

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A FORMAÇÃO BATATAL NA MINA DE PASSAGEM DE MARIANA
(MG): OBSERVAÇÕES LITOESTRUTURAIS NO NÍVEL 315 DA ÁREA
PIA NOVA - FUNDÃO**

Artur Almgren Saldanha Junior

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Gianna M. Garda

Co-Orientador: Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorscher

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

TF 06/2006

SÃO PAULO

2006

TF
S162
AA.f

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A Formação Batatal na Mina de Passagem de Mariana
(MG): Observações Litoestruturais no Nível 314 da
Área Pia Nova-Fundão**

Artur Almgren Saldanha Junior



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Profa. Dra. Gianna Maria Garda

Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

Prof. Dr. Fábio Ramos Dias de Andrade

São Paulo

2006

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024303

**A FORMAÇÃO BATATAL NA MINA DE PASSAGEM DE MARIANA
(MG): OBSERVAÇÕES LITOESTRUTURAIS NO NÍVEL 315 DA ÁREA
PIA NOVA - FUNDÃO**

Artur Almgren Saldanha Junior
Artur Almgren Saldanha Junior



Gianna Garda
Orientadora: Prof^a. Dr^a. Gianna M. Garda

Co-Orientador: Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorscher

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

TF 06/2006

SÃO PAULO

2006

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a orientação da Profa. Gianna pela possibilidade de se trabalhar numa área clássica da Geologia do Brasil, o Quadrilátero Ferrífero. Sua atenção e dedicação foram fundamentais para a realização deste trabalho.

Agradeço o Co-orientador Prof. Schorscher, pela atenção e orientação, principalmente nas etapas de campo e nas discussões posteriores.

Agradeço o Prof. Issamu Endo (UFOP) pela atenção e sugestões para o trabalho.

Agradeço ao apoio financeiro da agência FAPESP no projeto 205/56651-3 – “Estudo comparativo da gênese dos turmalinitos e das rochas e veios de quartzo ricos em turmalina associados às mineralizações de ouro e metais-base no contexto do Quadrilátero Ferrífero (MG) e Faixa Ribeira (SP)”, à seção de laminação, à Luceir (seções polidas). Ao geólogo Paulo, e aos funcionários e professores com que convivi nesses 6 anos.

Ao pessoal da república Nau sem Rumo (UFOP) pela hospitalidade e amizade, na louca vida de Ouro Preto-MG.

À turma 2001, em especial aos amigos de bar Gorfão (Saulo), Tampax (Gustavo), Chachá (Julio), à amiga Putusp (Naira), e toda a turma do banco da Geo (Vivi, Gobatto etc).

À Andrezza, que sempre esteve ao meu lado, ajudando, dando forças, incentivando e não me deixando acomodar, não só neste TF mas em todos os momentos nesses últimos dois anos.

Finalmente, gostaria de agradecer aos meus pais e família: Ivete, Artur, Gabriela e Tatiana, que me possibilitaram chegar até aqui, pelo amor e dedicação que me foi dado nestes 25 anos da minha vida.

**A Formação Batatal na Mina de Passagem de Mariana (MG):
Observações litoestruturais no nível 315 da área Pia Nova-Fundão**

Aluno: Artur Almgren Saldanha

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Gianna M. Garda

Co-Orientador: Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorscher

RESUMO

O Grupo Caraça do Supergrupo Minas (Paleoproterozóico do Quadrilátero Ferrífero, MG) é formado pelas formações Batatal e Moeda. Apesar de sua ampla distribuição, a Formação Batatal raramente aflora. Além disso, em superfície, pode facilmente alterar-se para um saprolito limonitizado.

A mina de Passagem é conhecida desde meados do século XVIII pelas ocorrências de ouro, tanto em veios/filões de quartzo/carbonato como em turmalinito. No nível 315 da área Pia Nova-Fundão, descrevem-se, da base para o topo, muscovita quartzito, dolomito bandado, turmalinito, biotita-muscovita-quartzo xisto (ora grafitoso, ora sericítico) e biotita-quartzo xisto. Esta seqüência apresenta-se falhada entre as rochas da Formação Moeda (base) e a Formação Cauê (topo) e foi considerada por alguns autores pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas (Arqueano). Ao se comparar essa seqüência com a aflorante ao longo da "Estrada de Ferro Central do Brasil", trecho Ouro Preto-Mariana, constata-se que pode tratar-se da Formação Batatal no nível 315 da Mina, que difere da seqüência aflorante pela presença de turmalinitos e veios/filões de quartzo/carbonato.

No nível 315, observam-se duas fases de deformação: D₁, caracterizada pela foliação penetrativa S₁ e por dobras apertadas com vergência para NW; D₂, caracterizada pela superfície S₂ de crenulação.

Pelo menos quatro tipos de veios/filões ocorrem: dobrados de quartzo (pré a sin-S₁); boudinados com turmalina, arsenopirita e carbonato (pré-S₂); veios de carbonato grosso (pós-S₂) e de quartzo não boudinados (pós-S₂).

Ambas as fases de deformação estão associadas à tectônica de empurrão que gerou a foliação principal na região do Anticlinal de Mariana.

ABSTRACT

The Caraça Group of the Paleoproterozoic Minas Supergroup (Quadrilátero Ferrífero, MG) is composed of the Batatal and Moeda Formations. Despite its large distribution, the Batatal Formation rarely crops out. Moreover, it is easily altered to a limonitized saprolite at the surface.

The Passagem Mine has been known since the 18th century for its gold occurrences both in quartz/dolomite veins/lodes and in tourmalinites. At the 80m-deep, level 315 of the Pia Nova-Fundão area, the following rocks are described from base to top: quartzite muscovite, banded dolomite, tourmalinite, (graphitic or sericitic) biotite-muscovite-quartz schist and biotite-quartz schist. This sequence is limited by a fault zone between the Moeda Formation (base) and the Cauê Formation (top) and was considered by some authors as part of the Archean Rio das Velhas Supergroup. Comparing this sequence to that cropping out along the Central do Brasil Railway, Ouro Preto-Mariana segment, one can attest that it is the Baçatal Formation at level 315. It differs from the outcropping sequence in having tourmalinites and quartz/carbonate veins/lodes.

At level 315, two phases of deformation are observed: D₁, characterized by the penetrative foliation S₁ and by isoclinal folds with vergence to NW; D₂, characterized by the S₂ crenulation foliation.

At least four sets of veins/lodes occur: (pre- to syn-S₁) folded quartz veins, (pre-S₂) boudin-shaped tourmaline-arsenopyrite-carbonate veins, recrystallized (post-S₂) carbonate veins, and non-deformed (post-S₂) quartz veins.

Both deformation phases are related to the thrust fault tectonics that generated the Mariana Anticlinal main foliation.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
3. MATERIAIS E MÉTODOS	2
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
4.1 <i>Geologia Regional</i>	3
4.2 <i>Geologia Estrutural e Evolução Geotectônica</i>	6
4.3 <i>Geologia Local – O Anticlinal de Mariana</i>	7
4.4 <i>Resumo dos trabalhos publicados sobre a Mina de Passagem</i>	9
5. TRABALHOS DE CAMPO.....	13
5.1 <i>Mina de Passagem</i>	13
5.2 <i>Perfil da Estrada de Ferro Central do Brasil – trecho Ouro Preto - Mariana</i>	17
6. LITOESTRATIGRAFIA.....	20
7. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	26
7.1 <i>Elementos planares</i>	26
7.2 <i>Elementos lineares</i>	28
7.3 <i>Dobras</i>	29
7.4 <i>Veios</i>	32
8. DISCUSSÕES	33
9. CONCLUSÕES	38
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	39

ANEXO A – FOTOGRAFIAS DE CAMPO DA MINA DE PASSAGEM

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Localização do município de Mariana e Ouro Preto com as principais vias de acesso (modificado de Oliveira 1998).....	1
Figura 2 - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (segundo Marshak & Alkmin 1989).	4
Figura 3 – Coluna lito-estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, Dorr (1969), com modificações citadas no texto....	6
Figura 4 - Mapa geológico da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero (Barbosa <i>in</i> Dorr 1969), com a localização das Minas (a) do Chico Rei (Ouro Preto), (b) Passagem (Passagem de Mariana) e (c) de Topázio Imperial (Antônio Pereira).....	8
Figura 5 - Mapa de localização das seções descritas Porção pontilhada corresponde aos níveis lavrados.	13
Figura 6 – Seção A.....	14
Figura 7 – Seção B.....	15
Figura 8 – Seção C.....	16
Figura 9 - Cruzamento da Estrada de Ferro com a Rodovia Ouro Preto.....	17
Figura 10– Localização dos pontos ao longo da Estrada de Ferro Central do Brasil, trecho Ouro Preto-Mariana.	18
Figura 11– Detalhe para o dolomito bege-amarelado bandado.....	18
Figura 12– Ocorrência de itabiritos em contato gradacional com dolomitos.....	19
Figura 13– Quartzo-muscovita xisto alterado, com veios de quartzo.	19
Figura 14 - Porfiroblasto de estaurolita com trilhas de inclusão de quartzo no muscovita quartzito.....	21
Figura 15 – (a) Detalhe do sericita quartzo xisto. Aparente sujeira na seção é a grafita. Em (b), sericita quartzo xisto em polarizadores cruzados, mostrando a textura granolepidoblástica.	22
Figura 16 – Detalhe para a gradação que ocorre em níveis entre o turmalinito e o xisto sericítico.....	24
Figura 17 – O nível esverdeado é constituído de turmalina, que ocorre em níveis contínuos segundo o bandamento do dolomito.....	25
Figura 18 – Bordas zonadas em turmalinas grossas.....	25
Figura 19 – Diagrama de freqüência de pólos da foliação S ₁ . Total 36 pontos. Contorno em 1,0-4,0-6,0-8,0.	27
Figura 20 - Projeção estereográfica das lineações de crenulação observadas em xistos sericíticos. Total 8 pontos.....	28
Figura 21 – (a) Processo de crenulação marcado em xistos sericíticos. Em (b), detalhe lineação de crenulação.	29
Figura 22 – Foliação S ₁ e S ₂ , C e S, respectivamente, a foliação encontrada em turmalinitos bandados.....	29
Figura 23 - Dobra isoclinal em dolomitos.....	30
Figura 24 – Dobra de arrasto, com flanco rompido em veio de quartzo em xistos sericíticos.	30
Figura 25 – Dobra fechada de quartzo-carbonato em xisto sericítico.....	31
Figura 26 – Dolomito turmalinítico dobrado.....	31

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Cronograma geral proposto.....	3
Tabela 2 – Quadro comparativo do empilhamento litoestratigráfico proposto por Fleischer & Routhier (1973), Vial (1988) e Duarte (1991).....	12
Tabela 3 - Comparação macroscópica entre dolomitos de superfície e subsuperfície.....	33
Tabela 4 - Comparação macroscópica entre xistos de superfície e subsuperfície	35
Tabela 5 - Comparação macroscópica entre quartzitos de superfície e subsuperfície	35
Tabela 6 – Relação de contemporaneidade dos veios, turmalinitos e dobradas.....	37

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho trata da geologia, em particular, da Formação Batatal, Supergrupo Minas, na Mina de Passagem de Mariana (MG), importante pólo mineiro brasileiro do Ciclo do Ouro nos séculos XIX e XX.

A área de estudo insere-se no Quadrilátero Ferrífero, localizado na porção sudeste do Cráton São Francisco (Almeida 1977), ambos constituindo áreas clássicas da Geologia Pré-Cambriana do mundo. A Mina de Passagem localiza-se no extremo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, entre as cidades de Ouro Preto e Mariana. As operações na mina intensificaram-se por volta de 1864 e sua desativação somente se deu na década de 1980. Atualmente uma parte da mina, que corresponde a 7% de sua área total, é aberta ao turismo.

A Mina de Passagem é a mais antiga mina de ouro mecanizada de Minas Gerais (Eschwege 1833), com sua produção estimada em 60 toneladas de ouro (Vial 1988). Desde sua descoberta, diversos autores tentaram estabelecer modelos litoestratigráficos, estruturais e genéticos para a mina, com o objetivo de esclarecer a gênese do ouro (e.g. Lobato *et al.* 1998a, 1998b).

O acesso, a partir de Belo Horizonte, faz-se pela Rodovia BR-040 até o trevo com a BR-356 (Rodovia dos Inconfidentes), seguindo-se no sentido Ouro Preto (Figura 1).

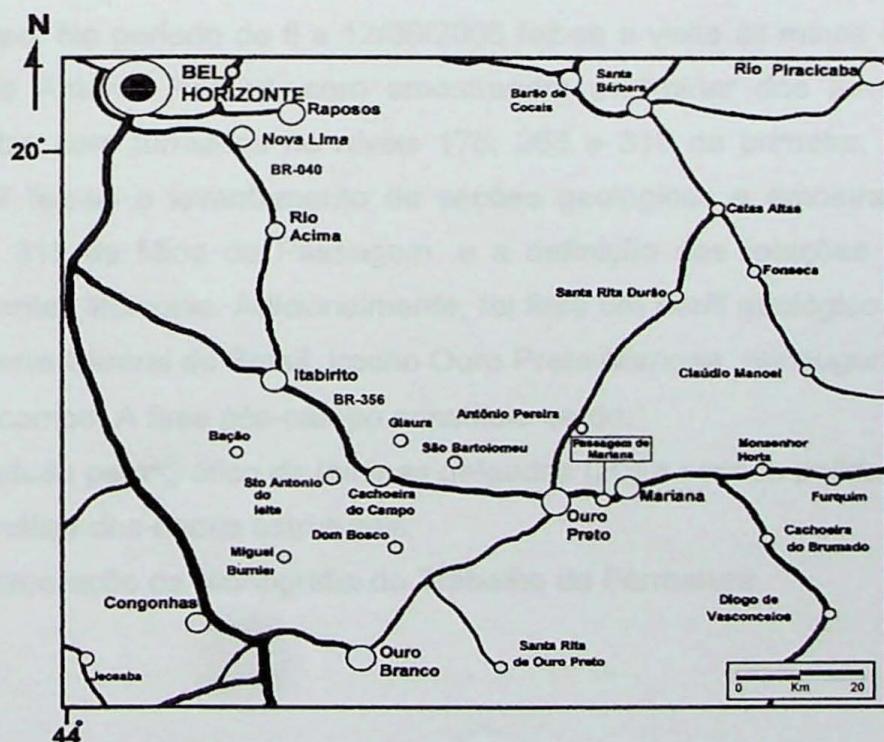


Figura 1 – Localização do município de Mariana e Ouro Preto com as principais vias de acesso (modificado de Oliveira 1998).

2. OBJETIVOS

Apesar de conhecida desde o início do século XIX e de ter sido objeto de inúmeros trabalhos, dentre eles: Eschwege (1833), Ferrand (1894), Derby (1911), Harder & Chamberlin (1915), Dorr (1969), Fleischer (1971), Fleischer & Routhier (1973), Vial (1988), Duarte (1991) e Oliveira (1998), ainda persistem controvérsias sobre a geologia da Mina de Passagem, ora enquadrada no Supergrupo Minas (Paleoproterozóico), ora no Supergrupo Rio das Velhas (Arqueano).

Com base na literatura e em levantamentos de seções geológicas do Nível 315 da PIA Nova-Fundão ou PIA 4 (Plano Inclinado de Acesso nº 4), objetiva-se a discussão de aspectos litoestruturais da mineralização de ouro da Mina de Passagem, que tipicamente encontra-se associado a turmalinitos e a veios de quartzo-carbonato.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O método de trabalho constituiu de três etapas:

- Pré-campo: Revisão bibliográfica sobre a Mina de Passagem e o Quadrilátero Ferrífero;
- Campo: No período de 8 a 12/05/2006 fez-se a visita às minas de Passagem, Chico Rei e Antônio Pereira, com amostragem preliminar dos turmalinitos e veios de quartzo com turmalina no níveis 175, 265 e 315 da primeira. No período de 01 a 13/07 fez-se o levantamento de seções geológicas e amostragem das rochas do nível 315 da Mina de Passagem, e a definição das relações de contato entre as diferentes litologias. Adicionalmente, foi feito um perfil geológico ao longo da Estrada de Ferro Central do Brasil, trecho Ouro Preto-Mariana, reinaugurado em 2006;
- Pós-campo: A fase pós-campo constituiu-se de:
 - Estudo petrográfico de lâminas delgadas (20) e seções polidas (8);
 - Análise dos dados estruturais;
 - Elaboração da Monografia do Trabalho de Formatura.

Desenvolvimento do trabalho

O cronograma proposto no projeto inicial manteve-se praticamente inalterado, conforme mostra a tabela 1.

Tabela 1 - Cronograma geral proposto

Descrição / Meses 2006	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
Revisão Bibliográfica										
Trabalhos de Campo										
Preparação de Amostras										
Confecção de Mapas e Seções										
Dados estruturais										
Petrografia										
Monografia Final										
Apresentação da Monografia										

Em função das observações do Relator constantes do Relatório de Progresso, da evolução dos trabalhos de campo e discussões com a Orientadora e o Co-orientador, optou-se por rever os objetivos do Projeto de Trabalho de Formatura e modificar o título, adaptando-o às novas diretrizes.

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Geologia Regional

O Quadrilátero Ferrífero se estende por uma área aproximada de 7.000 km², na porção centro-sudeste do Estado de Minas Gerais (Figura 2) e representa uma região geologicamente importante do PréCambriano brasileiro, devido a suas riquezas minerais, principalmente ouro, ferro e manganês. Situa-se na porção sudeste do Cráton São Francisco, na zona de transição deste para o Cinturão Móvel Atlântico a leste.

Esta região é constituída de rochas arqueanas e proterozóicas, deformadas principalmente nos ciclos Minas/Espinhaço e Brasiliano. Desde os estudos pioneiros de Eschwege (1833), o Quadrilátero Ferrífero tem sido alvo de estudos geológicos do mais variado caráter.

Derby (1906) denominou de Série Minas uma associação de xistos, quartzitos, itabiritos e calcários da Serra do Espinhaço, na região de Gouveia. Separou das seqüências

quartzíticas conglomeráticas e mica-quartzíticas de cobertura, que correlacionou com as associações litológicas do Pico do Itacolomi, (Serra do Caraça) designando de Série Itacolomi.

A primeira subdivisão litoestratigráfica das rochas supracrustais do Quadrilátero Ferrífero foi elaborada por Harder e Chamberlin (1915), separando a Série Minas dos xistos maficos e gnaisses da base e subdividiram a Série Minas em 5 formações: Quartzito Caraça, Xisto Batatal, Formação Ferrífera Itabira, Formação Piracicaba e Quartzito Itacolomi.

Oliveira (1956) propõe para a área do Quadrilátero Ferrífero uma Série Pré-Minas de rochas metassedimentares que estariam sotopostas aos quartzitos da Série Minas e sobrepostas aos gnaisses e granitos do embasamento.

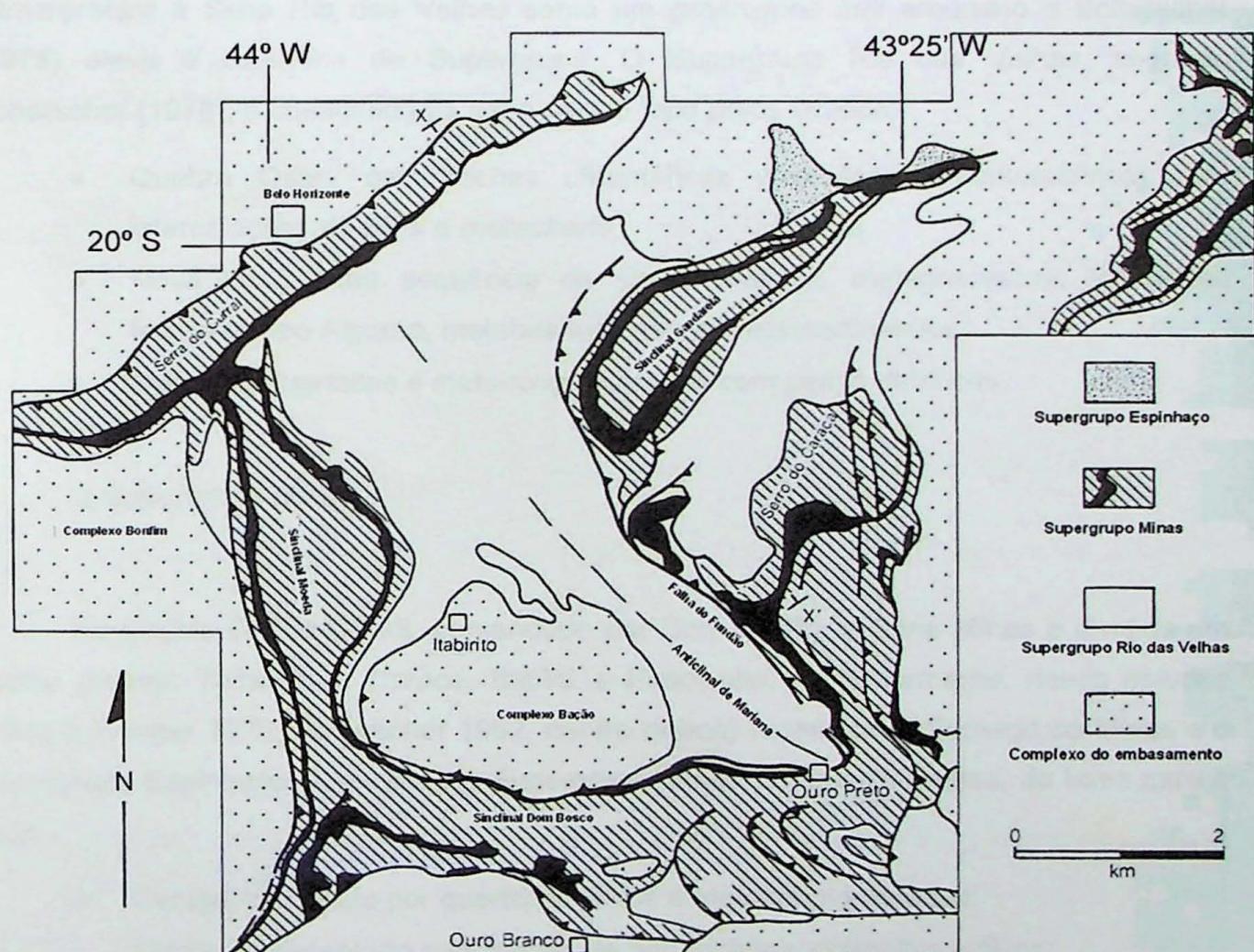


Figura 2 - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (segundo Marshak & Alkmin 1989).

O Supergrupo Rio das Velhas

A Série Barbacena (Barbosa 1954) e/ou Série Pré-Minas (Oliveira 1956) foi redefinida por Dorr *et al.* (1957) em Série Rio das Velhas, subdividindo-a no Grupo Nova Lima, constituído de sucessões de mica xistos, quartzo mica xisto, leitos e zonas de formações ferríferas, metagrauvacas, quartzitos, conglomerados, rochas vulcânicas, xistos e filitos grafitosos, além de outros metassedimentos. Sobrepostos por discordância angular e erosiva, o Grupo Maquiné é constituído por quartzitos, com conglomerado, filitos e zonas xistosas. Dorr (1969) define a Série Rio das Velhas como uma seqüência representativa de um ambiente eugeossinclinal, com a evolução de depósitos tipo *flysch* (Grupo Nova Lima) para depósitos do tipo *molasse* (Grupo Maquiné). Almeida (1976) e Schorscher (1976) reinterpretam a Série Rio das Velhas como um *greenstone belt* arqueano e Schorscher (1978) eleva à categoria de Supergrupo. O Supergrupo Rio das Velhas, segundo Schorscher (1978), é constituído da base para o topo pelos Grupos:

- Quebra Osso, com rochas ultramáficas vulcânicas (metakomatiítos) com intercalações de BIFs e *metacherts*;
- Nova Lima, uma seqüência de xistos máficos, metagrauvacas, formações ferríferas tipo Algoma, metabasitos e raros metassedimentos;
- Maquiné, quartzitos e metaconglomerados com piritas detriticas.

O Supergrupo Minas

No projeto DNPM-USGS, comandado por Dorr (1969), a Série Minas é dividida em quatro grupos: Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba. Posteriormente, novos estudos (Pflug & Renger 1973, Schorscher 1992, dentre outros) redefinem o Supergrupo Minas e o Supergrupo Espinhaço, separando o Supergrupo Minas em quatro grupos, da base para o topo:

- Caraça, composto por quartzitos, filitos e metaconglomerados;
- Itabira, representado principalmente por itabiritos, dolomitos e filitos;
- Piracicaba, composto por quartzitos e filitos;
- Sabará, constituído de clorita-xistos, conglomerados e grauvacas, correspondente ao último evento deposicional sin-orogênico à orogênese do Ciclo Minas Espinhaço.

O Grupo Itacolomi corresponde a metassedimentos clásticos (quartzitos, filitos e conglomerados) colocados em contato discordante com os metassedimentos do Supergrupo

Minas.

Dessa forma, atualmente as rochas do Quadrilátero Ferrífero são agrupadas em quatro unidades geológicas principais: Complexo Granito-Gnáissico – embasamento; Supergrupo Rio das Velhas; Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi. (Figura 3).

Idade	Supergrupo	Grupo	Formação	Litologia
Proterozóico	Minas	Itacolomi	Indiviso	ortoquartzitos, quartzitos (matriz ferruginosa), filitos quartzosos, filitos e conglomerados com seixos de itabiritos
		Sabará	Indiviso	clorita-xistos, grauvacas, metatufos, conglomerados e quartzitos
		Piracicaba	Barreiro	filitos e filitos grafíticos
			Taboões	ortoquartzitos
			Fecho do Funil	filitos, filitos dolomíticos e dolomito silicoso
			Cercadinho	quartzitos ferruginosos, quartzitos, filitos ferruginosos e dolomitos
		Itabira	Gandarela	dolomitos, filitos dolomíticos e calcários
			Cauê	Itabiritos, itabiritos dolomíticos e hematíticos
		Caraça	Batatal	filitos e filitos grafíticos
			Moeda	quartzitos sericíticos, conglomerados e filitos
Arqueano	Rio das Velhas	Maquiné	Indiviso	quartzitos, conglomerados, sericita-quartzo-xistos e filitos
		Nova Lima	Indiviso	filitos cloríticos, filitos grafíticos, metagrauvacas, formações ferríferas, quartzitos, <i>metacherts</i> , dolomitos, rochas maficas e ultramáficas
		Quebra Osso	Indiviso	komatiitos, formações ferríferas e <i>metacherts</i>
		Complexos Metamórficos	Indiviso	Gnaisses bandados, gnaisses migmatíticos, <i>augen-gnaisses</i> e granitos

Figura 3 – Coluna lito-estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, Dorr (1969), com modificações citadas no texto.

4.2 Geologia Estrutural e Evolução Geotectônica

A evolução do Quadrilátero Ferrífero foi estudada por muitos autores, dentre eles Barbosa (1961), Dorr (1969), Marshak & Alkmin (1989), Chemale *et al.* (1992) e Chauvet *et al.* (1994). No entanto, dois eventos orogenéticos foram os mais marcantes: a orogênese Rio das Velhas, no final do Arqueano, e a orogênese do Ciclo Minas-Espinhaço, de idade Paleoproterozóica.

A orogênese Rio das Velhas encerrou o estágio granito-greenstone belt de evolução crustal arqueana na região E-SE do Cráton do São Francisco, por volta de 2,9-2,7 Ga.

Segundo Endo (1997), entre 2,6 e 2,4 Ga o Quadrilátero Ferrífero tornou-se uma plataforma continental de uma bacia de margem passiva, possibilitando a deposição dos sedimentos do Supergrupo Minas. Esta bacia foi originada a partir de um evento

extensional, caracterizado pela distribuição faciológica e ambiente deposicional do Grupo Caraça.

A orogênese final do Ciclo Minas-Espinhaço, paleoproterozóico, foi considerada por vários autores como Dorr (1969), Schorscher (1992) como o principal evento orogênico da evolução crustal regional no proterozóico, que teve início no final da deposição da Formação Sabará, constituindo a foliação principal do Quadrilátero Ferrífero. Segundo Schrank & Machado (1996), a mineralização aurífera do Anticlinal de Mariana está relacionada a uma fase extensional do ciclo Tranzamazônio, com a injeção de corpos pegmatíticos, alteração hidrotermal e colocação de corpos sulfetados auríferos.

Quanto à evolução estrutural existem opiniões divergentes de evolução: o conceito autóctone (Dorr, 1969; entre outros), e o conceito alóctone (Fleischer, 1971; Schorscher, 1992, entre outros).

Entre 0,5 0,6 Ga, todas as rochas do Quadrilátero Ferrífero sofreram um recondicionamento de natureza essencialmente térmica, ocasionando um metamorfismo relacionado ao Evento Brasiliano. Este evento tectono-metamórfico causou a formação de pegmatitos e de soerguimentos tectônicos (Inda *et al.* 1984).

4.3 Geologia Local – O Anticlinal de Mariana

O Anticlinal de Mariana localiza-se no extremo sudeste do Quadrilátero Ferrífero e possui 5 km de espessura, delimitado no flanco Sul pela Serra de Ouro Preto, e no flanco Norte, pela Serra da Boa Vista.

Afloram nesta região o Supergrupo Rio das Velhas, representado pelo Grupo Nova Lima, e o Supergrupo Minas, representado pelos grupos Caraça e Itabira (Figura 4).

Cavalcanti (2004) relaciona os principais depósitos e ocorrências de ouro da Serra de Ouro Preto (Veloso, Palácio Velho, Taquaral e Bom Jesus das Flores) da região de Passagem de Mariana (Morro Redondo, Passagem e Mata Cavalo), da região do Morro de Santana (Santana e Rocinha) e da Serra de Antônio Pereira (Antônio Pereira).

As serras de Ouro Preto e Antônio Pereira delimitam, respectivamente, o Flanco SW e o flanco NE do Anticlinal de Mariana.

43°30' W

43°27'30" W

20°22'30" S



43°30' W

LEGENDA

43°27'30" W

N



1 km

- | | |
|--------------------------|--------------------------------|
| mig - Formação Gandarela | rnl - Grupo Nova Lima indiviso |
| mic - Formação Cauê | mcu - Grupo Caraça indiviso |
| mcb - Formação Batatal | |

Figura 4 - Mapa geológico da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero (Barbosa *in Dorr* 1969), com a localização das Minas (a) do Chico Rei (Ouro Preto), (b) Passagem (Passagem de Mariana) e (c) de Topázio Imperial (Antônio Pereira).

Interpretações estruturais e genéticas para a mineralização de Passagem de Mariana têm sido sucessivamente discutidas há cerca de um século. Segundo Vial (1988) a mineralização está hospedada em veios sulfetados encaixados em dolomitos e xistos, tendo como teto itabiritos, e quartzitos na base.

Como o minério ocorre tanto em turmalinitos estratiformes e veios de quartzo em grande parte associado a arsenopirita, duas hipóteses são mais aceitas para a mineralização: singenética, associada a deposição do ouro em ambiente vulcano-exalativo rico em boro (Fleischer & Routhier 1973) e a epigenética, associada a falha de empurrão (Barbosa *et al.* 1974).

Fleischer e Routhier (1973) posicionam a mineralização aurífera na Formação Batatal do Grupo Caraça (Supergrupo Minas – Figura 3).

Dorr (1969) descreve a Formação Batatal como constituída predominantemente de Filitos, tendo subordinadamente metachert, formação ferrífera e filito grafitoso. Apesar de ampla distribuição, a Formação Batatal raramente aflora. Em geral, sobrepõe-se à Formação Moeda, sendo o contato entre as duas Formações brusco. Em certos locais, interdigita-se com a Formação Moeda, o que dificulta sua separação.

O autor também alerta para o fato de que a Formação Batatal altera-se com facilidade para um saprolito, por vezes limonitizado, o que dificulta sua identificação. Cita ainda, a ocorrência de material carbonático atribuído à essa Formação restritamente na porção SE do Quadrilátero Ferrífero.

Pires (1983) subdivide a Formação Batatal em duas unidades. A unidade interior é composta de muscovita sericita xisto, apresentando localmente brechas, níveis quartzíticos e leitos de turmalinita preta de granulação fina. Localmente intercalam-se lentes delgadas de dolomito.

4.4 Resumo dos trabalhos publicados sobre a Mina de Passagem

Eschwege (1833) define a primeira coluna litoestratigráfica para a Mina de Passagem e descreve a associação ouro-carvoeira (turmalinito). Derby (1911) associa a mineralização a veios pegmatíticos, originados em três fases de fraturamento pneumatolítico, idéia compartilhada também por Guimarães (1965). Barbosa (1968) defende para a mineralização um caráter epigenético, com o veio-camada concordante, gerado durante o arqueamento da Anticlinal de Mariana, após a atuação de um deslocamento por empurrão subconcordante à foliação.

Para Fleischer (1971) e Fleischer & Routhier (1973) os contatos são resultado de discordância com base na variação faciológica dos sedimentos clásticos, sendo os litotipos encaixantes correlatos à Formação Batatal. No modelo singenético, o ouro teria sido depositado junto com material vulcano-exalativo rico em boro, e define os turmalinitos rocha-guia da mineralização. Os autores consideram que a região foi deformada por duas fases principais de dobras, sendo que o turmalinito teria se formado pré a sin-D₁. Essas fases formaram dobras isoclinais recumbentes, que foram as responsáveis pela repetição e inversão das camadas em diversas regiões. Esta fase possui metamorfismo retrógrado, que estabilizou as rochas na fácie xisto-verde. O Anticinal de Mariana estaria relacionado apenas ao efeito dômico gerado posteriormente às fases deformacionais. Barbosa et al. (1974) contestam fortemente este modelo genético reforçando a ocorrência de falhas de empurrão mineralizada em Au nos arredores e a não ocorrência de dobramentos recumbentes naquela região, afirmando que as rochas encaixantes à mineralização não fazem parte da Formação Batatal.

Vial (1988) define sete unidades para o corpo de minério: itabirito dolomítico ou anfibolítico, quartzo branco com turmalina e sulfetos, turmalinito, filito sericítico cinza-prateado e/ou grafitoso cinza escuro, rocha carbonática bandada, quartzito sericítico e quartzo-carbonato biotita sericita xisto acastanhado. Para o autor, as unidades litológicas posicionadas entre o itabirito do Grupo Itabira e o xisto acastanhado do Grupo Nova Lima representam um complexo tectônico imbricado, resultando em falhas ou escamas de rochas de diferentes formações. Assim, os filitos sericíticos com intercalações de BIFs pertenceriam ao Grupo Nova Lima, e sem intercalações de BIFs pertenceriam ao Grupo Caraça.

Segundo o autor, a mineralização é típica epigenética, com o ouro associado à falhas de empurrão, pois os veios auríferos estão grosseiramente concordantes com o bandamento e o mineral hospedeiro do ouro é a arsenopirita. Assim, turmalinitos possuem ouro apenas quando possuírem arsenopirita associada.

O autor também defende que a região foi submetida a quatro fases deformacionais, sendo que a segunda fase é a mais proeminente na área. Nessa fase desenvolveram-se falhas de empurrão às quais a mineralização está associada. Assim a arsenopirita é o mineral hospedeiro do ouro. O Anticinal de Mariana desenvolveu-se durante a quarta fase de dobramento, caracterizada como uma fase de domeamento.

Duarte (1991) estabelece uma estratigrafia com o topo da mineralização definido por formações ferríferas bandadas do Grupo Itabira ou do Grupo Rio das Velhas. As rochas carbonáticas foram descritas como mármore, e colocados em dúvida quanto a sua correlação estratigráfica. Com base na comparação mineralógica, química, posição estratigráfica, relações de contato com encaixantes, cor, bandamento, ocorrência de níveis

turmaliníticos e grau de hidrotermalismo entre os dolomitos da Formação Gandarela e os do Grupo Nova Lima, a autora classifica os mármore como pertencentes ao Grupo Nova Lima.

Duarte (1991) propõe um modelo estrutural com três fases de deformação principais. Para a autora, os turmalinitos formaram-se a partir da mobilização metamórfica sofrida desde após a 1^a fase de deformação até o final da segunda, e o ouro formou-se tardi e pós-D₂, associado a intenso hidrotermalismo (geração de veios) e substituição (turmalinização) que acompanharam a evolução tectono-metamórfica da área. Assim, a mineralização epigenética associada a falhas de empurrão teria sido a predominante na área de estudo, sendo a arsenopirita o mineral hospedeiro do ouro.

A última fase de deformação corresponde aos fraturamentos verticais associados ao arqueamento dômico que gerou o Anticlinal de Mariana. O metamorfismo seria progressivo com pico tardi a pós-D₂.

Oliveira (1998), com um detalhado trabalho de geologia estrutural e gênese do depósito aurífero, conclui que a região teve duas fases principais deformacionais. A fase Transamazônica, de natureza compressiva, e a Brasiliana, de natureza distensiva. O ouro é associado a arsenopirita, relacionado à segunda fase. Para o autor, mineralização aurífera guarda relações genéticas indiretas com a atividade hidrotermal do Complexo Metamórfico do Baçao. O turmalinito foi interpretado, em parte, pertencente à Formação Batatal, sem relação genética com o ouro.

Cavalcanti (2004) defende a idéia do turmalinito estratiforme encaixado na base das formações bandadas, em seqüências metassedimentares do Supergrupo Minas.

Um quadro comparativo entre os trabalhos de Vial (1988), Fleischer e Routhier (1973) e Duarte (1991) a respeito da geologia da Mina de Passagem é apresentado na tabela 2.

Tabela 2 – Quadro comparativo do empilhamento litoestratigráfico proposto por Fleischer & Routhier (1973), Vial (1988) e Duarte (1991).

	Fleischer & Routhier (1973)	Vial (1988)	Duarte (1991)
1	Itabirito Fm. Cauê	Itabirito Fm Cauê	Formação Ferrifera Bandada Bt Qz Xisto
2	dolomito ferruginoso, turmalinito, metacherts e granada	Rocha carbonática bandada, turmalinito, Qz carbonato sulfetado (BIF)	Mármore escuro, carbonato quartzito bandado, turmalinito, Qz Bt Ms xisto e Mármore claro
3	Filito serícítico grafitoso	Filito serícítico Fm Batatal (grafitoso)	Filitos (grafitosos) e mica xistos Fm Batatal ou Gr Nova Lima
4	Quartzitos	Fm Moeda Quartzito serícítico branco	Gr Maquiné ou Fm Moeda Mica quartzitos e quartzitos
Zona Mineralizada			

5. TRABALHOS DE CAMPO

Na primeira etapa de campo pôde-se observar que as unidades principais do nível 315 da Mina de Passagem se repetem nos níveis superiores (265 e 175) e estão limitadas, na base, pela Formação Moeda que não aflora na mina e pela Formação Cauê, que constitui o teto dos níveis superiores. Assim, de acordo com a Figura 3, as unidades que serão descritas pertenceriam à Formação Batatal do Grupo Caraça (Supergrupo Minas).

5.1 Mina de Passagem

O nível 315 da Mina de Passagem situa-se a cerca de 80 m de profundidade (Vial 1988). O acesso se dá pelo Plano Inclinado de Acesso nº 4, ou Pia Nova, no corpo de minério Fundão. Foram realizadas quatro seções geológicas conforme o mapa de localização da figura 5:

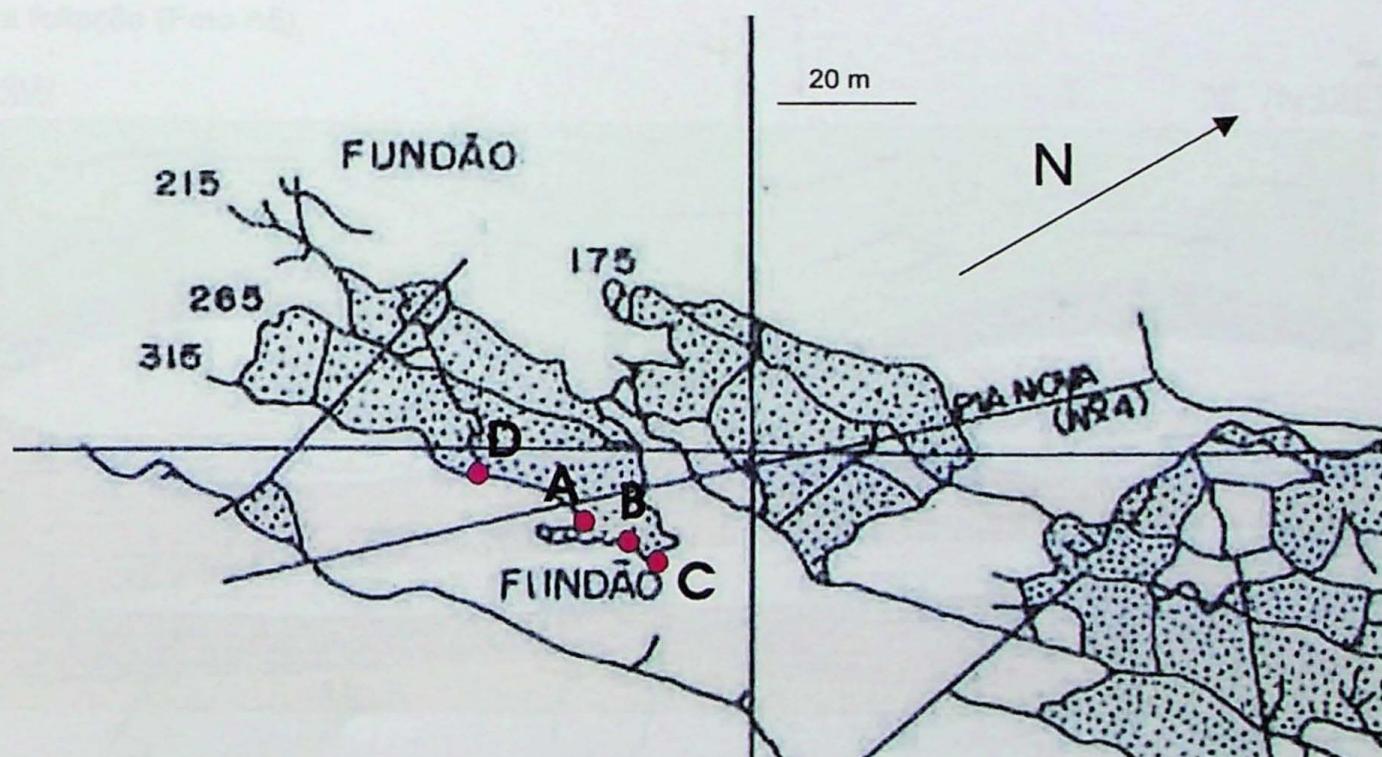


Figura 5 - Mapa de localização das seções descritas. Porção pontilhada corresponde aos níveis lavrados.

As fotografias correspondentes encontram-se no Anexo A.

Seção A

Localização: 5 metros a leste do plano de acesso.

O teto é formado por biotita quartzo xistos grafitosos sericíticos com arsenopirita, de textura lepidoblástica fina a média. Abaixo, em contato retilíneo, ocorrem turmalinitos laminados com arsenopirita, de aproximadamente 10 cm de espessura. Mas essa espessura possui relação com os veios abaixo dela, pois quando se espessam os veios, se espessa o turmalinito também, e quando se afinam os veios, os turmalinitos também ficam mais finos. Na base do xisto grafitoso ocorrem turmalinas de granulação média. O turmalinito possui inúmeras fraturas verticais que cortam apenas o turmalinito, pois não tem continuidade com as encaixantes (Foto A1).

Abaixo do turmalinito ocorre veio de quartzo leitoso, carbonato, arsenopirita e turmalina de granulação grossa, na forma de boudins frequentemente contínuos, encaixados em dolomitos bandados. O dolomito possui 2 m de espessura e é cortado por inúmeros veios de quartzo, todos estirados e boudinados. As bordas destes veios são mais escuras, refletindo uma concentração de turmalina e muscovita fina ao redor dos veios. (Foto A2). Veios de quartzo boudinados e não boudinados ocorrem grosseiramente concordantes com a foliação (Foto A5).

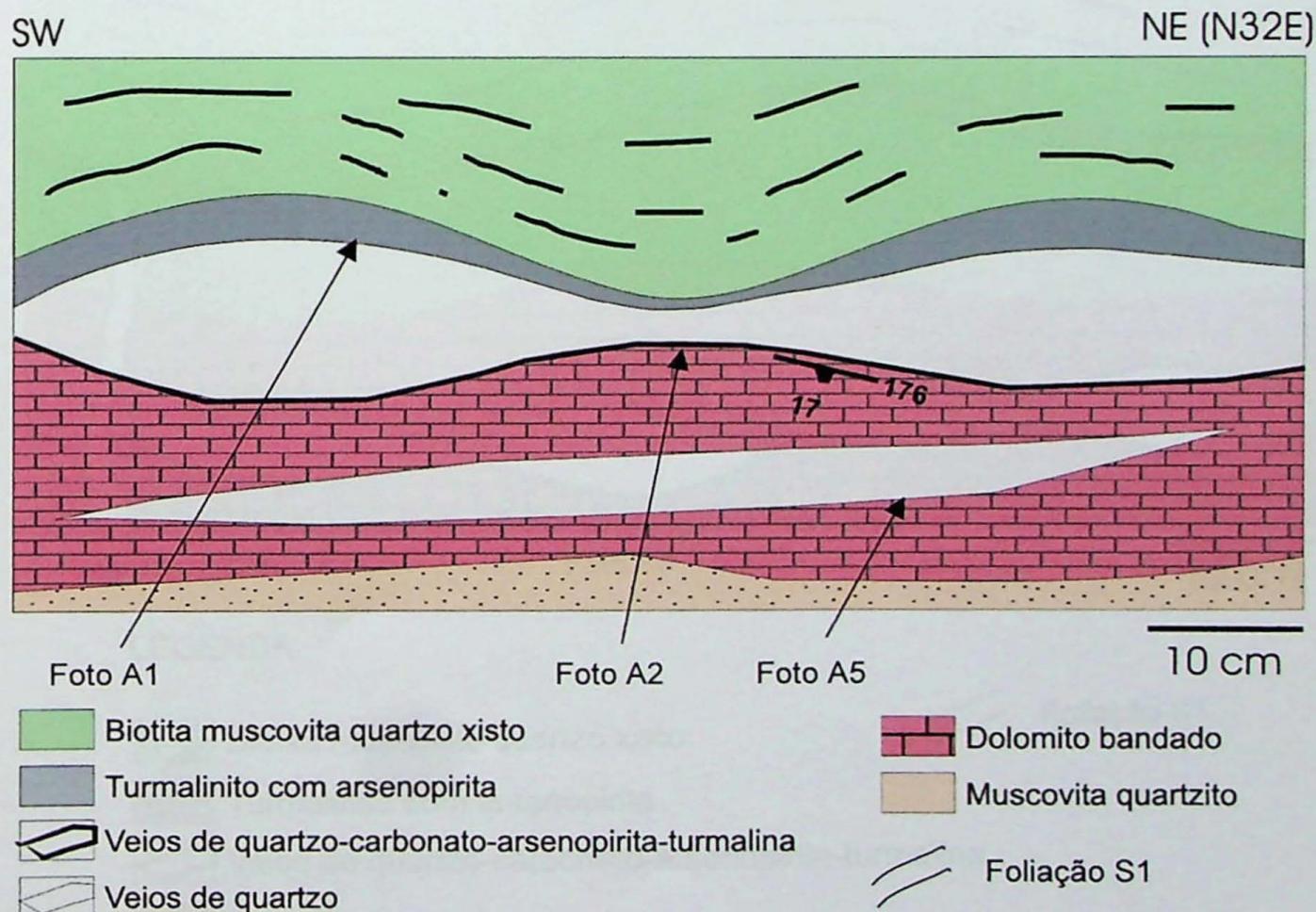


Figura 6 – Seção A.

Seção B

Localização: 6 metros a leste da galeria de acesso.

Esta seção mostra as relações de contato entre os xistos sericíticos e o dolomito (Foto A6). Na base, ocorrem veios de quartzo de cerca de 2 m de espessura, que contém fragmentos de dolomito e de xisto concordantes com a foliação. No topo do veio, ocorre um nível de turmalinito de espessura centimétrica. Acima, ocorre um nível de xisto de aproximadamente 1 m de espessura, seguido de intercalação dolomito-xisto-dolomito-xisto (Foto A3). Há um veio de quartzo com turmalina que corta os xistos, e é truncado pelo contato com o dolomito acima, refletindo num contato por falha com relativo deslocamento da capa (Foto A3).

Outra textura importante a destacar refere-se ao contato entre o turmalinito e o veio de quartzo, no qual formam-se pentes de turmalinas grossas perpendiculares à foliação principal (Foto A4).

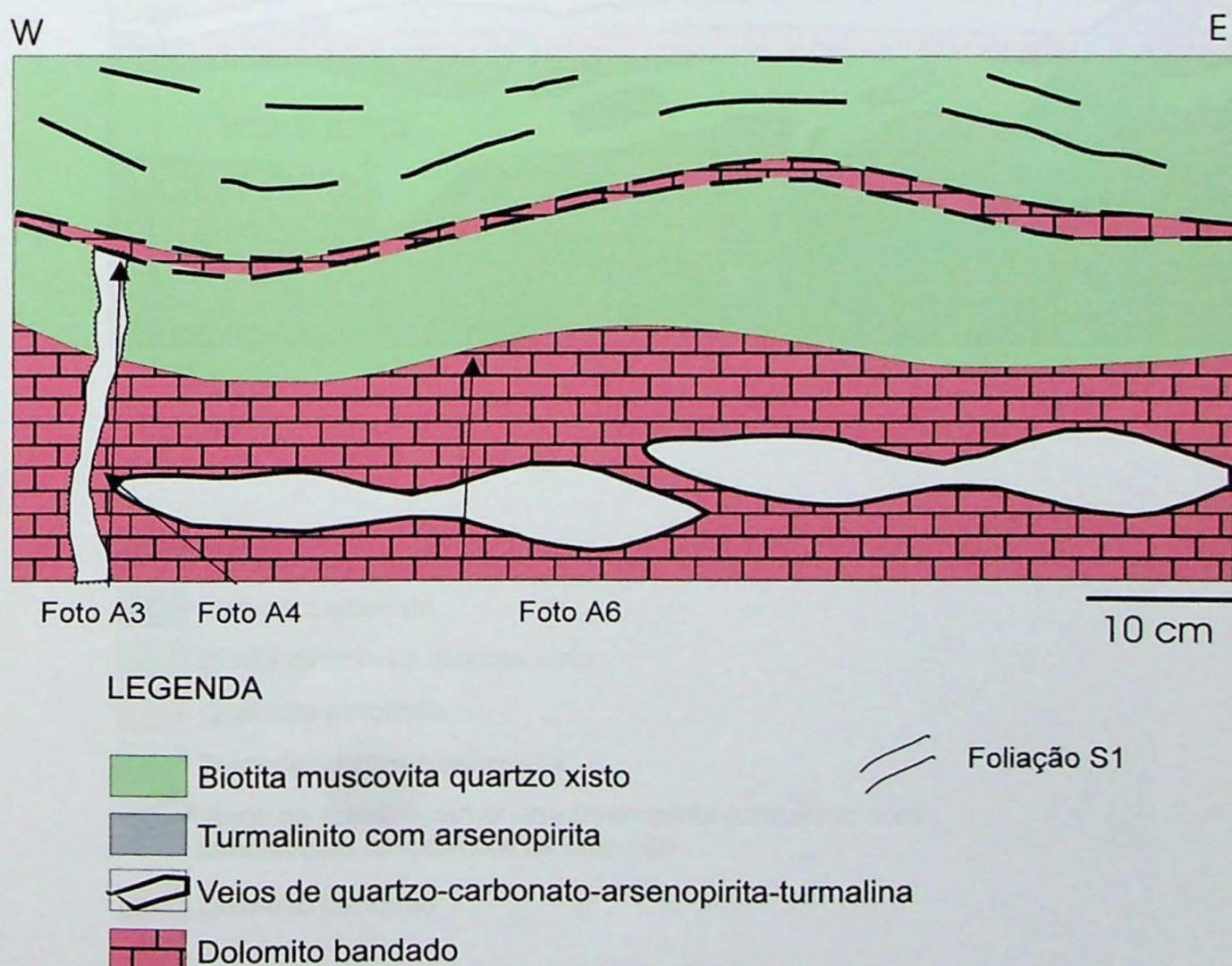


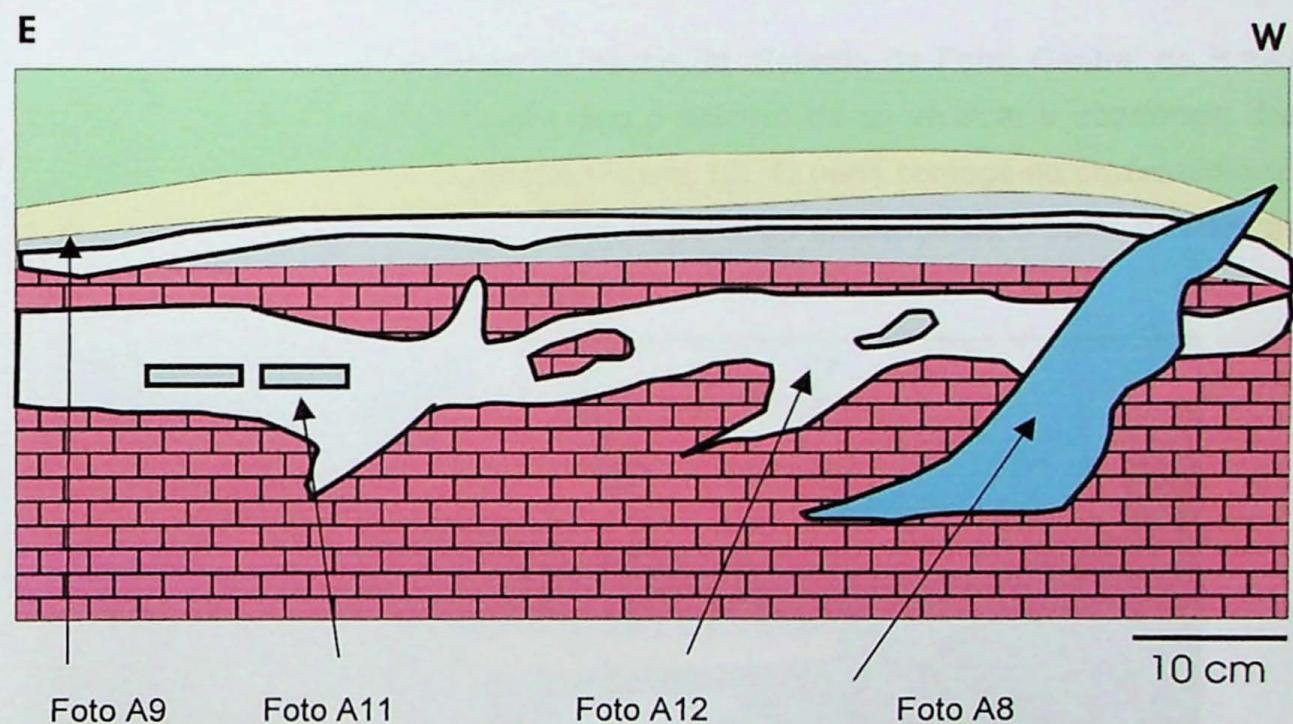
Figura 7 – Seção B.

Seção C

Localização: cerca de 10 metros a oeste da galeria de acesso.

Nesta seção é descrito o empilhamento estratigráfico geral (Foto A7). O teto corresponde ao biotita quartzo xisto. Possui forte lineação de crenulação marcada pela biotita. Abaixo, ocorrem níveis de quartzito pirrotíticos que estão associados a veios de quartzo (Foto A9). Veios de carbonato cortam a foliação (Foto A8). Abaixo, ocorrem veios sulfetados em dolomitos. Os veios possuem fragmentos de dolomitos e de turmalinitos brechados (Foto A11 e A12). Os dolomitos são bandados de granulação fina, cinza claros a cinza escuros, com cerca de dois metros de espessura, com níveis milimétricos de sericita e muscovita.

SEÇÃO C



LEGENDA

- █ Veio da carbonato
- █ Biotita muscovita quartzo xisto
- █ Quartzito pirrotítico
- █ Turmalinito com arsenopirita
- █ Veios de quartzo-carbonato-arsenopirita-turmalina, com xenólitos de turmalinto e de dolomito
- █ Dolomito bandado

Figura 8 – Seção C.

Seção D

Localização: 30 metros a oeste da galeria de acesso.

A seção D é discutida em detalhe no item 6. O teto é constituído de biotita quartzo xistos de textura lepidoblástica. Abaixo, o dolomito bandado ocorre dobrado, seguido de xistos, e novamente dolomito bandado associado a veios de quartzo. Dobras isoclinais, flancos rompidos são freqüentes e possuem sempre o plano axial paralelo a foliação principal da rocha (Figura 26). Turmalinitos dobrados com arsenopirita ocorrem em dolomitos (Foto A13).

5.2 Perfil da Estrada de Ferro Central do Brasil – trecho Ouro Preto - Mariana

Foi realizado um perfil ao longo do trecho da 'Estrada de Ferro Central do Brasil' (Figura 9) próximo à Mina de Passagem, com o objetivo de se verificar a ocorrência das rochas do nível 315 da mina, em superfície (Figura 10). O perfil começa no cruzamento da Estrada de Ferro com a Rodovia Ouro Preto. A partir do cruzamento, o perfil extende-se aproximadamente 2 km a leste, e 2 km a oeste:



Figura 9 - Cruzamento da Estrada de Ferro com a Rodovia Ouro Preto.

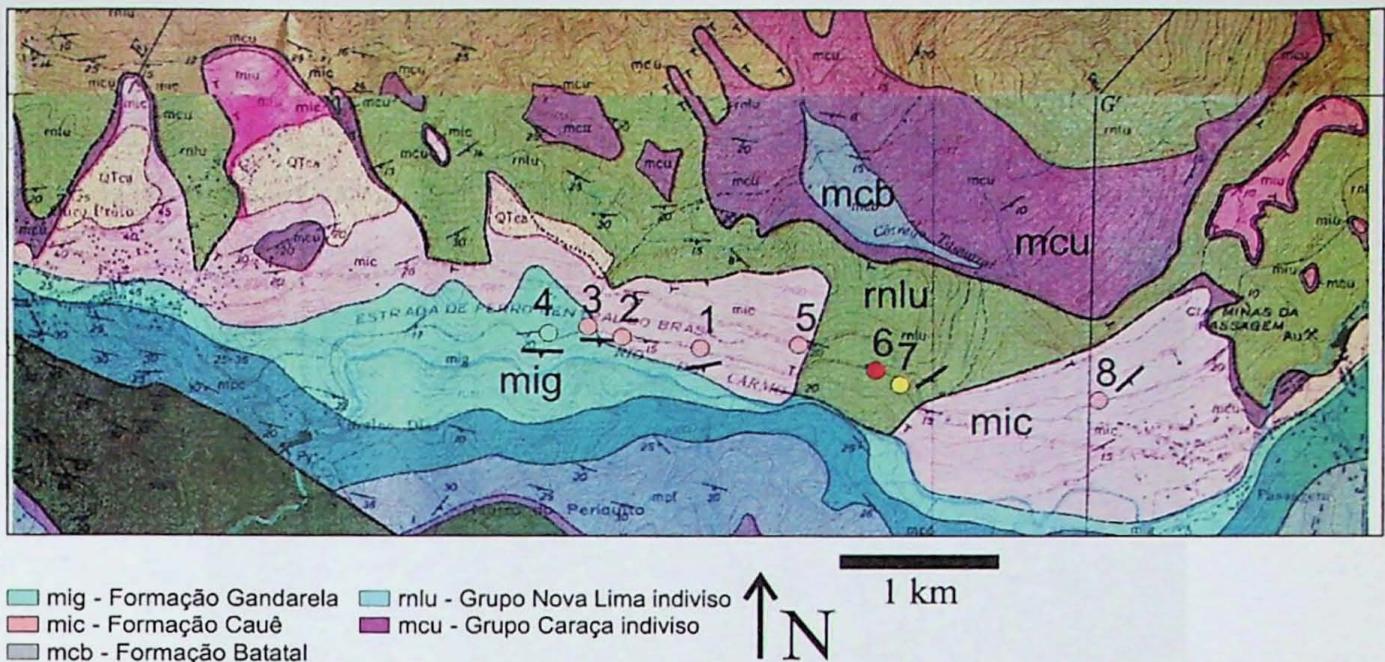


Figura 10– Localização dos pontos ao longo da Estrada de Ferro Central do Brasil, trecho Ouro Preto-Mariana.

Nesse perfil foram descritas as seguintes rochas, da base para o topo:

Dolomito: Possui estrutura bandada, de granulação fina a média, de coloração bege-amarelado, contendo níveis de biotita e muscovita milimétricos. Estão em contato gradacional com as formações ferríferas da base (PONTO 4).



Figura 11– Detalhe para o dolomito bege-amarelado bandado.

Formações ferríferas bandadas: Estrutura foliada fina de níveis descontínuos, definindo um bandamento milimétrico refletindo as diferenças em proporções entre quartzo, minerais opacos magnéticos e carbonatos. Coloração cinza-escuro a cinza-prateado. Possui mais de 50 m de espessura (PONTOS 1, 2, 3, 5 e 8).



Figura 12– Ocorrência de itabiritos em contato gradacional com dolomitos.

Quartzo muscovita xisto: Rocha de textura granolepidoblástica média a fina de cor esverdeada, com níveis quartzosos alternando com níveis micáceos. Possui níveis sericíticos cinza-prateados (PONTO 6).



Figura 13– Quartzo-muscovita xisto alterado, com veios de quartzo.

Muscovita quartzito: Rocha foliada de textura lepidogranoblástica com níveis micáceos. Quartzo é o mineral predominante da rocha, que possui coloração branca a rosada (PONTO 7).

6. LITOESTRATIGRAFIA

Conforme representado nas seções A, B e C, a seqüência estratigráfica do nível 315 é, da base para o topo:

Muscovita quartzito

Rocha cinza-clara a branca, amarelada quando alterada. Possui foliação milonítica com níveis quartzosos com recristalização dos grãos em contatos poligonais. Os níveis micáceos definem a foliação da rocha. Em algumas porções é esverdeada, em função de mica verde. Segundo Vial (1988), este pacote constitui a base da mina na porção estudada, enquanto que em outros níveis a base é um quartzo-biotita xisto.

Petrografia

Esta rocha apresenta foliação milonítica ao microscópio. A textura varia entre granoblástica e lepidogranoblástica, variando a porcentagem de minerais micáceos na rocha. Possui granulação fina, com alguns grãos de granulometria média.

A rocha é constituída predominantemente de muscovita (10%), quartzo (80%), biotita (5%), cianita (1%) e estaurolita (1%). Minerais acessórios são menos freqüentes, como opacos (pirita), turmalina e plagioclásio.

Os minerais micáceos e o quartzo definem a xistosidade da rocha. Os grãos de quartzo apresentam-se com textura granoblástica, com contatos retilíneos.

Ocorrem porfiroblastos de cianita e estaurolita freqüentemente em níveis definidos, e apresentam-se com bordas corroídas e com inclusões de outros minerais como quartzo e mica (Figura 14). Trilhas de inclusões segundo a foliação principal são comuns em grãos de estaurolita.



Figura 14 - Porfiroblasto de estaurolita com trilhas de inclusão de quartzo no muscovita quartzito.

Biotita muscovita quartzo xisto sericítico ou grafitoso

Este xisto possui coloração cinza escura a preta, granulação muito fina, aspecto sedoso, com minerais milimétricos alongados de biotita. Sua estrutura foliada desenvolve-se em placas, gerando superfícies brilhantes e sedosas. Pode apresentar-se sericítico, com porções grafitosas. Este xisto é cortado por veios de quartzo, e ocorre em contato falhado paralelo a subparalelo à foliação do xisto. É cortado também por veios de quartzo leitoso com sulfetos, carbonatos, turmalina e turmalinito. Faz contato de base com mica quartzitos, e de topo com dolomito em contato brusco. Nessa zona de contato ocorre a maior parte dos veios quartzosos sulfetados. Acima, pode ocorrer também biotita quartzo xisto, em contato discordante.

Petrografia

Esta rocha apresenta uma textura granolepidoblástica fina a muito fina com foliação marcada pelos níveis micáceos. A rocha é constituída predominantemente de muscovita (30%), quartzo (20%), biotita (15%), cianita (1%), grafita, carbonato, além de minerais opacos, como arsenopirita e pirrotita.

Na superfície de xistosidade do xisto é possível observar uma clivagem de crenulação que ondula os grãos de sericita. Esta rocha apresenta-se muito heterogênea ao longo dos contatos entre as rochas. Este xisto pode gradar para turmalinito, iniciando com intercalações milimétricas de turmalinito, que espessando-se torna-se turmalinito laminado.

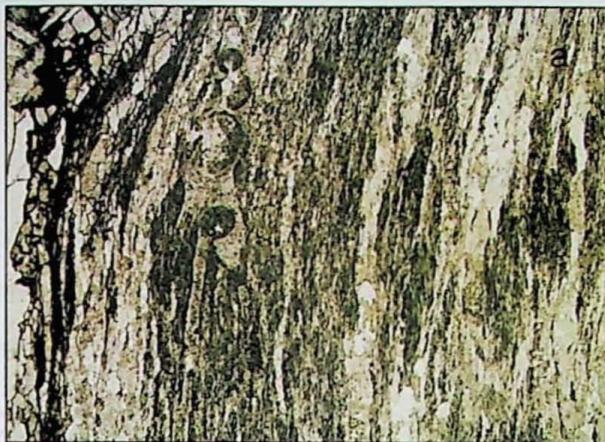


Figura 15 – (a) Detalhe do sericita quartzo xisto. Aparente sujeira na seção é a grafita.

0,5 mm

(b), sericita quartzo xisto em polarizadores cruzados, mostrando a textura granolepidoblástica.

Dolomito

O dolomito possui coloração cinza escura a branca de granulação média a fina.

Possui bandamento composicional milimétrico, com níveis descontínuos e milimétricos de quartzo e de turmalina com grãos de arsenopirita. Também possui níveis micáceos com sericita milimétricos. É cortado por veios de quartzo, e por veios de quartzo sulfetados com brechas de turmalinito.

Possui boudins do próprio material em sua estrutura. Grãos de sulfeto ocorrem somente próximo aos veios sulfetados. Ocorre acima do sericita xisto, mas pode haver bandas intercaladas com os xistos. Possui níveis contínuos de quartzito pirrotítico, observado em seções polidas.

Petrografia

Esta rocha apresenta granulação fina e estrutura bandada, com bandamento composicional marcado por bandas claras e escuras. A composição das bandas mais escuras possuem enriquecimento em turmalina, sendo que os níveis escuros milimétricos são níveis concentrados em turmalina verde oliva.

A rocha compõe-se de dolomita (85%), quartzo (5%), turmalina (5%), muscovita (5%). A dolomita ocorre recristalizada, com contatos retilíneos em textura granoblástica.

Biotita quartzo xisto

Esta rocha é cinza escura e muito fina. Ocorre em contato superior com itabiritos, e o contato basal é discordante com muscovita quartzitos ou com xistos grafitosos. Esta rocha constitui o teto do nível 315.

Itabirito

Rocha xistosa de granulação média a fina com bandamento milimétrico entre níveis de quartzo e de minerais metálicos. É cinza escuro a preto brilhante, e avermelhado quando alterado. Apresenta hematita e magnetita. O itabirito não foi encontrado no nível 315, somente em outros níveis da mina.

Turmalinito

No nível 315 da Mina de Passagem ocorrem três tipos de turmalinito:

1. Turmalinito finamente laminado

O turmalinito finamente laminado possui coloração preta a marrom escura, estrutura maciça a olho nu, mas laminada ao microscópio.

Apresenta-se crenulado, com microdobras e ondulações em algumas porções. Possui grãos de arsenopirita de granulação média, que ocorre geralmente alongada segundo a foliação. O turmalinito finamente laminado raramente ultrapassa 10 cm de espessura.

O turmalinito finamente laminado pode ocorrer de três formas:

- níveis contínuos milimétricos em contato gradacional com os xistos sericíticos, e/ou na borda de veios de quartzo (Foto A1, seção A).
- como fragmentos dentro de veios de quartzo (Foto A11 e A12, seção C). Na foto A11, observa-se níveis turmaliníticos aparentemente concordantes com a foliação, resultado de deslocamento das bordas dos turmalinitos.
- no interior de dolomitos, na forma de boudins ao longo da foliação (Foto A13, seção A).

O boudinamento do turmalinito pode ser observado em vários estágios. Na Foto A1, ocorre um início de boudinamento, com a quebra do turmalinito em finas fraturas espaçadas em cerca de 10 cm. Na Foto A13, o processo de deformação separa os fragmentos de turmalinito, deixando-os mais espaçados. Na Foto A11, os veios são mais intensos, tornando os fragmentos de turmalinito em "xenólitos" no interior dos veios de quartzo.

O turmalinito finamente laminado é composto por turmalina (90%) e sulfetos (5%), além de quartzo (5%).

A foliação se dá pela orientação dos minerais segundo Sn. Em algumas porções, apresenta um bandamento composicional marcado pela intercalação de níveis quartzosos e turmaliníticos.

Os grãos apresentam-se geralmente zonados, de coloração marrom a verde oliva, com leve coloração azulada no centro.

Quando em contato gradacional com os xistos apresenta-se com granulação muito fina, associado aos sulfetos, numa estrutura bandada. O contato gradacional ocorre em níveis, desde mais espessos passando para mais finos, quando então não ocorrem mais turmalinitos (figura 16).

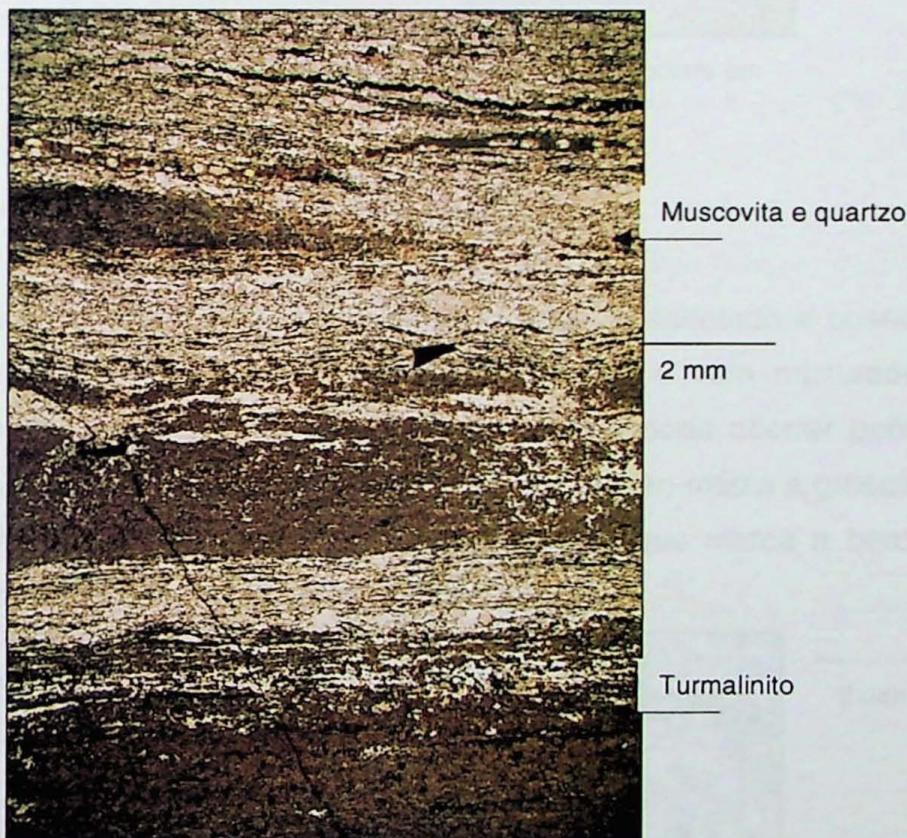


Figura 16 – Detalhe para a graduação que ocorre em níveis entre o turmalinito e o xisto sericítico.

2. Turmalinito em dolomito

Nos dolomitos ocorrem níveis milimétricos de turmalinito não sulfetados, segundo a foliação principal do dolomito. Esses níveis mais escuros definem o bandamento da rocha. Os turmalinitos são finos a muito finos, de coloração verde e não zonados. Diferem dos turmalinitos finamente laminados por não estarem associados a níveis de quartzo, ou a

sulfetos.

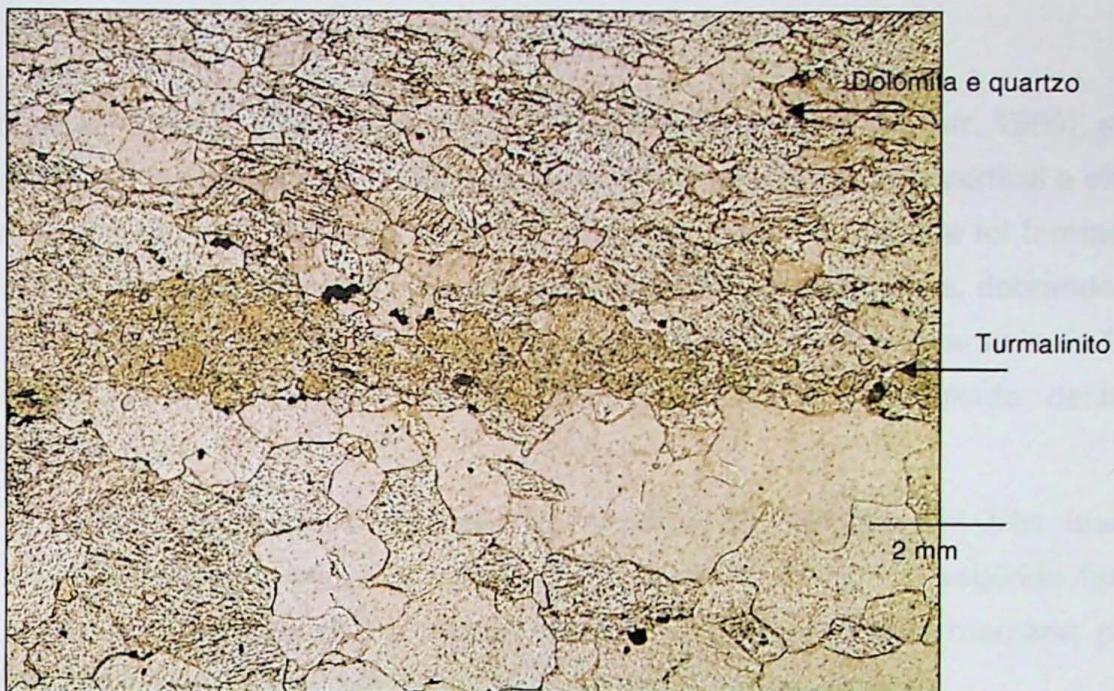


Figura 17 – O nível esverdeado é constituído de turmalina, que ocorre em níveis contínuos segundo o bandamento do dolomito.

3. Turmalinito grosso

O turmalinito grosso ocorre dentro dos veios de quartzo, é sulfetado e possui uma estrutura maciça, com aspecto friável. Possui coloração escura, e vem misturado com quartzo. Próximo às fraturas e nas bordas dos veios de quartzo, pode ocorrer pentes de grãos de turmalina, dispostos sem orientação principal, em granulação média a grossa (Foto A4). Ao microscópio, observa-se um zoneamento composicional que marca a borda das turmalinas. O núcleo ocorre azulado, com bordas amareladas.

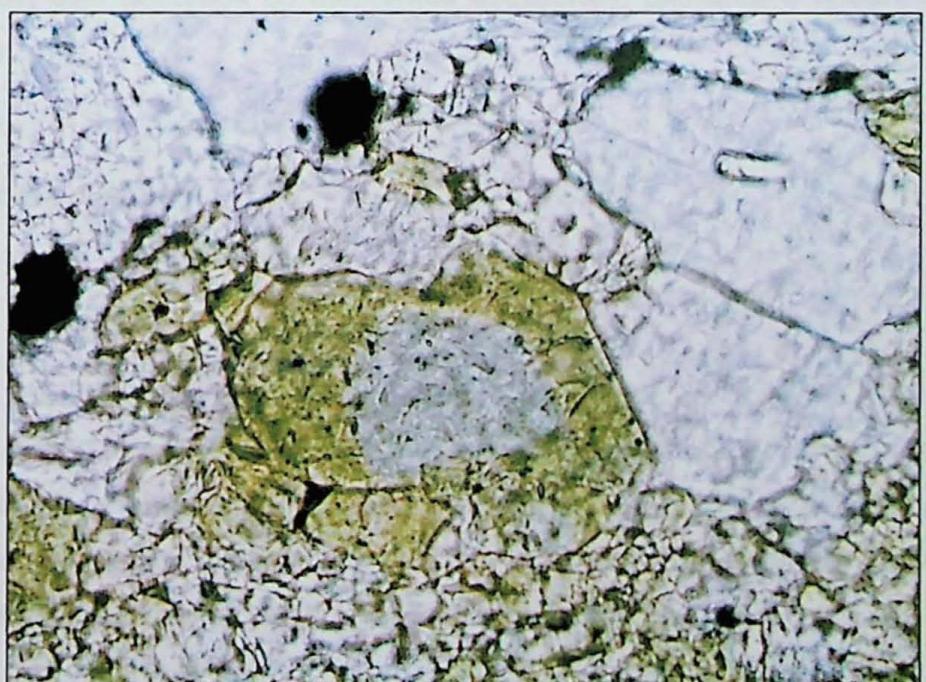


Figura 18 – Bordas zonadas em turmalinas grossas.

7. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A principal estrutura que ocorre na região é o Anticlinal de Mariana (Dorr, 1969), em cujo flanco sul situa-se a área de estudo. Esta estrutura apresenta plano axial vertical e eixo com mergulho de 30° para SE. Segundo Dorr (*op. cit.*) o Anticlinal de Mariana foi formado durante a 2^a fase de deformação, como reflexo do arqueamento Rio das Velhas, dobrando a xistosidade mais penetrativa da área (S_1) e gerando planos de empurrão subparalelos a S_1 . Segundo Barbosa (1968), a repetição de camadas verificada é o resultado destes falhamentos de empurrão.

Nalini Jr. (1993) apresenta a evolução do Anticlinal de Mariana em três fases principais. A primeira fase determinou a foliação principal da área (S_1), a segunda fase marcada por clivagem espaçada (S_2) e dobras abertas, e a terceira fase marcada por clivagem de crenulação (S_3).

Para Chauvet *et al.* (1994) a foliação penetrativa encontrada na porção SE do Quadrilátero Ferrífero foi formada a partir da tectônica de falhas de empurrão que colocou as rochas do Supergrupo Minas no topo das formações arqueanas em um esforço compressivo, de sentido NW. Os dobramentos com vergência para NW, e NNW e as lineações correspondentes, segundo o autor, também estão relacionadas com a tectônica de empurrão, que representou o penúltimo evento deformacional do Quadrilátero Ferrífero. O último evento refere-se a dobras de arrasto com eixo com direção perpendicular à lineação e foliação principal, e foram formadas em função do colapso de gravidade da pilha de metassedimentos em resposta a um relaxamento de forças compressivas.

A seguir, são descritos os elementos estruturais, planares e lineares, identificados neste trabalho:

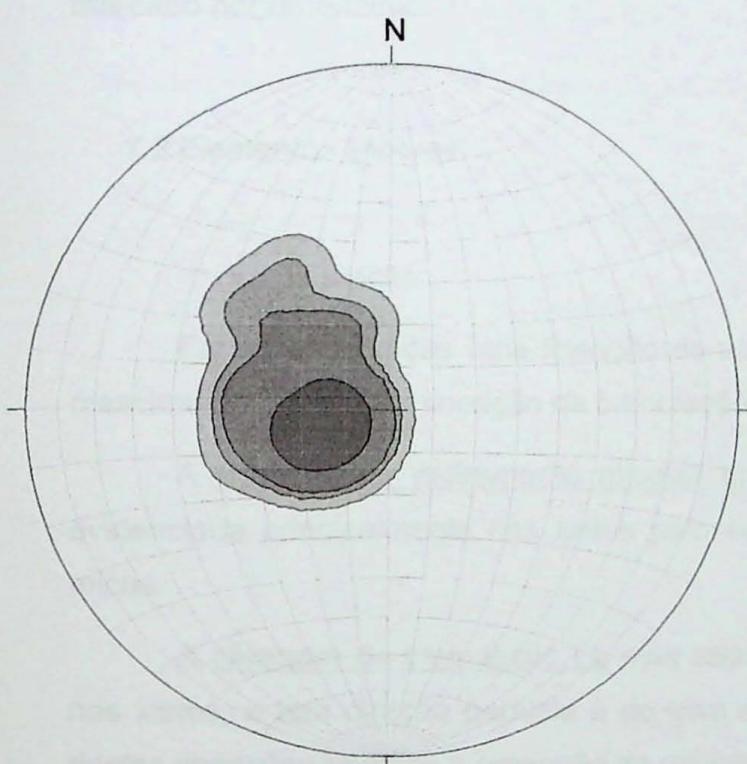
7.1 Elementos planares

- Xistosidade

Foram identificadas duas gerações de xistosidade: A foliação S_1 , observada na maioria das rochas, e a foliação S_2 , clivagem de crenulação, formada a partir da transposição da S_1 . A superfície de acamamento mineral S_0 não foi observada. No entanto, o bandamento dolomítico reflete a variação composicional original, mostrando que a superfície S_0 é, predominantemente, subparalela a S_1 .

A foliação S₁ é observada nos xistos sericíticos, no dolomito e no biotita quartzo xisto. É definida pela isoorientação e estiramento dos minerais micáceos e dos níveis quartzosos das rochas pelíticas e pelo bandamento composicional e granulométrico dos dolomitos. A S₁ exibe mergulhos moderados a fracos para sul e sul-sudeste, com baixo espalhamento dos pontos na projeção estereográfica, definindo um caráter penetrativo.

A figura 19 mostra a projeção estereográfica com as medidas levantadas para a superfície S₁. Observa-se que a distribuição das isolinhas apresentam um máximo próximo em S5E/15SE.



Foliação S ₁		
N145/42	N165/15	N170/13
N159/23	N166/18	N154/15
N170/20	N152/16	N155/20
N155/15	N130/10	N180/15
N154/12	N145/15	N182/13
N155/20	N110/20	N171/15
N180/10	N185/15	N162/10
N185/15	N100/10	N168/20
N165/20	N170/20	N165/20
N175/15	N175/15	N170/18
N182/10	N175/20	N170/15
N172/20	N173/15	N148/15

Figura 19 – Diagrama de freqüência de pólos da foliação S₁. Total 36 pontos. Contorno em 1,0-4,0-6,0-8,0.

A foliação S₂ é definida por uma clivagem de crenulação da superfície S₁, e é observada principalmente nos xistos grafitosos. Macroscopicamente, são observadas como microondulações com direção subparalela ao *dip* da superfície S₁.

Fraturas

Não foram feitos estudos com relação às fraturas que ocorrem na mina. Foi observado, no entanto, que fraturas ocorrem predominantemente sub-verticais, e ocorrem

preenchidas por quartzo, turmalina e sulfetos, onde se observam “pentes” de turmalina grossa, conforme se observou na Foto A4 da seção B.

Falhas

Falhas normais de deslocamento centimétrico são comuns ao longo do nível 315, claramente tardios. Há feições sugestivas de falhas com deslocamento de capa/lapa como a verificada na Foto A3, em que o contato entre dolomito e xisto se mostra falhado, se interpretado que o veio de quartzo que ocorre no xisto, que não ocorre no dolomito, seja marcado por uma falha.

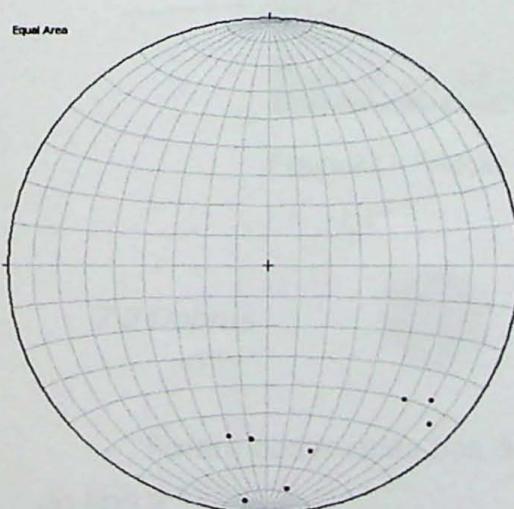
7.2 Elementos lineares

- Lineação

Foram observadas uma lineação de estiramento mineral Ln (paralela à lineação de crescimento mineral), e lineação de crenulação Lb (ou lineação de intersecção).

A lineação de estiramento mineral Ln está relacionada com a formação da S₁, evidenciada principalmente nos xistos pelo estiramento do quartzo, e pela orientação de micas.

A clivagem de crenulação Lb está relacionada com a formação da S₂, evidenciada nos xistos, e tem direção paralela à do eixo das dobras intrafoliares. O tratamento global destas lineações permitiu a obtenção de uma direção média de S13E/17.



Lineação de Crenulação S ₂	
S20E/15SE	S10E/15SE
S45E/15SE	S5W/24SE
S50E/10SE	S7W/25SE
S5E/10SE	S5W/5SE

Figura 20 - Projeção estereográfica das lineações de crenulação observadas em xistos sericiticos. Total 8 pontos.

As figuras 21 (a) e (b) mostram um início de crenulação em xistos sericíticos.

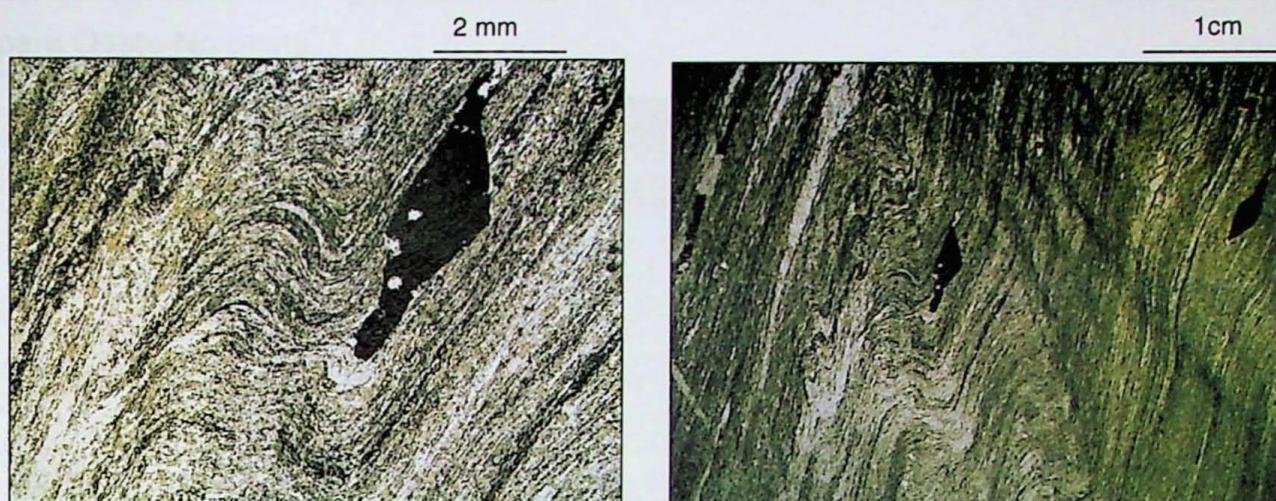


Figura 21 – (a) Processo de crenulação marcado em xistos sericíticos. Em (b), detalhe lineação de crenulação.

A figura 22 mostra a foliação S_2 evidenciada pelo par SC que ocorre em turmalinitos.



Figura 22 – Foliação S_1 e S_2 , C e S, respectivamente, a foliação encontrada em turmalinitos bandados.

7.3 Dobras

Foram observadas nos dolomitos e xistos duas famílias de dobras, as do tipo 1 e as do tipo 2.

A primeira ocorre como dobras apertadas freqüentemente de flanco rompido, também intrafoliais. A figura 23 ilustra uma dobra de eixo N10E/10SW, com direção de topo para Oeste-Noroeste.

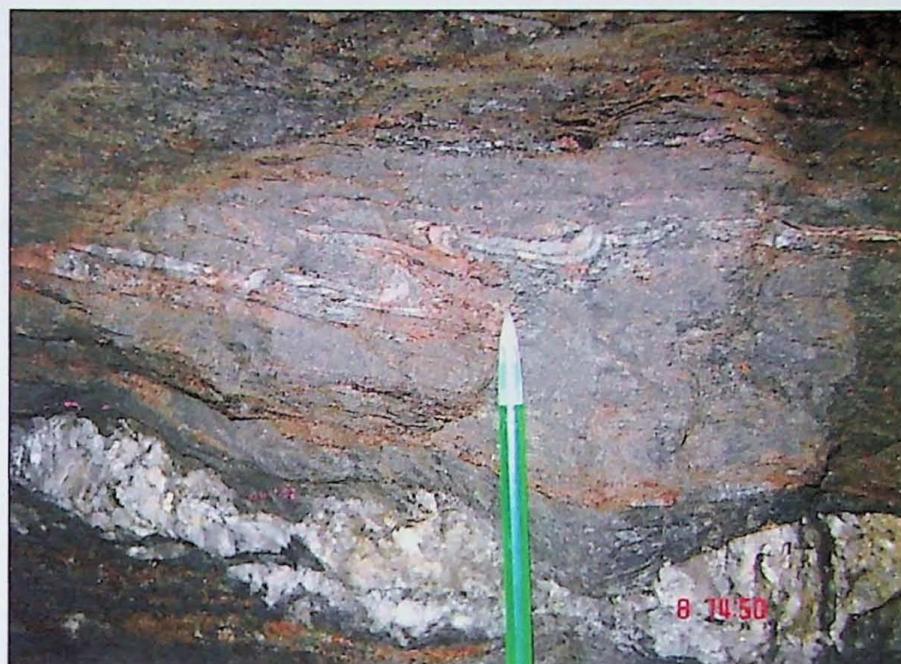


Figura 23 - Dobra isoclinal em dolomitos.

A figura 24 mostra o mesmo tipo de dobramento, com eixo N5E/10SW, com direção de topo para Oeste-Noroeste. Nessa foto, nota-se uma situação de início de rompimento de flanco, e o plano axial é subparalelo à foliação principal (S_1). Essa dobra indica uma relação com a geração da foliação S_1 .



Figura 24 – Dobra de arrasto, com flanco rompido em veio de quartzo em xistos sericíticos.

Ao microscópio, as dobras intrafoliais também foram observadas nos xistos sericíticos:



Figura 25 – Dobra fechada de quartzo-carbonato em xisto sericítico.

O segundo tipo de dobra foi vista em dolomitos com níveis turmaliníticos. Este dobramento possui eixo de N10W/5SE, com vergência para Nordeste. Comparado com o dobramento da foto anterior, este segue a tendência de se formarem flancos rompidos, com plano axial subparalelo. Este padrão de dobramento é muito semelhante ao dobramento anterior, no entanto apresenta direção de sentido oposto da dobra do tipo 1. Nesta dobra, observa-se que níveis turmaliníticos sulfetados que ocorrem no dolomito são dobrados, mostrando que a dobra é pós S₁ (Figura 26).



Figura 26 – Dolomito turmalinítico dobrado.

7.4 Veios

São 4 os principais tipos de veios verificados: 1.Veios de carbonato grosso, 2.Veios de quartzo + arsenopirita – turmalina, 3. Veios de quartzo 4. Veios de quartzo carbonato grosso com turmalina, turmalinitos e arsenopirita.

1. Veios de carbonato grosso ocorrem preferencialmente em dolomitos. Podem ocorrer em xistos se houver relação espacial entre essas rochas, como zonas de contato. Esses veios cortam a foliação em ângulo de aproximadamente 30, podendo ter grãos de carbonato de até 5 cm. Por truncarem a foliação e não ter sido observado nenhuma outra deformação sobre ela, conclui-se que este é o último evento estrutural verificado (Foto A8).
2. Veios de quartzo + arsenopirita – turmalina são veios de espessura milimétrica a decimétrica, geralmente boudinados, concordantes a subconcordantes à S_1 . Possuem contatos irregulares com as rochas encaixantes, com borda escura de turmalinito muito fino. Turmalinitos laminados frequentemente ocorrem no “topo” destes veios (Fotos A1 e A2).
3. Veios de quartzo ocorrem paralelos a subparalelos à foliação S_1 . Possuem espessura centimétrica a decimétrica, e não são portadores de arsenopirita nem turmalina. São constituídos de quartzo leitoso, maciço. Seus contatos são retilíneos com as rochas encaixantes, e o veio constitui em praticamente uma camada litológica, devido a sua continuidade e homogeneidade. Estes veios não ocorrem boudinados (Foto A5).
4. Veios de quartzo carbonato grosso com turmalina, turmalinitos e arsenopirita. São os veios que, segundo Vial (1988) são os principais portadores de ouro livre. Esses veios variam de milímetros até 3 m de espessura, e em algumas porções chegam a mais de 5 m. Apresentam fragmentos de dolomitos, xistos e turmalinitos. Os turmalinitos que ocorrem nestes veios são os turmalinitos grossos principalmente. Os pedaços de turmalinito laminado boudinado ocorrem como fragmentos “arrancados” de sua posição original (Foto A11).

8. DISCUSSÕES

As rochas descritas no nível 315 da mina são, do topo para a base:

- Itabirito (nível 175)
- Biotita quartzo xisto
- Xisto sericítico
- Dolomito
- Quartzito

As rochas encontradas no perfil da Estrada de Ferro (EF) são, do topo para a base:

- Dolomito
- Itabirito
- Biotita muscovita quartzo xisto sericítico
- Muscovita quartzito

Comparando-se as duas colunas, observa-se a posição do dolomito abaixo do itabirito, na Mina de Passagem, e acima do itabirito, no perfil da EF. Nota-se uma grande diferença textural deste dolomito com o nível 315, conforme a tabela 3:

Tabela 3 - Comparação macroscópica entre dolomitos de superfície e subsuperfície.

	Perfil	Mina
		
Minerais	dolomita	Dolomita, turmalina e mica
Cor	Bege avermelhado	Cinza claro e cinza escuro
Estrutura	Granular maciça fino	Bandado fino
Contato topo	Não observado	Discordante com xisto grafitoso
Contato base	Gradacional com Itabirito	Discordante com muscovita quartzito
Presença de veios quartzosos e turmalinitos	Não	Sim
Espessura	>3m	Até 3m

Tanto a localização como as características texturais destas rochas em superfície enquadram-se no mapa geológico nas descrições da Formação Gandarela, inclusive pelo seu contato gradacional com itabiritos da Formação Cauê.

Outra alternativa de posicionamento dos dolomitos do nível 315 seria o Grupo Nova Lima, conforme Vial (1988).

Fleischer (1973) descreve os dolomitos, bem como os xistos da Mina de Passagem como pertencentes à Formação Batatal, com base na variação faciológica dos xistos para ambientes menos pelíticos, mais favorável à formação de carbonatos. Segundo o autor, os contatos discordantes entre xistos e dolomitos encontrados na mina referem-se a discordâncias erosivas. Essa classificação é compartilhada por Pires (1983), Oliveira (1998) e Cavalcanti (2004).

Duarte (1991) denomina os dolomitos do níveis 315 de mármores, e traça uma comparação entre os dolomitos da Formação Gandarela e os "filitos carbonáticos" do Grupo Nova Lima que afloram nos arredores da mina. Conclui que estes últimos possuem características mais próximas àquela dos mármores vistos na mina, sendo então considerados do Grupo Nova Lima. Adicionalmente, em seu trabalho de mapeamento de detalhe da mina, aponta a existência de duas camadas de mármore, um mais claro e outro mais escuro. O mármore escuro apresenta-se intercalado em carbonatos quartzitos bandados e biotita quartzo xistos, em contatos gradacionais entre si. Segundo a autora, esta associação é comum no Grupo Nova Lima.

Neste trabalho, não foi possível encontrar dolomitos semelhantes aos da mina, nem verificar a ocorrência de "filitos carbonáticos" do Grupo Nova Lima no perfil da EF.

Com relação aos xistos e quartzitos, alguns fatores devem ser considerados para a comparação das rochas da linha do trem com as da mina:

Se se posicionar os quartzitos e os xistos da linha do trem no mapa geológico em escala 1:25.000 da folha Mariana (Barbosa *in* Dorr, 1969), estará incluso no Grupo Nova Lima, indiviso.

No entanto, a seqüência Dolomitos – Itabiritos – Xistos – Quartzitos remetem à seqüência em empilhamento normal dos Grupos Itabira e Caraça.

A tabela 4 mostra a comparação entre os xistos vistos na mina e no perfil:

Tabela 4 - Comparação macroscópica entre xistos de superfície e subsuperfície

	Xistos de superfície	Xistos de subsuperfície
Minerais	Muscovita, biotita e quartzo	Muscovita, biotita, grafita e quartzo
Cor	Esverdeado a prateado	Prateado a cinza escuro
Textura	Lepidoblástico fino	Granolepidoblástico fino
Contato topo	Itabirito	Discordante com Quartzo biotita xisto
Contato base	Muscovita quartzito	Discordante com Dolomito e Muscovita quartzito
Ocorrência de turmalina	Não	Sim
Veios de quartzo	Não	Sim
Espessura	1m	Até 2m

Essa comparação, tanto em macro como em microscopia, mostram uma semelhança textural e mineralógica entre as rochas, sugerindo que sejam a mesma rocha.

Com relação aos quartzitos, suas semelhanças texturais e estruturais também permitem sugerir que correspondam à mesma rocha.

Tabela 5 - Comparação macroscópica entre quartzitos de superfície e subsuperfície

	Quartzitos de superfície	Quartzitos de subsuperfície
Minerais	Quartzo, muscovita, cianita, estaurolita, biotita, opacos	Quartzo, muscovita, cianita, estaurolita, biotita, opacos
Cor	Acastanhado	Branco a castanhado
Textura	Lepidogranoblastico fino	Lepidogranoblastico fino
Contato topo	Mica xistos	Mica xistos e dolomito
Contato base	Não observado	Não observado
Ocorrência de turmalina	Não	Sim
Veios de quartzo	Não	Sim
Espessura	Não observado	Não observado

Neste trabalho consideram-se as rochas como pertencentes ao Grupo Minas, pelos seguintes motivos:

- Xisto sericítico e muscovita quartzito enquadram-se nas descrições feitas por Dorr (1969) das Formações Batatal e Moeda, respectivamente;
- Datação de zircões detriticos em quartzitos na Mina (Schrank e Machado 1996) dão idade de $2.6 \pm 47\text{Ma}$, posicionando-o na época mais aceita para a Formação Moeda;
- Dolomito, segundo Pires (1977) pode ocorrer na Formação Batatal como porções mais distais de sedimentação química. Raposo (1996) aponta um ambiente marinho de

deposição para metassedimentos químicos assim a concentração de boro para a formação dos turmalinitos estaria explicada;

- A Mina de Passagem, em seu empilhamento estratigráfico, apresenta a seqüência normal de deposição do Grupo Minas, da Formação Moeda à Formação Cauê, bem como a seqüência vista na linha do trem, localizadas a 1km de distância da Mina, nesse caso não ocorrendo os dolomitos bandados com níveis de turmalinito.

O estudo estrutural possibilitou correlacionar a formação dos turmalinitos, a formação dos veios, a foliação e as dobras com relação às fases de deformação.

Duas fases de deformação são admitidas para a área:

- D_1 forma a superfície S_1 – de caráter penetrativo, com foliação média S5E/15SE;
- D_2 forma a superfície de crenulação S_2 , de direção S13E/17.

Assim, a partir dos resultados obtidos e se considerando os trabalhos publicados regionalmente é possível pressupor algumas correlações, enquadrando a área de estudo em um contexto tectônico regional.

Os resultados obtidos não apresentaram nenhuma nova litologia ou estrutura que já não tenha sido citada em publicações, estando toda a área inserida na base do Supergrupo Minas, logo ambas as fases D_1 e D_2 são pós-Minas.

Os veios dobrados de quartzo e os turmalinitos finamente laminados e os níveis de turmalinitos nos dolomitos são pré a sin- S_1 . Já os veios boudinados são pós- S_1 e pré- S_2 , ou contemporâneos a S_1 com turmalina e arsenopirita são posteriores à foliação S_1 , por não ocorrerem dobrados. No entanto, o fato de estarem boudinados sugerem que houve ainda uma segunda fase de deformação, portanto são Pré- S_2 . Já os veios de carbonato grosso e os veios de quartzo são pós- S_2 , por não estarem deformados.

A foliação principal S_1 corresponde àquela definida por Dorr (1969) como S_1 , de caráter regional no Quadrilátero Ferrífero.

Assumindo a pouca quantidade de medidas levantadas em campo e a falta de um estudo mais detalhado de análise cinemática dos elementos estruturais, pode-se correlacionar a foliação principal de Chauvet *et al.* (1994) com a foliação S_1 descrita no presente trabalho, bem como correlacionar as dobras do tipo 1 nessa fase de deformação.

O fato das dobras do tipo 1 possuirem o eixo na mesma direção da lineação de crenulação S_2 sugere que ambos são parte do mesmo evento deformacional.

Já a dobra do tipo 2 é considerada pós- D_2 e possui direção de movimento de topo para NE, portanto não enquadra-se no evento associado a D_1 nem no evento descrito por Chauvet *et al.* (1994) como dobras de relaxamento tectônico. Relações de campo sugerem, mas não confirmam, que a dobra do tipo 2 (Figura 21) tenha sido formada a partir da colocação de veios quartzosos e sulfetados, deformando as rochas próximas às bordas.

A tabela 6 mostra a relação de contemporaneidade entre os veios, turmalinitos com as respectivas fases de deformação.

Tabela 6 – Relação de contemporaneidade dos veios, turmalinitos e dobratas.

Foliação	S_0	S_1	pré- S_2	S_2	pós- S_2
Turmalinitos em dolomitos	---	---			
Turmalinitos finamente laminados		---			
Veios de quartzo + arsenopirita turmalina boudinados		---			
Dobras do tipo 1		---	---		
Veios de quartzo carbonato grosso com turmalina, turmalinitos e arsenopirita			---		
Dobras do tipo 2					---
Veios de quartzo					---
Veios de carbonato grosso					---
Turmalinitos grossos					---

9. CONCLUSÕES

As principais conclusões deste trabalho são:

- As unidades do nível 315 da Mina de Passagem constituem a Formação Batatal do Grupo Caraça (Supergrupo Minas). Destacam-se pelos níveis de turmalinitos mineralizados em arsenopirita e ouro. A seqüência é cortada por veios de quartzo de mais de uma fase, podendo estar ou não mineralizados em ouro;
- A base da mineralização corresponde a muscovita quartzito, em contato de topo discordante com: biotita quartzo xisto, dolomito e xistos sericíticos.
- Foi identificada uma foliação S_1 penetrativa, e uma foliação S_2 de crenulação. Dobras D_1 são intrafoliais e/ou de flanco rompido e estão relacionadas à foliação S_1 , enquanto que dobras D_2 são pós- S_1 .
- Pelo menos 4 gerações de veios ocorrem na mina: 1. Veios de carbonato grosso (pós- S_2), 2. Veios de quartzo + arsenopirita turmalina (pré- S_2), 3. Veios de quartzo (pós- S_2), 4. Veios de quartzo carbonato grosso com turmalina, turmalinitos e arsenopirita (S_1).
- Turmalinitos podem ser: 1. Níveis turmaliniticos milimétricos em dolomitos formados na foliação S_1 , logo são contemporâneos à formação do dolomito. 2. Turmalinitos finamente laminados associados a topo de veios de quartzo, em contato gradacional, em níveis com xistos sericíticos. Podem ocorrer como níveis quebrados em veios de quartzo, dentro do dolomito (S_1). 3. Turmalinitos grossos em veios de quartzo, friáveis e sulfetados (pós- S_2).
- A complexidade estrutural que envolve o Anticlinal de Mariana, em especial a Mina de Passagem, não permite, sem um trabalho de análise cinemática detalhado, traçar relações conclusivas entre a evolução estrutural da área e os eventos de deformação aqui descritos. Com os dados disponíveis, portanto, sugere-se uma correlação das fases D_1 e D_2 com a tectônica de empurrão que gerou a foliação principal do Quadrilátero Ferrífero.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. de 1976. Estruturas do Pré-Cambriano Inferior Brasileiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, Abstracts, 201-202
- Almeida. F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7 (4):349-364.
- Barbosa O. 1954. Resumo da Geologia do Estado de Minas Gerais. Boletim do Departamento de Serviços Geográfico e Geológico, 3:1-40.
- Barbosa, A.L.M. 1961. Tectônica do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. Bol. SICEG, 1:49-54.
- Barbosa, A.L.M. 1968. Debates da VII semana de estudos geológicos. Anais... Ouro Preto: SICEG, n. 7, p. 226-228.
- Barbosa, A.L.M.; Grossi Saad, J.H.; Dorr, J.V.N. 1974. Discussions: "The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil)". Economic Geology 69:416-419.
- Cavalcanti, J.A.D. 2004. Origem dos turmalinitos auríferos da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero-MG: evidências de campo, petrografia, química mineral e dados isotópicos de Nd e Sr. Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado. 192p.
- Chemale, F.; Rosiere, C.A.; Endo, I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um modelo. Pesquisas, 18 (2):104-127.
- 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 Research. 68: 139-167.
- Derby O. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. Journal of Geology, 14:374-401.

Derby O. 1911. On the mineralization of the gold-bearing lode of Passagem, Minas Gerais, Brazil. Am. J. Sci., 4:185-190.

Dorr, J.V.N.; Gair, J.E.; Pomerene, J.B. & Reyneerson, G.A. 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Trad. A.L.M. Barbosa. Rio de Janeiro. DNPM/DFPM. 33p.

Dorr, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. Gel. Surv. Prof. Paper 641 – A, 110p.

Duarte, B.P. 1991. Contribuição ao estudo da geologia do corpo de minério Fundão do Depósito de Passagem, Mariana, MG. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. 175p.

Endo I. 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 243 p.

Eschwege, W.L. 1833. Pluto Brasiliensis. Berlin, Weimer. 622 p.

Ferrand, P., 1894. L'or à Minas Gerais, Brésil. Imprensa Oficial do Estado de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1913.

Fleischer, R. 1971. Le gisement aurifère de Passagem de Mariana et son cadre. Tese para Universidade de Paris.

Fleischer, R. & Routhier, P. 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil) Economic Geology 68:11-22.

Guimarães D. 1965. Princípios de metalogênese e geologia econômica do Brasil. Boletim do Serv. Geol. Min. do Brasil, 121:625p.

Harder, E.C., Chamberlin, R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais: Brazil. Journal Geology, v.23, n. 4, p. 341-378, v. 23, n. 5, p. 385-424.

Inda H.A.V., Schorscher H.D., Dardenne M.A., Schobbenhaus C., Haraly N.L.E., Branco P.C.A., Ramalho R. 1984. O Cráton do São Francisco e a faixa de dobramento

Araçuaí. In: C. Schobbenhaus, C. A. Campos, G. R. Derze, H. E. Asmus (ed.) Geologia do Brasil. Brasília, DNPM. p.194-284.

Lobato, L.M.; Vieira, F.W.R. 1998a. Ribeiro-Rodrigues, L.C.; Pereira, L.M.M.; Menezes, M.G.; Junqueira, P.A.; Pereira, S.L.M. - Styles of hydrothermal alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima Group, Quadrilátero Ferrífero: Part I, description of selected gold deposits. Revista Brasileira de Geociências, 28(3), p.339-354.

Lobato, L.M. & Vieira, F.W.R. 1998b. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima Group, Quadrilátero Ferrífero: Part II, the Archaean mesothermal gold-bearing hydrothermal system. Revista Brasileira de Geociências, 28(3), p.355-366.

Marshak, S. & Alkmin, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil Tectonics, 8(3):555-571.

Nalini Jr, H.D. 1993. Análise estrutural, descritiva e cinemática do flanco sul, e terminação periclinal do Anticlinal de Mariana e adjacências, região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Tese de mestrado, UFOP, Minas Gerais, 132 p.

Oliveira A.I. 1956. Brazil. In: W. F. Jenks (ed.) Handbook of South American Geology. Baltimore, Geological Society of America, Memoir 65,1-63.

Oliveira, F.R. 1998. Contribuição ao estudo da geologia estrutural e da gênese do depósito aurífero de Passagem de Mariana – MG, Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

Oliveira, F.R.; Schrank, A.; Xavier, R.P.; Endo, I. 1996. A mina de ouro de Passagem de Mariana: uma revisão. Revista da Escola de Minas, 49 (1):38-43.

Pflug R. & Renger F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, Anais, vol. 2, p. 5-19.

Pires F. R. M. 1977. Geologia do Distrito Manganesífero de Conselheiro Lafaiete. Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 344p.

Raposo, F.O. 1996. Formações ferríferas e metassedimentos quipimicos de áreas selecionadas do Quadrilátero Ferrífero e suas relações com níveis rudáceos. UFOP, Minas Gerais. Dissertação de mestrado, 136p.

Schorscher H.D. 1976. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na Região de Itabira, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, Abstracts, 194-195.

Schorscher, H.D. 1978 – Komatiítos na estrutura *greenstone belt* da Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, Recife, SBG. v1, p292-293.

Schorscher, H.D. 1992. Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos précambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnáissicos adjacentes. São Paulo, v.1, 274p., v.2, 394p. (Tese de Livre-Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

Schrank A. & Machado, N. 1996. Idades U-Pb em monazitas e zircões das Minas de Morro Velho e Passagem de Mariana - Quadrilátero Ferrífero (MG). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Camboriu, Anais, 6:470-472.

Vial, D.S. 1988. Mina de Ouro de Passagem de Mariana, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (Eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM, Brasília, 3:421-430.

ANEXO A
FOTOGRAFIAS DE CAMPO DA MINA DE PASSAGEM

Foto A1. Turmalinito finamente laminado (a) nas bordas do veio de quartzo boudinado (b), em contato gradacional com o xisto sericítico (c). O contato da base do veio é constituído por um nível rico em turmalinas (d). Abaixo, ocorre dolomito bandado (e).

Foto A2 –Veio de quartzo boudinado em dolomito bandado. Nota-se a borda do veio mais escura. Esse nível escuro decorre do aumento de turmalina na borda do veio.

A1



A2



Foto A3 – Níveis escuros são xistos (a), e níveis claros são dolomitos (b). Veio de quartzo em xistas sericíticas é truncado na superfície de contato com o dolomito. Contato marcado por falha subhorizontal à foliação, com deslocamento da capa/lapa.

Foto A4 – Detalhe de turmalinitos grossos na borda de veio de quartzo em xistas boudinados.

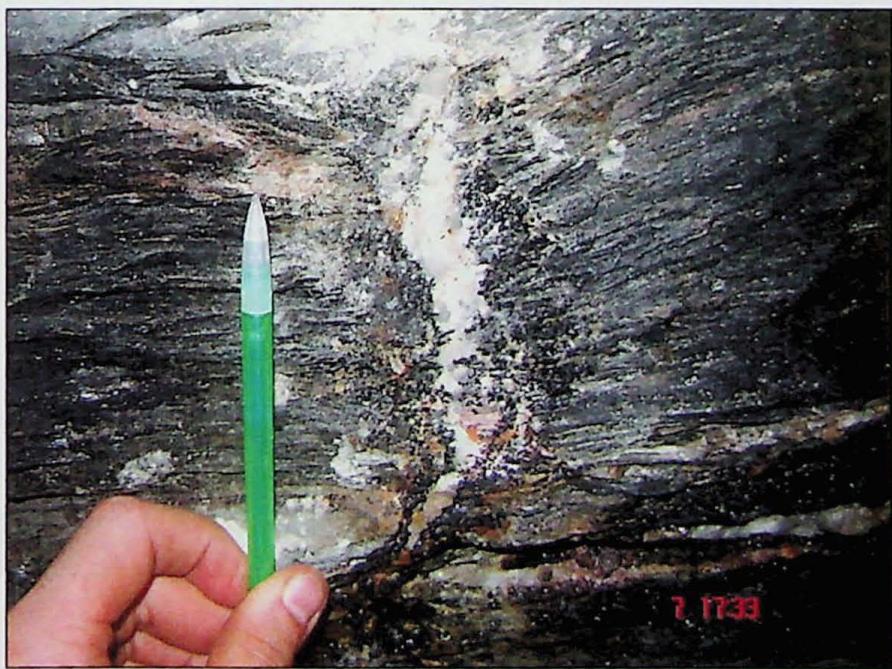
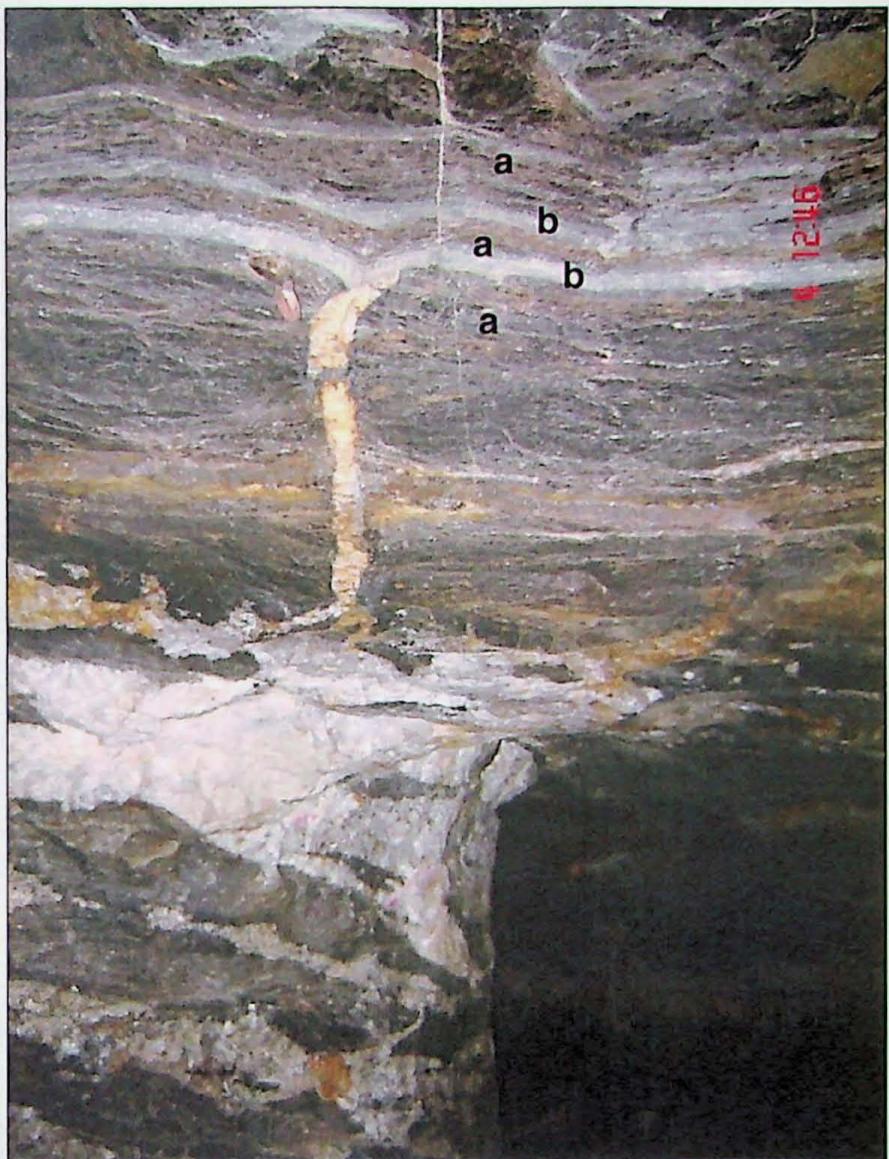
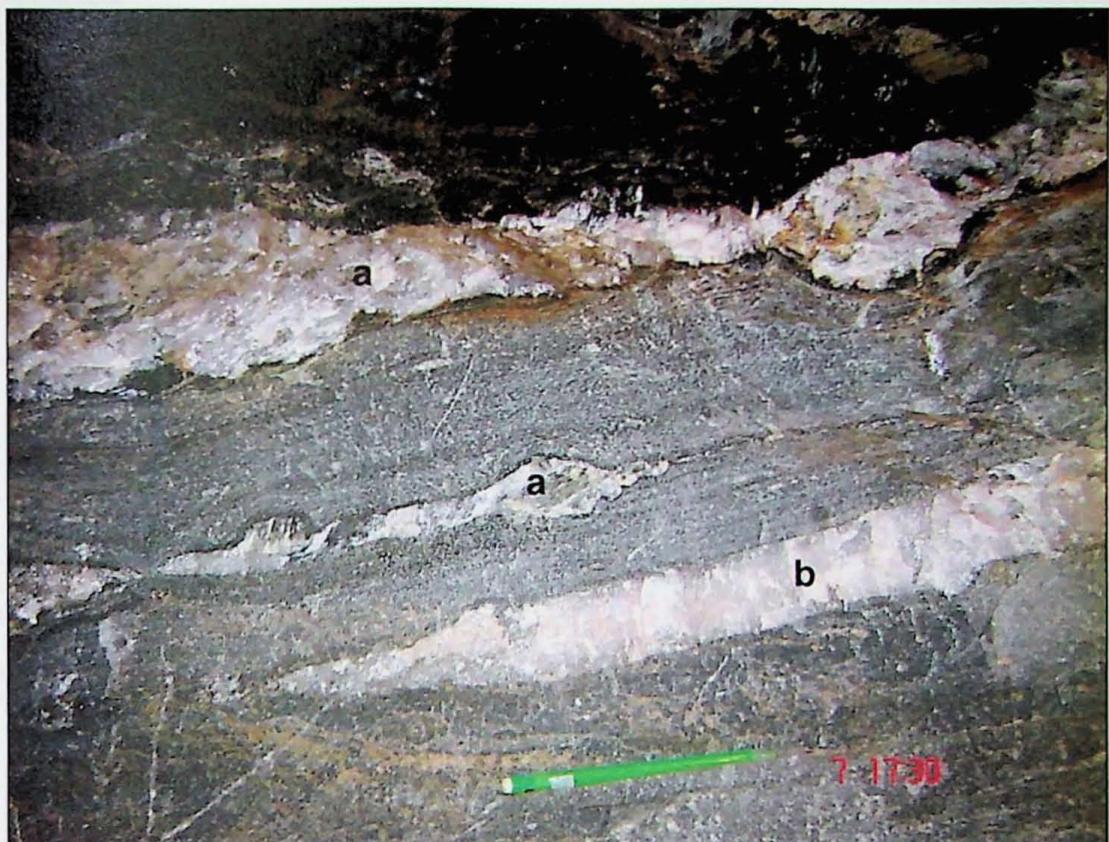


Foto A5 – Detalhe para as duas formas de veio de quartzo: o boudinado, com bordas escuras (a) e o não boudinado, sem bordas escuras (b). Veios ocorrem no dolomito bandado, e na zona de contato entre o dolomito e o xisto, no topo da foto.

Foto A6 – Detalhe do contato falhado entre xisto sericítico e o dolomito.

A5



A6



Foto A7 – Visão geral da Seção C. Em (a), ocorrem níveis de quartzo carbonato pirrotítico, seguido de xistos sericíticos (b) e, abaixo, dolomitos (c) afetados por veios quartzosos. (d)

Foto A8 – Veios de carbonato grosso ocorrem discordantes e oblíquos ao bandamento dolomítico.

A7



A8

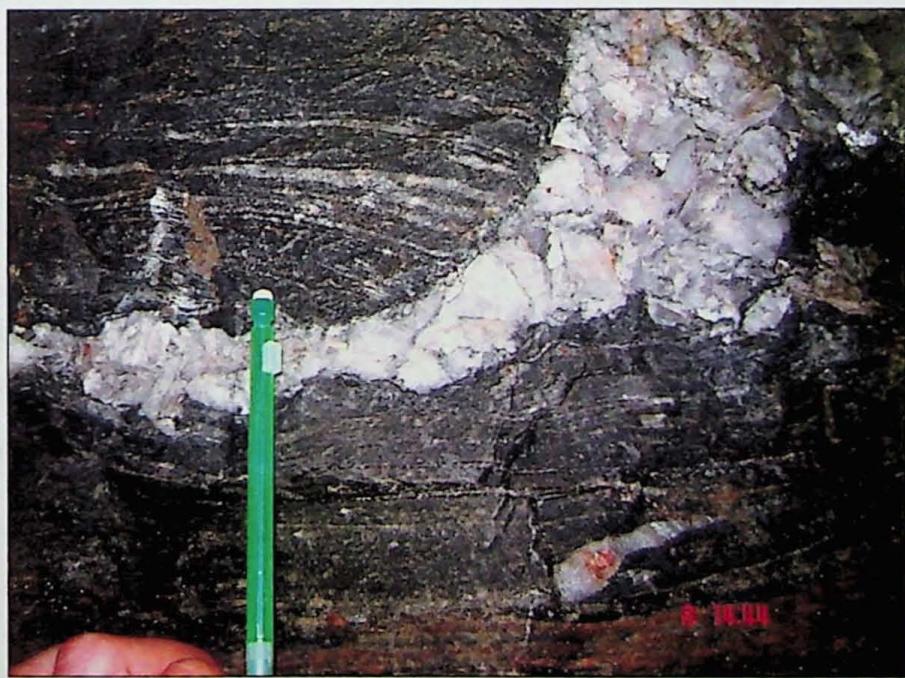


Foto A9 – Relação dos veios de quartzo com o nível quartzítico pirrotítico em contato com os xistos sericíticos. Borda dos veios preenchidos por turmalinas.

Foto A10 – Nível de turmalinito ocorre boudinado no dolomito, com associação de veios de quartzo.

A9



A10



Foto A11. Veio de quartzo com fragmentos de turmalinito, dolomito e xisto, além de conter arsenopirita e grãos de turmalina

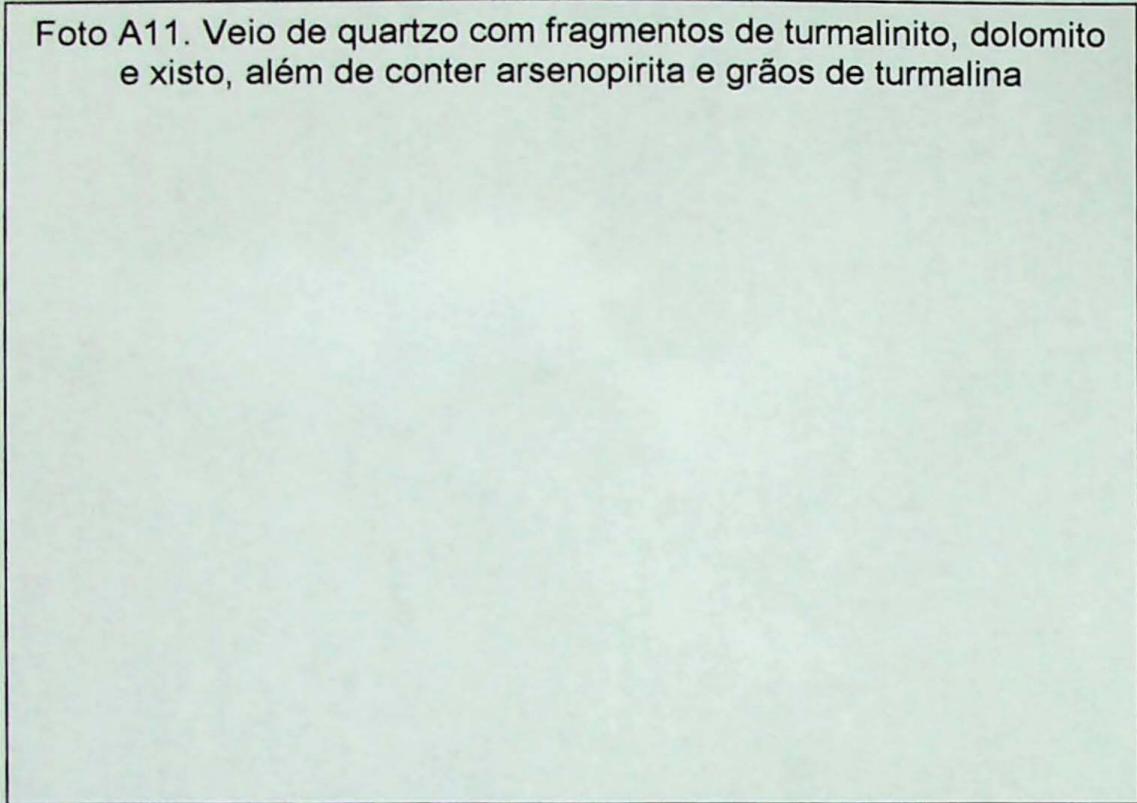
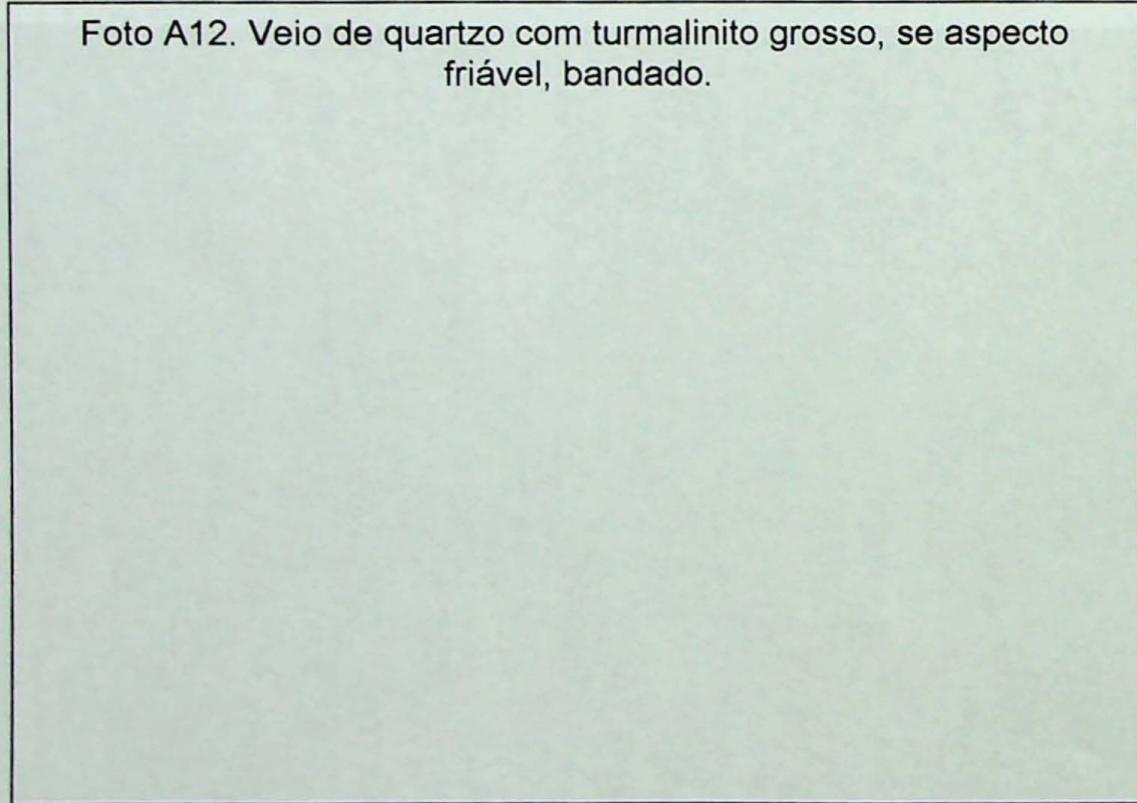
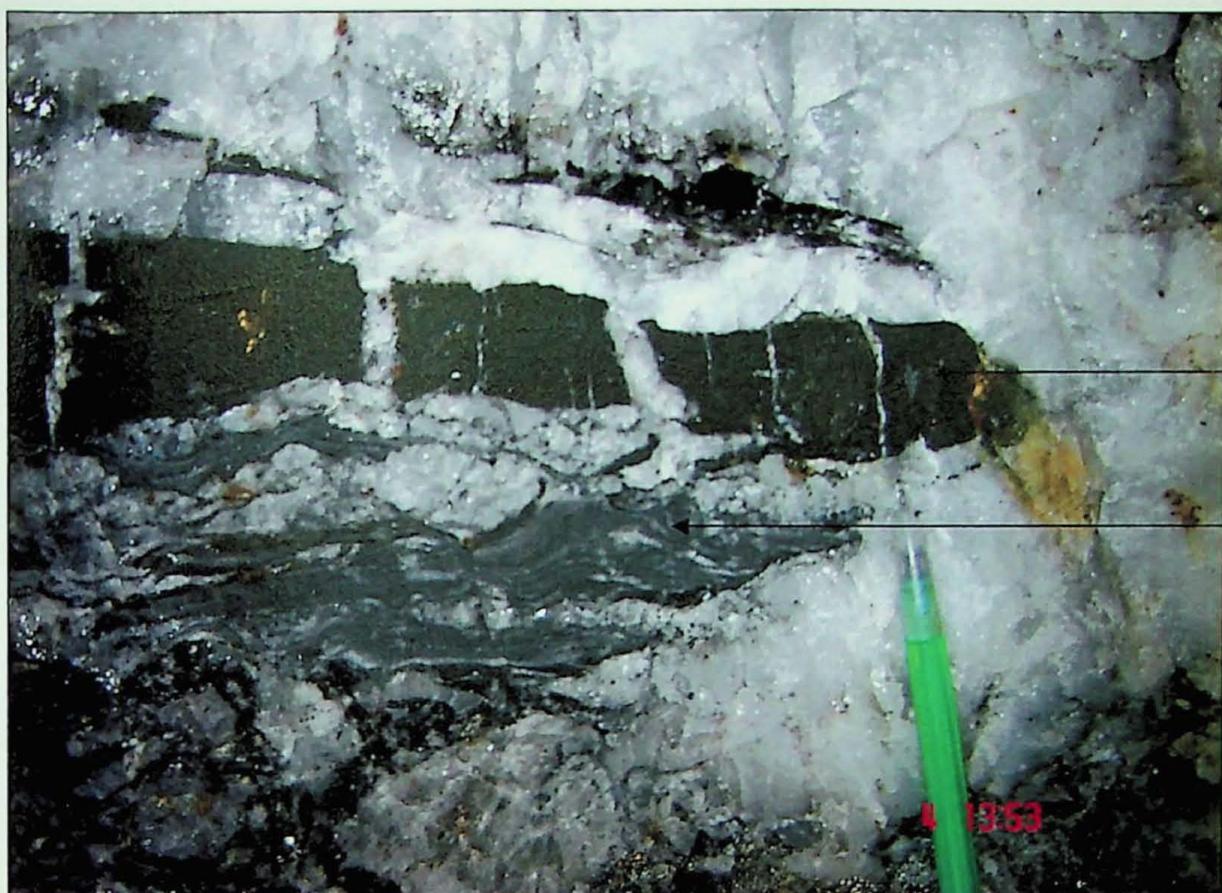


Foto A12. Veio de quartzo com turmalinito grosso, se aspecto friável, bandado.



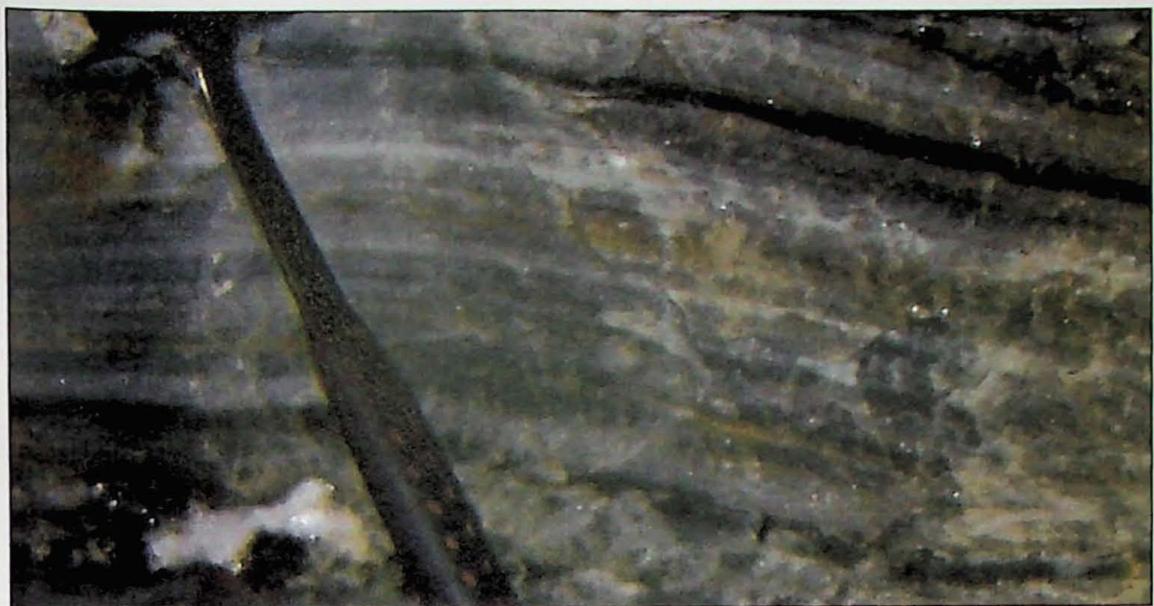
A11



A12



Foto A13. O bandamento composicional do dolomito reflete diferenças de proporção entre quartzo, carbonato e turmalina. Níveis escuros são ricos em turmalina, o que dá a coloração mais escura.



A13

Laminae
bedrock

