **c)** Au rico em Ag. **d)** Galena. **e)** Au com impurezas: Nb e Fe.

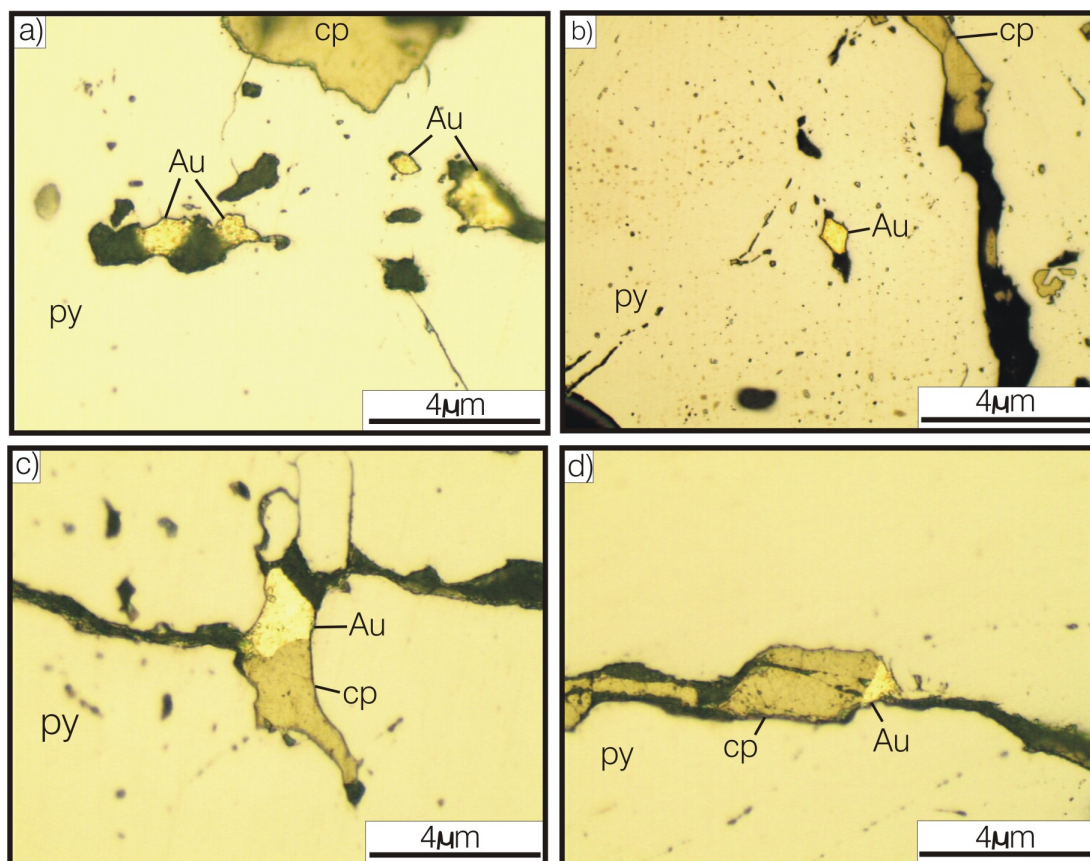


Figura 6.3 – Fotomicrografias de lâminas delgadas polidas, nicóis paralelos, de amostras do furo de sondagem FVV03. **a) e b)** Grãos de Au, com dimensão que varia de 1 a 2µm, inclusos na pirita. **c)** Grão de Au em contato com grão de calcopirita, ambos ocupando fratura aberta em pirita. **d)** Grão de Au de 1µm de dimensão, novamente associado com calcopirita, preenchendo fratura na pirita.

6.3 Relações de substituição mineral

O contato de grãos de pirita com os de magnetita da rocha hospedeira (FFB) se dá por reação (**Figura 6.4 b**). Nesse caso, o contato é caracterizado pelo avanço espacial irregular do mineral de substituição, pirita, sobre o hospedeiro, magnetita (**Figura 6.4 c**). Essa substituição tem início no interior do mineral substituído, o que é comum acontecer apenas em minerais zonados (Ineson 1989). Também foi observado o que corresponde aos estágios avançados deste tipo de substituição, caracterizado como textura em atol (Ineson 1989), com a preservação de fragmentos do mineral hospedeiro, neste caso, como fragmentos alongados e concordantes com a borda do grão (**Figuras 6.4 “b” e “c”**).

Contatos definidos por reação também foram encontrados entre os grãos de ankerita, que estão dispersos nos veios de quartzo, são anédricos e com planos de clivagem pouco desenvolvidos, e os grãos de pirita. Nesse caso, a substituição tem início a partir dos planos de clivagem da ankerita

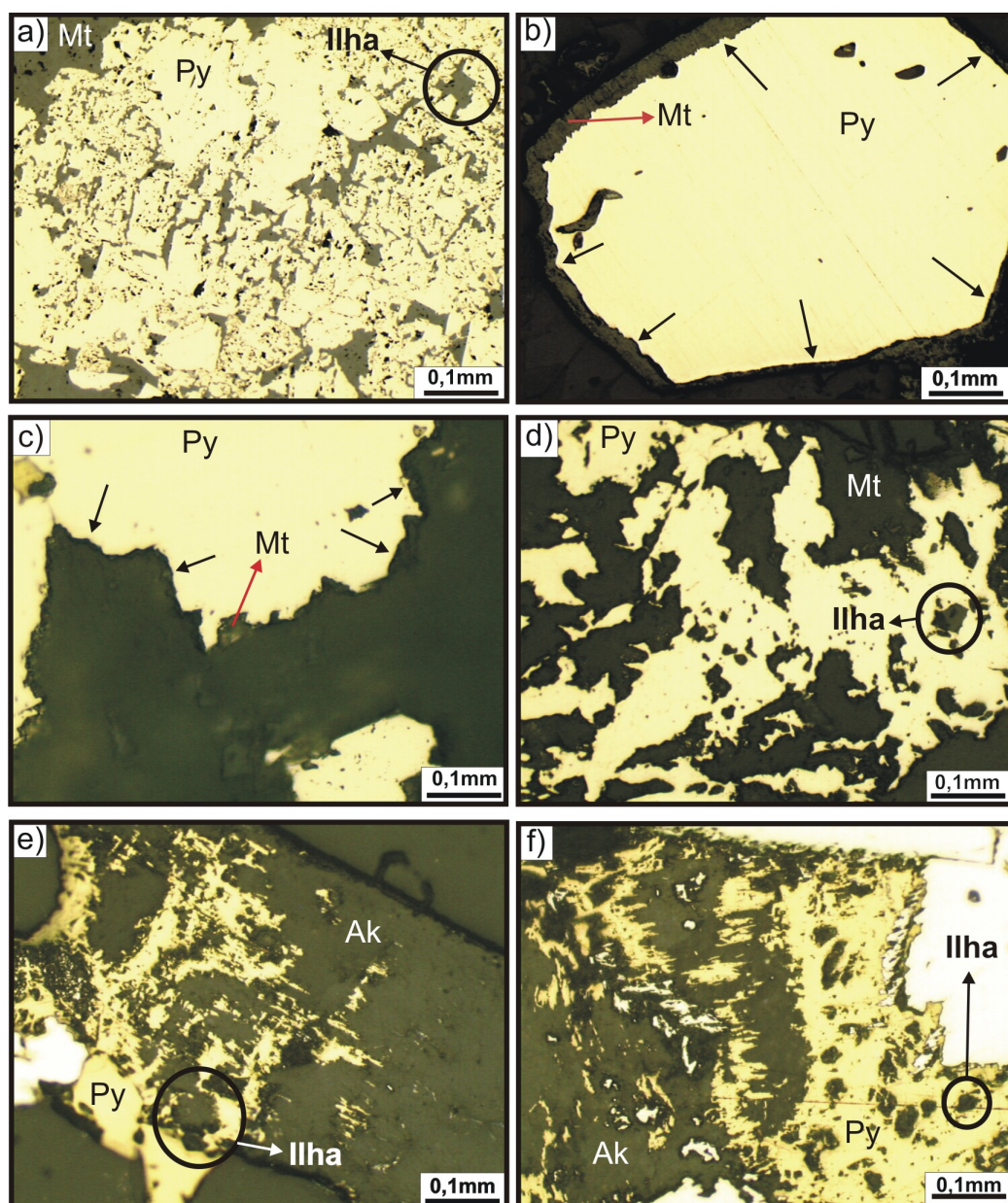


Figura 6.4 - Fotomicrografias de lâminas delgadas polidas, nicóis paralelos. Todas as imagens mostram as texturas de substituição, que resultam nos corpos sulfetados. **a)** Feições em “ilha”, de inúmeros resquícios de magnetita (fase hospedeira) envolvidos pela fase de substituição (pirita). **b)** Substituição quase completa de magnetita por pirita a partir do centro de um grão original e contatos irregulares, de progressão sobre os grãos vizinhos. **c)** Limite de grão de pirita típico de um processo de avanço por reação sobre os grãos de magnetita pré-existentes. **d)** Estágio intermediário na formação de “ilhas” de magnetita progressivamente imersos na pirita. **e)** e **f)** Pirita originada a partir de ankerita no contato do veio com a encaixante. A ankerita, por sua vez, resultou de alteração hidrotermal da encaixante, anterior à sulfetação.

(**Figura 6.4 “e” e “f”**). Outras feições encontradas são texturas em “ilhas”, comuns nestas reações de substituição (**Figura 6.4 “a”, “d”, “e” e “f”**) e que correspondem a resquícios do mineral hospedeiro imersos no interior do mineral de substituição.

O processo de carbonatação, que corresponde à formação da ankerita na alteração de litotipos encaixantes da FFB, antecede ao de sulfetação. O carbonato, em seguida, foi substituído por pirita. A sulfetação, portanto, ocorre a partir de uma zona de carbonatação, ou diretamente a partir de reações com a própria FFB original, onde o sulfeto substitui diretamente a magnetita.

A natureza recorrente da alteração carbonato-sulfeto sugere flutuações na razão $a_{\text{S}}/a_{\text{CO}_2}$ e aumento na razão do fluido $a_{\text{S}}/a_{\text{CO}_2}$ com o avanço da alteração hidrotermal (Lobato & Vieira 1998b). Neste caso “a” é a atividade de S e CO_2 nas reações químicas.

Segundo Lobato & Vieira (1998b), em um sistema hidrotermal onde grande quantidade de fluido gerado em fonte externa, fluido este rico em S, CO_2 e reduzido, entra em contato com magnetita e siderita, a reação para pirrotita causa tamponamento da $f\text{O}_2$ no estágio inicial da alteração.

Se este é o caso, Lobato & Vieira (1998b) sugerem que a $f\text{O}_2$ do fluido indiretamente controlou a atividade do S na reação do fluido com os minerais dos litotipos encaixantes. Em outras palavras, isto significa que a capacidade da assembléia mineral de tamponar a $f\text{O}_2$ do fluido infiltrante é que determinou a_{S} e resultou na paragênese de sulfetos em determinado espaço físico, químico e no tempo geológico. Isso seria também reflexo da razão fluido/rocha.

O fluido, no entanto, teria as seguintes características: $f\text{O}_2$ seria tamponada pelo contato de fluido com magnetita e siderita (**Figura 6.5**). A a_{S} aumentaria e o resultado seria a formação de pirita e pirrotita a partir da magnetita. O S seria reduzido e o fluido, carbonoso (alto $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$). A paragênese constituída de pirita e magnetita é característica de depósitos tipo lode, formado na fácies xisto verde (**Figura 6.5**).

A substituição de magnetita por pirita é explicada pela seguinte reação:



Para Phillips *et al.* (1984) é um efetivo mecanismo de precipitação de ouro. Segundo Vieira (1988), porém, o mecanismo mais eficiente de desestabilização dos complexos tipo $\text{Au}(\text{HS})_2$ é a presença de Fe, que leva à formação de sulfetos a partir do óxido de Fe ou da siderita, que pode estar associada à FFB, mas não foi observada na região do Morro da Glória. A reação de sulfetação a partir de óxido seria a seguinte:



Sendo que o Fe disponível para formação da pirita é proveniente da rocha hospedeira rica em Fe quando esta interage com soluções auríferas constituídas de $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{S}$ (Phillips *et al.* 1984). As reações de sulfetação explicam os contatos de substituição observados de pirita substituindo a magnetita.

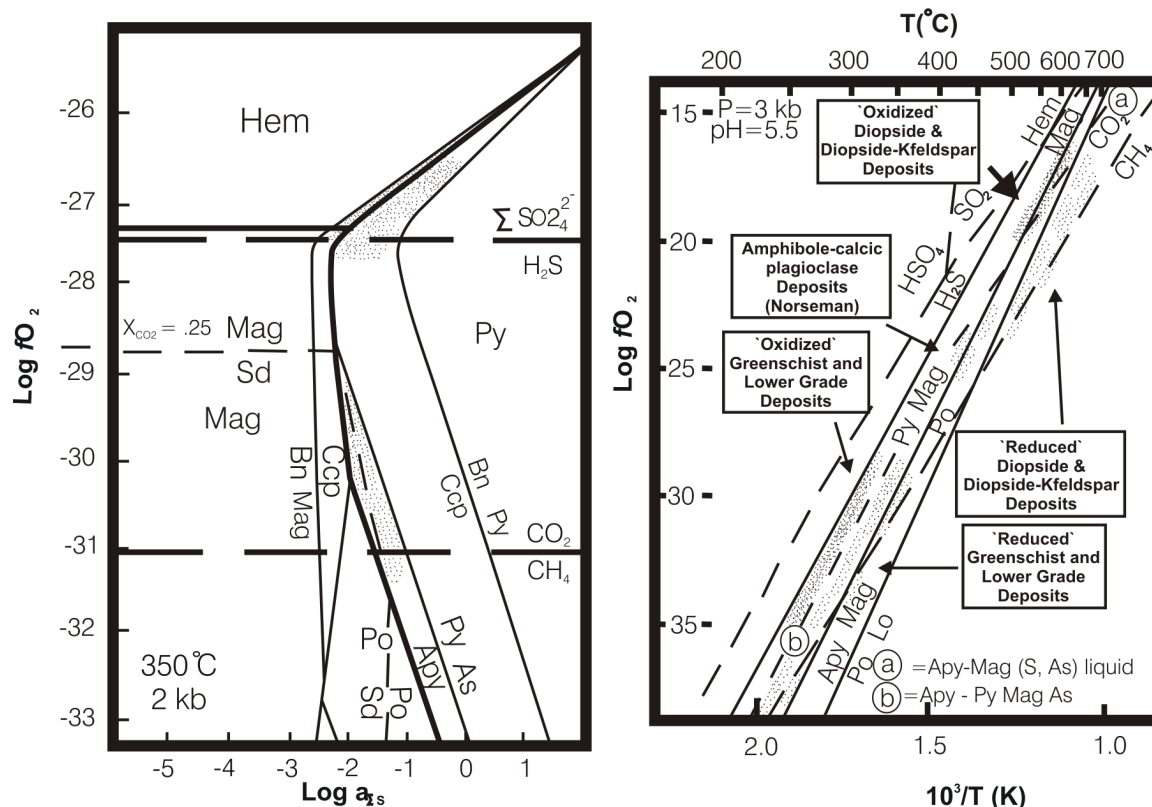


Figura 6.5 – Diagrama $\text{Log } f\text{O}_2$ versus $\text{Log } a$ (atividade) para 350°C e 2 kb. Limite de estabilidade para fases de sulfeto de Fe e óxido de Fe são mostradas em linha contínuas e de traço forte. Linhas contínuas de traço fraco e tracejadas mostram limites de reação para fases ricas em Cu, As e carbonato. As – arsênio metálico; Apy – arsenopirita; Bn – bornita; Ccp – calcopirita; Hem – hematita; Mag – magnetita; Po – pirrotita; Py – pirita; Sd – siderita.

Diagrama ($\text{Log } f\text{O}_2$ versus **Temperatura**) dos campos do estado de oxidação e temperatura inferida para fluidos de depósitos de ouro tipo lode em depósitos metamorfisados nas facies xisto-verde e anfíbolito. Os limites de reações foram mostrados para comparação das assembléias de tamponamento no estado sólido (linhas cheias) e curvas para tamponamento para espécies de carbono e enxofre aquosos (linhas tracejadas). Fonte: Lobato e Vieira (1998b).

6.4 Idade relativa da sulfetação e metalotectos químicos

Foi possível observar que os sulfetos cristalizaram-se em dois eventos distintos. No primeiro, cristalizou principalmente a pirita, por reações de substituição dos óxidos de ferro originais presentes na hospedeira, e também, por substituição de carbonatos de ferro e magnésio, os quais resultam de um processo de deposição nas paredes dos veios atuais. A arsenopirita, que ocorre como inclusões na pirita, por não ser uma fase abundante e não ter faces irregulares, de substituição de fases anteriores, não pode ter sua origem associada à substituição ou ao crescimento zonal. Portanto, sua origem é ligeiramente anterior ou quase simultânea à pirita, pela qual é englobada.

A deformação dos grãos de pirita está evidenciada por sombras de pressão dadas por fibras de controle de deslocamento, que correspondem ao crescimento incremental em grãos de

quartzo (**Figuras 6.6 “a”, “b” e “c”**), e se formam paralelas à direção de deslocamento entre o grão e a matriz. Durante a deformação de uma rocha, os minerais mais competentes atuam como um escudo, permitindo a existência de duas áreas opostas onde a pressão é sensivelmente menor. Estas áreas são denominadas sombras de pressão e estão comumente preenchidas por minerais solúveis como o quartzo, os carbonatos e a clorita. A distribuição das fibras, porém, é determinada pela forma do grãos deformado. Linhas de sutura, formadas a partir de vértices do cristal de sulfeto indicam o caminho da deformação, pois cresce da borda do grão para porções mais externas (**Figura 6.6 d**). O caminho dessas linhas, portanto, também é evidência de deformação e da rotação dos grãos pré-existentes (Davis & Reynolds 1996).

Portanto, a sulfetação seria pré-tectônica ou, no máximo, sin-tectônica, não só indicada pela deformação dos grãos de sulfeto, como também, pelo contorno da foliação S_1 em grãos de pirita (**Figura 6.6 a**). Sulfetos pré- D_2 também ocorrem na Serra do Vum Vum (**Figura 6.6 “e” e “f”**).

O segundo evento de cristalização de sulfetos corresponde ao preenchimento de fraturas e interstícios entre grãos de pirita, principalmente por calcopirita. Galena, arsenopirita e esfalerita também ocorrem isoladas nas fraturas da pirita, ou então, inclusas na calcopirita e correspondem a uma cristalização ligeiramente anterior ou quase simultânea com a de calcopirita.

O fraturamento da pirita (**Figura 6.3 c**), que antecede a deposição da calcopirita, é o principal marco que divide os dois eventos de cristalização. O intervalo de tempo entre os dois períodos de cristalização deve corresponder ao mesmo intervalo entre as fases D_1 e D_2 . O fraturamento da pirita, no entanto, deve corresponder a esforços tectônicos da fase D_1 , que mesmo tendo se desenvolvido em regime dúctil, ainda ocorreu em uma temperatura em que os grãos de pirita se deformaram ruptilmente. Pois a pirita é estável a temperaturas inferiores a 743°C (Figueiredo 2000). O segundo evento de sulfetação, porém, pode resultar de remobilização de sulfetos formados no primeiro estágio. Isso porquê, a paragênese do segundo evento é a mesma que a do primeiro, com exceção da calcopirita, que é mais abundante nos interstícios da pirita e deve estar restrita apenas ao segundo evento.

Dessa forma, é necessário um metalotecto químico para explicar a mineralização, sendo ele uma reação química entre um fluido e os minerais oxidados de uma FFB, que é a armadilha principal para a precipitação de sulfetos e ouro. Uma armadilha subsidiária, que também resulta, provavelmente, da interação do fluido com a formação ferrífera, é o desenvolvimento de uma salbanda carbonática, formada por ankerita, que também trapeia quimicamente os sulfetos e o ouro. Outra armadilha, mecânica, são os espaços abertos em grãos de pirita e eventualmente de outros minerais, que se comportam ruptilmente durante a deformação.

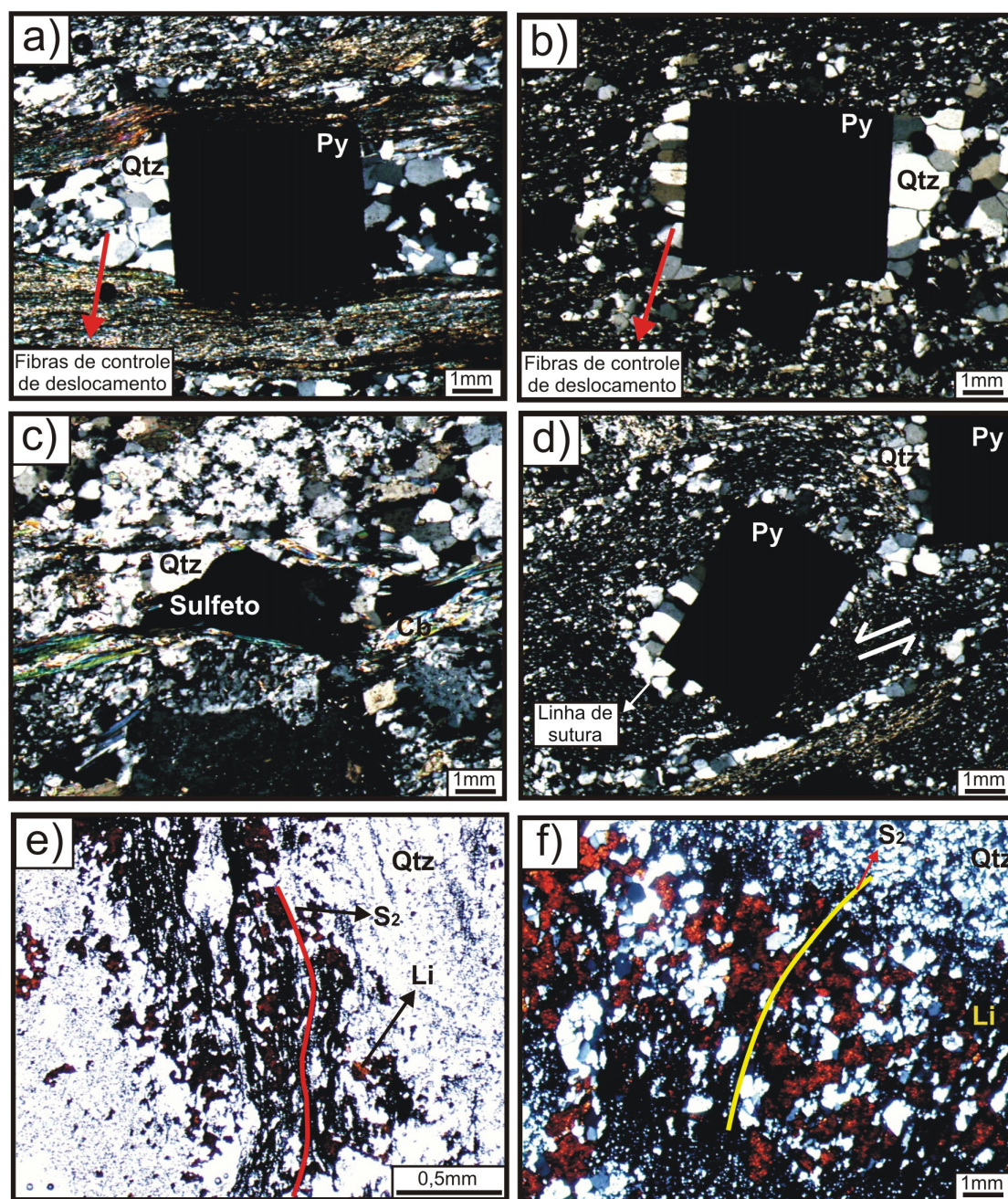


Figura 6.6 – Fotomicrografias em luz polarizada, exceto na foto e), cuja luz é natural. a) b) c) Sombras de pressão em sulfeto dadas por fibras quartzosas de controle de deslocamento que correspondem ao crescimento incremental durante a fase deformacional D_1 . d) Sombra de pressão com formação de linha de sutura que pode indicar o caminho da deformação do sulfeto durante a fase D_1 . e) f) Sulfetos pré- D_2 , alterados à limonita, da Serra do Vum Vum.

A paragênese do minério, formada principalmente por sulfetos de ferro, sugere um processo inicial de mineralização a baixas temperaturas com base em diagrama de fases TX (**Figura 6.7**). O fato da pirita ser o principal sulfeto da paragênese, principalmente em relação à pirrotita, que também é um sulfeto de Fe, pode ser explicado pela estabilidade daquele sulfeto a temperaturas inferiores a 743°C. A pirrotita, no entanto, que ocorre em concentrações traço, tem intervalo de

estabilidade entre 100 e 1190°C (Figueiredo 2000), ou seja, é estável em uma faixa de temperatura que pode não corresponder à temperatura durante a sulfetação. Além disso, o fluido deve ter alta concentração de enxofre (60% de porcentagem atômica) em relação ao ferro proveniente da hospedeira, o que resultaria em um ponto próximo da linha da pirita na abscissa do diagrama de fases TX.

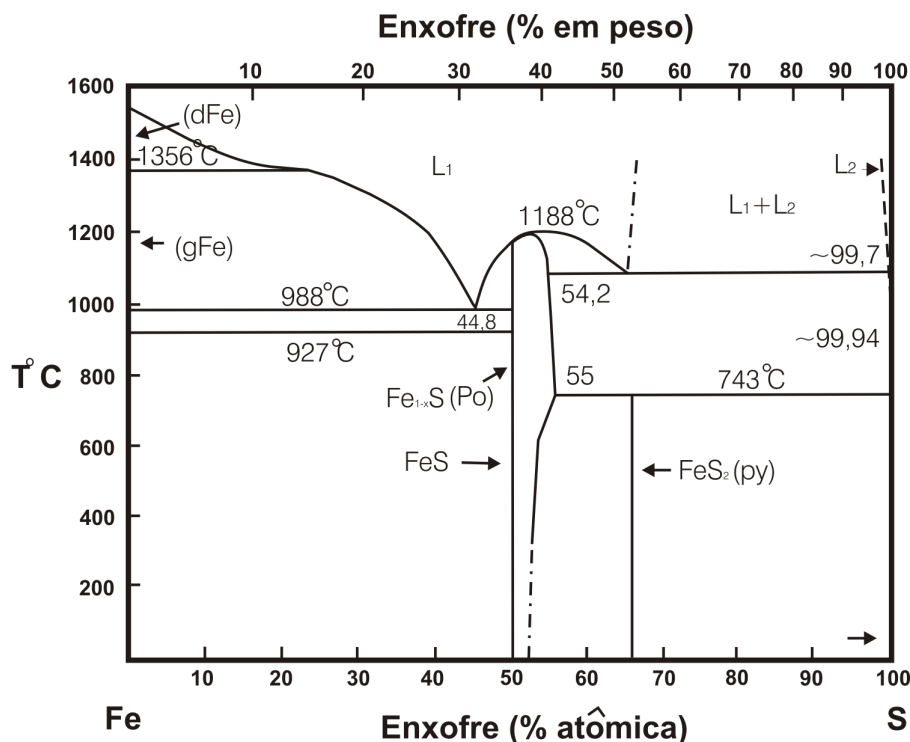


Figura 6.7 – Diagrama de fases TX com as relações no sistema Fe-S em condições de $P=PV$. Po – pirrotita, Py - pirita (fonte: Figueiredo 2000).

A paragênese observada nos litotipos intercalados com as FFB's é formada de sericita, clorita e carbonato, que caracterizam a alteração hidrotermal, além de quartzo e albita. A ilmenita parece ser o único mineral primário, formado a alta temperatura, que permanece como resistato, tanto à alteração hidrotermal quanto à temperatura mais baixa, mesmo quando está alterada a leucoxênio. Trata-se, portanto, de uma paragênese de baixo grau metamórfico, ou seja, a mineralização ocorreu em níveis crustais rasos, já que está associada aos eventos termo-deformacionais descritos no capítulo anterior e que serão discutidos conjuntamente nos próximos capítulos.

CAPÍTULO VII - EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METALOTECTOS CORRELATOS

A fase deformacional D_1 resulta de uma tectônica compressional, cujo eixo de máxima tensão finita tem orientação N-S ou NNW-SSE (**Figura 7.1**). Durante esta fase, foram geradas dobras isoclinais de eixos com mergulho para E, que paralelizaram as feições S_1 e S_0 . Em escala regional, esta deformação gerou a dobra sinforme na área da Serra do Vum Vum. Os flancos invertidos na mesoescala evidenciam a mesma característica para a dobra sinforme na macroescala e vergência tectônica para norte associada a cisalhamento simples.

A fase deformacional D_2 resultou de tectônica compressional ESE-WNW. Os eixos gerados nesta fase são coincidentes em orientação e mergulho com os eixos gerados em D_1 . Por isso, este redobramento é coaxial. A possibilidade das fases D_1 e D_2 corresponderem a uma só fase de deformação progressiva é plausível.

A fase deformacional D_3 tem baixa frequência de estruturas e também resulta de tectônica compressional. Pode resultar, ainda, de nova fase de deformação durante uma deformação progressiva associada à D_2 . Uma possibilidade seria superposição de S_3 , rúptil, às estruturas S_2 . Outra, seria S_3 oblíqua a S_1 e S_2 . A possibilidade de D_2 e D_3 resultarem de deformação progressiva é aqui sugerida pois o mesmo campo de tensões pode ter gerado as estruturas correspondentes a essas duas fases. As estruturas D_3 , neste caso, seriam geradas apenas onde anisotropias locais o permitem.

O metalotecto estrutural é explicado pelo controle da foliação S_1 sobre os veios sulfetados, que estão paralelizados a S_1 . O entendimento do contorno estrutural regional marcado por esta estrutura deve ser guia exploratório de depósitos auríferos em FFB's do Grupo Nova Lima.

A entrada de fluidos da segunda geração pela foliação S_2 não é freqüente na área. Espera-se, portanto, que nas faixas onde os veios V_2 ocorrem exista possibilidade de remobilização de porções sulfetadas paralelas a S_1 ou formação de novos sulfetos. Isso indica que a proximidade desses veios de quartzo é um lugar potencial para maiores concentrações de sulfetos.

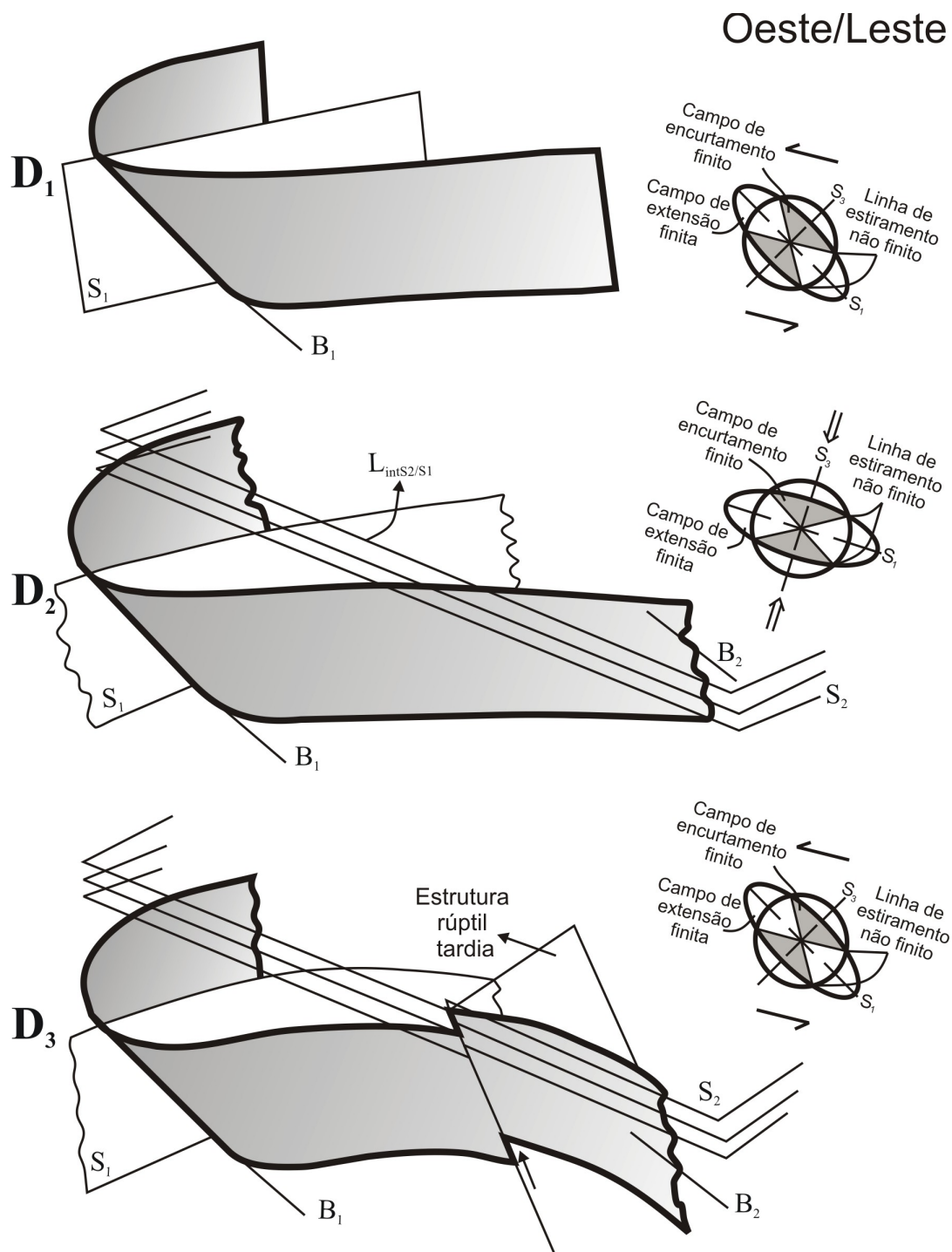


Figura 7.1 – Esquema tridimensional da evolução tectônica da Serra do Vum Vum, que representa a evolução da área como um todo. A porção cinza corresponde ao quartzo-sericita xisto em contato com a FFB da Serra do Vum Vum. Os esforços tectônicos, assim como o tipo de deformação também estão esquematizados.

7.1 Posicionamento das estruturas tectônicas dentro do contexto tectônico regional

Da análise estrutural é possível definir três fases deformacionais para a área do Morro da Glória e posicioná-las dentro do contexto tectônico regional discutido no Capítulo III. As estruturas relativas às fases D₁, D₂ e D₃ têm características de tectônica compressional, vergentes, de modo geral, para NW, diferenciadas, no entanto, pelo nível crustal em que se desenvolveram.

A característica do tectonismo das fases descritas na área do Morro da Glória é semelhante às deformações definidas para litotipos do Supergrupo Minas. Que são: eixos de dobras com mergulho para SE, foliação de direção NE-SW e indicadores de transporte tectônico de SE para NW, que correspondem à vergência de dobras de origem tectônica na área do Morro da Glória.

Portanto, as fases deformacionais descritas para esta área correspondem a eventos tectônicos posteriores à deposição das seqüências Paleoproterozóicas, depositadas entre 2,6 a 2,0 Ga, ou seja, o tectonismo deve corresponder ou à orogênese Transamazônica ou à Brasileira, ou ainda às duas, pois os eventos tectônicos Arqueanos são mais antigos que 2,6 Ga.

Dessa forma, quatro hipóteses são sugeridas para o posicionamento das estruturas tectônicas dentro do quadro de evolução regional (**Tabela 7.1**).

Fase deformacional	Orogênese			
	Primeira hipótese	Segunda hipótese	Terceira hipótese	Quarta hipótese
Fase D ₁	Transamazônica (Deformação progressiva)	Evento 1 Transamazônica	Transamazônica	Transamazônica (Deformação progressiva)
Fase D ₂		Evento 2 Transamazônica (Deformação progressiva)	Brasileira (Deformação progressiva)	
Fase D ₃				

Tabela 7.1 – Hipóteses para o posicionamento das estruturas tectônicas dentro do quadro de evolução regional.

Primeira hipótese

As três fases deformacionais teriam se desenvolvido por deformação progressiva com vergência para NW. A vergência das dobras e orientação dos planos de falha indicam que as três fases de deformação podem corresponder a orogênese Paleoproterozóica Transamazônica, cujas estruturas são resultantes de tectônica compressional E-W ou NW-SE e que geram estruturas

planares com direção N-S ou NE-SW, respectivamente. Mas, localmente, também geram dobras com eixos de mergulho para E até S60E. Isso significa que a direção do esforço tectônico pode ter variações em algumas porções como ocorre na região do Morro da Glória. A variação local pode significar que pode haver anteparos que geraram anisotropias na deformação, que resultariam de contraste de competência dos litotipos estudados.

Inserir as três fases em um contexto de deformação progressiva Brasileira contrariaria trabalhos bem fundamentados em idades U-Pb de zircões recristalizados de amostras coletadas ao longo da borda leste do QF, que é uma zona fortemente cisalhada, os quais indicam que o evento de maior significado tectono-termal tem idade associada à orogênese Transamazônica, enquanto as idades brasileiras são restritas a zonas estreitas de cisalhamento (Machado *et al.* 1996).

Segunda hipótese

Neste caso, opta-se por dois eventos tectônicos na orogênese Transamazônica, sendo que a fase D₁ teria se formado durante um primeiro evento e as fases D₂ e D₃ seriam produto da deformação progressiva do segundo. Não descarta-se, porém, reativações de falhas e/ou estruturas durante a orogênese Brasileira.

Terceira hipótese

A fase D₁ corresponderia ao evento tectônico Transamazônico e D₂ e D₃ teriam se formado por deformação progressiva na orogênese Brasileira. Assume-se, no entanto, que as fases D₂ e D₃ devem resultar do mesmo processo de deformação que tem início em regime dúctil-rúptil e cessa no nível crustal de deformação rúptil.

Quarta hipótese

As fases D₁ e D₂ seriam progressivas e corresponderiam a um evento tectônico da orogênese Transamazônica e D₃ corresponderia a uma fase tardia em nível crustal raso, porém, não relacionada às fases anteriores.

CAPÍTULO VIII - FASES DE SULFETAÇÃO E ESTRUTURAS CORRELATAS

Os veios sulfetados, V_1 e V_2 , estão relacionados às foliações S_1 e S_2 , respectivamente. A cada geração de fluidos estaria associada uma geração de sulfetação. Os veios da primeira geração estão paralelizados à foliação S_1 . A clivagem de fratura plano-axial S_2 teria sido o conduto para os veios V_2 .

Duas hipóteses são sugeridas para a gênese de V_1 e da sulfetação associada:

Primeira hipótese – Origem singenética associada ao ambiente de formação em faixa sub-assoalho oceânico, assim como proposto para a formação do Grupo Nova Lima por Ladeira (1991). Os sulfetos se formariam preferencialmente nas camadas de FFB, ou ainda, menos freqüente, dispersos nos veios quartzosos.

Segunda hipótese – A entrada de fluidos seria cedo- D_1 , ou seja, os condutos seriam a própria estrutura S_1 e os sulfetos precipitados seriam deformados pelos esforços tectônicos da fase D_1 , como nos fraturamentos dos grãos de pirita.

Em ambas hipóteses a sulfetação se originaria das reações de sulfetação e carbonatação nos contatos veio/FFB.

A formação dos veios V_2 estaria condicionada às clivagens plano-axiais S_2 , que seriam os condutos para novo abastecimento de fluidos em contato com FFB's. Portanto, a formação dos veios V_2 seria sincrônica à D_2 . Nesta fase, haveria preenchimento de espaços livres ou de fraturas dos sulfetos da primeira geração por outra paragênese dominada por calcopirita. A origem de sulfetos por reações fluido/rocha na FFB também ocorreria na entrada dos fluidos V_2 .

Mineralizações primárias no Distrito Aurífero de Nova Lima já foram constatadas com base em isótopos de Pb, cujas idades modelos para galenas associadas a cinco depósitos das proximidades da Mina de Morro Velho recaem em 2710 Ma (Thorpe *et al.* 1984). Posteriormente, os mesmos isótopos evidenciam remobilização e redeposição durante orogêneses Proterozóicas. Neste período, porém, fluidos de fontes externas também geraram novas precipitações de ouro (Thorpe *et al.* 1984).

8.1 Hipótese geral para a sulfetação

A entrada de fluidos seria na fase D_1 (Orogênese Transamazônica), ou seja, seria epigenética. Os condutos seriam estruturas geradas durante o cisalhamento, na forma de aberturas tensionais, que permitem a passagem de fluidos e sua reação com as rochas hospedeiras. À medida que a deformação progride, esses veios e os próprios corpos mineralizados são paralelizados, estirados e acomodam a foliação S_1 .

A rotação do pacote de FFB, atuando como um corpo mais rígido, no interior de basaltos hidrotermalizados, agora transformados em assembléias de xistos, leva ao desenvolvimento do redobramento que compõe a Serra do Vum Vum ainda durante a orogênese Transamazônica, mas em evento distinto de deformação. Essa rotação conduz ao aparecimento de nova estrutura planar, representada pela clivagem de fratura S_2 , novas aberturas tensionais, ocupadas novamente por fluidos, que ainda não deixaram de circular, mas que podem ter natureza um pouco distinta, mais ricos em Cu e Au, ainda durante a orogênese Transamazônica.

Nos eventos finais de deformação desenvolvem-se as estruturas rúpteis S_3 (falhas inversas), durante D_3 , que é possivelmente progressiva à fase D_2 , porém, em nível estrutural mais superficial. Nota-se, portanto, a preferência pela segunda hipótese de evolução tectônica da área, discutida no capítulo anterior.

O mistério das estruturas do Quadrilátero Ferrífero é que sempre são coaxiais, em qualquer área que se cartografe. Outro mistério é que se a mineralização aurífera do Grupo Nova Lima é trapeada pelas formações ferríferas, por que as extensas formações ferríferas do Supergupo Minas contém pouquíssimos corpos mineralizados em Au?. A idade dessa mineralização, na área de Itabira, é tardi-Transamazônica (Olivo 1994) e caracterizada por Au livre, sem sulfetação. Portanto, os fluidos são distintos.

CAPÍTULO IX – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho teve como proposta analisar e descrever as estruturas geológicas de uma área mineralizada e compreender, principalmente com base na petrografia, as faixas de sulfetação associadas à deposição do ouro e as zonas de alteração hidrotermal. O objetivo geral, no entanto, foi interpretar a evolução estrutural e os metalotectos. Com os resultados desta pesquisa surgem as seguintes considerações:

1. Da descrição da paragênese de litotipos encaixantes da FFB, foram caracterizados dois tipos de alteração hidrotermal, uma bem desenvolvida e outra menos proeminente. Somente assim foi possível classificar os litotipos mapeados no nível mais superficial onde estão fortemente alterados intempericamente. Sericitização é a alteração predominante na área, principalmente no contato com a FFB da Serra do Vum Vum. Nas ocorrências ao centro e sul da área, porém, a cloritização é o principal tipo de alteração. A carbonatação é um tipo de alteração secundária, em importância, e pode ter sido um estágio intermediário entre as porções cloritizadas e as sericitizadas, porém, consumida quase que por completo pelas reações que originaram a sericitização.

2. A evolução estrutural da região mineralizada do Morro da Glória é constituída de três fases deformacionais:

- A fase D_1 resulta de uma tectônica compressional dúctil com esforços na direção NNW-SSE e vergência para NNW. Desta fase resultam principalmente dobras isoclinais de eixo E-W e de flancos invertidos.

- A fase D_2 está inserida em um contexto de deformação no nível crustal de transição dúctil-rúptil (~15 km de profundidade) por cisalhamento puro, que origina dobras F_2 e gera a clivagem de fratura plano-axial S_2 . Essa característica de cisalhamento, no entanto, deve estar restrita às FFB's da região do Morro da Glória pois, regionalmente, o tectonismo é evidenciado por cisalhamento simples ou dobras assimétricas.

- A fase D_3 desenvolveu-se em contexto de tectonismo rúptil compressional e vergente para WNW. Esta fase é caracterizada por falhas de empurrão em planos de direção NE-SW.

O resultado da superposição das fases D_1 e D_2 é um padrão coaxial do redobramento na Serra do Vum Vum e demais áreas da região do Morro da Glória.

O último evento deformacional, que constitui as fases D_2 e D_3 , gerou um componente de recristalização estática, o que ocorre por *uplift* (Passchier & Trouw 1998). Na área do Morro da

Glória este *uplift* deve corresponder à um estágio cedo-D₃ de estabilização dos grãos de quartzo de veios em relação ao período da máxima tensão de D₂. Durante D₃, fase de deformação rúptil, não deve ter havido recristalização devido ao nível crustal raso em que se desenvolveu, mas gerou falhas inversas e fraturas nos grãos de quartzo.

3. Da análise do eixo-c dos grãos de quartzo de veios deformados e recristalizados em D₂, conclui-se por um cisalhamento puro na FFB durante esta fase. Nos xistos, porém, a característica da deformação em D₂ é de cisalhamento simples.

4. Quatro hipóteses foram sugeridas para o posicionamento das estruturas tectônicas dentro do quadro de evolução regional:

- As três fases deformacionais teriam se desenvolvido por deformação progressiva com vergência para NW durante a orogênese Transamazônica;
- dois eventos tectônicos teriam ocorrido na orogênese Transamazônica, sendo que a fase D₁ teria se formado durante um primeiro evento e as fases D₂ e D₃ seriam produto da deformação progressiva do segundo. Não descarta-se, porém, reativações de falhas e/ou estruturas durante a orogênese Brasileira;
- a fase D₁ corresponderia ao evento tectônico Transamazônico e D₂ e D₃ teriam se formado por deformação progressiva na orogênese Brasileira;
- as fases D₁ e D₂ seriam progressivas e corresponderiam a um evento da orogênese Transamazônica e D₃ corresponderia a um evento tardio não relacionado às fases anteriores.

5. Da mineralização, as faixas sulfetadas resultam de reações fluido/rocha e se formam a partir de salbandas de carbonatação ou a partir da piritização diretamente do óxido de Fe da FFB.

6. Duas fases de sulfetação foram definidas: a primeira ocorreria a partir de fluidos pré-D₁ (sulfetação singenética) ou cedo-D₁ (sulfetação epigenética). Esta sulfetação é constituída de 90% de pirita, com o restante da composição formada de arsenopirita, esfalerita, galena e ouro. Na segunda fase haveria remobilização de sulfetos da primeira geração e/ou formação de novos sulfetos durante a fase D₂, pela possível entrada de fluidos de fonte externa ao longo da clivagem de fratura plano-axial S₂. No período D₂ uma paragênese rica em calcopirita (70%) teria se formado com galena, esfalerita e arsenopirita subordinados.

As duas fases de sulfetação, portanto, podem ter se originado na orogênese Transamazônica, porém, em eventos deformacionais distintos e a partir de fluidos de natureza um pouco distinta.

Os grãos de ouro possuem de 1 a 2 μm de dimensão e ocorrem inclusos em pirita e em seus interstícios.

7. Com base na análise das estruturas geológicas da área mineralizada do Morro da Glória e nos controles estrutural e químico da mineralização, considera-se, em relação aos metalotectos, que: a FFB é fundamental para as reações de sulfetação e precipitação de ouro ao controlar parâmetros químicos que tornam possíveis essas reações. A análise do padrão de redobramento, não só da área como também regional, é importante para delinear na superfície e subsuperfície a geometria da hospedeira FFB. Mapear faixas de maiores ocorrências das foliações S_2 pode facilitar a descoberta de zonas com maiores remobilizações de ouro durante a fase D_2 .

Na região do Morro da Glória, a geometria da FFB deve ser interpretada em subsuperfície com base no padrão da orientação de eixos de dobras, que pode ser o mesmo padrão das estruturas da superfície, e deve delinear a continuidade do corpo de minério em profundidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Jordt-Evangelista H., Marshak S., Brueckner H. 1994. Manifestações do Evento Transamazônico no Quadrilátero Ferrífero. *In: SBG, Congr. Bras. de Geol.*, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**, 75-76
- Alkmim F.F., Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Res.*, **90**: 29-58
- Almeida F.F.M. 1977. O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**: 349-364
- Alvarado B.P. 2003. Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas encaixantes e dos minérios auríferos da Mina de Morro Velho (Mina Velha) – Distrito de Nova Lima – MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 177 p.
- Babinsk M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R. 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergrupo carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Res.*, **72**: 235-245
- Bavinton OsA., Keays R.R. 1978. Precious metal values from interflow sedimentary rocks from the komatiite sequence at Kambalda, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica*, **42**: 1151-1163
- Belo de Oliveira O.A., Vieira M.B.H. 1987. Aspectos da deformação dúctil e progressiva no Quadrilátero Ferrífero. *In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais*, 4, *Anais*, p. 237-253
- Branco P. de M. 1987. *Dicionário de Mineralogia*. SAGRA, Porto Alegre, 362pp.
- Carneiro M.A., Noce C.M., Teixeira W. 1995. Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. *Rev. Esc. Minas*, 48 (4): 264-273
- Carneiro M.A., Jordt-Evangelista H., Teixeira W. 1997. Eventos magmáticos Arqueanos de natureza cálcio-alcalina e tholeiítica no Quadrilátero Ferrífero e suas implicações tectônicas. *Rev. Bras. Geoc.* **27**: 121-128
- Carneiro M.A., Teixeira W., Carvalho Jr. I.M., Fernandes R.A. 1998. Ensialic tectonic setting of the Archaean Rio das Velhas greenstone belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **28**: 189-200
- Chauvet A., Menezes M. 1992. Structural evolution of the south part of the São Francisco Craton: implications for the gold mineralization of the Ouro Preto area, Brazil. *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II*, 315: 495-501
- Chauvet A., Faure M., Dossin I., Charvet J. 1994. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: consequences for the Neoproterozoic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Res.*, 68: 139-167

- Chauvet A., Piantone P., Barbanson L., Nehlig P., Pedroletti I. 2001. Gold deposit formation during collapse tectonics: structural, mineralogical, geochronological, and inclusion constraints in the Ouro Preto gold mines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, **96**: 25-48
- Chemale Jr. F., Rosière C.A., Endo I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Res.*, **65**: 25-54
- Condie K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam, 434pp.
- Corrêa Neto A.V. 2001. *Análise estrutural nos setores sul e sudeste do sistema de cisalhamento Fundação-Cambotas, Quadrilátero Ferrífero, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio de Janeiro 166 p.
- Davis G.H., Reynolds S. 1996. *Structural geology of rocks and regions*, 2º edição. John Wiley & Sons. New York. 776p.
- DeWitt E., Landis G.P., Zartman R.E., Thorman C.H., Garaype E., Martins Pereira S.L., Bueno de Prado M.G., Vieira F.W.R. 1994. Fluid inclusion and isotopic data on the age and origin of the São Bento e Morro Velho gold deposits, Minas Gerais, Brazil. In: L.M.H. Carter; M.I. Toth; W.C. Day (Eds.). *Research on mineral resources*, Part A, program and abstracts. 9th V.E. McKelvey forum on energy and mineral resources. U.S. Geological Survey Circular 1103-A, pp.: 27-29
- DeWitt E., Thorman C.H., Landis G.P., Zartman R.E. 1996. A progress report on the age and origin of gold deposits hosted by iron-formation in the Belo Horizonte area, Minas Gerais, Brazil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., Salvador, 39, *Anais*, 7, p. 199-202
- Dorr J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 641-A:1-110.
- Figueiredo B.R. 2000. *Minério e ambiente*. Editora da Unicamp, Campinas, 401pp.
- Fleischer R. 1971. *Le gisement aurifère à tourmaline de Passagem de Mariana (Minas Gerais-Brésil) et son cadre. Influence de l'évolution structurale et du métamorphisme sur une minéralisation syngénétique familière*. D.U. thesis, Fac. Sciences, Paris, 110 p.
- Hanmer S., Passchier C. 1991. Shear-Sense Indicators: A Review. *Geological Survey of Canada*, Paper 90-17.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, pp.: 203-234
- Hippertt J., Davis B. 2000. Dome emplacement and formation of kilometer-scale synclines in a granite-greenstone terrain (Quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil). *Precambrian Res.*, **102**: 99-121
- Hobbs B.E., Means W.D., Williams P.F. 1976. *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons. New York, 571p.

- Ineson P.R. 1989. *Introduction to Practical Ore Microscopy*. Longman, Londres, 181pp.
- Jardim de Sá E.F., Hackspacher P.C. 1982. Revisão sobre análise estrutural. Parte I: Conceituação básica e métodos. *Ciências da Terra*, 5: 24-35
- Kerr P.F. 1959. *Optical mineralogy*. International Student Edition, 3ª Ed., Tokio, 442pp.
- Ladeira E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (eds.) *Principais depósitos minerais do Brasil – Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio*. DNPM/CVRD, 3, Brasília, pp.: 301-376
- Ladeira E.A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: A remarkable case of permanency, recycling and inheritance – A tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Hans Ramberg. Brazil Gold'91. Balkema, Rotterdam, 11-30
- Lagoeiro L., Hippertt J., Lana C. 2003. Deformation partitioning during folding and transposition of quartz layers. *Tectonophysics*, **361**: 171-186
- Llana-Fúnez S. 2002. Quartz *c*-axis texture mapping of a Variscan regional foliation (Malpica-Tui Unit, NW Spain). *Journ. of Struct. Geology*, **24**: 1299–1312
- Lobato L.M., Vieira F.W.R. 1998a. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, description of selected gold deposits. *Rev. Bras. Geoc.*, **28** (3): 339-354
- Lobato L.M., Vieira F.W.R. 1998b. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralization associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part II, the Arquean mesothermal gold-bearing hydrothermal system. *Rev. Bras. Geoc.*, **28** (3): 355-366
- Lobato L.M., Ribeiro-Rodrigues L.C., Costa M. N. S., Martins R., Lehne E., Alves J.V., Tassinari C.G., Vieira F.W.R., Biasi E.E., Silva R.C.F., Pereira V.C.A., Noce C.M. 2001. Depósito de ouro Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: H. Jost, A. Brod, E. Queiroz. (Eds.). *Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*. Brasília, **1**, pp.: 3-77
- Lobato L.M., Ribeiro-Rodrigues L.C., Vieira F.W.R. 2001a. Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, **36**: 249-277
- Lobato L.M., Ribeiro-Rodrigues L.C., Zucchetti M., Noce C.M., Baltazar O.F., Silva L.C., Pinto C.P. 2001b. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, **36**: 228-248
- Machado N., Noce C.M., Belo de Oliveira O.A., Ladeira E.A. 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozoico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, 5, *Anais*, p. 1-4
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Belo de oliveira O.A. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**: 1221-1227

- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for *Greenstone Belt* setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**: 259-276
- Machado N., Noce C.M. 1993. A evolução do Setor Sul do Cráton São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. *In*: SBG, Simp. Cráton São Francisco, Salvador, 2, *Anais*, p. 100-102
- Marrett R., Peacock D.C.P. 1998. Strain and stress. *Journal of Structural Geology*, 21: 1057-1063
- Marshak S., Alkmim F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8: 555-571
- Marshak S., Alkmim F.F., Evangelista H.J. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, **357**: 491-493.
- Marshak S., Tinkham D., Alkmim F.F., Brueckner H., Bornhorst T 1997. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse-Diapi clusters or core complexes? Examples from the Quadrilátero Ferrífero (Brazil) and the Penokean Orogen (USA). *Geology*, 25: 415-418
- Mosher S., Helper M. 1988. Interpretation of poly-deformed terranes. *In*: S. Marshak & G. Mitra (eds.) *Basic methods of structural geology*. Prentice Hall, New Jersey, pp.: 362-384
- Noce C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Ph. D. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p.
- Noce, C.M., Machado, N., Teixeira, W., 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev. Bras. de Geoc.* **28**: 95-102
- Noce, C.M., Dantas, E.L., Lobato, L.M., Zucchetti, M., Baltazar, O.F., 2002. Múltiplos eventos de vulcanismo no greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero (MG): novos dados U-Pb, implicações geotectônicas e metalogenéticas. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., João Pessoa, 41, *Anais*, p. 522
- Oliveira G.A.I., Clemente P.L.C., Vial D.S. 1983. Excursão à Mina de Ouro de Morro Velho. *In*: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, 2, *Anais*, p. 497-505
- Oliveira O.A B., Teixeira W. 1990. Evidências de uma tectônica tangencial proterozóica no Quadrilátero Ferrífero, MG. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., Natal, 36, *Boletim de Resumos*, p. 2589-2603.
- Olivo G.R. 1994. Palladium-bearing gold deposits of the Caue and Conceição mines, hosted by lake superior-type iron-formations of the Itabira District, São Francisco Craton, Brazil: structure, mineralogy, geochronology and metallogeny. Ph. D. Thesis, Université du Québec à Montréal, Montreal, 209 p.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 1998. *Microtectonics*. Springer, Berlim, 289pp.

- Phillips G.N., Groves D.I., Martyn J.E. 1984. An epigenetic origin for Aechean banded iron-formation-hosted gold deposits. *Economic Geology*, **79**: 162-171
- Ragan O.M. 1985. Structural geology, an introduction to geometrical techniques, 3º edição. John Wiley & Sons. New York. 393p.
- Ramsay J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, 568pp.
- Ramsay J.G.; Huber M.I. 1987. The techniques of modern structural geology: Folds and fractures. Academic press. London, 700p
- Renger F.E., Noce C.M., Romano A.W., Machado N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **2**: 1-11
- Reis L.A., Martins-Neto M.A., Gomes N.S., Endo I., Jordt-Evangelista H. 2002. A bacia de antepaís Paleoproterozóica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.* **32**: 27-42
- Rose A.W., Burt D.M. 1979. Hydrothermal alteration. In: H.L. Barnes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, John Wiley & Sons, 173-235
- Routhier P. 1980. *Where are the metals for the future?: the metal provinces an essay on global metallogeny*. Orleans: Bur. de Rech. Geol. Et Minières, France, 399pp.
- Rowland S.M. 1986. *Structural analysis and synthesis. A laboratory course in structural geology*. Scientific Publications, Inc., Palo Alto, Califórnia, 208pp.
- Schrank A., Souza Filho C.R. 1998. The Tectonic Evolution of the Quadrilátero Ferrífero Region From the Archean to the Neoproterozoic: Revision, Problems and Prospects. In: International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, p. 122-125
- Schrank A., Machado N., Stern R. 2002. Eventos no Arqueano com base em idades U-Pb - SHRIMP de zircões detríticos em metassedimentos da Mina de Morro Velho - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais. In: SBG, Cong. Bras. Geol., João Pessoa, 41, *Anais*, p. 219
- Sengör A.M.C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth-Science Reviews*, 27 (**1-2**): 1-34
- Sengör A.M.C. 1991. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: Synopsis of a Tethyan perspective. *Tectonophysics*, 187 (**1-3**): 315-330
- Silva A.M., Mccafferty A.E., Pires A.C.P. 2003. An integrated exploration approach to map BIF-hosted gold deposits in the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **33** (2-Suplemento): 29-36
- Teixeira W., Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.*, **53**: 1-22

- Thorpe R.I., Cumming G.L., Krstic D. 1984. Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **14**: 147-152
- Toledo C.L.B. 1997. *Controle estrutural de mineralização aurífera na Mina de Cuiabá, setor noroeste do Greenstone Belt Rios das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 166 p.
- Vial D.S. 1988. Mina de Ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (eds.) *Principais depósitos minerais do Brasil – Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio*. DNPM/CVRD, 3, Brasília, pp.: 413-419
- Vieira F.W.R. 1987. Novo contexto geológico para a mina de ouro de Raposos. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, 4, *Anais*, p. 343-357
- Vieira F.W.R. 1988. Processos epigenéticos de formação dos depósitos auríferos e zonas de alteração hidrotermal do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 35, *Anais*, p. 76-87
- Vieira F.W.R., Oliveira G.A.I. 1988. Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (eds.) *Principais depósitos minerais do Brasil – Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio*. DNPM/CVRD, 3, Brasília, pp.: 377-392
- Vieira F.W.R. 2000a. Geologia da Mina de Ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero. *Relatório interno*, 6p.
- Vieira F.W.R. 2000b. Geologia estrutural relativa às mineralizações auríferas do Grupo Nova Lima. *Relatório interno, AngloGoldAshanti*, 6p.
- Vieira F.W.R. 2001a. Descrição petrográfica resumida das rochas do Grupo Nova Lima. *Relatório interno, AngloGoldAshanti*, 5p.
- Vieira F.W.R. 2001b. Geologia das Minas. *Relatório interno, AngloGoldAshanti*, 5p.
- Yardley B.W.D. 1991. *An introduction to metamorphic petrology*. BurntMill: Longman Sci. and Techc., New York, 248pp.
- Winge M. 1996. Petrologia metamórfica - Notas de aula. Publicado na Internet em: <http://www.unb.br/ig/cursos/met1/index.htm>.
- Zucchetti M., Baltazar O.F. 2006. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhasgreenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*. Artigo aceito para publicação.

ANEXO I

Banco de dados geológicos utilizado no tratamento de informações por meio do sistema de informações georreferenciadas (SIG) no *software* ArcMap, família ArcGIS:

X	Y	Ponto	Província Metalogenética	Mina	Supergrupo	Grupo	Litotipo
619632	7784043	1	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
619619	7784039	2	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	
619634	7784080	3	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
619645	7784091	3	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
619672	7784112	4	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
619669	7784122	5	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto/intercalação
619711	7784152	6	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
619750	7784194	7	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
619754	7784207	8	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
619807	7784284	9	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	variedade
619860	7784298	10	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
619620	7784048	11	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
619734	7784176	12	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
619845	7784319	13	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
619919	7784412	14	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB/filito carbonoso
619839	7784365	15	QF	Faria	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
622166	7783474	16	QF	Esperancalll	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB/filito carbonoso
621971	7783754	17	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
621961	7783862	18	QF	Sto Antonio Leste	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
622017	7783800	19	QF	Sto Antonio Leste	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622013	7783868	20	QF	Sto Antonio Leste	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
621911	7783772	21	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB/contato
621839	7783771	22	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
621994	7784030	23	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622035	7783894	24	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622048	7783909	25	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622066	7783923	26	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622100	7783943	27	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622157	7783950	28	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622180	7783955	29	QF	Vum Vum	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622291	7783974	30	QF	Vum Vum	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622344	7783995	31	QF	Vum Vum	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622405	7784146	32	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622135	7783822	33	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
622229	7783774	34	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622390	7783775	35	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	Clorita xisto
622464	7783753	36	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
622659	7783754	37	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
621941	7783785	39	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	contato/metabasalto
621972	7783711	40	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB

X	Y	Ponto	Província Metalogética	Mina	Supergrupo	Grupo	Litotipo
621902	7783724	41	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB-xisto intercalação
621860	7783726	42	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto intercalados nas FFB's
621837	7783739	43	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
621837	7783864	44	QF		Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
621887	7783994	45	QF		Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
621856	7784030	46	QF		Rio das Velhas	Nova Lima	filito carbonoso
621837	7784041	47	QF		Rio das Velhas	Nova Lima	filito carbonoso
621898	7784068	48	QF		Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622165	7784157	49	QF		Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622335	7784076	50	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622458	7784053	51	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622681	7784052	52	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
621964	7784056	53	QF		Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
622338	7783699	55	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	filito carbonoso/xisto
622331	7783679	56	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622342	7783072	57	QF	EsperancaIII	Rio das Velhas	Nova Lima	filito carbonoso
622670	7783661	58	QF	EsperancaI	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622395	7783200	59	QF	EsperancaIII	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622248	7783280	61	QF	EsperancaIII	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
622278	7783543	63	QF	EsperancaII	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB intercalado xisto
622107	7783619	64	QF	Mina Rica	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
621870	7783781	65	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	Xisto contato FFB
622227	7783782	66	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	contato xisto FFB
622454	7783743	67	QF	Morro da Gloria	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB
621898	7783771	68	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto FFB
622178	7783296	69	QF	EsperancaIII	Rio das Velhas	Nova Lima	Filito carbonoso
622170	7783391	70	QF	EsperancaIII	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB/filito carbonoso intercala
622171	7783446	71	QF	EsperancaIII	Rio das Velhas	Nova Lima	Filito carbonoso/contato FFB
622125	7783231	72	QF	EsperancaIII	Rio das Velhas	Nova Lima	Filito carbonoso
622150	7783167	73	QF	EsperancaIII	Rio das Velhas	Nova Lima	xisto
622115	7783930	74	QF	Sto Antonio	Rio das Velhas	Nova Lima	FFB

X	Y	Ponto	Direção S1	Mergulho	Direção S1	Mergulho	Direção S2	Mergulho
619632	7784043	1	134	63				
619619	7784039	2						
619634	7784080	3						
619645	7784091	3					115	68
619672	7784112	4	134	52			85	60
619669	7784122	5	123	54			83	50
619711	7784152	6						
619750	7784194	7						
619754	7784207	8						
619807	7784284	9	121	62			120	60
619860	7784298	10						
619620	7784048	11	137	68				
619734	7784176	12	118	45				
619845	7784319	13	117	45				
619919	7784412	14	135	70				
619839	7784365	15	128	52				
622166	7783474	16						
621971	7783754	17						
621961	7783862	18	131	37			118	36
622017	7783800	19	179	55				
622013	7783868	20					114	46
621911	7783772	21	116	55			128	52
621839	7783771	22					140	55
621994	7784030	23						
622035	7783894	24					145	46
622048	7783909	25					94	42
622066	7783923	26	18	83			162	61
622100	7783943	27						
622157	7783950	28						
622180	7783955	29	112	47			162	69
622291	7783974	30						
622344	7783995	31					111	41
622405	7784146	32					167	40
622135	7783822	33					122	42
622229	7783774	34						
622390	7783775	35					141	71
622464	7783753	36	124	79			128	84
622659	7783754	37	148	50	48	63	191	67
621941	7783785	39						
621972	7783711	40						

X	Y	Ponto	Direção S1	Mergulho	Direção S1	Mergulho	Direção S2	Mergulho
621902	7783724	41					132	49
621860	7783726	42						
621837	7783739	43					131	32
621837	7783864	44						
621887	7783994	45					162	44
621856	7784030	46					155	49
621837	7784041	47						
621898	7784068	48						
622165	7784157	49					142	41
622335	7784076	50						
622458	7784053	51	210	41	76	49	133	41
622681	7784052	52	30	70	190	74	112	46
621964	7784056	53						
622338	7783699	55	163	64			158	74
622331	7783679	56	30	55			20	55
622342	7783072	57					175	60
622670	7783661	58						
622395	7783200	59	118	45	134	35		
622248	7783280	61					141	30
622278	7783543	63	115	30			138	51
622107	7783619	64						
621870	7783781	65	176	61			157	52
622227	7783782	66						
622454	7783743	67						
621898	7783771	68						
622178	7783296	69					151	35
622170	7783391	70						
622171	7783446	71	154	45			142	45
622125	7783231	72					143	54
622150	7783167	73	150	41			135	35
622115	7783930	74	110	54	20	71	111	54

X	Y	Ponto	Direção S3	Mergulho	Linterseção S1/S2	Mergulho	Direção Eixo F1	Mergulho
619632	7784043	1						
619619	7784039	2						
619634	7784080	3						
619645	7784091	3						
619672	7784112	4						
619669	7784122	5						
619711	7784152	6						
619750	7784194	7						
619754	7784207	8						
619807	7784284	9						
619860	7784298	10						
619620	7784048	11						
619734	7784176	12						
619845	7784319	13						
619919	7784412	14						
619839	7784365	15						
622166	7783474	16						
621971	7783754	17						
621961	7783862	18	69	52				
622017	7783800	19						
622013	7783868	20						
621911	7783772	21	99	60				
621839	7783771	22						
621994	7784030	23						
622035	7783894	24						
622048	7783909	25						
622066	7783923	26						
622100	7783943	27						
622157	7783950	28						
622180	7783955	29						
622291	7783974	30						
622344	7783995	31						
622405	7784146	32						
622135	7783822	33						
622229	7783774	34						
622390	7783775	35						
622464	7783753	36						
622659	7783754	37						
621941	7783785	39						
621972	7783711	40						

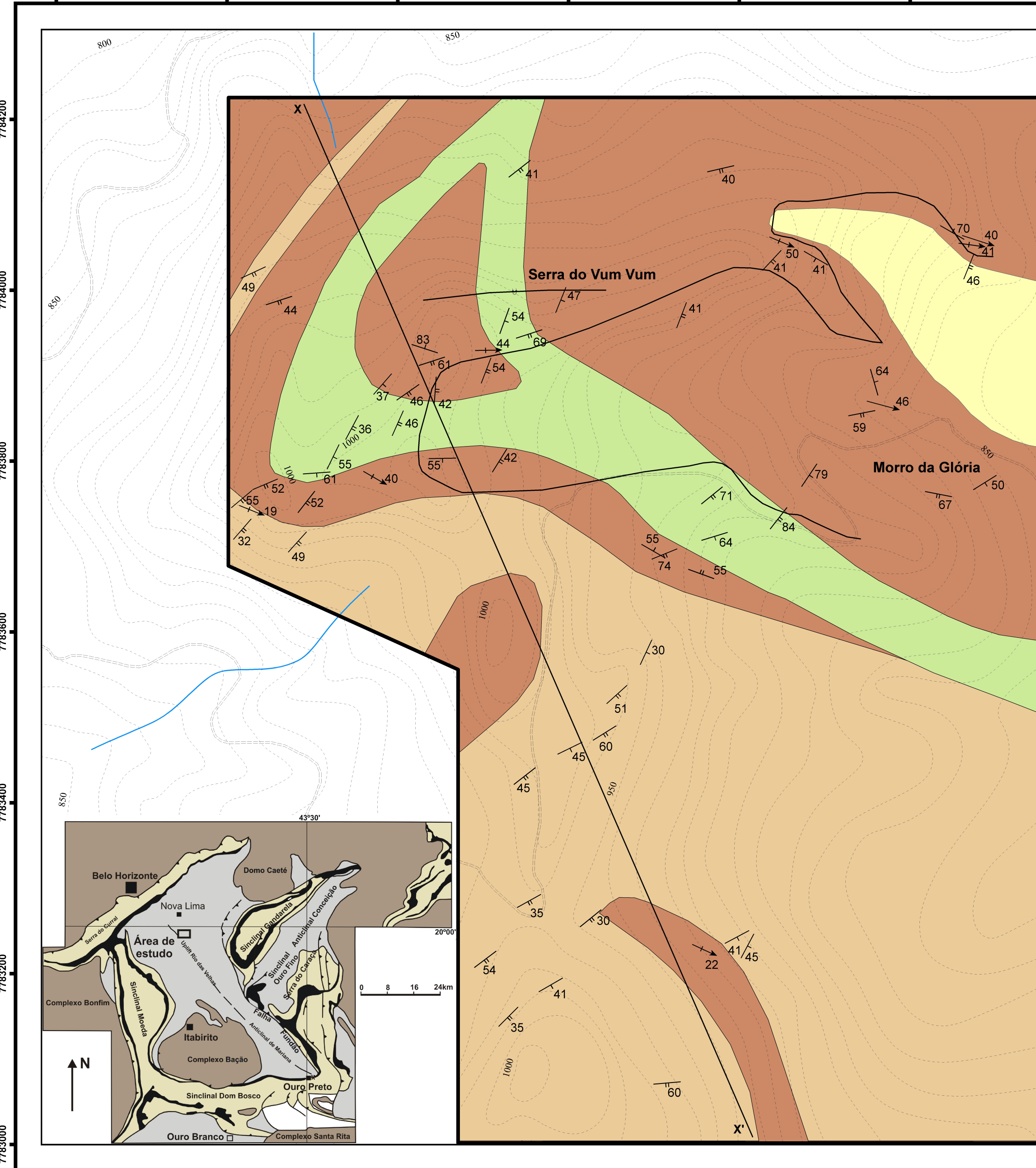
X	Y	Ponto	Direção S3	Mergulho	Linterseção S1S2	Mergulho	Direção Eixo F1	Mergulho
621902	7783724	41			105	40		
621860	7783726	42						
621837	7783739	43	198	66				
621837	7783864	44						
621887	7783994	45						
621856	7784030	46			182	43		
621837	7784041	47						
621898	7784068	48						
622165	7784157	49						
622335	7784076	50						
622458	7784053	51						
622681	7784052	52					108	40
621964	7784056	53						
622570	7783859	54					105	46
622338	7783699	55						
622331	7783679	56						
622342	7783072	57						
622670	7783661	58						
622395	7783200	59		86				
622248	7783280	61			107	36		
622278	7783543	63						
622107	7783619	64						
621870	7783781	65						
622227	7783782	66						
622454	7783743	67						
621898	7783771	68						
622178	7783296	69			98	35		
622170	7783391	70						
622171	7783446	71						
622125	7783231	72						
622150	7783167	73						
622115	7783930	74						

X	Y	Ponto	Direção Eixo F2	Mergulho	Lcrenulação	Mergulho
619632	7784043	1				
619619	7784039	2				
619634	7784080	3				
619645	7784091	3				
619672	7784112	4				
619669	7784122	5				
619711	7784152	6			85	38
619750	7784194	7				
619754	7784207	8				
619807	7784284	9	89	31		
619860	7784298	10				
619620	7784048	11				
619734	7784176	12				
619845	7784319	13				
619919	7784412	14				
619839	7784365	15				
622166	7783474	16				
621971	7783754	17				
621961	7783862	18				
622017	7783800	19				
622013	7783868	20				
621911	7783772	21				
621839	7783771	22				
621994	7784030	23				
622035	7783894	24				
622048	7783909	25				
622066	7783923	26				
622100	7783943	27				
622157	7783950	28				
622180	7783955	29				
622291	7783974	30				
622344	7783995	31				
622405	7784146	32				
622135	7783822	33				
622229	7783774	34				
622390	7783775	35				
622464	7783753	36				
622659	7783754	37				
621941	7783785	39				
621972	7783711	40				

X	Y	Ponto	Direção Eixo F2	Mergulho	Lcrenulação	Mergulho
621902	7783724	41				
621860	7783726	42				
621837	7783739	43	112	19		
621837	7783864	44				
621887	7783994	45				
621856	7784030	46				
621837	7784041	47				
621898	7784068	48				
622165	7784157	49				
622335	7784076	50				
622458	7784053	51	113	50		
622681	7784052	52	98	41		
621964	7784056	53				
622338	7783699	55				
622331	7783679	56				
622342	7783072	57				
622670	7783661	58				
622395	7783200	59				
622248	7783280	61				
622278	7783543	63				
622107	7783619	64				
621870	7783781	65				
622227	7783782	66				
622454	7783743	67				
621898	7783771	68				
622178	7783296	69				
622170	7783391	70				
622171	7783446	71				
622125	7783231	72				
622150	7783167	73				
622115	7783930	74	89	44		

ANEXO II

**MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA REGIÃO
DO MORRO DA GLÓRIA - QUADRILÁTERO FERRÍFERO**



Legenda - Litotipos diferenciados:

- | | |
|---|---|
|  | Clorita-quartzo-carbonato-sericita xisto |
|  | Clorita xisto/Filito carbonoso/Formação ferrífera bandada |
|  | Quartzo-sericita xisto |
|  | Formação ferrífera bandada |

Elementos estruturais:

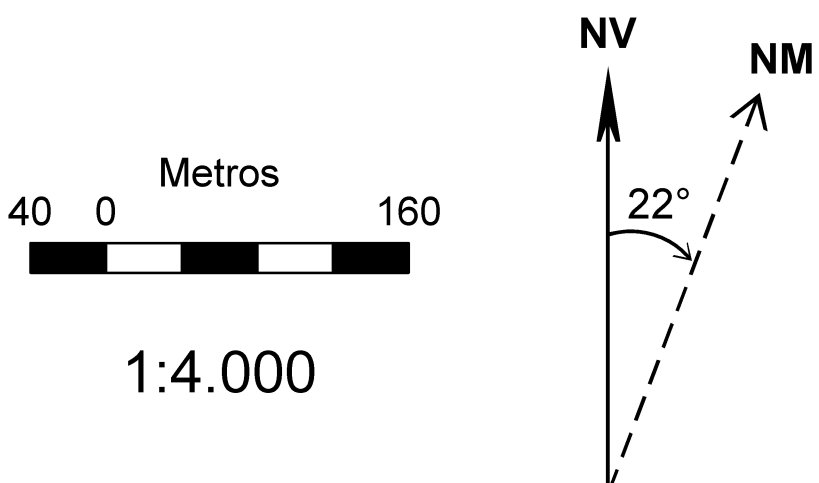
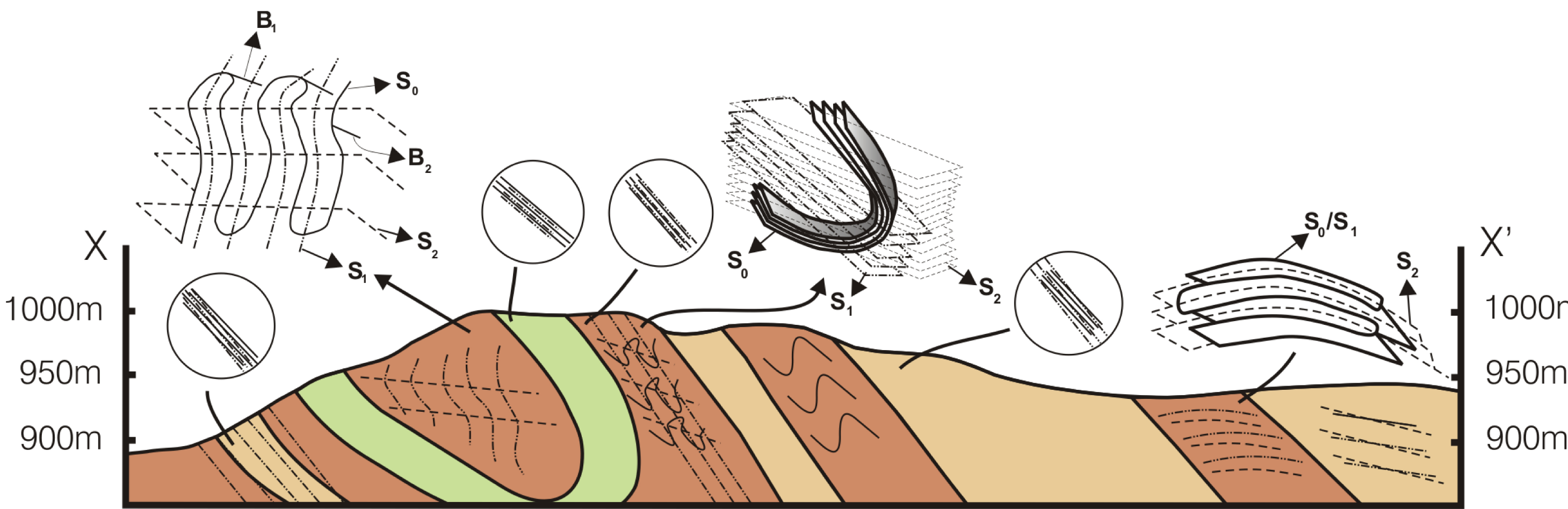
-  Eixo de dobra F1
-  Eixo de dobra F2
-  Foliação S1
-  Foliação S2
-  Lineamentos estruturais
-  Perfil geológico XX'
-  Eixo de sinforme

Símbolos da seção geológica:

- Acamamento primário S0
- - - Foliação S1
- - - Foliação S2

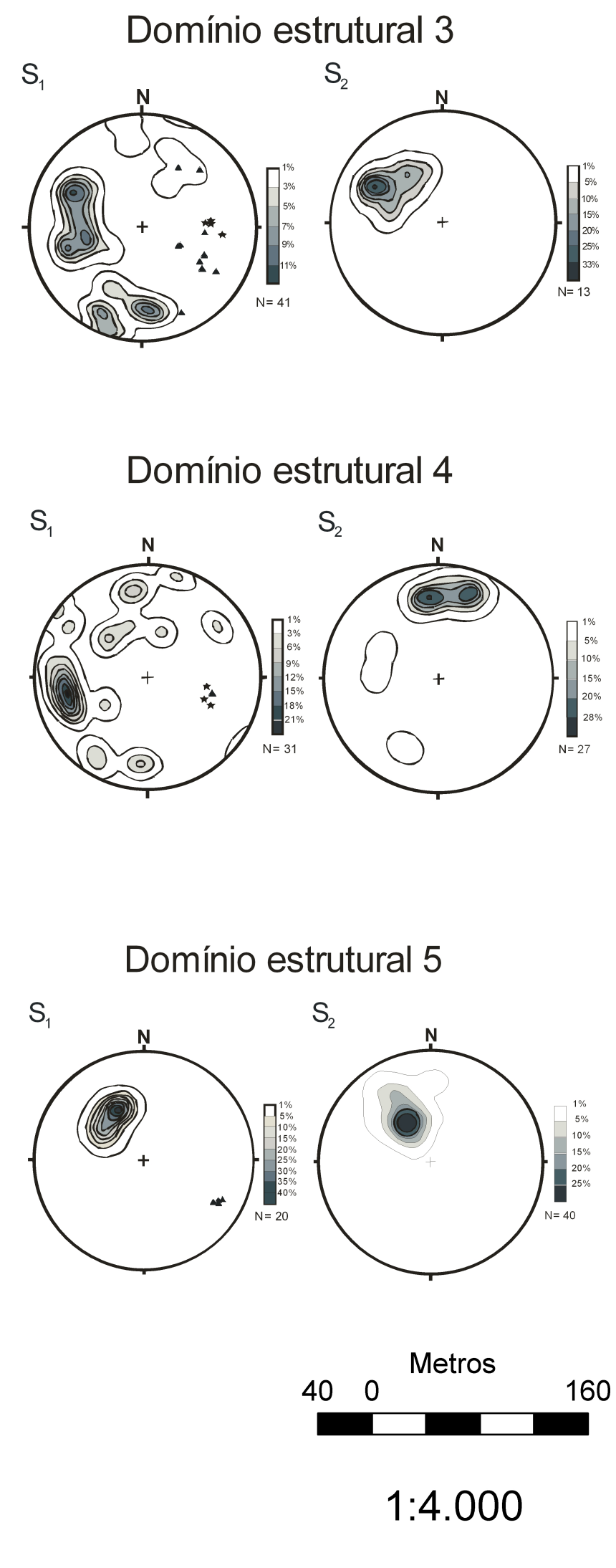
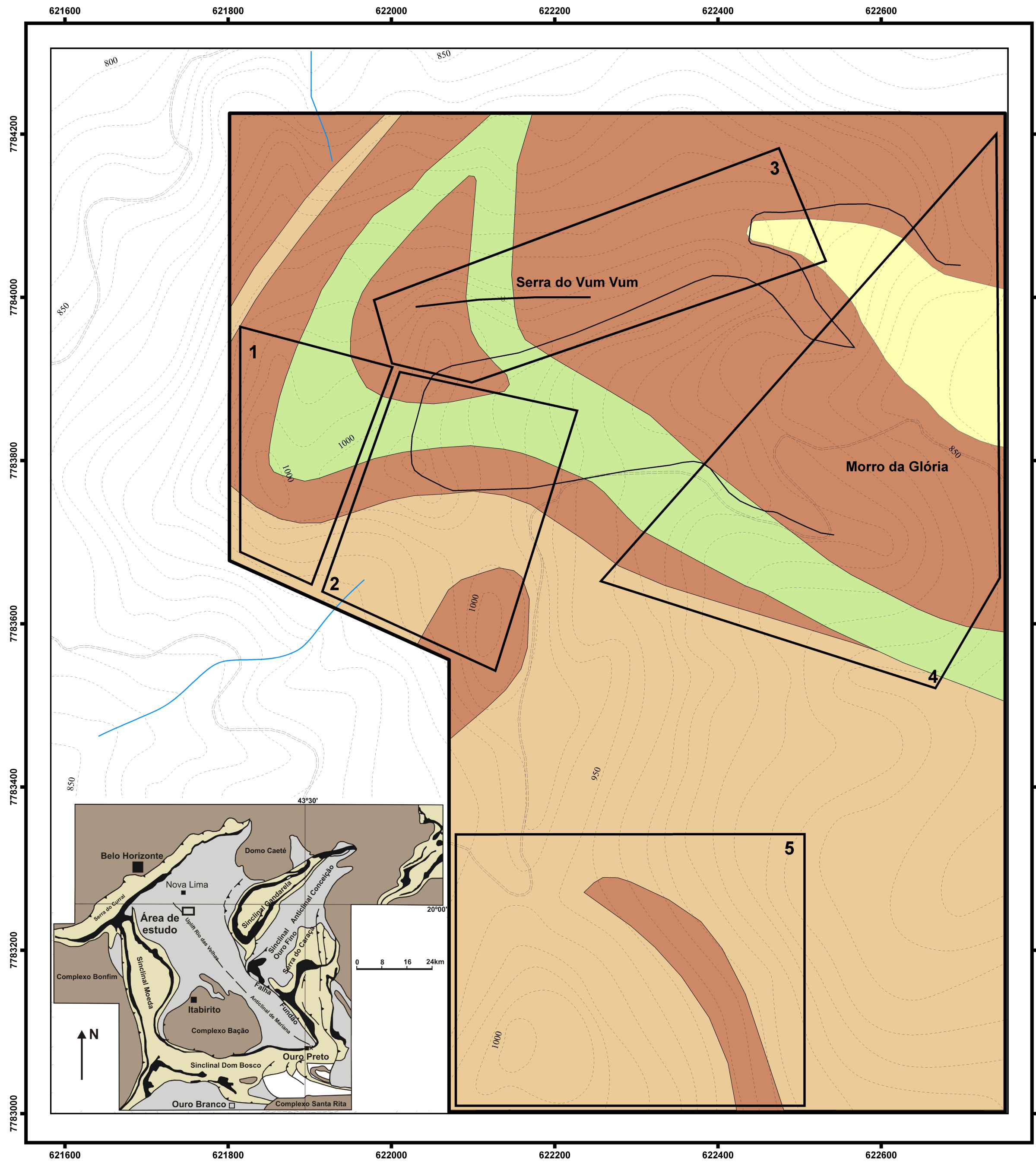
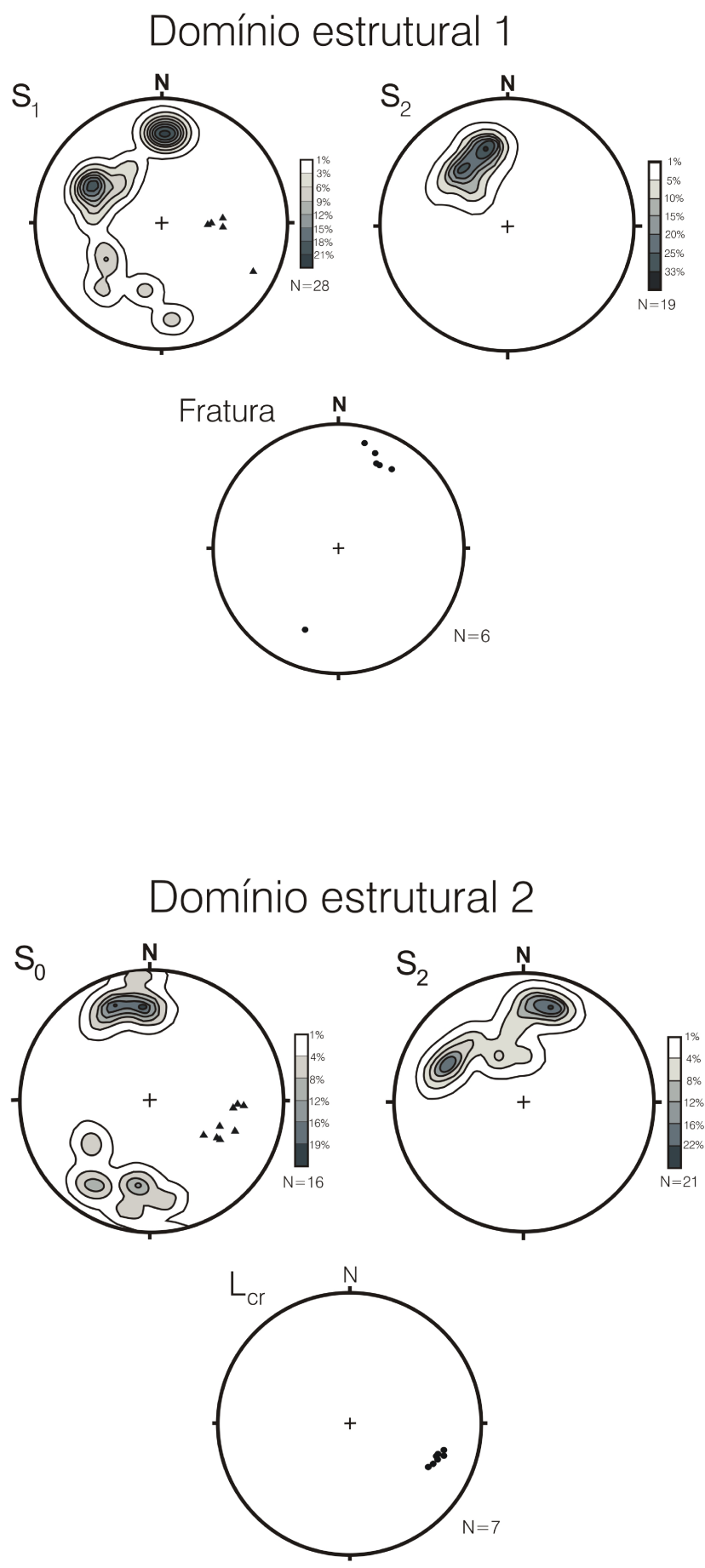
Estradas e drenagens:

- Estrada não pavimentada
- Drenagem intermitente



ANEXO III

MAPA DE DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DA REGIÃO
DO MORRO DA GLÓRIA - QUADRILÁTERO FERRÍFERO



Legenda - Litotipos diferenciados:

- Clorita-quartzo-carbonato-sericita xisto
- Clorita xisto/Filito carbonoso/Formação ferrífera bandada
- Quartzo-sericita xisto
- Formação ferrífera bandada

Domínio estrutural e símbolos dos diagramas estruturais de igual-área (hemisfério inferior):

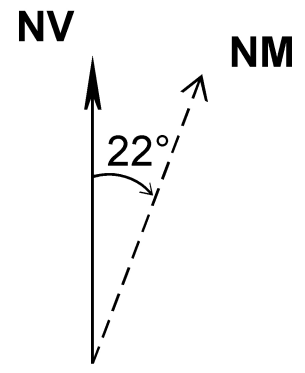
- ★ Pólo do eixo de dobra F1
- ▲ Pólo do eixo de dobra F2
- Pólo de estrutura planar

Demais símbolos adotados:

- Eixo de sinforme
- Domínios estruturais

Estradas e drenagens:

- Estrada não pavimentada
- Drenagem intermitente



	Ricardo Ramos Spreafico	Dissertação/Mestrado
	Instituto de Geociências - Unicamp	2006
	Projeção - UTM	Datum - SAD69 23S