



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVOLUÇÃO TECTONOTERMAL E PROCESSOS MULTIFÁSICOS DE
MINERALIZAÇÃO DE OURO NO DEPÓSITO TURMALINA,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, BRASIL**

AUTOR: Wendell Fabricio Silva

ORIENTAÇÃO Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière (Orientador)

Prof. Dr. Bernhard Manfred Bühn (Co-orientador)

Nº

**BELO HORIZONTE
DATA (_ / _ / _)**

Wendell Fabricio Silva

EVOLUÇÃO TECTONOTERMAL E PROCESSOS MULTIFÁSICOS DE
MINERALIZAÇÃO DE OURO NO DEPÓSITO TURMALINA,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, BRASIL

Dissertação de Mestrado apresentada junto ao
Colegiado de Pós-graduação em Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal de Minas Gerais, como requisito
parcial à obtenção do título de mestre.

Área de concentração: Geologia Econômica e
Aplicada

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

Co-orientador: Prof. Dr. Bernhard M. Bühn
(UnB)

Belo Horizonte

Instituto de Geociências da UFMG

2016

“Poderoso pra mim não é aquele que descobre ouro.
Pra mim poderoso é aquele que descobre as insignificâncias (do mundo e as nossas).
Por essa pequena sentença me elogiaram de imbecil.
Fiquei emocionado e chorei.
Sou fraco para elogios.”

Tratado geral das grandezas do ínfimo. Manoel de Barros

AGRADECIMENTOS

À minha mulher, Flávia, por “apoiar meus projetos e estar sempre ao meu lado”. À Lis, que nasceu durante meu curso de mestrado e que, mesmo sem saber, foi exemplo para mim de como vencer desafios. Por ela, eu sou mais forte.

À minha família, sobretudo meus pais e minha irmã Roberta, pelo apoio incondicional e suporte durante todo o trabalho.

Ao PhD Rosière, a quem eu chamo de Mestre porque é isso que ele representa para mim. Dono de um conhecimento geológico gigantesco e que tenho a honra de dizer que sou aluno. Aquele que consegue usar dos mais variados exemplos da vida para me ensinar e instruir (sempre começando com um “é que nem aquela história...”). Obrigado pelos grandes e-mails, muitos de madrugada. Obrigado pelo bom humor e valiosa contribuição. Estarei sempre por perto.

Ao PhD Bernhard Buhn, grande geoquímico, que me acolheu em Brasília e abriu um universo de possibilidades na UnB para mim. Sempre solícito, educado e que se tornou meu amigo. Uma pessoa que me mostrou como ter muito respeito pela ciência geológica, buscando sempre qualidade. Muito obrigado.

À Jaguar Mining Inc., empresa que me deu suporte nos trabalhos de campo e coletas de amostras, além da disponibilização e permissão de publicação de dados. Agradecimento especial ao geólogo Carlos Ribeiro Luiz, exemplo de profissionalismo e gestão, e todos os técnicos, ajudantes e geólogos da Mina Turmalina: Rômulo Cruz, Williams Santos, Carlos Michel, Alvânia Augusta, Armando Filho, Lucas e Aloma Tente.

Aos inúmeros geólogos que colaboraram com discussões e suporte técnico, especialmente Ana-Sophie, pelos gráficos geoquímicos e colaborações diversas; Yuri Ribeiro, pela colaboração com os isótopos; Ruy Vasconcelos na UFMG e Jaqueline Menez na UnB, pelas grandes ajudas nas análises químicas em microsonda; William Campos, grande conhecedor da geologia na região de Pitangui que forneceu grandes dicas; Breno Martins, estudante sério que foi fonte de inspiração para mim; e Bruno Velasco, meu parceiro de Brasília sempre crítico e inteligente.

À CAPES, pela concessão de bolsa durante todo o período de estudos do mestrado.

Aos amigos da Pós-graduação em Geologia da UFMG, especialmente aos “Chireque’s”, pelas parcerias e diversões.

Aos amigos e professores da Pós-graduação em Geologia da UnB, pela convivência harmônica e discussões geológicas.

É bastante provável que tenha esquecido de alguém, mas certamente me lembrarei mais tarde e registrarei, de alguma outra forma, meus agradecimentos.

RESUMO

A jazida Turmalina produziu aproximadamente 48 mil oz. de ouro em 2014. O depósito ocorre na base do *greenstone belt* Arqueano Rio das Velhas, na região NW do Quadrilátero Ferrífero, uma das maiores províncias do mundo. A sucessão litológica consiste em uma sequência metavulcano-sedimentar metamorfisada na fácies anfibolito intrudida por um granito da Suíte Intrusiva Mato Dentro. Os corpos minerais estão confinados em uma geometria tabular controlada em zonas de cisalhamento WNW-ESE, mergulhando para NNE. O caimento (*plunge*) da mineralização (para ESE) nos planos de cisalhamento é definido pelo eixo-X dos *boudins* de quartzo e pela lineação mineral e de estiramento L_1 . Dois eventos deformacionais são descritos em Turmalina, G_1 e G_2 . A geração de estruturas G_1 (provavelmente confinada entre 2749 e 2664 Ma) se desenvolveu em um evento compressivo e progressivo com transporte tectônico inicial de N para S que migrou a NNE para SSW. A segunda geração de estruturas G_2 é interpretada como resultado de uma contínua atividade transpressiva da zona de cisalhamento G_1 , porém em condição dúctil-rúptil. Embora a hipótese de ser Paleoproterozóica, não esteja descartada. Três gerações de veios foram identificadas: V_1 , V_2 e V_3 , sendo os dois primeiros mineralizados em ouro. A mineralização aurífera ocorre principalmente como faixas delgadas de sulfetos disseminados ou como agregados maciços de sulfetos nas bordas dos veios V_1 . Os veios V_2 estão relacionados com o desenvolvimento das falhas de empurrão e, microscopicamente, de vênulas de quartzo e carbonato que truncam a foliação principal. V_3 ocorrem como veios delgados sem orientação preferencial. Alteração hidrotermal associada com os veios inclui silicificação, carbonatação, sericitização, cloritização e sulfetação. Os corpos minerais estão relacionados a veios compostos por quartzo (>80%) fumê e leitoso, carbonato e sulfetos. O sulfeto mais abundante é pirrotita, mas a abundância de ouro é diretamente proporcional à concentração de arsenopirita. Ocorre também pirita e menores quantidades de calcopirita e loellingita. Três associações de sulfetos são identificadas, sendo as duas primeiras mineralizadas. Os sulfetos de primeira associação com ouro precipitaram próximos ao pico metamórfico (em temperaturas inicialmente em torno de 590 °C, chegando a 510 °C) e guardam íntima relação com o desenvolvimento de G_1 , que certamente precede a intrusão granítica (datada em 2664 ± 35 Ma). A segunda associação de sulfetos com ouro é possivelmente produto de remobilização da primeira, sendo recristalizados em um ambiente de resfriamento com temperaturas variando de 490 a 366 °C. Três gerações

de granada foram reconhecidas no Depósito Turmalina: Grt₁, Grt₂ e Grt₃. Grt₁ mostra estágio de crescimento com núcleo pré a sin-tectônico e borda tardi-tectônica associado ao evento Arqueano G₁ e em condições de retrometamorfismo (máximo de 625°C no núcleo e mínimo de 548 °C nas bordas). O início da precipitação dos sulfetos da primeira associação se deu antes do término de seu crescimento. Grt₂ está associada à ascensão e instalação do corpo granítico nas rochas encaixantes. Esta granada é de origem tardi a pós-tectônica em relação ao evento G₁ e se deu em condições de metamorfismo progressivo. Os sulfetos da primeira associação indicam que o processo de mineralização continuou com o resfriamento pós-Grt₂ até temperaturas próximas de 510 °C. Grt₃ tem ampla distribuição espacial no depósito e seu crescimento ocorreu associado ao metamorfismo regional, sendo interpretada como pós-G₁ e pré-G₂. Isótopos de enxofre foram analisados por *laser ablation* MC-ICP-MS. Pirrotitas, arsenopiritas e pirritas pertencentes à primeira e segunda associação apresentaram uma gama de valores $\delta^{34}\text{S}$ de 3.29 a 4.42‰ e 2.94 a 5.76‰, respectivamente. Comparando com outros depósitos no Quadrilátero Ferrífero e no mundo e usando dados geológicos, interpreta-se que o fluido responsável pela mineralização no Depósito Turmalina tenha origem metamórfica, sendo favorecido pelo aumento da temperatura durante a ascensão do corpo granítico.

Palavras-chave: *Greenstone belt* Arqueano; Quadrilátero Ferrífero; Depósito Turmalina; Ouro; Evolução tectonotermal; Termometria; Isótopos de enxofre

ABSTRACT

The Turmalina gold deposit is located in the NW of the world-class Quadrilátero Ferrífero iron-gold province, at the base of the Archean Rio das Velhas greenstone belt. The lithological succession consists of a volcano-sedimentary sequence intruded by the Mato Dentro Granitic Suite. The gold-bearing orebodies are confined to shear zones. The Archean G_1 compressive event starts with an initial N-S shortening and then moves towards transport from the NNE to the SSW. The second generation of structures G_2 is interpreted as the result of a continuous activity of the transpressional G_1 shear zone however under ductile-brittle conditions. Three sulfides assemblages are identified, first two mineralized in gold. The first sulfide assemblage is associated with the G_1 metamorphic peak that precedes the granitic intrusion at 2664 ± 35 Ma. The second association of sulfides, remobilized during a decrease in temperature, is associated to the G_2 event. Three generations of garnet were recognized. Grt_1 depicts a pre- to syntectonic core and late-tectonic rim developed during the G_1 event. Garnet-biotite temperatures yielded up to 625°C for the cores and a minimum of 548°C for the rims. Grt_2 is late- to post-tectonic, associated with the intrusion of the granite, yielding temperature near the peak of metamorphism. Grt_3 occurs as late stage blasts overgrowing the pervasive G_1 -tectonic fabric. The $\delta^{34}\text{S}$ isotope values from the first and second sulfide assemblages range from 3.29 to 4.42‰ V-CDT and 2.94 to 5.76‰ V-CDT, respectively. In comparison with other gold deposits from worldwide, it is suggested that the Au derives from sedimentary and/or volcano-sedimentary layers such from the Nova Lima Group. The hydrothermal fluid responsible for the gold mineralization at the Turmalina deposit developed initially during prograde metamorphism at upper amphibolite facies conditions, shortly before the temperature peak associated with granitic intrusion, and continued until lower temperatures (around 510°C). The gold remobilization and the formation of a second sulfide assemblage occurred at a post-metamorphic stage during the G_2 event at temperatures between 490 and 366°C .

Keywords: Archean greenstone belt; Quadrilátero Ferrífero; Turmalina Mine; Gold; Tectonic evolution; Thermometry; Sulfur isotope

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. Localização da área e vias de acesso para a Mina Turmalina, a partir de Belo Horizonte, Minas Gerais.

Fig. 2. (A) Mapa geológico esquemático do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais/Brasil) evidenciando o Supergrupo Rio das Velhas e outros *greenstone belts* correlacionados. (B) Mapa geológico da região de Pitangui.

Fig. 3. Estratigrafia esquemática do Depósito Turmalina baseado no mapeamento geológico (Fig. 5 a 7) combinada com a coluna estratigráfica regional do Supergrupo Rio das Velhas proposta para a região de Pitangui.

Fig. 4. Lâminas delgadas polidas representativas da sequência litológica simplificada no depósito Turmalina. Mostra a zona de silicificação sulfetada - ZSS (proximal), passando pela Unidade Vulcano-sedimentar (MVS) até o anfibolito (distal) da Unidade máfica-ultramáfica (MMU).

Fig. 5. Mapa geológico de detalhe do Corpo B no Nível 6, sub-nível 2 (cota 226m) da Mina Turmalina. Escala de mapeamento: 1:200.

Fig. 6. Mapa geológico de detalhe do Corpo A no Nível 8, sub-nível 3 (cota 97m) da Mina Turmalina. Escala de mapeamento: 1:200.

Fig. 7. Mapa geológico de detalhe do Corpo A no Nível 8, sub-nível 3 (cota 97m) da Mina Turmalina. Escala de mapeamento: 1:100.

Fig. 8. Feições petrográficas representativas da estratigrafia do Depósito Turmalina. (A) Fotomicrografia de anfibolito mostrando textura nematoblástica da hornblenda e a substituição de ilmenita por titanita. (B) Mesmo ponto da figura 3B. (C) Fotomicrografia de biotita xisto evidenciando textura lepdoblástica e a substituição de biotita para clorita, muito comum nas rochas hospedeiras em Turmalina. (D) Textura granolepdoblástica em quartzo-biotita xisto com vênula (V_2) de carbonato e sericita. (E) Fotomicrografia de apófise de granito com quartzo,

plagioclásio, K-feldspato e biotita. (F) Apófise granítica intrusiva nas rochas hospedeiras do Corpo A-SE, nível 7, subnível 2. (G) Fotomicrografia de granada-biotita-quartzo xisto. (H) Fotomicrografia de estaurolita-biotita-quartzo xisto, evidenciando porfiroclasto de estaurolita em avançado grau de alteração a clorita e mica. Ver sombra de pressão com precipitação de quartzo.

Fig. 9. (A) Mapa estrutural integrado dos corpos A e B do depósito Turmalina. Note posicionamento dos corpos no retângulo. (B) Projeção estereográfica da lineação mineral e de estiramento L_1 associada ao plano modal de S_1 no depósito. (C - I) Projeção estereográfica de S_1 nos domínios SW, N, NE e SE, respectivamente.

Fig. 10. (A) Estrutura típica dos veios de quartzo V_1 nos corpos minerais mostrando a trajetória da foliação principal S_1 , lineação de estiramento e eixo-x dos boudins e a clivagem de crenulação (S_2). (B-D) Projeção estereográfica e diagrama de rosas da foliação S_1 medidas em todo depósito, com exceção do domínio NE, no Corpo-B. (C) Projeção estereográfica e diagrama de rosas da foliação S_2 medidas em todo depósito. (D) Projeção estereográfica das lineações L_1 e L_2 e os planos de moda de S_1 e S_2 . (E-F) Aspecto geral das foliações S_1 e S_2 e das lineações L_1 e L_2 em escala de afloramento. (G) Fotomicrografia de quartzo-biotita xisto mostrando S_2 bem desenvolvida. (H) dobras apertadas F_2 . (I) Falhas de empurrão com vergência para SW e veio V_2 . (J) Falha de empurrão com mergulho para SSE mostrando inflexão da foliação e *slickenlines* no plano da falha.

Fig. 11. Indicadores cinemáticos de movimento sinistral associados com o cisalhamento dúctil. (A) Boudins assimétricos com rotação reversa. (B) Fotomicrografia de veio de quartzo (Qtz) *boudinado* indicando setores de compressão e estiramento (setas pretas). (C) Fotomicrografia de quartzo-biotita xisto com estrutura S/C. (D) Fotomicrografia de quartzo-biotita xisto com estrutura S/C e *mica-fish* de biotita.

Fig. 12. Modelo esquemático do controle estrutural dos corpos de minério A e B no Depósito Turmalina. Mostra a zona de silicificação sulfetada controlada pelas zonas de cisalhamento sinistral. Note um exemplo de subcorpo do Corpo B evidenciando os veios V_1 *boudinados* e com estruturas tipo *pinch-and-swell* com eixo-X paralelo à lineação mineral e de estiramento L_1 , que definem o caimento (*plunge*) da mineralização. Falhas de empurrão representativas da

segunda geração de estruturas G_2 são definidas pelas superfícies verde (primeira população de falhas) e azul (segunda população de falhas).

Fig. 13. Associação mineral metamórfica no depósito Turmalina em relação às unidades de mapeamento.

Fig. 14. Estilos de mineralização e sistema de veios. (A) Veio V_1 boudinado no teto da galeria subterrânea. (B) Faixa de sulfetos disseminados. (C) Testemunho de sondagem mostrando o veio tipo V_2 , com pirita e pirrotita. (D) Amostra de V_2 com pirrotita, pirita e arsenopirita. (E) Testemunho de sondagem com o veio de quartzo tipo V_3 , discordante ao S_1 , com pirita na borda.

Fig. 15. Mineralização em ouro e associações de sulfetos no Depósito Turmalina. (A) Fotomicrografia de grãos de ouro em pirrotita associada a arsenopirita. (B) Imagem digital de um cristal de arsenopirita com inclusão de loellingita e grãos finos de ouro na borda. (C) Imagem digital de arsenopirita da segunda associação de sulfetos com borda de alteração a epidoto e grande quantidade de grãos de ouro disseminados. (D) Fotomicrografia de rocha típica da zona de mineralização sulfetada, com pirrotita fina porosa, arsenopirita e loellingita. (E) Fotomicrografia de vênula de quartzo-carbonato-sericita (V_2). (F) Fotomicrografia de pirita e pirrotita da terceira associação de sulfetos.

Fig. 16. Fotomicrografias de porfiroblastos de granada (A-D) mostrando perfis analisados (E) das três gerações. Zonamento é dado por Piropo (MgO), Grossulária (CaO) e Espessartita (MnO).

Fig. 17. Geotermômetro granada-biotita. Diagrama de PT mostrando as retas da reação Flogopita + Almandina \rightarrow Anita + Piropo conforme Berman (1991) para granadas ($Grt_{1, 2, 3}$) das diferentes gerações.

Fig. 18. Geotermômetro da arsenopirita. Dados do Depósito Turmalina em diagrama proposto por Kretschmar & Scott (1976), que mostra a composição da proporção atômica de arsênio em arsenopirita em função da temperatura de cristalização.

Fig. 19. Mudanças mineralógicas envolvidas na alteração hidrotermal nas rochas do Depósito Turmalina (anfíbolito, sequência metassedimentar e zona de mineralização sulfetada).

Fig. 20. Diagrama esquemático da evolução tectono-termal do Depósito Turmalina no contexto do QF e suas implicações com os eventos responsáveis pela mineralização de ouro. A coluna de temperatura foi realizada incluindo dados geotermométricos (par granada-biotita e em arsenopirita associada ao ouro).

Fig. 21. (A) Gama de valores de isótopos de enxofre (S) para sulfetos de meteoritos, xenólitos do manto, rochas ígneas e sedimentos modernos. (B) Valores obtidos em arsenopirita, pirita e pirrotita das diferentes gerações de sulfetos.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resumo da proposta de evolução estrutural da região de Pitangui (Romano, 2006) comparada aos modelos de Alkmin & Marshak (1998) e Baltazar & Zucchetti (2007) para o QF.

Tabela 2. Análises de microsonda eletrônica nos perfis das diferentes gerações de granadas. Cátions normalizados para 12 O.

Tabela 3. Síntese das análises de granada e biotita em microsonda eletrônica, normalizados para 12 O (granada) e 22 O (biotita) utilizadas para os cálculos geotérmicos. (Alm – almandina; Grs – grossulária; Prp – piropo; Sps – Espessartita).

Tabela 4. Dados composicionais de cristais de arsenopirita de amostras mineralizadas do depósito aurífero Turmalina obtidos de microsonda eletrônica.

Tabela 5. Composição de isótopos de enxofre de arsenopirita (Apy), pirita (Py) e pirrotita (Po) de rochas da zona de silicificação sulfetada no Depósito Turmalina.

Tabela 6. Elementos estruturais e a evolução no Depósito Turmalina. Os dados geocronológicos estão baseados em (1) Baltazar & Zucchetti (2007) e (2) Tassinari *et al.* (2015)

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
1.1. APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS.....	16
1.2. OBJETIVOS.....	17
1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	18
2. HISTÓRICO DO INTERESSE GEOLÓGICO NA REGIÃO DE PITANGUI E A DESCOBERTA DO DEPÓSITO TURMALINA	19
3. MÉTODOS DE TRABALHO, AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS 21	
4. GEOLOGIA REGIONAL.....	24
4.1. TRABALHOS ANTERIORES.....	24
4.2. ESTRATIGRAFIA.....	26
4.3. ARRANJO ESTRUTURAL.....	29
5. ASPECTOS GEOLÓGICO DO DEPÓSITO TURMALINA.....	31
5.1. CORPOS DE MINÉRIO A E B.....	31
5.2. LITOESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA.....	31
5.2.1. Unidade máfica-ultramáfica (MMU)	34
5.2.2. Unidade vulcano-sedimentar (MVS)	34
5.2.3. Granito – Suíte Intrusiva Mato Dentro.....	36
6. CRONOLOGIA DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS E CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO	42
6.1. PRIMEIRA GERAÇÃO DE ESTRUTURAS (G_1).....	44
6.2. SEGUNDA GERAÇÃO DE ESTRUTURAS (G_2).....	45
6.3. CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO	49
7. METAMORFISMO E O CRESCIMENTO DOS PORFIROBLASTOS DE GRANADA	51
8. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NO DEPÓSITO TURMALINA	53
8.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS.....	53

8.2.	<i>SILICIFICAÇÃO E O SISTEMA DE VEIOS</i>	54
8.3.	<i>ESTILOS DE MINERALIZAÇÃO</i>	54
8.4.	<i>SULFETAÇÃO E MINERALIZAÇÃO EM OURO</i>	55
9.	RESULTADOS	58
9.1.	<i>COMPOSIÇÃO DAS GRANADAS E O TERMÔMETRO GRANADA-BIOTITA</i>	58
9.2.	<i>A COMPOSIÇÃO DOS SULFETOS E O GEOTERMÔMETRO DA ARSENOPIRITA</i>	62
9.3.	<i>ISÓTOPOS DE ENXOFRE</i>	66
10.	DISCUSSÕES	67
10.1.	<i>A EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL DO DEPÓSITO TURMALINA BASEADA NAS GERAÇÕES DE GRANADAS</i>	67
10.2.	<i>ALTERAÇÃO HIDROTERMAL RELACIONADA AOS EVENTOS DE MINERALIZAÇÃO</i> 68	
10.3.	<i>EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO DEPÓSITO TURMALINA NO CONTEXTO REGIONAL</i> 70	
10.4.	<i>CONSIDERAÇÕES ACERCA DA IDADE DA MINERALIZAÇÃO EM TURMALINA</i>	73
10.5.	<i>ISÓTOPOS DE S E A FONTE DO OURO DO DEPÓSITO TURMALINA</i>	76
10.6.	<i>ARSENOPIRITA COMO INDICATIVO DA RELAÇÃO ENTRE EVENTO TECTÔNICO E A PRECIPITAÇÃO DO OURO</i>	79
11.	CONCLUSÕES	80
12.	REFERÊNCIAS	83
	ANEXO I – MAPA DE LOCALIZAÇÃO E COLETA DE AMOSTRAS	93
	ANEXO II – PETROGRAFIA MICROSCÓPICA	94
	ANEXO III – QUÍMICA MINERAL: DIAGRAMAS E RESULTADOS	101
	ANEXO IV – MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO DO DEPÓSITO TURMALINA (A1)	108

1. INTRODUÇÃO

O Depósito Turmalina é um depósito de ouro orogênico hospedado em rochas da base de uma típica sucessão *greenstone belt* Arqueana na região NW do Quadrilátero Ferrífero (QF), Minas Gerais, que é considerada por diversos autores (e.g. Renger *et al.*, 1994; Baars & Rosière, 1997; Romano, 1989; Tassinari *et al.*, 2015) como pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas. O QF é uma importante província metalogenética brasileira localizada no sul do Cráton São Francisco (Almeida, 1977; Inda *et al.*, 1984) e tem uma das maiores produções minerais no mundo, com destaque para ferro e ouro. A região de Pitangui e Conceição do Pará (Fig. 1 e 2A), embora não esteja situada na quadrícula de Dorr (1969), é considerada como parte do QF por abranger unidades correlatas ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas e sujeitas à mesma evolução tectônica. Atualmente, esta região tem sido alvo de várias pesquisas para ouro realizadas, principalmente, por três empresas de mineração: (i) Jaguar Mining, que é titular dos depósitos e/ou áreas de pesquisa Turmalina, Faina, Pontal, Zona Basal e Fazenda Experimental, localizadas no Lineamento Pitangui; (ii) IamGold Corporation, que tem o Depósito São Sebastião e os alvos Aparição e Onça Penha, localizados no Lineamento Penha-Onça e; (iii) Micapel Slate, que tem um alvo, também no Lineamento Penha-Onça.

Os corpos mineralizados no *greenstone belt* Rio das Velhas são controlados estruturalmente e ocorrem associados com alteração hidrotermal ao longo de zonas de cisalhamento em escala regional (Baltazar & Zucchetti, 2007). As mineralizações são epigenéticas e relacionadas ao enriquecimento de sulfetos nas rochas hospedeiras (Lobato *et al.*, 2001b). Embora as principais litologias hospedeiras das mineralizações auríferas sejam as formações ferríferas bandadas (Vial *et al.*, 2007a), no Depósito Turmalina, o ouro se relaciona com rochas máficas/ultramáficas e vulcanoclásticas.

A Mineração Turmalina, pertencente ao Grupo Jaguar Mining Inc. é atualmente a titular de áreas de pesquisa de ouro na região de Pitangui, onde ocorre o depósito aurífero Turmalina. Somente em 2014 a Mineração Turmalina produziu 47.996 onças de ouro na mina. As reservas são de 1.266.000 t com teor médio de 5,33 g/t de Au e 217.000 oz/Au e os recursos indicados e medidos atingem 466.000 oz/Au (Jaguar Mining, 2016).

No conjunto de depósitos de ouro no QF, o Depósito Turmalina é um dos menos estudados. Dentre os estudos realizados podemos destacar Frizzo *et al.* (1991), Velasquez David (2011), Oliveira (2012) e Tassinari *et al.* (2015). Embora a geologia, alteração hidrotermal e grau metamórfico sejam abordadas nesses trabalhos, a idade da mineralização e a gênese do depósito são os objetos de maiores debates.

Além de Turmalina, outros depósitos pertencem ao Lineamento Pitangui e foram sujeitos à mesma evolução (Frizzo *et al.*, 1991), com diferenças nas rochas hospedeiras e intensidade da alteração hidrotermal, destacando-se Pontal, Faina e Satinoco. Faina foi operado em lavra a céu aberto e está paralisado desde 2010 e Satinoco está atualmente em produção por lavra subterrânea, assim como Turmalina.

A presente contribuição exhibe os resultados de estudos do autor, incluindo amostragem, mapeamento de galerias subterrâneas na escala 1:100 e 1:200, estudo petrográfico e microestrutural, análise estrutural, química mineral, termometria e isótopos de enxofre. Foi possível demonstrar o controle estrutural e a relação da alteração hidrotermal com o processo de mineralização, bem como propor a evolução geológica e estrutural para o depósito, idade da mineralização e fonte provável para o fluido hidrotermal responsável pela mineralização.

1.1. APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS

Esta dissertação de mestrado faz parte do programa de Pós-graduação em Geologia Econômica e Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). O trabalho foi realizado com a orientação do prof. Dr. Carlos Alberto Rosière, da UFMG e a co-orientação do prof. Dr. Bernhard Bühn, da Universidade de Brasília.

O trabalho de pesquisa partiu da necessidade da Mineração Turmalina, permissionária da empresa Jaguar Mining, em definir o controle estrutural da mineralização aurífera em Turmalina como ferramenta de orientação geométrica em profundidade, além de aspectos genéticos da mineralização. A partir deste ponto, foi estabelecido o contato com o orientador, que designou o trabalho ao autor deste trabalho.

Por fim, o entendimento do controle estrutural e relação dos eventos deformacionais e metamórficos com o (s) episódio (s) de mineralização em ouro se torna de fundamental importância para os modelos prospectivos para a região de Pitangui e Conceição do Pará nas pesquisas em andamento e futuras.

1.2. OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é realizar um estudo geológico/estrutural de detalhe e geoquímico da área que compreende o Projeto Turmalina, visando propor um modelo para a evolução tectono-metamórfica do depósito e o desenvolvimento das mineralizações auríferas. Com base na problemática supracitada, os objetivos específicos deste trabalho são:

- (i) Mapeamento geológico de detalhe e coleta de amostras orientadas em galerias e testemunhos de sondagem;
- (ii) Realização de estudo de análise estrutural de detalhe e construção de mapa estrutural;
- (iii) Classificação das diversas gerações de veios observados nos corpos de minério e rochas encaixantes;
- (iv) Caracterização petrográfica e química mineral de amostras de minério e rochas encaixantes;
- (v) Relação cronológica entre as diversas gerações de granada e os eventos estruturais;
- (vi) Definição do posicionamento geocronológico do granito relativo às rochas encaixantes e aos eventos hidrotermais;
- (vii) Construção de um modelo do arcabouço estrutural dos corpos minerais;
- (viii) Geocronologia relativa e fonte da mineralização aurífera.

1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A Mina Turmalina, seus corpos mineralizados, planta de beneficiamento e suas instalações, estão localizados no município de Conceição do Pará. A mesma está situada a aproximadamente 6 km ao sul do município de Pitangui, principal município da região, e 140 km a noroeste de Belo Horizonte, Minas Gerais (Fig. 1).

O acesso, a partir de Belo Horizonte, se dá pela saída da Rodovia BR-381, sentido São Paulo/SP, até a cidade de Betim, onde se toma o acesso para a Rodovia BR-262 sentido Triângulo Mineiro. Percorre-se aproximadamente 80km nesta rodovia até o trevo da Rodovia MG-423, pela qual, percorrendo-se mais 19,5 km, se atinge a área de estudo. A Mina Turmalina fica a 4km após a entrada para Conceição do Pará.

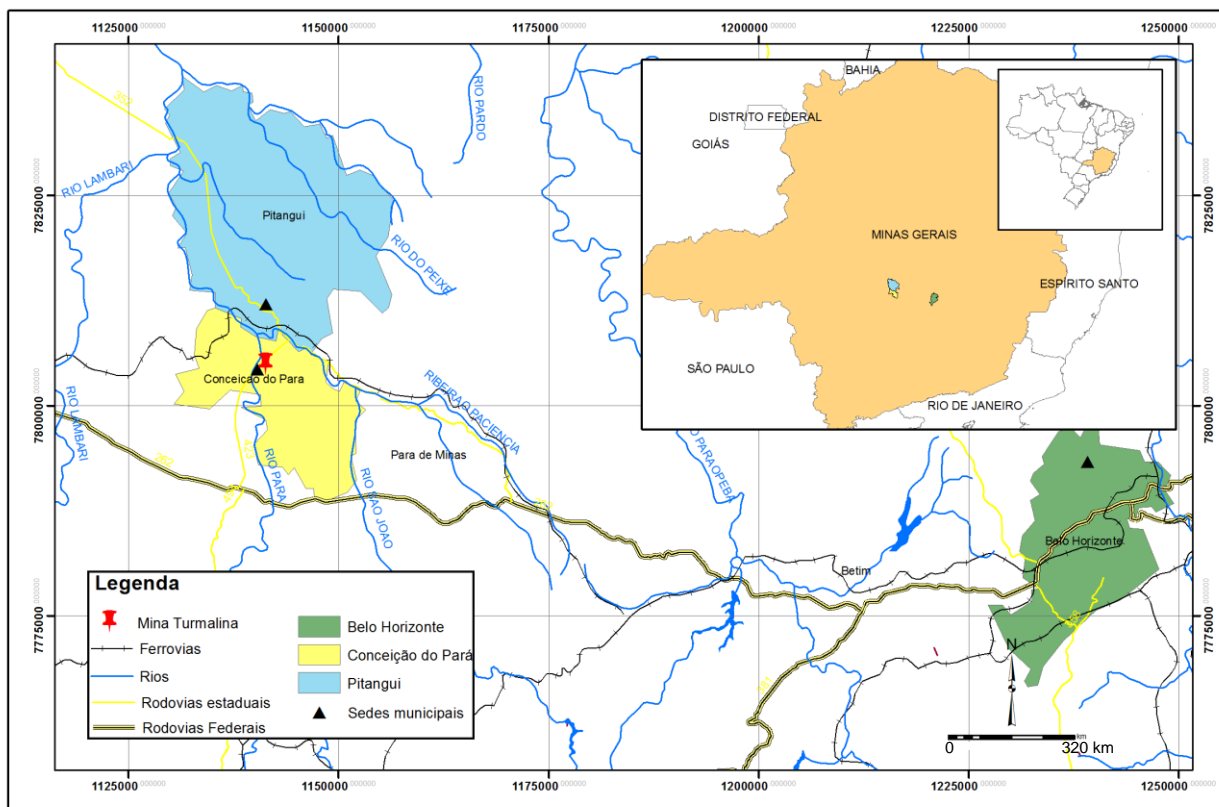


Fig. 1. Localização da área e vias de acesso para a Mina Turmalina, a partir de Belo Horizonte, Minas Gerais.

2. HISTÓRICO DO INTERESSE GEOLÓGICO NA REGIÃO DE PITANGUI E A DESCOBERTA DO DEPÓSITO TURMALINA

A região de Pitangui e Pará de Minas, estado de Minas Gerais, apesar de estar situada na fronteira noroeste do Quadrilátero Ferrífero, talvez o terreno pré-cambriano mais conhecido do Brasil, e possuir um histórico de exploração aurífera na época do ciclo do ouro, nunca foi alvo de intensos estudos geológicos.

A cidade de Pitangui e outras cidades da região foram fundadas pelos bandeirantes no século XVIII, numa época em que o ouro aluvionar era abundante nos rios locais, como o Pará, o São João e outros (de Andrade, 2008). Contudo, com a relativa rápida diminuição dos volumes de ouro nestes rios, em uma época de crescente advento da produção de ouro na região das cidades de Ouro Preto e Mariana, os depósitos de Pitangui e região foram deixados em segundo plano durante muitos anos (Faria Junior, 2005). Neste período, já se iniciaram os estudos de ouro primário em Ouro Preto e arredores.

O primeiro alvará de pesquisa existente para a região data de 1880 e abrangia as áreas de Pitangui e Onça do Pitangui. Durante os anos de 1900, outros alvarás foram requeridos para áreas envolvendo Pitangui, Conceição do Pará e Onça do Pitangui, mas eram concentradas no ouro de aluviões (Romano, 2006).

Somente a partir de meados do século XX foram feitas pesquisas de ouro primário em Conceição do Pará e a descoberta de depósitos mais importantes aconteceram a partir de 1970, patrocinados por empresas mineradoras de renome e que atuavam em todo o Quadrilátero Ferrífero.

Até este momento, a região era mais conhecida pela ocorrência e produção de agalmatolito. De acordo com Carmo & Romano (1996), os depósitos de agalmatolito ficaram conhecidos desde a década de 1930, principalmente entre Mateus Leme e Pará de Minas, onde foram utilizados como minerais industriais não-refratários. A partir da década de 1960 a exploração deste recurso foi realizada com maior intensidade pela Magnesita Refratários S.A., que desenvolveu os agalmatolitos como excelentes matérias-primas na fabricação de refratários sílico-

aluminosos, indispensáveis para o revestimento de altos-fornos de grandes empresas brasileiras.

A atual área onde se encontra se encontra o Depósito Turmalina foi requerida em 1970 pela Mineração Continental Ltda (Campos *et al.*, 2008), pertencente a dois empresários prospectores de São Paulo, que posteriormente negociaram os direitos minerários com a antiga Mineração Morro Velho. Entre os anos de 1980 e 1995, o Depósito Turmalina foi pesquisado pela Unigeo (Grupo AngloAmerican). Nesta época foram definidos os alvos de Turmalina, Satinoco, Faina e Pontal e a lavra de minério oxidado implantada nos mesmos.

Segundo W. Campos (comunicação pessoal, 2014), o nome “Turmalina” surgiu pela ocasião da descoberta do mineral homônimo associado em amostras contendo altos teores de ouro e retiradas em veios de quartzo que afloravam em um morrote. Preliminarmente, os geólogos de exploração definiram o local como “Morro da Turmalina” e, com o avançar das pesquisas, aquele corpo foi definido e se tornou parte da mina, denominada, então, Mina Turmalina.

O fato do ouro ocorrer em cristais finos e disseminados na rocha no município de Conceição do Pará (local onde está o Depósito Turmalina) foi possivelmente o motivo que não permitiu que os bandeirantes o identificassem nas bateias, no auge da produção aluvionar no século XVIII. Ao contrário do município de Pitangui, onde o ouro se concentrou como ‘pepitas’ e foi bastante explorado nessa época. Porém, este último, que estava concentrado no Lineamento Penha-Onça, no município de Pitangui, foi exaurido de forma relativamente rápida (Romano, 2006). No ano de 2004, o Projeto Turmalina foi adquirido pela Jaguar Mining Inc., obtendo dados de recursos medidos e indicados da ordem de 399.000 onças de ouro naquela época. Já em janeiro de 2006 foi concluída uma segunda fase de sondagem na área, aumentando os recursos medidos e indicados para 562.000 onças (TechnoMine Services, 2004).

Atualmente a Jaguar continua pesquisando a base da sequência metavulcano-sedimentar no alvo denominado Zona Basal, situado a NW da cidade de Conceição do Pará. O tipo de mineralização é muito semelhante ao encontrado na área da mina. Ainda na região existem pelo menos outras duas empresas (IamGold e Micapel), que desenvolvem campanhas de prospecção e pesquisa para diversos minerais, principalmente ouro, metais básicos, algamatolito e diamantes.

3. MÉTODOS DE TRABALHO, AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

A metodologia para a caracterização do depósito de ouro Turmalina, nos moldes dos objetivos supracitados, inclui as seguintes ferramentas: levantamento de dados bibliográficos, mapeamento geológico e estrutural de subsuperfície, reconhecimento e correlação de unidades geológicas em superfície, descrição de testemunhos de sondagem, descrição petrográfica e estrutural de seções delgadas, análises de química mineral em microsonda eletrônica, geotermometria e análises de isótopos de enxofre com LA-ICP-MS. Estes métodos estão descritos a seguir:

- 1) Levantamento de dados bibliográficos, onde são abordadas as características geológicas do Quadrilátero Ferrífero com ênfase no Grupo Nova Lima, pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas.
- 2) Mapeamento geológico e estrutural em subsuperfície, na escala 1:100 e 1:200, dos corpos de minério e rochas encaixantes do Depósito Turmalina, realizado durante os meses de julho e novembro de 2014. O mapeamento foi realizado aliado à descrição de testemunhos de sondagem diamantada de 25 furos horizontais, permitiu o detalhamento das características geométricas e estruturais dos corpos de minério A e B e suas rochas encaixantes em três níveis, a saber: (i) Nível 8, Subnível 3 (Corpo-A); (ii) Nível 7, Subnível 2 (Corpo-A, setor SE) e; (iii) Nível 6, Subnível 2 (Corpo-B). Trechos de outros níveis subjacentes também foram mapeados em menor detalhe (Nível 8, Subnível 4; Nível 7, Subnível 0; Nível 6, Subnível 1), para correlações e coleta de amostras. Também foram feitos reconhecimentos das unidades geológicas em superfície. O mapa geológico integrado de todo o depósito com o rebatimento das litologias e estruturas de todos os níveis mapeados para o Nível 6, Subnível encontra-se no Anexo IV.
- 3) Descrição de furos de sondagem do depósito para reconhecimento dos tipos litológicos, estruturas primárias e secundárias, posicionamento estratigráfico e identificação de alteração hidrotermal.

- 4) Descrição de 53 seções delgadas e polidas de rocha para estudos petrográficos e microestruturais. Das amostras coletadas no mapeamento, foram confeccionadas 38 lâminas polidas de amostras das galerias e da superfície e 15 de testemunhos de sondagens para descrições petrográficas, estruturais e para entender a relação entre a litologia, eventos tectono-metamórficos e a mineralização do ouro. Os pontos e localização da amostragem pode ser visto em mapa no Anexo I e as fichas de descrições petrográficas das lâminas delgadas polidas estão discriminadas no Anexo II.

- 5) Para química mineral, um total de 303 análises foi realizado em microsonda eletrônica em duas etapas. A primeira etapa no laboratório de laminação da Universidade de Brasília utilizando equipamento JEOL modelo JXA-8230 em WDS (modo de dispersão por comprimento de onda) e teve foco na caracterização mineralógica das unidades litológicas, zonas mineralizadas e, mais especificamente, dos sulfetos. Para a descrição dos sulfetos, que apoiou a realização das análises isotópicas, foram confeccionadas 19 montagens em resinas polidas (disco de *epoxy* de 25.4mm). Para tanto, os sulfetos foram separados manualmente com o auxílio de mini retificadora com disco diamantado e montados nas resinas com um grão para cada seção. A segunda etapa foi realizada no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais, onde foram analisadas as diferentes gerações de granadas para os estudos de geotermometria do par granada-biotita. Nesta etapa, foi utilizada microsonda eletrônica JEOL modelo JXA-8900RL em modo WDS. Ambos aparelhos são equipados com quatro espectrômetros dispersivos de comprimento de onda, e um espectrômetro de energia dispersiva *Noran*. As análises são adquiridas usando-se o software de análise JEOL ou a ponta de prova para o sistema operacional Windows, e a correção dos raios-X é feita usando o software de correção CITZAF. As condições normais de funcionamento são de 15 kV para silicatos e 20 kV para os sulfetos, com potencial de aceleração 25 nA.

- 6) As composições isotópicas de enxofre foram determinadas utilizando ablação à laser em um espectrômetro de massa *multi coletor* (LA-MC-ICP-MS *Neptune Finnigan*) com plasma acoplado induzido (modelo *New Wave UP213 Nd:YAG*) localizado no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Para análises isotópicas de enxofre foram separados cristais de pirita, pirrotita, calcopirita e arsenopirita. Os cristais foram analisados primeiramente em microsonda eletrônica, utilizando processo supramencionado. No espectrômetro de massa, os

crístais foram analisados para medir o sinal isotópico ^{34}S e ^{32}S das amostras, sendo os resultados apresentados na forma de $\delta^{34}\text{S}$ relativamente ao padrão V-CDT (*Vienna Canyon Diablo Troilite*). Para isótopos de enxofre usou-se o padrão internacional IAEA-S1, monitorado durante as sessões analíticas com o padrão internacional IAEA-S3. O protocolo analítico do método aplicado é detalhado no trabalho de Bühn *et al.* (2012).

4. GEOLOGIA REGIONAL

4.1. TRABALHOS ANTERIORES

O QF já vem sendo alvo de estudos geológicos de maior expressão há quase 200 anos. O primeiro trabalho de mapeamento sistemático regional do Quadrilátero Ferrífero foi realizado por meio de uma parceria entre o DNPM e o USGS (*United States Geological Survey*) entre 1946 e 1964, a qual mapeou a totalidade do então QF na escala 1:25.000.

Entre 1979 e 1987, uma parceria entre a Universidade de Ouro Preto (UFOP) e a Universidade Técnica de Clausthal, Alemanha resultou em um trabalho de mapeamento estrutural integrado no QF nas escalas de 1:2000 a 1:25000. Como principais trabalhos publicados podemos destacar: Rosière (1981), Gloeckner (1981), Cordani *et al.* (1980), Hoefs *et al.* (1982), Chemale Jr *et al.* (1987).

Trabalhos mais recentes que tratam da evolução tectônica e estrutural do QF foram publicados por Chemale Jr. *et al.* (1994), Noce (1995), Endo (1997), Alkmim & Marshak (1998) e Baltazar & Zucchetti (2007).

Apesar de ser bastante próxima ao QF e possuir uma associação litofaciológica e estrutural com o mesmo, a região de Pitangui não foi incluída na maioria dos projetos de estudos mais robustos. A região tornou-se alvo de maior interesse econômico somente a partir da década de 1970 devido à descoberta dos depósitos primários de ouro hospedados nas rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas.

As primeiras pesquisas na região que vai de Mateus Leme a Pitangui são atribuídas a Guimarães & Barbosa (1934, *in* Romano 2006), que a consideraram como uma prolongação da “Série Minas”. Outros trabalhos da época, como os de Leinz (1938) e de Morais (1938), descrevem a geologia das rochas peraluminosas e propõem uma gênese hidrotermal para elas, admitindo um protólito sedimentar.

Coube a Grossi Sad, já em 1968, a primeira referência sobre o posicionamento da grande estrutura dobrada de Pitangui como sendo pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas, porém, tal mapa, em escala 1:1.000.000, não foi publicado, de acordo com Romano (2006). Mais tarde, Costa & Romano (1976, *in* Romano 2006) consideraram toda a sequência de rochas metavulcânicas e metassedimentares na faixa Mateus Leme-Pará de Minas-Pitangui como pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas.

Menezes Filho *et al.* (1977) no relatório final do mapeamento do Projeto Três Marias citam semelhanças litológicas entre as rochas da região de Pitangui e as da Serra do Espinhaço e correlacionam as mesmas. Contudo esta hipótese não foi aceita na maior parte da comunidade científica geológica, visto que existiria diversas divergências com relação à orogenia atuante e padrão estrutural entre elas.

Ladeira (1981) relatou ocorrências de lavas almofadadas em rochas vulcânicas de fácies xistos verdes na localidade de Velho do Taipa, em Pitangui. Estas seriam pertencentes ao Grupo Nova Lima, parte inferior do Supergrupo Rio das Velhas, tipificando toda a unidade arqueana superposta como *greenstone belt*.

Heineck (1997), com estudo geológico da região de Mateus Leme, discutiu a atuação da tectônica transcorrente compressiva no processo de alteração hidrotermal no prolongamento sudeste das estruturas de Pará de Minas.

Frizzo *et al.* (1991) definiram os pacotes metassedimentares do topo da sequência, essencialmente quartzíticos, como pertencentes ao Supergrupo Minas. Este último trabalho também propõe uma nova divisão litoestratigráfica, imputando às rochas metavulcânicas, metavulcano-sedimentares e metassedimentares a denominação de Grupo Pitangui.

Foram realizados também trabalhos específicos, principalmente de mapeamento geológico, no final da década de 1990, dentre os quais pode se destacar Bruzzi *et al.* (1997), Paiva (1999), Romano (1998), Perillo (1998) e Oliveira (1999).

Romano (2006) apresentou a Folha Pará de Minas (1:100.000; SE-23-Z-IV) como resultado de um trabalho de mapeamento geológico sistemático. Este apresentou, também, uma síntese dos trabalhos realizados na região e as ideias mais aceitas até então.

Mais recentemente, Velasquez David (2011) executou uma tese de doutoramento na Mina de Turmalina. A autora fez uma proposta de evolução metalogenética da mineralização, lançando mão, entre outros, de dados geotermobarométricos e geoquímicos, além de estudos micrométricos de inclusões fluidas. Oliveira (2012) descreveu a petrografia e alteração hidrotermal nos corpos minerais em Turmalina e Satinoco. Por fim, Tassinari *et al.* (2015) usou dos dados de Velasquez David (2011) para discutir as implicações geocronológicas no Depósito Turmalina.

4.2. ESTRATIGRAFIA

Dorr (1957, 1969) definiu a subdivisão tectono-estratigráfica da região do QF por: (i) complexo granito-gnáissico, que corresponde ao embasamento cristalino; (ii) *greenstone belt* Arqueano, representado pelo Supergrupo Rio das Velhas e outras sequências correlatas e; (iii) unidades metassedimentares Proterozóicas, representadas pelo Supergrupo Minas, Grupo Itacolomi, Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí.

Os terrenos tipo TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) do Complexo Granito-Gnáissico apresentam estruturas aproximadamente dômicas circundadas por sequências supracrustais e são compostos por gnaisses, granitos com intercalações de anfibólitos e rochas metassedimentares (Schorcher, 1978; Ladeira, 1980). Os TTGs formam a unidade Arqueana mais antiga do QF, com idade mínima de 2.9 Ga (Machado *et al.*, 1989; Machado & Carneiro, 1992).

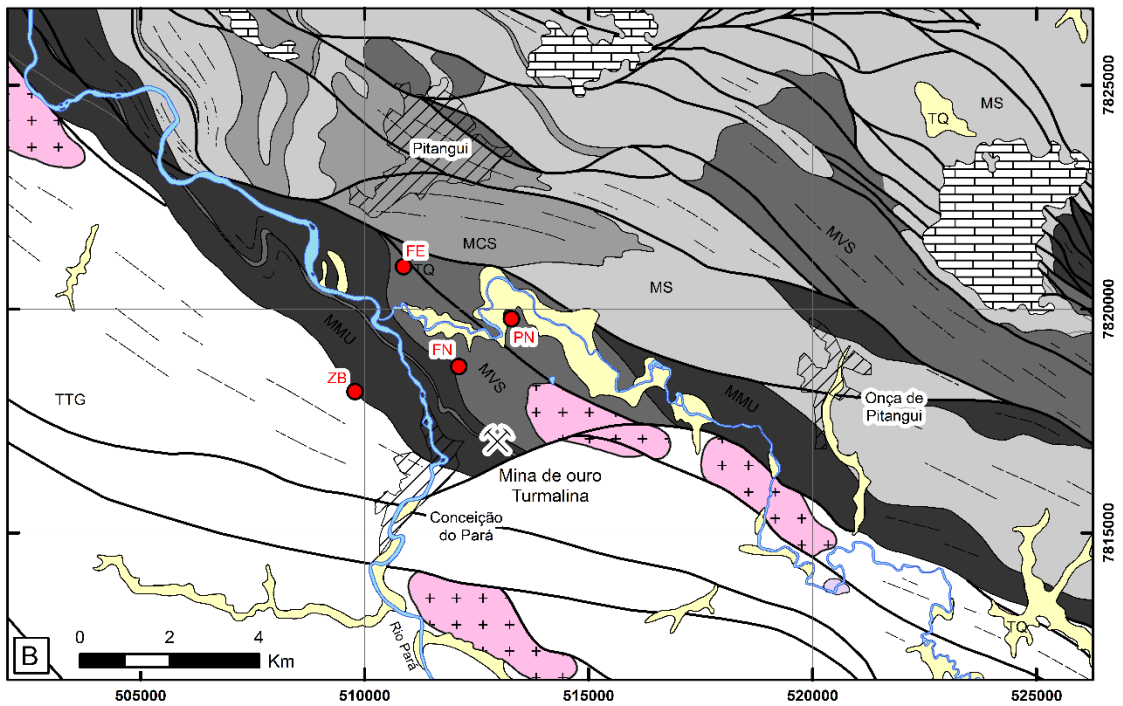
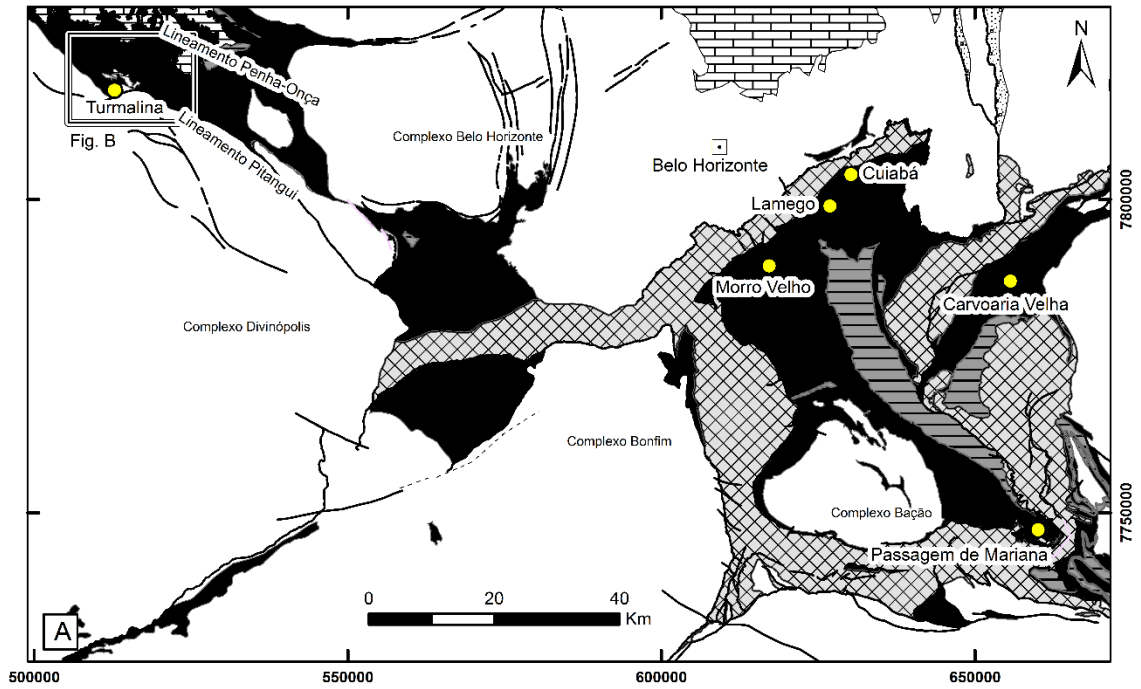
O Supergrupo Rio das Velhas (Schorcher, 1978) é uma sequência de rochas metavulcano-sedimentares de idade arqueana do tipo *greenstone belt*, com idades entre 3.0 e 2.7 Ga (Machado & Carneiro, 1992; Noce *et al.*, 1998; 2007). O Supergrupo Rio das Velhas está dividido nos grupos Nova Lima (base) e Maquiné. O Grupo Nova Lima é composto por rochas ultramáficas, lavas basálticas, grauvacas e arenitos com intercalações de formações ferríferas bandadas (BIF), conglomerados e pelitos carbonáticos (Baltazar & Zucchetti, 2007; Dorr, 1969). O Grupo Maquiné ocorre como arenitos e quartzo-pelito e conglomerados. O contato inferior do Grupo Nova Lima com as rochas do complexo TTG é geralmente ígneo ou

tectônico. Já o contato com as sequências sobrepostas do Grupo Maquiné ocorre, ora concordantemente em contato gradacional, ora discordantemente (Baltazar & Zucchetti, 2007). Frequentemente essas unidades também estão justapostas por falhas de cavalgamento (Dorr, 1969). A sequência *greenstone belt* no QF é metamorfisada predominantemente na fácies xisto verde, embora alguns depósitos apresentem variação local para fácies anfíbolito, como é o exemplo dos depósitos Turmalina (Velásquez David, 2011; Oliveira, 2012) e Passagem de Mariana (Vial *et al.*, 2007b).

Na região de Pitangui, o Grupo Nova Lima representa mais de 95% em área do Supergrupo Rio das Velhas (Fig. 2B). Romano (2006) divide o Grupo Nova Lima nesta região, da base para o topo, como: (i) sequência metaígneia e metassedimentar: rochas vulcânicas metamáficas e metaultramáficas e níveis de rochas metassedimentares, com *metachert*, filito muscovítico, camadas carbonáticas e silicificadas; (ii) sequência metavulcano-sedimentar e metassedimentar: rochas metapiroclásticas, metatufos, níveis delgados de formação ferrífera bandada, metagrauvascas, metaturbiditos e quartzitos.

Uma série de intrusões de granitóides aflora na região e foram datadas entre 2.7 e 2.5 Ga (Romano, 2006). Os corpos granitóides são tardi-tectônicos, representados pela Suíte Intrusiva Mato Dentro, estão posicionados ao longo do lineamento Pitangui. Estes corpos possuem assinatura geoquímica de ambiente colisional continental, como demonstra Romano *et al.* (1995). Em geral, a Suíte Intrusiva Mato Dentro é composta de granitos biotíticos de grão grosso e comumente contém veios ricos em sulfetos (Heineck, 1997).

Além destas unidades, ocorre a cobertura Neoproterozóica representada pelo Grupo Bambuí que aflora, sobretudo, a NE e E do município de Pitangui. O grupo Bambuí nesta região ocorre principalmente como varvitos, calcários, arenitos rítmicos, diamictitos e arcósios. (Romano, 2006).



- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> ● Mina de ouro ● Projeto de pesquisa X Mina de ouro Turmalina Área Urbana Falha indiferenciada Lineamento estrutural | <p>ARCHEANO</p> <ul style="list-style-type: none"> Suíte Intrusiva Mato Dentro Rio das Velhas e outros Greenstone Belts correlatos Grupo Maquíné Grupo Nova Lima indiferenciado e seqüências correlatas |
| <p>FANEROZÓICO</p> <ul style="list-style-type: none"> TQ - Depósito aluvionar <p>PROTEROZÓICO</p> <ul style="list-style-type: none"> Grupo Bambuí Supergrupo Espinhaço Supergrupo Minas | <ul style="list-style-type: none"> MS - Unidade sedimentar MCS - Unidade sedimentar clasto-química MVS - Unid. Vulcano-sedimentar MMU - Unid. Mafica-ultramáfica TTG - Complexo Granito-gnáissico |

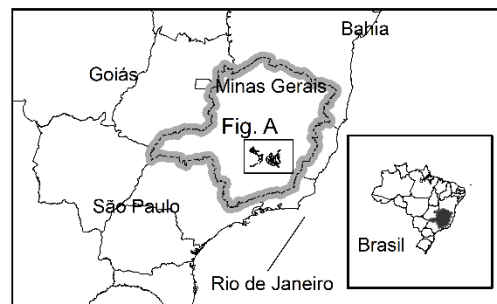


Fig. 2. (A) Mapa geológico esquemático do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais/Brasil) evidenciando o Supergrupo Rio das Velhas e outros *greenstone belts* correlacionados, além de algumas das principais minas de ouro. Compilado e adaptado de Dorr (1969), Renger *et al.* (1994) e Baars & Rosière (1997). (B) Mapa geológico da região de Pitangui (modificado e adaptado de Romano, 2006). Mostra os alvos de pesquisas das empresas Jaguar Mining (FN – Faina; PN – Pontal; FE – Fazenda Experimental e; ZB – Zona Basal).

4.3. ARRANJO ESTRUTURAL

A região do QF é caracterizada por um complexo arranjo estrutural de origem polifásica com uma geometria delimitada por mega-dobras sinclinais e anticlinais que são comumente truncadas por falhas de empurrão. Diversos autores propuseram modelos tectônicos para o QF e para o *greenstone belt* Rio das Velhas.

Foi Dorr (1969) o primeiro a propor uma evolução da deformação para o Quadrilátero Ferrífero, separando-a em três grandes períodos. A partir daí vários estudos foram realizados na década de 1980 baseados em modelos polifásicos, alguns dos quais se destacam: Ladeira (1980), Schorcher (1982), Ladeira & Viveiros (1984) e Marshak & Alkmim (1989). Estes últimos, caracterizam as deformações resultantes das orogêneses pós-Arqueanas (Transamazônica e Brasiliana).

Chemale Jr *et al.* (1994), Chauvet *et al.* (1994), Corrêa Neto *et al.* (1994), Corrêa Neto & Baltazar (1995), Alkmim & Marshak (1998) e Baltazar & Zucchetti (2007) propuseram modelos tectônicos para a região baseados em eventos deformacionais.

Romano (1989, 2006), definiu uma cronologia relativa mais específica para a região de Pitangui, dividindo em: (i) deformação dúctil arqueana D_n ; (ii) deformação dúctil-rúptil arqueana a paleoproterozóica D_{n+1} e; (iii) tectônica extensional brasiliana tardia. Segundo este autor, as estruturas geradas pelas deformações superpostas são paralelas e representadas por uma foliação plano axial de dobras amplas de vergência não definida, desenvolvida durante a fase D_n , sobreposta por uma foliação milonítica da fase D_{n+1} . A direção do Lineamento Pitangui é francamente noroeste-sudeste, tendo uma largura máxima superando os 20km e sendo composta por pelo menos três zonas principais de cisalhamento.

A Tabela 1 sumariza as propostas de Alkmim & Marshak, (1998), Baltazar & Zucchetti (2007) e Romano (2006).

Tabela 1.

Resumo da proposta de evolução estrutural da região de Pitangui (Romano, 2006) comparada aos modelos de Alkmim & Marshak (1998) e Baltazar & Zucchetti (2007) para o QF.

Idade (Ga)	3.0		2.5		2.0		~	0.5		
Eon	Arqueano			Paleoproterozóico				Neoproterozóico		
Orogenia	Jequié			Transamazônico				Brasiliano		
Alkmim & Marshak (1998)					1a	1b	1c		1d	
Romano (2006)			2a			2b			2c	
Baltazar & Zucchetti (2007)		3a	3b			3c			3d	
Eventos	1a	D1: Evento compressivo. Vergência NW. Tectônica <i>thin-skinned</i>								
	1b	Dc: Colapso orogênico Desenvolvimento de estruturas tipo <i>dome-and-keel</i>								
	1c	De: Extensional. Bacias ensiálicas do tipo Rift. Bacias oceânicas								
	1d	D2: Compressivo. Vergência W. <i>Fold-thrust belt</i>								
	2a	Dn: Compressivo. Deformação dúctil. Mega dobras com plano axial NW-SE.								
	2b	Dn+1: Compressivo. Deformação dúctil-rúptil. Reativação de estruturas								
	2c	Extensional. Não observado a NW do QF.								
	3a	D1: Compressivo. Vergência S. Falhas de empurrão. Dobras apertadas								
	3b	D2: Compressivo. Vergência para SW. Falhas de empurrão. Dobras apertadas.								
	3c	D3: Extensional. Vergência para ESE. Nucleação de sinclinais regionais. Falhas normais.								
	3d	D4: Compressivo. Vergência para W. Falhas de empurrão. Falhas normais no entorno dos Complexos TTGs.								

5. ASPECTOS GEOLÓGICO DO DEPÓSITO TURMALINA

5.1. CORPOS DE MINÉRIO A E B

A Mina Turmalina conta com dois corpos de minério, denominados A e B, ambos controlados por zonas de cisalhamento e hospedados em rochas metavulcano-sedimentares do Supergrupo Rio das Velhas. Estes corpos de minério são aproximadamente paralelos entre si, com orientação geral WNW-ESE e mergulho em torno de 60° para NE.

O Corpo-A possui cerca de 250m de extensão total, espessura média de 6m e teor médio de aproximadamente 6 g/t de Au. Este corpo está segmentado em dois grandes setores, sendo um deles – a SW – ramificado no setor SE em mais dois corpos menores.

O Corpo-B tem cerca de 300m de extensão, 3m de espessura média e teor médio de aproximadamente 5 g/t de Au. Em seu segmento oriental, apresenta uma inflexão, passando a se orientar conforme a direção NE-SW e mergulho de 70° para NW.

Existe ainda um terceiro corpo, que se encontra a 350m a SW do Corpo-A que pertence ao depósito denominado “Satinoco”. Segundo Frizzo *et al.* (1991), o pacote que hospeda o minério em Satinoco é formada por um nível de BIF que se alterna com níveis de clorita-anfibólio xisto. Estas rochas estão estratigraficamente abaixo das rochas hospedeiras dos corpos A e B.

5.2. LITOESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA

O Depósito Turmalina ocorre em um pacote de rochas pertencentes à base do Grupo Nova Lima (Grossi Sad, 1968, *in* Romano, 2006), Supergrupo Rio das Velhas. Baseado na proposta de Romano (2006) para a estratigrafia do Grupo Nova Lima na região de Pitangui, é possível subdividir a sequência metaígnea e metassedimentar e a sequência metavulcano-sedimentar e metassedimentar deste autor de acordo com a seguinte proposta:

- (i) Unidade Máfica-ultramáfica (MMU), na base, composta por rochas metavulcânicas básicas, serpentinitos e anfibólio talcoxistos;
- (ii) Unidade Vulcano-sedimentar (MVS), composta por rochas metapiroclásticas e metatufos;
- (iii) Unidade Sedimentar Clastoquímica (MCS), composta por camadas carbonáticas, *metacherts* e BIF's; e
- (iv) Unidade Sedimentar Clástica (MS), no topo, composta por filitos, quartzitos e níveis vulcanoclásticos.

A estratigrafia do Depósito Turmalina (Fig. 3 e 4) inclui anfibolitos ortoderivados da Unidade Máfica-ultramáfica seguido por uma espessa sequência vulcano-sedimentar hidrotermalisada de metatufos e metapelitos rítmicos intercalados, pertencentes à Unidade Vulcano-sedimentar. A Suíte Intrusiva Mato Dentro é representada por um corpo granítico que ocorre em contato discordante nas outras unidades. Diversas apófises desse corpo podem ser observadas no domínio SE do depósito. As fichas com a descrição petrográfica completa podem ser encontradas no Anexo II. Os diagramas de classificação mineral e tabelas com resultados encontram-se no Anexo III.

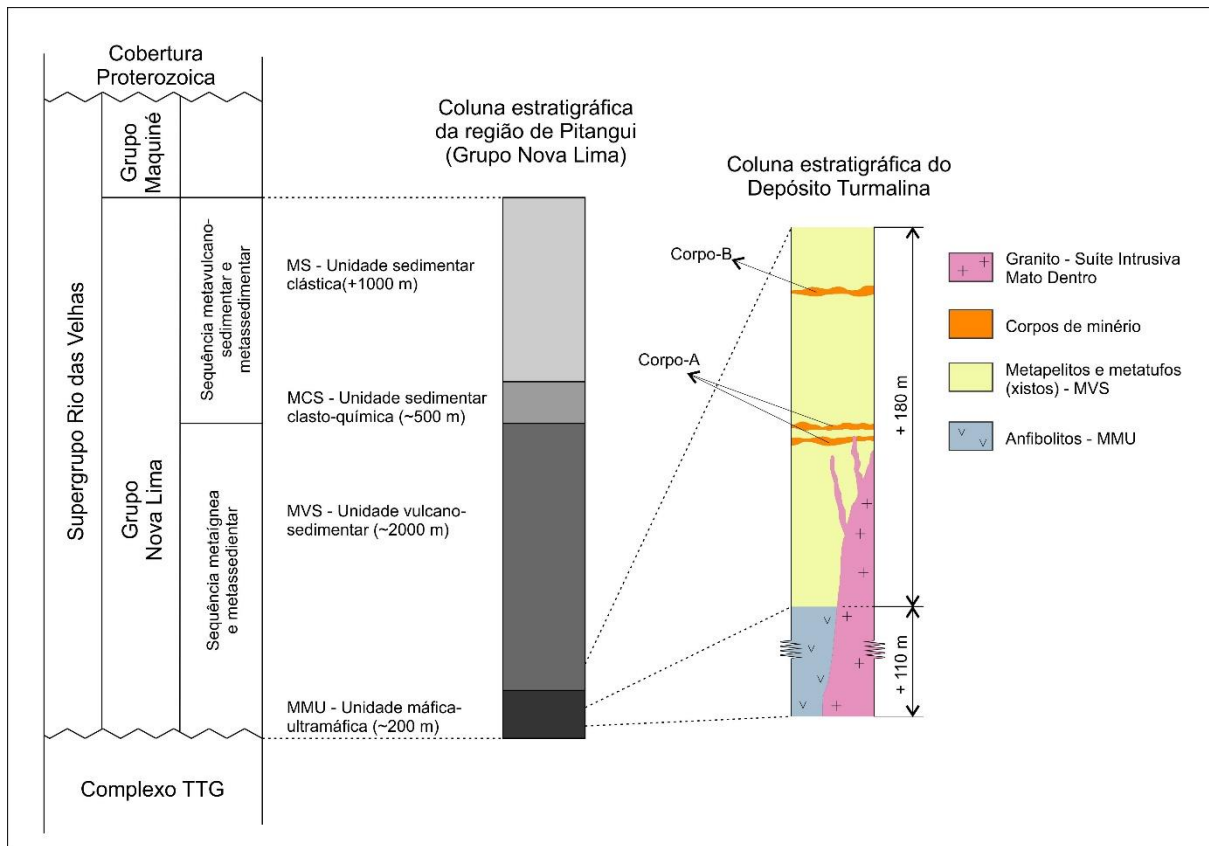


Fig. 3. Estratigrafia esquemática do Depósito Turmalina baseada no mapeamento geológico (Fig. 5 a 7) combinada com a coluna estratigráfica regional do Supergrupo Rio das Velhas proposta para a região de Pitangui adaptada de Romano (2006).

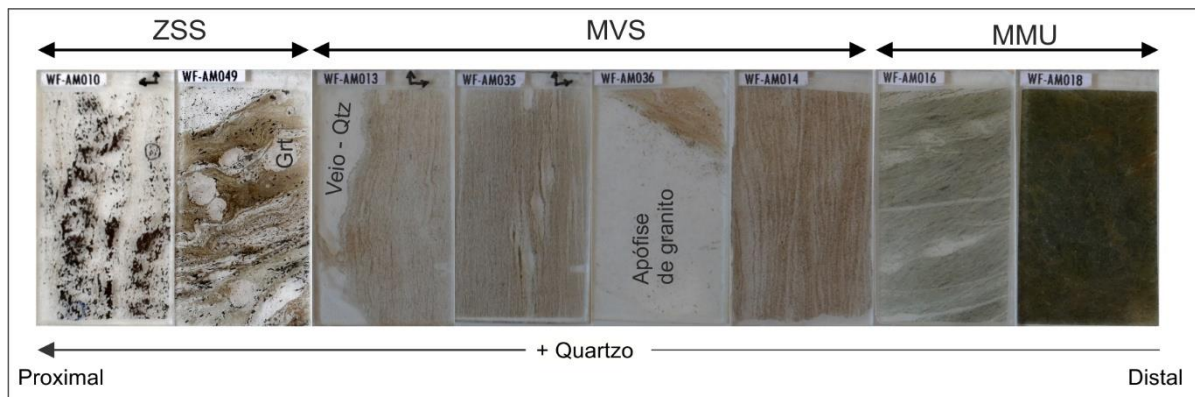


Fig. 4. Lâminas delgadas polidas representativas da seqüência litológica simplificada no depósito Turmalina. Mostra a zona de silicificação sulfetada - ZSS (proximal), passando pela Unidade Vulcano-sedimentar (MVS) com o aumento da quantidade de quartzo na medida que se aproxima da zona proximal, até o anfibolito (distal) da Unidade máfica-ultramáfica (MMU). Grt – granada; Qtz – quartzo.

5.2.1. Unidade máfica-ultramáfica (MMU)

Em Turmalina, a MMU é representada por uma rocha vulcânica máfica e está exposta em toda a porção sul do depósito, sendo observada principalmente nas galerias de acesso, a sul do Corpo-A (Fig. 6 e 7). A rocha apresenta cor verde escura a cinza e possui granulação fina e trama nematoblástica definida por bandas milimétricas de hornblenda (actinolita em menor quantidade) e clorita, que define uma foliação, ora marcante, ora incipiente.

Este anfibólito (Fig. 8A-B) é composto por hornblenda (60-80% modal), plagioclásio (15%), clorita (6-10%), quartzo (2-10%), titanita (1-4%) e augita (<3%) com pouco carbonato, sericita, granada, biotita, ilmenita e apatita como acessórios. Augita encontra-se comumente alterada para hornblenda e a clorita é produto de alteração do plagioclásio, da granada e hornblenda. A titanita frequentemente substitui a ilmenita.

A hornblenda (Mg-hornblenda, de acordo com classificação de Leake *et al.*, 2007 – Anexo III) possui hábito prismático delgado e os maiores grãos chegam a 1,2mm de comprimento. Tem pleocroísmo, não muito forte, em tons de verde-amarelado. O ângulo de extinção máximo (em seções prismáticas com máxima cor de interferência) fica em torno de 20°.

5.2.2. Unidade vulcano-sedimentar (MVS)

A MVS no Depósito Turmalina é caracterizada como uma intercalação de metapelitos e metatufos com pelo menos 180m de espessura, de granulação fina, coloração cinza escura e xistosidade bem desenvolvida. Esta sequência é formada por quatro variedades de xistos constituídos, predominantemente, por biotita e quartzo com textura granolepdoblástica e foram subdivididos em (Fig. 5-7): (i) quartzo-biotita xisto, de posição distal à zona mineralizada; (ii) biotita-quartzo xisto; (iii) granada-biotita-quartzo xisto; e (iv) estaurolita-biotita-quartzo xisto, mais proximal. O contato inferior da MVS com os ortoanfíbólitos da MMU é gradacional.

Além de biotita, quartzo, granada e estaurolita, estes xistos são formados por clorita (10-30%, que substitui a biotita), plagioclásio (<10%), carbonato, turmalina e zircão. Muscovita, anfibólio, bertierita, ilmenita, titanita, epidoto, hematita e apatita são subordinados.

A proporção de quartzo aumenta à medida que se aproxima da zona mineralizada (saindo de 40% nos quartzo-biotita xistos para 65% nos biotita-quartzo xistos). A biotita varia de forma inversamente proporcional. Os granada-biotita-quartzo xistos e estaurolita-biotita-quartzo xistos ocorrem restritos à zona proximal, com 5-20% de granada e 5-15% de estaurolita (Fig. 8H) que ocorrem como idioblastos pleocróicos em tons de amarelo de aprox. 1cm de comprimento ricos em inclusões de quartzo. Comumente, os cristais estão completamente substituídos pela clorita. A granada (almandina) também está presente como idioblastos e é um importante mineral no entendimento da evolução tectono-metamórfica no depósito. Sua descrição completa está realizada separadamente no Cap. 6.

Os cristais de quartzo são granoblásticos, têm limites interlobados a poligonais e ocorrem alongados paralelos à foliação S_1 . Por vezes, mostram extinção ondulante recristalizados nas bordas com o desenvolvimento de novos grãos sub-milimétricos.

Biotita ocorre como cristais marrons, euédricos, em lamelas e geralmente estão em equilíbrio com o quartzo. Os resultados obtidos para 23 biotitas analisadas em microsonda dão conta de que elas se apresentam, em geral, reequilibradas, com leve perda em TiO_2 . Agulhas de rutilo ao longo da clivagem podem corroborar o reequilíbrio com perda de Ti. De acordo com a classificação de Deer *et al.* (1965 – Anexo III), com base em Al, Mg e Fe, os cristais de biotita se apresentam em duas populações. A primeira, em geral proximal ao minério, é enriquecida em Fe, ficando no campo da siderofilita. A segunda, distal ao minério, está no campo da eastonita.

Clorita, muito frequentemente, substitui biotita, configurando uma textura pseudomórfica, preservando o pleocroísmo (Fig. 8C). Os cristais de filossilicatos definem uma trama lepdoblástica, que marcam a foliação principal S_1 . Zonas ricas em clorita ocorrem como níveis delgados que se intercalam na rocha.

Plagioclásio encontra-se, na maioria das vezes, sericitizado. Quando não alterado, pode ser confundido com quartzo por raramente apresentar maclas. Os cristais são inequigranulares, anédricos a subédricos. É comum também encontrar vênulas ricas em plagioclásio e carbonato.

A turmalina é amarelo-acastanhada e ocorre em abundância como faixas delgadas de até 10 cm próximas ou ao longo dos veios *boudinados* (Fig. 8G). A mesma ocorre como cristais

subédricos, de granulação fina a média, exibe textura granoblástica, apresenta leve zonamento e aparece como agregados com o quartzo. Análises em microsonda eletrônica dão conta que a turmalina ocorre na variedade dravita (Morton, 1991).

Os anfibólios encontrados nos xistos, de acordo com classificação de Leake *et al.* (1997 – Anexo III), pertencem ao grupo dos Mg-Fe-Mn-Li anfibólios e composicionalmente estão no campo da grunerita e cummingtonita. Ocorrem como cristais finos (<0.4mm), idioblásticos, com geminação lamelar simples e pleocroísmo com variações de verde.

5.2.3. Granito – Suíte Intrusiva Mato Dentro

Um corpo de granito ocorre em toda porção leste da mina Turmalina, fazendo um contato ígneo com a sequência metavulcano-sedimentar ao longo de uma superfície de direção média NNE-SSW (Fig. 5). Nas galerias, aparece como corpo plutônico com diversas apófises e representa a Suíte Intrusiva Mato Dentro. É uma rocha de granulação grossa (Fig. 8E), composta por quartzo (35-50%), plagioclásio (20-25%) pouco saussuritizado, K-feldspato (10-20%) com bordas corroídas e biotita (10-25%), por vezes cloritizada. Minerais quantitativamente subordinados são muscovita, zircão, titanita e sulfeto.

Uma série de apófises graníticas com espessura de 1-3m pode ser observada, sobretudo na porção SE do depósito (Fig. 8F). A mineralogia das apófises é semelhante à do corpo granítico, com uma perda de plagioclásio e um enriquecimento em biotita.

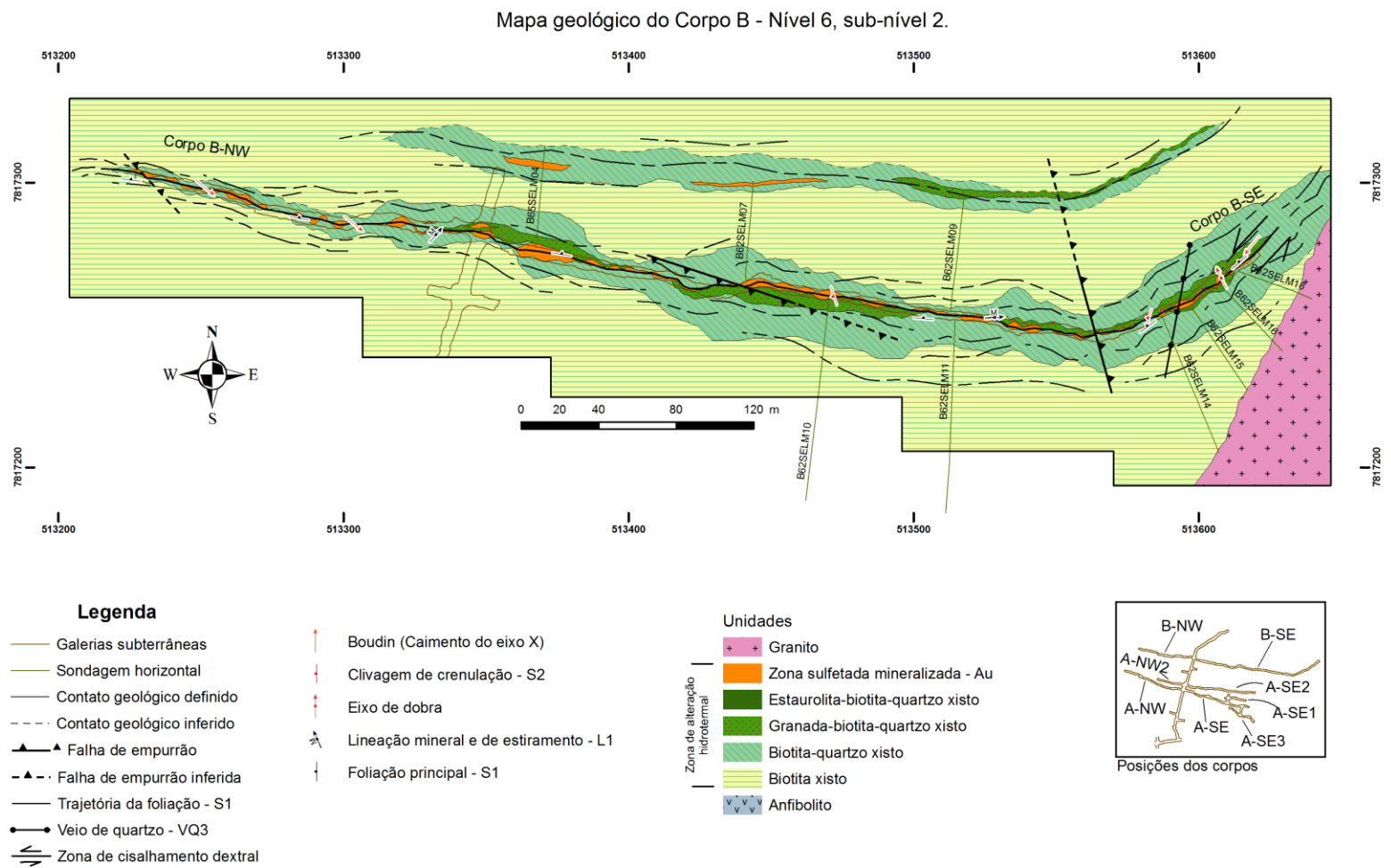


Fig. 5. Mapa geológico de detalhe do Corpo B no Nível 6, sub-nível 2 (cota 226m) da Mina Turmalina. Escala de mapeamento: 1:200.

Mapa geológico do Corpo A - Geral - Nível 8, sub-nível 3

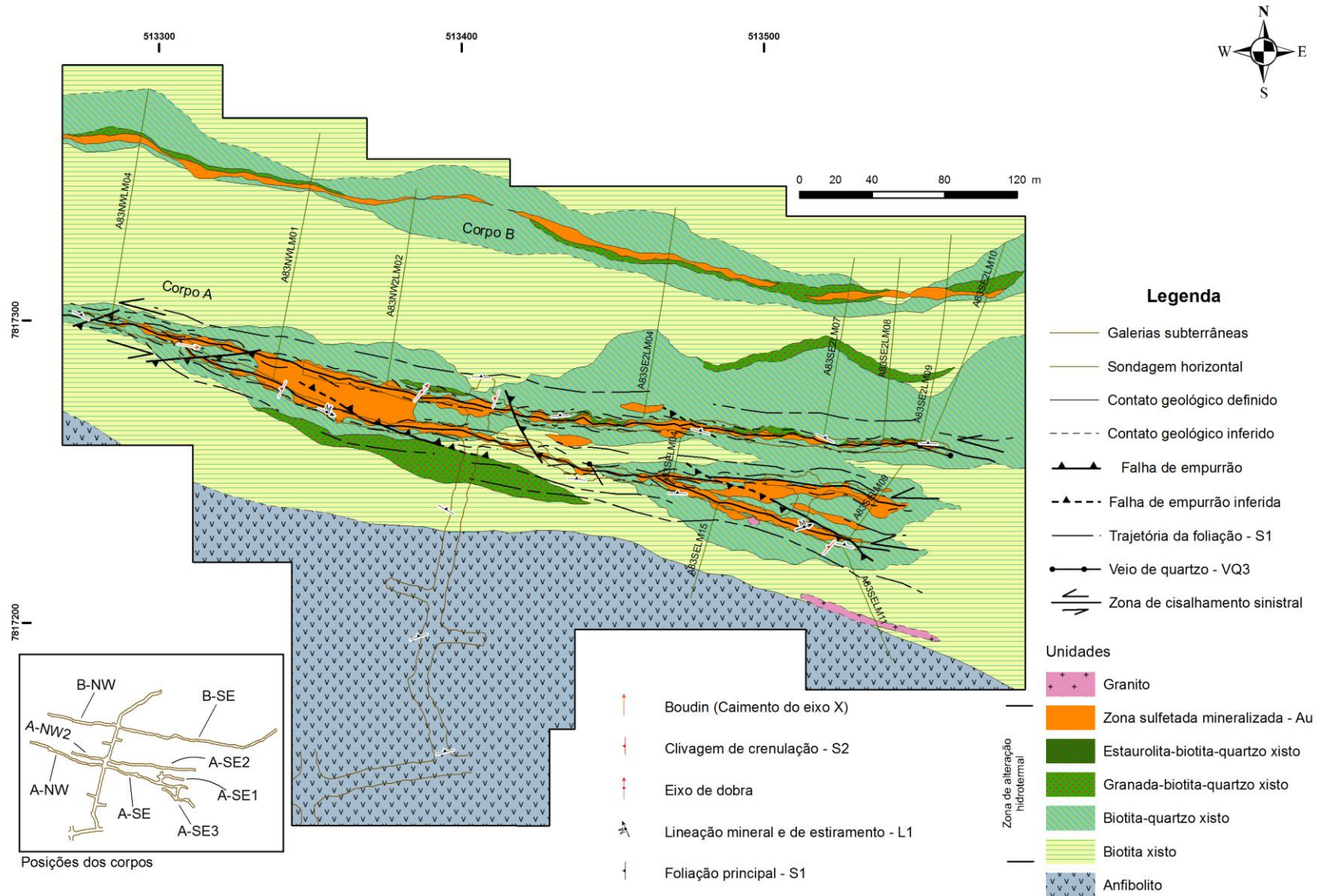


Fig. 6. Mapa geológico de detalhe do Corpo A no Nível 8, sub-nível 3 (cota 97m) da Mina Turmalina. Escala de mapeamento: 1:200.

Mapa geológico do Corpo A - SE- Nível 7, sub-nível 2

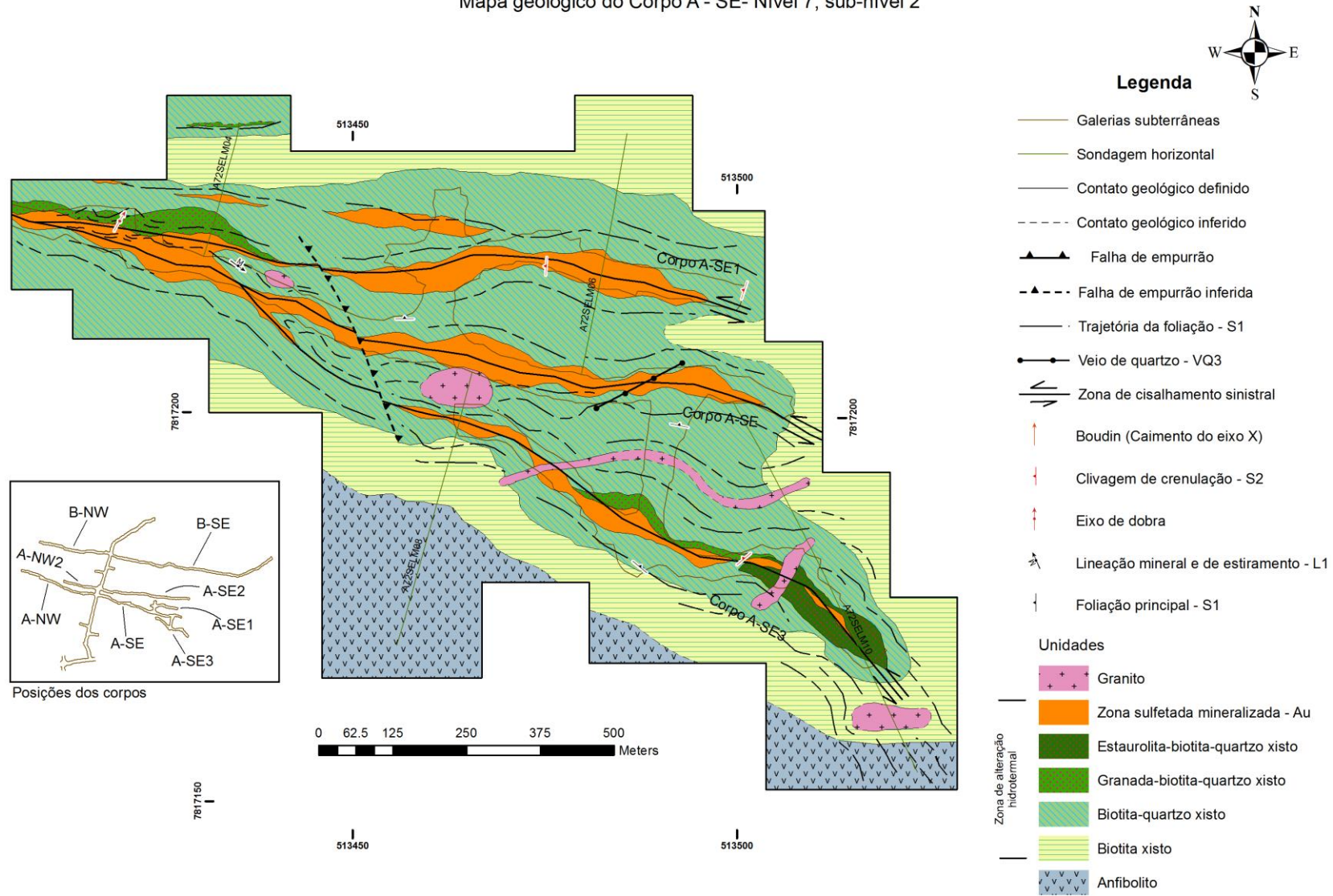


Fig. 7. Mapa geológico de detalhe do Corpo A no Nível 8, sub-nível 3 (cota 97m) da Mina Turmalina. Escala de mapeamento: 1:100.

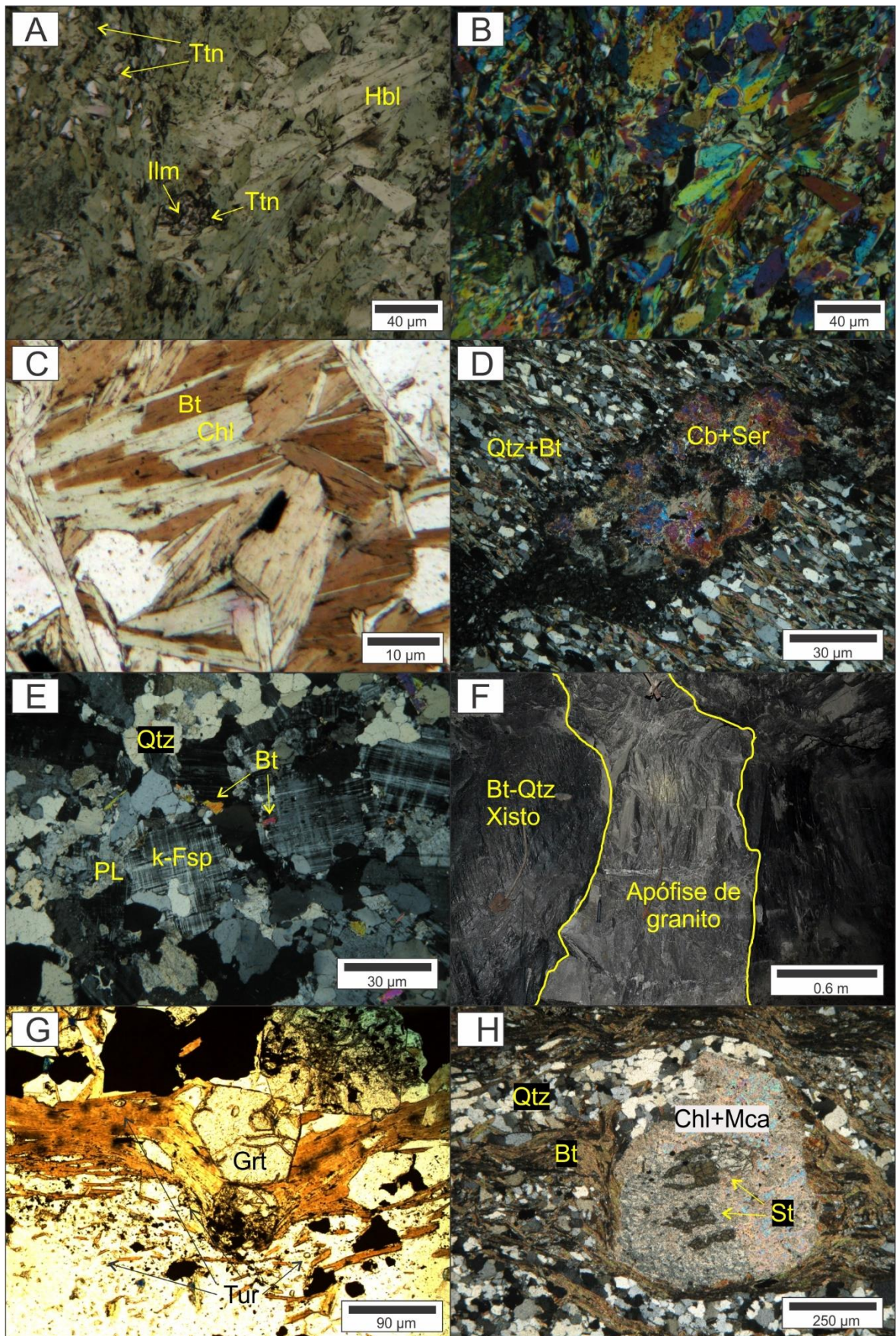
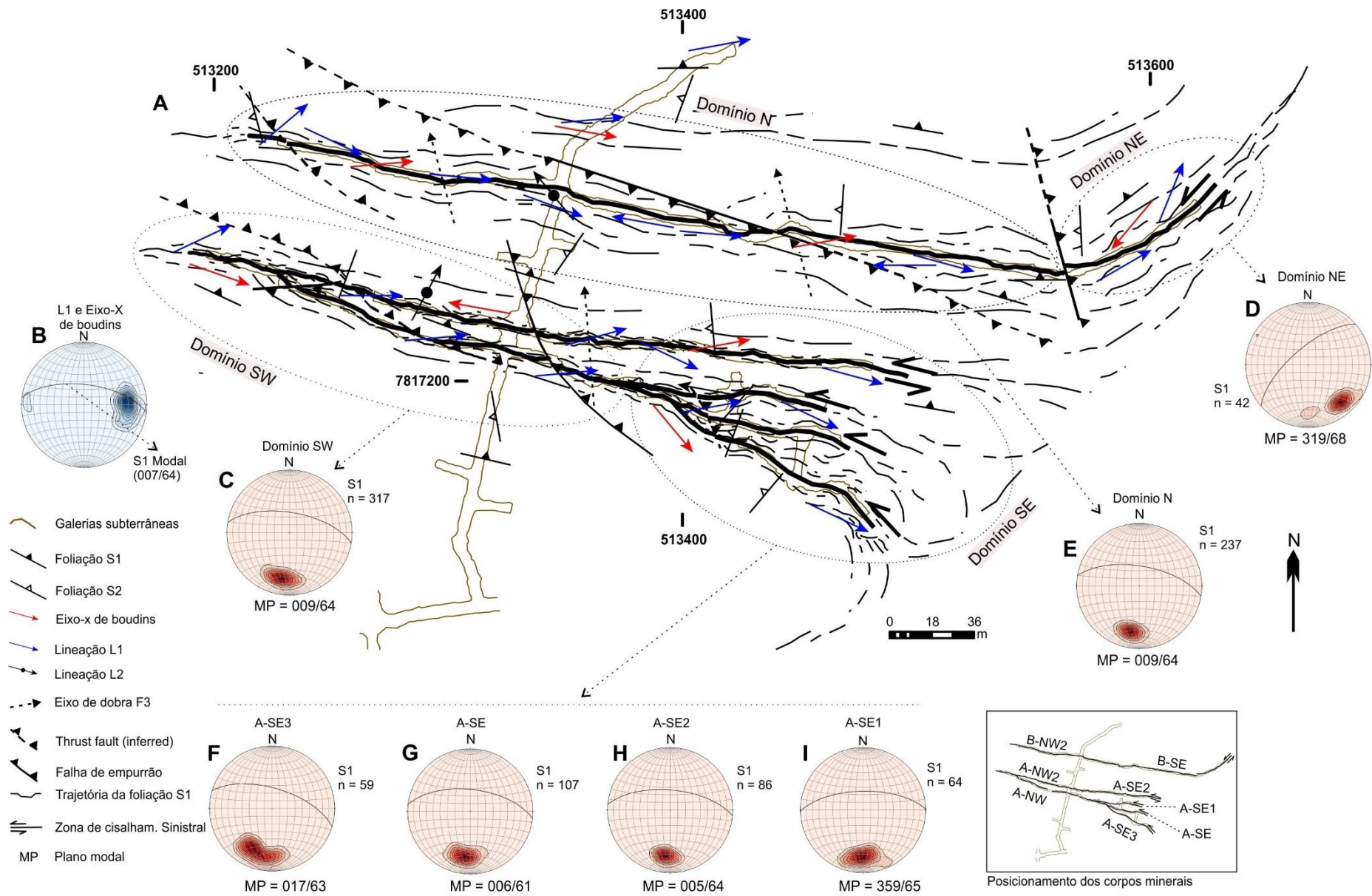


Fig. 8. Feições petrográficas representativas da estratigrafia do Depósito Turmalina. (A) Fotomicrografia de anfibolito mostrando textura nematoblástica da hornblenda e a substituição de ilmenita por titanita. Nicóis paralelos, luz transmitida. (B) Mesmo ponto da figura 3B; nicóis cruzados, luz transmitida. (C) Fotomicrografia de biotita xisto evidenciando textura lepdoblástica e a substituição de biotita para clorita, muito comum nas rochas hospedeiras em Turmalina. Nicóis paralelos, luz transmitida. (D) Textura granolepdoblástica em quartzo-biotita xisto com vênula (V_2) de carbonato e sericita; nicóis cruzados, luz transmitida. (E) Fotomicrografia de apófise de granito com quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita. Nicóis cruzados, luz transmitida. (F) Apófise granítica intrusiva nas rochas hospedeiras do Corpo A-SE, nível 7, subnível 2. (G) Fotomicrografia de granada-biotita-quartzo xisto. Nicóis cruzados, luz transmitida. (H) Fotomicrografia de estaurolita-biotita-quartzo xisto, evidenciando porfiroclasto de estaurolita em avançado grau de alteração a clorita e mica. Ver sombra de pressão com precipitação de quartzo. Nicóis cruzados, luz transmitida. As abreviações correspondem a: Bt – biotita; Cb – carbonato; Chl – clorita; Grt – granada; Hbl – hornblenda; Ilm – ilmenita; k-Fsp – K-feldspato; Mca – mica; PL – plagioclásio; Qtz – quartzo; Ser – sericita; St – Estaurolita; Ttn – titanita e; Tur – turmalina.

6. CRONOLOGIA DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS E CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO

Os corpos mineralizados do depósito Turmalina são controlados em zonas de cisalhamento transcorrentes, de direção geral WNW-ESE. O mapeamento e análise estrutural de detalhe (Fig. 9) permitiu a divisão das estruturas em dois eventos tectônicos: primeira geração de estruturas (G_1) e segunda geração de estruturas (G_2). O depósito foi dividido em quatro domínios estruturais, de acordo com a estruturação geral das zonas de cisalhamento e dos corpos minerais: N, SW, SE e NE. Nos dois primeiros domínios, a estruturação dos corpos mineralizados possui direção geral N80W. No Domínio SE, o Corpo-A possui direção difusa e corpo ramificado, com direções variando entre N70W e E-W. Já no Domínio NE, o Corpo-B apresenta uma inflexão, tomando direção geral N40E.

Fig. 9. (A) Mapa estrutural integrado dos corpos A e B do depósito Turmalina. Note posicionamento dos corpos no retângulo. (B) Projeção estereográfica (hemisfério inferior – projeção de igual área) da lineação mineral e de estiramento L_1 associada ao plano modal de S_1 no depósito. Contornos usados de 2%. (C - I) Projeção estereográfica (hemisfério inferior – projeção de igual área) de S_1 nos domínios SW, N, NE e SE, respectivamente. Contornos usados de 5%.



6.1. PRIMEIRA GERAÇÃO DE ESTRUTURAS (G₁)

As estruturas da primeira geração G₁ são divididas em dois grupos. O primeiro grupo de estruturas define o estágio inicial do encurtamento tectônico e inclui: dobras isoclinais regionais F₁; e foliação plano-axial penetrativa S₁. O segundo grupo é representado por: zona de cisalhamento dúctil; lineação mineral e de estiramento L₁ e; veios de quartzo V₁, *boudinados* ou com estruturas tipo *pinch-and-swell*; clivagem de crenulação S₂; lineação de crenulação L₂ e; dobras apertadas F₂.

O bandamento composicional e gradacional (S₀) representa o acamamento nas rochas do pacote metassedimentar. Esta estrutura primária está quase totalmente transposta pela deformação com o desenvolvimento da foliação principal S₁ e é registrada, principalmente, na variação mineral das rochas da Unidade Vulcano-sedimentar (melhor observado na superfície) e nos BIF's e metacherts do Corpo C do depósito Satinoco - estratigraficamente abaixo da sequência mapeada em Turmalina -, conforme discutido por Oliveira (2012).

A xistosidade S₁ é a mais representativa estrutura planar do Depósito Turmalina e é definida pelo arranjo de biotita e clorita, às vezes sericita, além de níveis muito delgados de quartzo fino (10µm). A orientação de S₁ é relativamente constante, paralela à subparalela ao plano S₀, com direção próxima de 100° e mergulho de 60-65° para NNE (moda calculada de 007/64. Fig. 10B). No domínio NE do depósito, o Corpo B está infletido e a foliação S₁ assume a direção azimutal aproximada de 50° e mergulho de 67-70° para NW (Fig. 9A).

A L₁ é uma lineação mineral e de estiramento representada pela orientação de micas (sobretudo biotita e clorita) e grãos alongados de quartzo. L₁ é bem desenvolvida nas proximidades das zonas de cisalhamento, principalmente no domínio N do depósito (Corpo-B), onde pode facilmente ser vista no plano da foliação S₁. Em locais mais deformados, sobretudo onde domina a foliação S₂, esta lineação pode se tornar de difícil reconhecimento. Esta lineação possui orientação geral para E (moda 095/30) e, ao longo do plano S₁, o caimento da lineação L₁ pode variar de 30 a 10° em poucos metros.

A clivagem de crenulação S₂ (Fig. 10G) possui direção variando entre NNW e NNE, com mergulho de 65-78° para W. O valor modal calculado para S₂ foi de 269/67. Embora a foliação

S_2 ocorra em toda a MVS, ela é mais desenvolvida nas zonas de junção dos subcorpos do Corpo-A. Já no anfibolito, S_2 é fracamente desenvolvida, onde ocorre como uma clivagem espaçada com a mesma orientação.

A lineação L_2 corresponde aos eixos da crenulação que definem S_2 e está aproximadamente perpendicular a L_1 . Esta lineação pode ser definida como a intersecção entre as foliações S_1 e S_2 e tem caimento de $54-64^\circ$ para os azimutes 280-317, com valor modal de 299/62 (Fig. 10C).

As dobras F_2 são fechadas, inclinadas com caimento e possuem amplitude média de 40cm (Fig. 10H). Estas dobras são encontradas frequentemente nas regiões de truncamento das zonas de cisalhamento dos subcorpos do Corpo-A. O eixo da dobra F_2 apresenta caimento com $50-75^\circ$ de inclinação variando entre os quadrantes NW e NE.

A análise cinemática realizada no depósito demonstra que a zona de cisalhamento possui cinemática sinistral associada à primeira geração de estruturas. Os principais marcadores cisalhados (Fig. 11) são *boudins* assimétricos, *mica-fish* e estruturas S-C.

6.2. SEGUNDA GERAÇÃO DE ESTRUTURAS (G_2)

A geração de estruturas G_2 inclui: (i) dobras F_3 ; (ii) veios V_2 , descritos no Item 5.1; e (iii) duas populações de falhas reversas. As estruturas G_2 afetam todas as rochas do depósito.

As dobras F_3 são abertas a apertadas, de porte métrico e eixo caindo para NW (moda 325/65) e plano axial com mergulho de $60-70^\circ$ para NE. Estas dobras são encontradas ao longo de todo o depósito, sendo mais presentes na zona proximal aos corpos mineralizados. Frequentemente, estas dobras apresentam flanco falhado subparalelamente aos planos axiais.

As falhas reversas no Depósito Turmalina ocorrem em todas as unidades litológicas com grande frequência e podem ser divididas em duas populações (Fig. 9A). A primeira população (Fig. 10I) representa um conjunto de falhas conjugadas que possuem orientação preferencial ESE-WNW e mergulho de $50-55^\circ$. Em planta, o traçado destas falhas é curvo e faz ângulo oblíquo com relação ao traçado das zonas de cisalhamento (variando entre $10-45^\circ$), por vezes

subparalelas a estas. Apesar de a maioria dessas falhas possuírem mergulho para o quadrante SW, algumas falhas com mergulho para o quadrante NE podem ser observadas, sobretudo no Corpo-A. A segunda população (Fig. 10J) tem direção de NW-SE com mergulho médio de 30° para NE. O rejeito de ambas as populações de falhas, observadas na escala do depósito, varia de poucos centímetros a cerca de 6m.

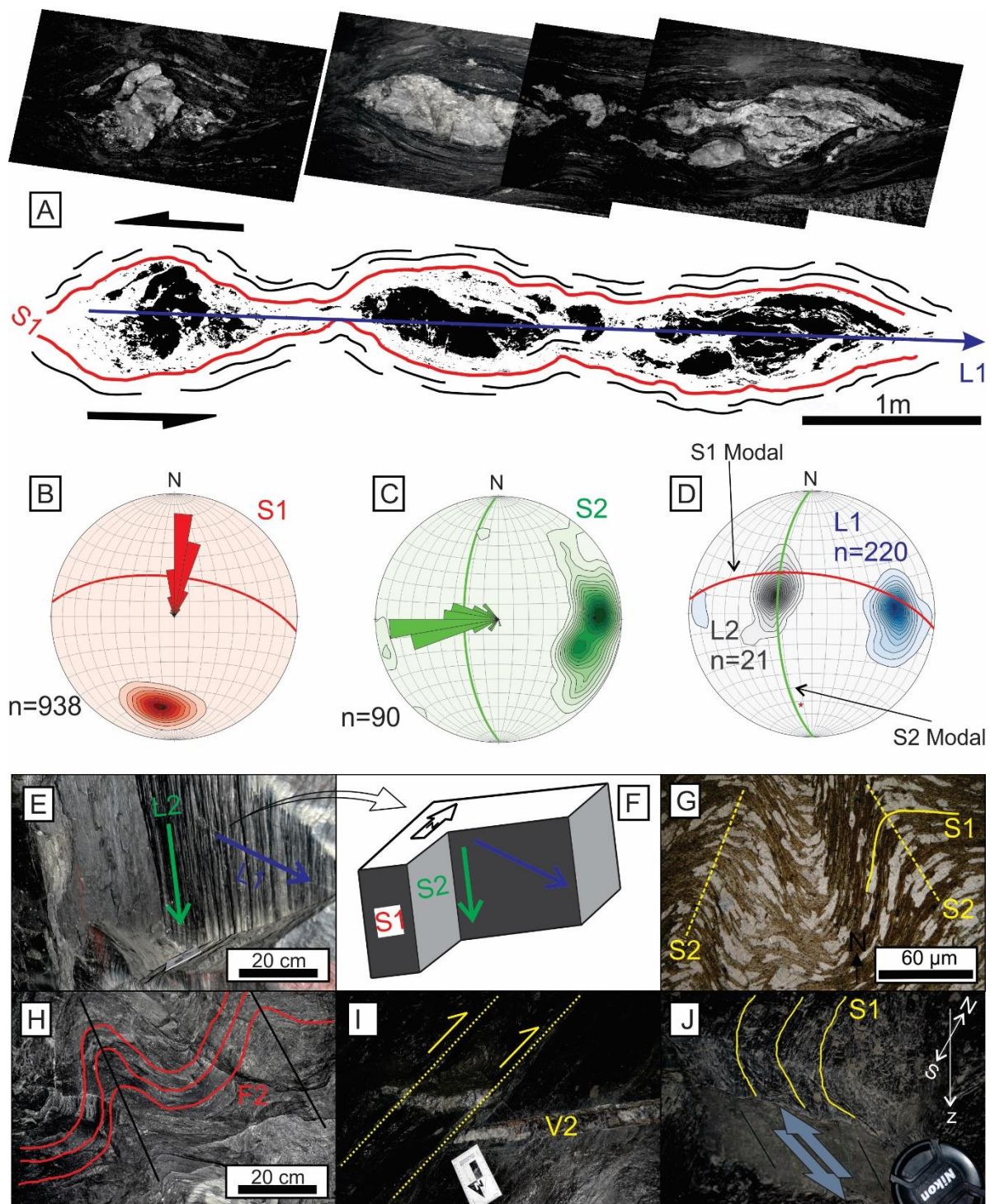


Fig. 10. (A) Estrutura típica dos veios de quartzo V_1 nos corpos minerais mostrando a trajetória da foliação principal S_1 , lineação de estiramento e eixo-x dos boudins (seta indica sentido de caimento do eixo) e a clivagem de crenulação (S_2). Nota: A foto do teto da galeria subterrânea foi espelhada. Nível 7, subnível 2 do Corpo-A-SE2. (B-D) Projeção estereográfica e diagrama de rosas da foliação S_1 medidas em todo depósito, com exceção do domínio NE, no Corpo-B. Contorno usado é de 4%. Diagrama de rosas indica máximo de 34%. (C) Projeção estereográfica e diagrama de rosas da foliação S_2 medidas em todo depósito. Contorno usado é de 2%. Diagrama de rosas indica máximo de 25%. (D) Projeção estereográfica das lineações L_1 e L_2 e os planos de moda de S_1 e S_2 . Contornos para L_1 e L_2 usados: 2%. (Todas as projeções são em hemisfério inferior e projeção de igual área). (E-F) Aspecto geral das foliações S_1 e S_2 e das lineações L_1 e L_2 em escala de afloramento. Foto do *hanging wall* no Corpo-A-NW no nível 8, subnível 3. (G) Fotomicrografia de quartzo-biotita xisto mostrando S_2 bem desenvolvida. (H) dobras apertadas

F₂. (I) Falhas de empurrão com vergência para SW e veio V₂. (J) Falha de empurrão com mergulho para SSE mostrando inflexão da foliação e *slickenlines* no plano da falha.

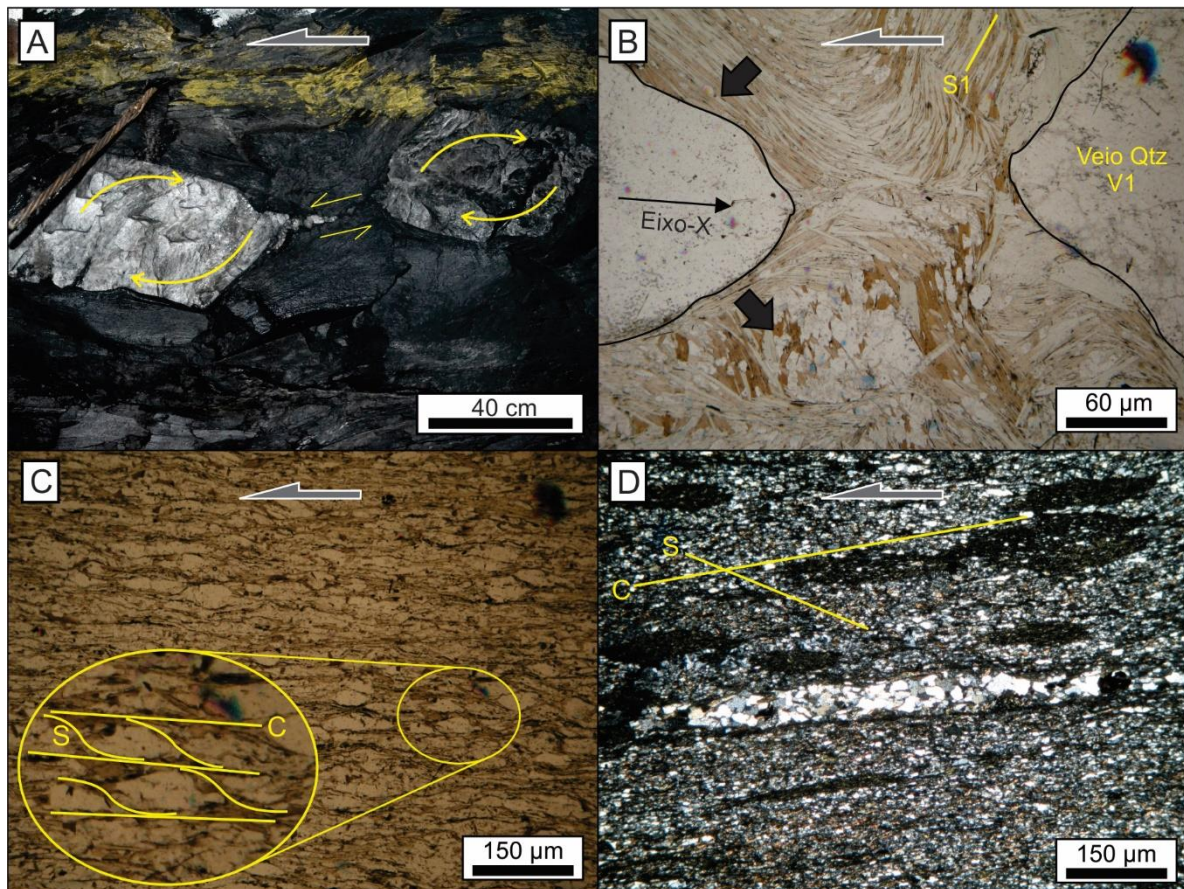


Fig. 11. Indicadores cinemáticos de movimento sinistral associados com o cisalhamento dúctil. (A) Boudins assimétricos com rotação reversa. Corpo-A-SE2, nível 8, subnível 3. (B) Fotomicrografia de veio de quartzo (Qtz) *boudinado* indicando setores de compressão e estiramento (setas pretas). (C) Fotomicrografia de quartzo-biotita xisto com estrutura S/C. (D) Fotomicrografia de quartzo-biotita xisto com estrutura S/C e *mica-fish* de biotita.

6.3. CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO

A distribuição do ouro em Turmalina e as características geológicas-estruturais dos corpos de minério A e B estão descritas na Fig. 12. Os corpos de minério estão hospedados na MVS e possuem geometria tabular definida por zonas de cisalhamento e a continuidade desses corpos em profundidade é confirmada por dados de sondagens diamantadas até o Nível 10, ao menos.

As zonas de cisalhamento possuem um *trend* geral WNW-ESSE com mergulho para NNE. No domínio NE do depósito, o Corpo-B está infletido e a zona de cisalhamento toma um azimute de direção em torno de 50° com mergulho de 67-70° para NW. No domínio SE, o Corpo-A possui subcorpos que mostram uma geometria ramificada tipo *horse-tail*. As áreas de truncamento destes subcorpos usualmente mostram um aumento no teor de ouro entre 20 e 30%. O maior destes truncamentos está localizado entre os corpos A-NW e A-NW2 no domínio SW e esta região, chamada localmente de “calça”, é o principal produto da empresa. Além do aumento da espessura da zona mineralizada em até 15m, o teor médio de ouro pode atingir 7-11 g/t.

A lineação de estiramento L_1 e os eixos-X dos boudins e estruturas *pinch-and-swell* nos veios V_1 definem a direção da deformação principal nas rochas encaixantes durante o evento G_1 . Assim, nos planos de cisalhamento, os maiores teores de ouro seguem a orientação (ou geometria) destes veios deformados, como mostra no detalhe da Fig. 12. Neste caso, a comparação da análise estrutural com o teor de ouro ao longo desses boudins e estruturas *pinch-and-swell* sugerem fortemente que o *plunge* dos corpos mineralizados é de aproximadamente 30° para ESE.

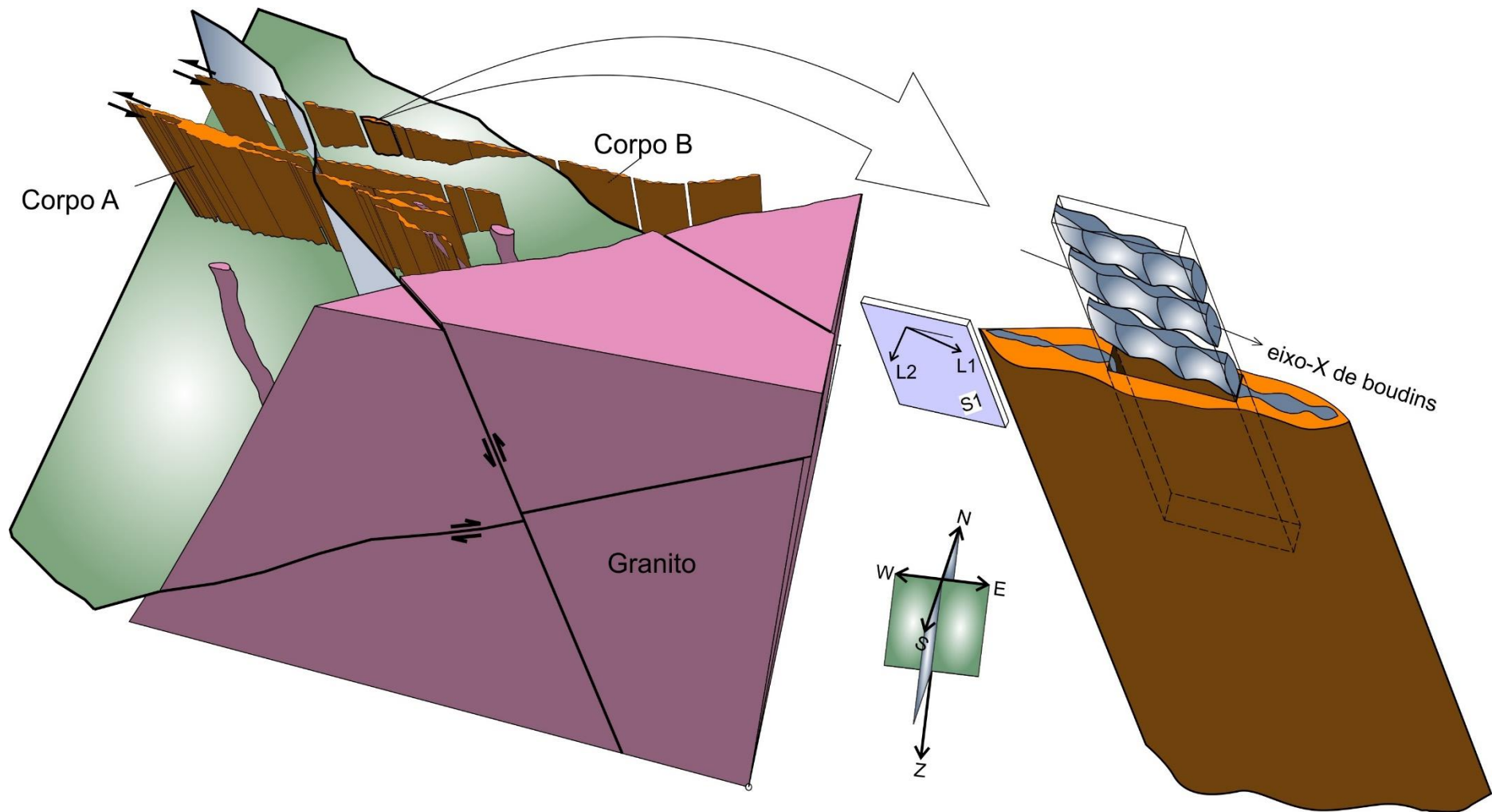


Fig. 12. Modelo esquemático do controle estrutural dos corpos de minério A e B no Depósito Turmalina. Mostra a zona de silicificação sulfetada (cor laranja), controlados pelas zonas de cisalhamento sinistral. Note um exemplo de subcorpo do Corpo B (lado direito) evidenciando os veios V_1 boudinados e com estruturas tipo *pinch-and-swell* com eixo-X paralelo à lineação mineral e de estiramento L_1 , que definem o caimento (*plunge*) da mineralização. Falhas de empurrão representativas da segunda geração de estruturas G_2 são definidas pelas superfícies verde (primeira população de falhas) e azul (segunda população de falhas).

7. METAMORFISMO E O CRESCIMENTO DOS PORFIROBLASTOS DE GRANADA

Em Turmalina, a associação mineral diagnóstica de grau metamórfico pode ser encontrada nas rochas da MMU e da MVS (Fig. 13). A paragênese metamórfica na MVS é definida por quartzo + biotita + granada + estauroлита + plagioclásio (andesina) + ilmenita ± titanita. Na MMU, a hornblenda é considerada a fase principal da paragênese metamórfica, formada a partir de piroxênio (augita). A paragênese nesta rocha é hornblenda + plagioclásio + granada + ilmenita + titanita, além de quartzo. Ambas as associações indicam fácies anfíbolito médio a baixo. Biotita, estauroлита e anfíbolio encontram-se comumente alterados em clorita, indicando metamorfismo retrógrado. A clorita, por sua vez, aparece associada a epidoto e muscovita.

Três gerações de granada foram reconhecidas no Depósito Turmalina: Grt₁, Grt₂ e Grt₃, que se apresentam de duas formas: (i) como agregados em níveis tabulares decimétricos (tal como Grt₁ e Grt₂) paralelos a S₁. Estes níveis ocorrem como um guia da zona mineralizada, delimitando-a na base e no topo, muito próximas, ou como parte do próprio corpo de minério; e (ii) em zonas ou porções com poucos metros de extensão e de formas não muito bem reconhecidas. Estas porções apresentam baixas concentrações (entre 2-10%) de Grt₃ e estão distribuídas ao longo de todo o depósito.

A Grt₁ é a geração mais velha e ocorre preferencialmente adjacente aos corpos minerais, nos níveis tabulares, como porfiroblastos idioblásticos e poiquiloblásticos de diâmetro de até 3cm com inclusões de biotita, quartzo, ilmenita e sulfetos. Os blastos apresentam sombras de pressão e uma foliação interna S_i com dois padrões de trilhas de inclusões no núcleo: trilha em espiral (ou helicítica) e trilha reta. Nas bordas, as inclusões são menos comuns e orientadas de acordo com a foliação principal S₁.

A granada Grt₂ ocorre como sobrecrescimento da granada Grt₁ ou como cristais dispersos com tamanho médio de 0,5cm em níveis tabulares paralelos e próximos à zona de cisalhamento. São porfiroblastos idioblásticos e, por vezes poiquiloblásticos com poucas inclusões de biotita,

quartzo e sulfetos. Poucos porfiroblastos apresentam núcleos com inclusões helicíticas, mas esta estrutura é mais discreta, comparativamente com a primeira granada. Entretanto, a maioria das Grt₂ não apresenta inclusões, sombras de pressão e deflecção da foliação externa ao porfiroblasto.

Mineral	Anfibolito (MMU)	Unidade vulcano-sedimentar (MVS)				
		Biotita/Clorita-domínio		Granada - domínio	Estaurolita - domínio	Zona rica em ouro (veios de quartzo - V1)
		Quartzo - biotita xisto	Biotita - quartzo xisto	Granada - biotita - quartzo xisto	Estaurolita - granada - biotita - quartzo xisto	
Homblenda	██████████					
Plagioclasio	██████████
Titanita	■ ■ ■ ■ ■				
Rutilo		
Epidoto	
Ilmenita					
Biotita	■ ■ ■ ■ ■	██████████	██████████	██████████	██████████	
Grt ₃			██████████	██████████	
Grt ₁ e Grt ₂				██████████	██████████	
Estaurolita					██████████	
Gru/Cum				
Muscovite	
Chlorite	■ ■ ■ ■ ■	██████████	██████████	██████████	██████████	

Fig. 13. Associação mineral metamórfica no depósito Turmalina em relação às unidades de mapeamento. As abreviações correspondem a: Grt – granada; Gru – grunerita; e Cum – cummingtonita.

Grt₃ é a granada mais jovem do depósito. Embora ocorra em toda sequência vulcano-sedimentar, esta granada está mais presente nas adjacências dos corpos minerais. Os principais aspectos diagnósticos desta granada são suas pequenas dimensões (possui cerca de 200 µm), sua dispersão e a quase ausência de inclusões, além do fato de raramente mostrar alteração para clorita. Ocorre, ainda, a não-deflecção das foliações S₁ e S₂ no entorno dos blastos e ausência de sombras de pressão.

8. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NO DEPÓSITO TURMALINA

8.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

Existem cinco principais tipos de alteração hidrotermal que afetam as rochas do Depósito Turmalina:

- (i) Silicificação: tipo dominante no depósito, é representada pela presença de veios de quartzo fumê e leitoso e, principalmente, por quartzo granoblástico fino nas rochas hospedeiras. Nos veios, o quartzo leitoso é formado a partir da recristalização do quartzo fumê e estas zonas são caracterizadas pelo subparalelismo com a foliação S_1 ;
- (ii) Sulfetação: acompanha a silicificação proximal e ocorre como faixas de sulfeto disseminado ou nas bordas dos veios de quartzo. A sulfetação é principalmente representada por pirrotita, pirita e arsenopirita, com menores quantidades de calcopirita, loellingita e ouro;
- (iii) Carbonatação: ocorre em baixa proporção no depósito. É exibida principalmente ou como vênulas, concordantes ou discordantes a S_1 , ou nos interstícios dos grãos de quartzo;
- (iv) Sericitização: formada pela substituição, quase sempre completa, do plagioclásio, este tipo de alteração hidrotermal ocorre em toda sequência vulcano-sedimentar; e
- (v) Cloritização: com distribuição mais ampla no depósito, o processo se associa a um estágio pós a tardi-mineralização. A cloritização hidrotermal ocorre como níveis centimétricos concordantes com S_1 , mais frequentes na zona proximal. Clorita também ocorre como processo metamórfico nas rochas hospedeiras de toda sequência vulcano-sedimentar e nos ortoanfibolitos.

8.2. SILICIFICAÇÃO E O SISTEMA DE VEIOS

O depósito Turmalina é composto por três gerações de veios que são caracterizados por alta porcentagem modal de quartzo (>80%). Além do quartzo, onde os cristais podem chegar a 0.5cm, os veios são compostos por feldspato, carbonato e sulfetos subordinados. Estes veios possuem espessura variando de métrica a milimétrica e localmente formam brechas hidráulicas, normalmente *boudinadas*.

- (i) Tipo V₁: É o principal tipo de veio e ocorre como corpos *boudinados* constituídos por lentes irregulares formando estruturas do tipo *pinch-and-swell*. Estes veios são constituídos por quartzo fumê a leitoso com granulação grossa a média, pouco carbonato, feldspato, sulfetos e ouro paralelos à foliação principal S₁ (Fig. 14A). Em geral possuem cerca de 1m de espessura, mas podem chegar localmente a 3m;
- (ii) Tipo V₂: Estes veios são constituídos por quartzo leitoso a fumê, com granulação de 0,1 a 0,5cm, sulfetos e ouro, em menor quantidade. Os veios apresentam espessura de até 30cm e estão dispostos ao longo das falhas de empurrão ou subparalelos a S₁. Em escala microscópica, ocorrem também como vênulas ortogonais a S₁ (Fig. 14C e D), onde são mais ricos em carbonato;
- (iii) Tipo V₃: Estes veios possuem espessura de até 20cm de quartzo leitoso que truncam as demais gerações (Fig. 14E). Sulfetos são raros e representados por pirita, raramente pirrotita. Não são mineralizados em ouro.

8.3. ESTILOS DE MINERALIZAÇÃO

A mineralização aurífera em Turmalina pode ser dividida em dois estilos: em agregados de sulfetos e disseminado em faixas delgadas.

O ouro em agregados de sulfetos ocorre nas bordas dos veios V₁ e V₂ de quartzo-carbonato ± feldspato ± sulfetos. Este tipo ocorre como massas pequenas com poucos centímetros de diâmetro bordejando ou no interior dos veios supracitados, sobretudo nos *necks* dos boudins e das estruturas tipo *pinch-and-swell* (Fig. 14A).

O ouro disseminado com sulfetos e quartzo ocorre como faixas paralelas a S_1 e é o principal estilo de mineralização no Depósito Turmalina, sendo responsável pelos maiores teores. Esse estilo ocorre como faixas delgadas (5-25 cm de espessura) ricas em sulfetos disseminados com quartzo (Fig. 14B) e hospedado nos xistos. Nestes locais, embora a maior parte do sulfeto tenha sido precipitada ao longo da foliação S_1 , é comum também verificar sulfetação no plano da clivagem de crenulação S_2 .

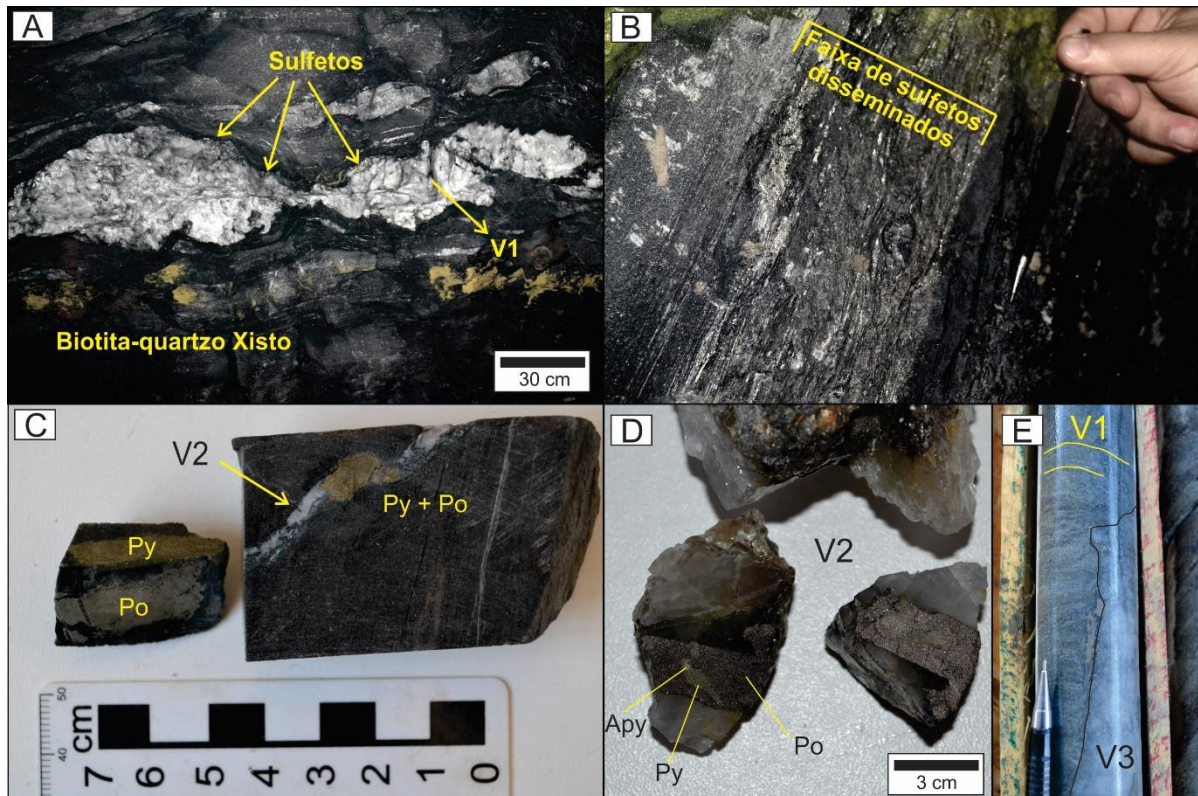


Fig. 14. Estilos de mineralização e sistema de veios. (A) Veio V_1 boudinado no teto da galeria subterrânea. Corpo A-SE2, nível 8, subnível 3. (B) Faixa de sulfetos disseminados. Vista para SE, ao final da galeria em desenvolvimento. Corpo A-SE, nível 8, subnível 2. (C) Testemunho de sondagem do furo B62SELM10 mostrando o veio tipo V_2 , com pirita e pirrotita. (D) Amostra de V_2 com pirrotita, pirita e arsenopirita. (E) Testemunho de sondagem do furo A72SELM10 com o veio de quartzo tipo V_3 , discordante ao S_1 , com pirita na borda. As abreviações correspondem a: Apy – arsenopirita; Po – pirrotita; Py – pirita.

8.4. SULFETAÇÃO E MINERALIZAÇÃO EM OURO

Os corpos de minério em Turmalina estão relacionados à presença de sulfetos, que ocorrem disseminados nas rochas hospedeiras e em veios de quartzo, sendo a pirrotita o mais abundante. O ouro ocorre associado à presença de arsenopirita e, embora ocorra comumente incluso em

pirrotita, pirita, epidoto e quartzo, quase sempre está bordejando um cristal de arsenopirita (Fig. 15A a C). O ouro é fino, os cristais variam de 10 a 60µm de tamanho e ocorrem com superfícies lisas e formas irregulares.

Sulfetos encontram-se associados a óxidos, constituindo a paragênese arsenopirita ± pirrotita ± pirita ± calcopirita ± rutilo ± ilmenita ± titanita. Arsenopirita substitui loellingita (Fig. 15D). Ilmenita e titanita substituem geralmente rutilo, que parece estar mais preservado nas zonas distais.

Existem três associações de sulfeto no Depósito Turmalina, desenvolvidas em três gerações distintas:

- (i) Primeira associação: pirrotita + arsenopirita + pirita ± calcopirita ± loellingita, mineralizada em ouro;
- (ii) Segunda associação: semelhante à anterior, mas com maior proporção de pirita, também mineralizada em ouro;
- (iii) Terceira associação: pirita + pirrotita, com menor quantidade de pirrotita, não mineralizada em ouro.

A primeira associação exibe os sulfetos usualmente como cristais finos (<100µm), em agregados policristalinos de aparência maciça ou disseminados no plano da foliação S₁, e S₂, subordinadamente (Fig. 15E). Os cristais de pirrotita (Po₁) são bastante porosos. Pirita (Py₁) possui superfície lisa, às vezes com inclusões de pirrotita, arsenopirita (Apy₁) e quartzo. Apy₁ ocorre quase sempre disseminada com Po₁, com aparência lisa e um pouco fraturada. Calcopirita ocorre como produto de alteração da Apy₁ e Po₁.

A segunda associação ocorre como produto de recristalização da primeira (Fig. 15E) ou relacionada aos veios e vênulas de quartzo-carbonato-sericita (V₂). Os sulfetos da segunda associação usualmente possuem hábito euédrico e maior tamanho que da primeira. Pirita (Py₂) e arsenopirita (Apy₂) ocorrem principalmente como cristais médios a finos isolados ou inclusos em estaurolita e granada, e podem atingir 300 µm.

A terceira associação está relacionada com o desenvolvimento de veios de quartzo tardios (V₃; Fig. 15F). Pirita (Py₃) é o sulfeto dominante (> 80%). Seus cristais são livres de inclusões e sua

superfície é lisa, mostrando bom grau de polimento. Pirrita e pirrotita (Po_3) ocorrem como agregados dispersos de cristais euédricos a subédricos finos a médios (<3 mm).

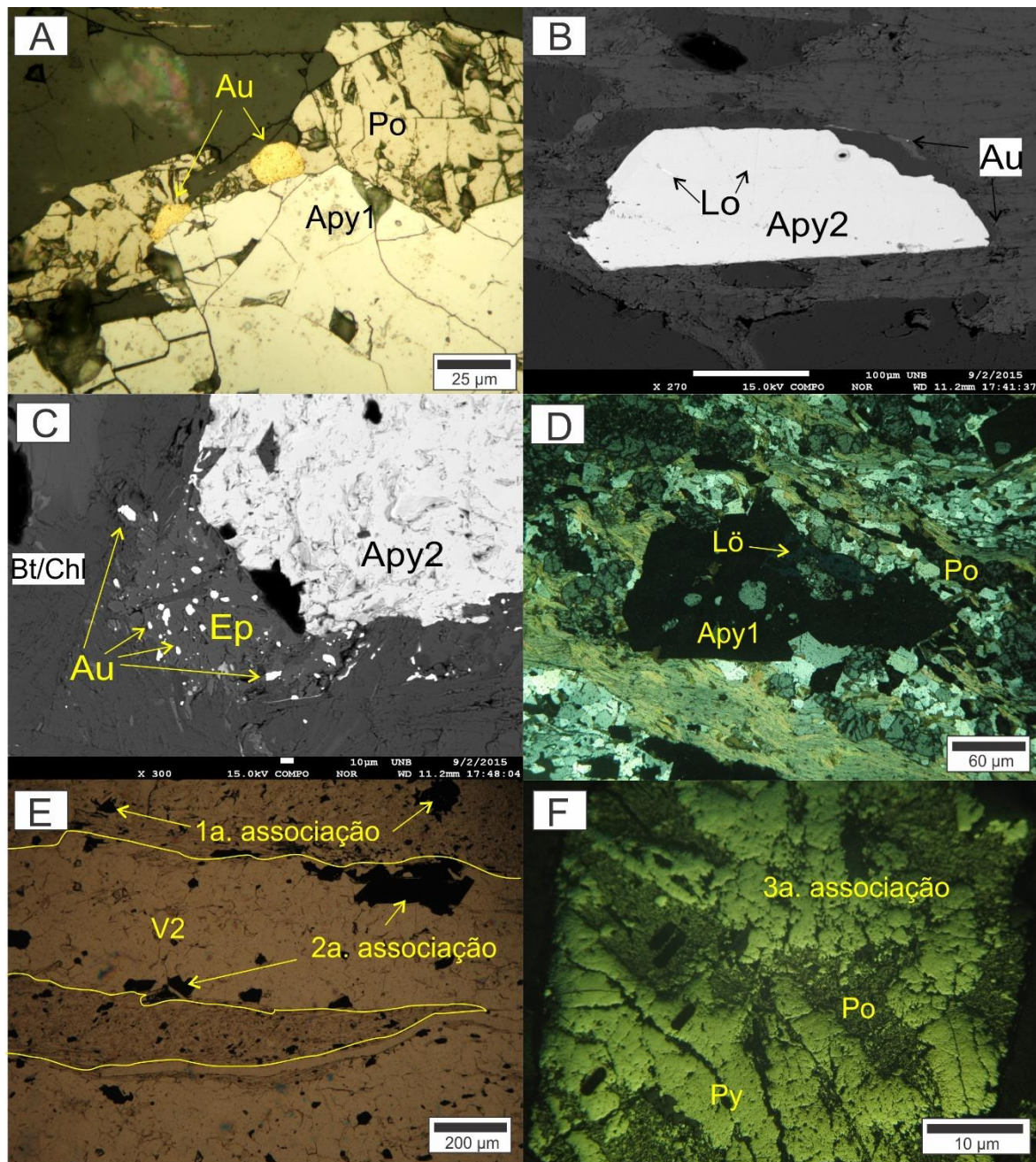


Fig. 15. Mineralização em ouro e associações de sulfetos no Depósito Turmalina. (A) Fotomicrografia de grãos de ouro em pirrotita associada a arsenopirita. Nicóis paralelos, luz refletida. (B) Imagem digital de um cristal de arsenopirita com inclusão de loellingita e grãos finos de ouro na borda. (C) Imagem digital de arsenopirita da segunda associação de sulfetos com alteração a epidoto e grande quantidade de grãos de ouro disseminados. (D) Fotomicrografia de rocha típica da zona de mineralização sulfetada, com pirrotita fina porosa, arsenopirita e loellingita. Nicóis paralelos, luz refletida. (E) Fotomicrografia de vênula de quartzo-carbonato-sericita (V_2). Nicóis paralelos. Luz refletida. (F) Fotomicrografia de pirrita e pirrotita da terceira associação de sulfetos. As abreviações correspondem a: Apy – arsenopirita; Po – pirrotita; Lo – loellingita; Py – pirrita; Ep – epidoto e; Au – ouro.

9. RESULTADOS

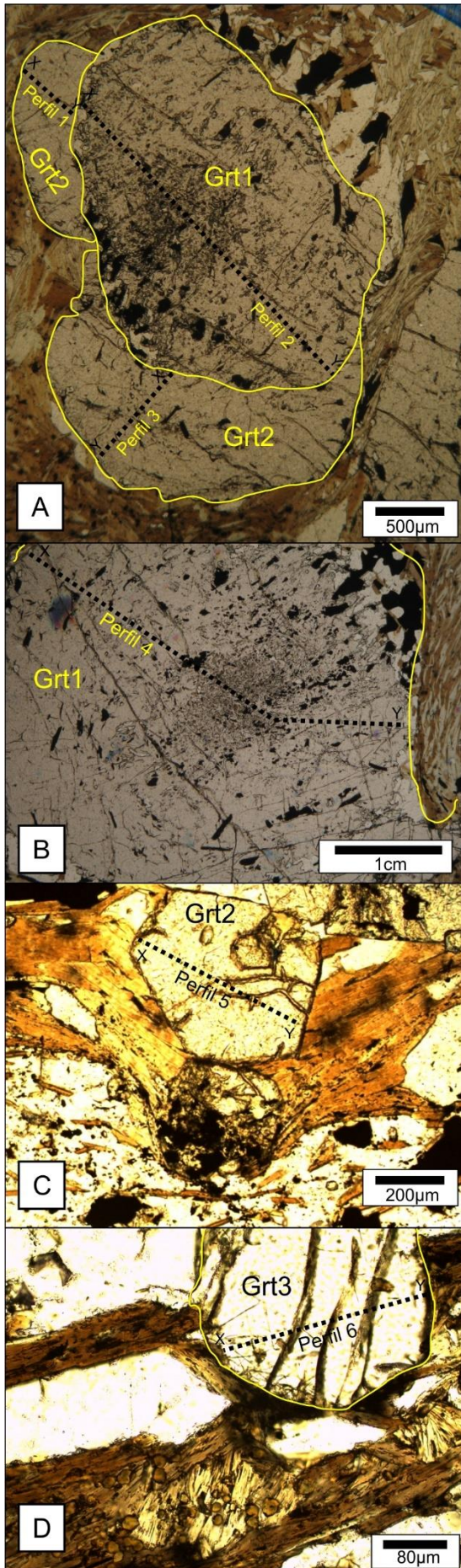
9.1. COMPOSIÇÃO DAS GRANADAS E O TERMÔMETRO GRANADA-BIOTITA

Foram realizadas 97 análises químicas em microsonda eletrônica, sendo 10 perfis composicionais nas três gerações de granada. O termo almandina (FeO) predomina em todas as granadas analisadas, mas as gerações exibem importantes diferenças, também em termos de grossulária (CaO), espessartita (MnO) e piropo (MgO).

Grt₁ mostra zonamento composicional acentuado (Fig. 16A e B), indicando estrutura distinta de núcleo e borda. O perfil de zonamento realizado nas Grt₁ (Fig. 16E; Tabela 2) é caracterizado pelo aumento em CaO e MnO, do núcleo para as bordas, enquanto MgO tem caminho inverso. Assim, os núcleos destas granadas, acompanhados pelas inclusões, é caracterizado por um aumento médio do termo espessartita (de 0,5% no núcleo para ~8) e grossulária (de próximos de zero para valores ~14,5% na borda) decréscimo considerável do termo piropo em algumas amostras na borda. Com relação ao termo FeO, a tendência é de perda em direção às bordas.

Embora a Grt₂ exiba zonamento composicional mais discreto do que Grt₁, todos os perfis mostram diminuição dos termos CaO e MnO e consequente aumento de MgO e FeO da borda para o centro (Fig. 16E; Tabela 2).

O zonamento composicional nas Grt₃ mostra pouca distinção entre núcleo e borda. Comparativamente com as outras granadas, a Grt₃ mostra um enriquecimento importante em MnO e baixa concentração dos termos MgO e CaO (Fig. 16E; Tabela 2). Outra diferença importante é a maior proporção de espessartita nas Grt₃, comparativamente às das duas primeiras gerações (de ~8% nas Grt₃ contra ~2,5% nas demais).



E

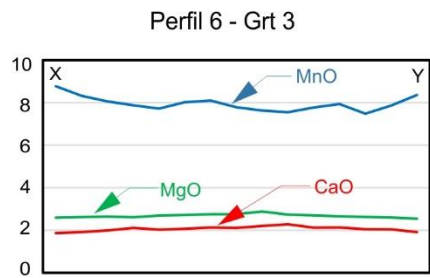
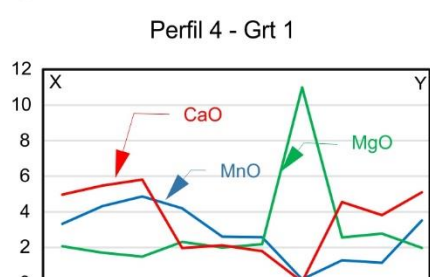
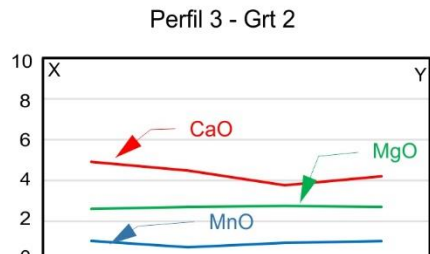
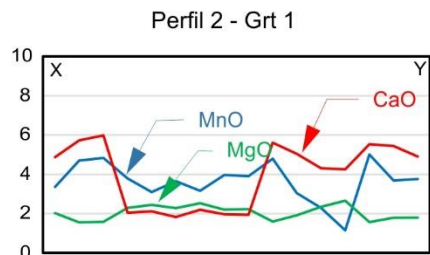
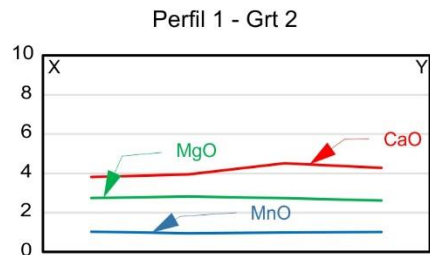


Fig. 16. Fotomicrografias de porfiroblastos de granada (A-D) mostrando perfis analisados (E) das três gerações. Zonamento é dado por Piropo (MgO), Grossulária (CaO) e Espessartita (MnO).

As análises quantitativas em porfiroblastos de granada coexistentes com biotita foram realizadas em diferentes amostras de xistos. Os cristais de granada, em sua maioria, foram analisados ao longo de perfis e as biotitas foram caracterizadas por análise em núcleo e borda. As estimativas de temperatura foram realizadas usando a base de dados termodinâmica TWQ (versão 2.10; Berman, 1991), levando em conta a reação de troca de Fe-Mg entre minerais por meio da reação: $Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3Si_3AlO_{10}(OH)_2 \rightarrow Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$.

Foram calculados 14 pares Grt-Bt para as diferentes gerações de granada (Tabela 3). A ausência de inclusões de biotita nos grãos de Grt₂ e Grt₃ analisados impossibilitaram o cálculo de temperatura no núcleo destas. Os resultados geotérmicos (Fig. 17), com uma estimativa de pressão em 3-4 kbar (corroborando Tassinari *et al.*, 2015), dão conta que as temperaturas mais altas foram registradas nas bordas da Grt₂ (~617 a 632 °C) e as mais baixas nas bordas da Grt₃ (~498 a 537 °C). As temperaturas calculadas para a Grt₁ indicaram um decréscimo dos valores do núcleo para a borda (~592 a 625 °C e ~548 a 600 °C, respectivamente).

Tabela 3.

Síntese das análises de granada e biotita em microsonda eletrônica, normalizados para 12 O (granada) e 22 O (biotita) utilizadas para os cálculos geotérmicos. (Alm – almandina; Grs – grossulária; Prp – piropo; Sps – Espessartita).

Nome do par	Turm 1	Turm 2	Turm 3	Turm 4	Turm 5	Turm 6	Turm 7	Turm 8	Turm 9	Turm 10	Turm 11	Turm 12	Turm 13	Turm 14	
Grt Geração	Grt 1	Grt 1	Grt 1	Grt 1	Grt 2	Grt 1	Grt 1	Grt 1	Grt 3	Grt 3	Grt 3	Grt 1	Grt 1	Grt 2	
Posição	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda	
Amostra	01-E-42	01-A-01	01-B-20	01-C-31	49-A-01	49-A-16	49-A-26	48-B-01	66-A-15	66-A-01	74-A-01	11-A-09	49-A-06	49-A-25	
Análises de Granada	Si	2.90	2.91	2.96	2.93	2.92	2.91	2.94	2.86	3.04	2.87	2.88	2.96	2.93	2.91
	Al	2.07	2.11	2.05	2.05	2.10	2.07	2.06	2.12	1.98	2.09	2.15	2.06	2.07	2.10
	Fe	2.24	2.12	2.14	2.16	2.28	2.35	2.11	2.17	1.91	2.03	1.99	2.13	2.22	2.11
	Mn	0.17	0.17	0.18	0.20	0.07	0.22	0.18	0.23	0.57	0.60	0.60	0.17	0.07	0.26
	Mg	0.29	0.29	0.30	0.26	0.33	0.30	0.25	0.25	0.30	0.31	0.28	0.30	0.31	0.22
	Ca	0.38	0.42	0.39	0.41	0.33	0.19	0.47	0.44	0.16	0.16	0.14	0.39	0.42	0.42
	Xalm	70.88	69.74	70.74	70.49	75.30	75.58	69.47	67.89	64.86	62.79	64.34	70.91	72.57	69.15
	Xgrs	11.83	14.50	13.08	13.49	11.16	5.74	15.59	14.50	5.23	3.91	4.92	13.07	14.06	14.44
	Xprp	9.92	9.93	10.13	8.99	11.16	10.46	8.36	8.75	10.32	10.82	9.80	10.26	10.63	7.43
	Xsps	6.00	5.76	6.05	6.65	2.38	7.43	6.09	8.06	19.24	20.78	20.93	5.68	2.41	8.84
Amostra	01-E-48	01-A-11	01-B-24	01-C-36	49-A-28	49-A-32	49-A-29	48-B-13	66-A-12	66-A-10	74-A-05	01-A-12	49-A-31	49-A-30	
Análises de Biotita	Si	5.36	4.96	5.40	4.97	4.92	5.30	5.23	5.30	5.06	4.97	5.35	5.30	5.27	
	Ti	0.14	0.13	0.16	0.12	0.15	0.18	0.16	0.19	0.15	0.20	0.13	0.17	0.18	0.16
	Al	3.18	3.40	3.07	3.40	3.35	3.22	3.37	3.24	3.40	3.58	3.45	3.20	3.22	3.27
	Fe	2.90	3.11	2.80	3.19	3.29	3.04	2.58	2.84	2.37	2.40	2.79	2.81	2.78	2.80
	Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01
	Mg	2.37	3.00	2.39	2.97	2.90	2.18	2.48	2.28	2.58	2.73	3.18	2.40	2.37	2.36
	Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
	Na	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.05	0.09	0.00	0.04	0.06	0.03	0.02	0.06	0.04
	K	1.57	1.08	1.74	1.00	1.18	1.80	1.82	1.84	1.75	1.75	1.19	1.67	1.80	1.83
	Total	19.80	19.74	19.94	19.71	19.84	19.83	19.98	19.88	19.81	19.85	19.78	19.78	19.94	19.99

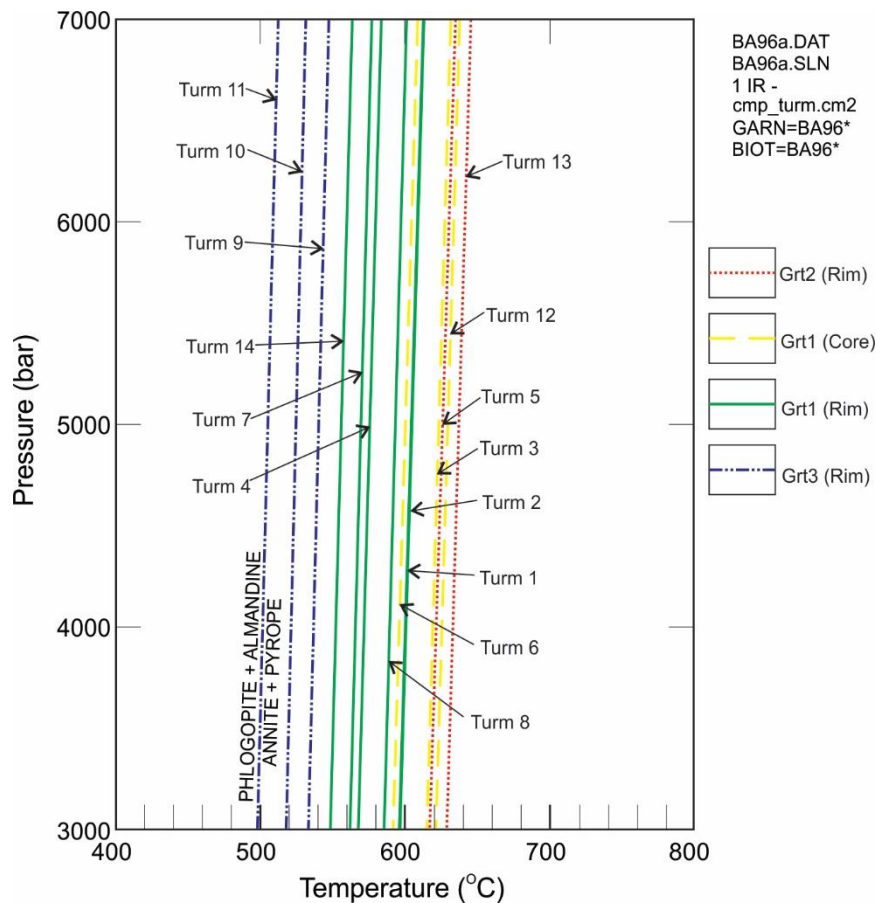


Fig. 17. Geotermômetro granada-biotita. Diagrama de PT mostrando as retas da reação Flogopita + Almandina → Anita + Piropo conforme Berman (1991) para granadas (Grt_{1, 2,3}) das diferentes gerações.

9.2. A COMPOSIÇÃO DOS SULFETOS E O GEOTERMÔMETRO DA ARSENOPIRITA

Em microsonda eletrônica, foram analisados os sulfetos das diferentes gerações encontradas no depósito. Os resultados para os elementos traços encontram-se no ANEXO IV e mostram que, principalmente:

- (i) Primeira associação: A Py₁ é a única que apresenta o elemento As em sua composição, variando entre 89 e 637 ppm. A Po₁ se distingue por ser a única com presença de Cu (1 a 19 ppm);
- (ii) Segunda associação: estes sulfetos mostram grande similaridade química com os da primeira geração, com exceção da ausência de Ni nas Py₂;

- (iii) Terceira associação: as Py_3 não contém Se e também são as únicas que apresentam Ag em sua composição; e

O ouro ocorre em arsenopirita, pirita e pirrotita, mas o fato de apresentarem valores muito próximos de zero sugere que o Au em Turmalina ocorre essencialmente livre. Análises em pirita mostram Au nas duas primeiras associações de sulfetos (sempre em quantidades menores que 0,01ppm). Em pirrotita, o ouro ocorre nas três associações (apenas uma amostra de Py_3 apresentou Au) Contudo, a maioria dos resultados para Au são em arsenopirita. Excluindo-se as amostras com valor abaixo de 0,001%, o Au ocorre nas duas primeiras gerações de Apy, com uma média um pouco maior na primeira geração (0,046 contra 0,034 ppm).

As razões As/S obtidas nos resultados das análises de química mineral em arsenopiritas permitiram o cálculo da porcentagem atômica (%at.) de arsênio (Tabela 4), conforme experimentos de Kretschmar & Scott (1976), das duas gerações (Apy_1 e Apy_2) de porções mineralizadas em equilíbrio com ouro, loellingita e pirrotita.

Os valores ficaram entre 36.3 e 37.3% at. para a primeira geração e 34.4 e 36.0% at. para a segunda e os resultados das análises forneceram dois campos de temperaturas diferentes para cada uma das gerações de Apy (Fig. 18). As análises realizadas nas amostras AM01, AM10, AM49 e AM71, notadamente em sulfetos da primeira associação, indicam temperaturas entre 512 e 592 °C para Apy_1 . Já os sulfetos de segunda associação, representados por análises em Apy_2 nas amostras AM10, AM82 e AM93, indicam temperaturas entre 366 e 490 °C.

Tabela 4.

Dados composicionais de cristais de arsenopirita de amostras mineralizadas do depósito aurífero Turmalina obtidos de microsonda eletrônica.

%wt															
Sample	AM-01_A	AM-10_A	AM-10_B	AM-10_C	AM-10_D	AM-10_E	AM-10_F	AM-10_G	AM-10_H	AM-49_A	AM-71_A	AM-71_B	AM-82_A	AM-82_B	AM-93_A
Zn	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Co	0.10	0.06	0.05	0.09	0.10	0.11	0.06	0.06	0.16	1.00	0.33	0.13	0.05	0.09	0.59
Ni	0.27	0.35	0.04	0.46	0.30	0.03	0.00	0.01	0.42	0.33	0.56	0.40	0.00	0.12	0.47
Fe	34.52	34.25	35.01	34.32	34.49	34.97	35.28	35.23	34.14	33.40	33.87	34.13	35.13	34.42	33.24
As	50.30	49.76	48.37	49.71	49.11	47.86	48.11	48.06	49.59	51.65	49.85	49.67	47.71	49.00	46.16
S	17.29	16.24	17.51	16.12	16.58	17.50	17.62	18.87	17.74	17.20	17.48	16.96	18.30	18.22	17.14
Total	102.49	100.71	100.97	100.69	100.58	100.47	101.09	102.22	102.05	103.57	102.09	101.30	101.20	101.85	97.61
%at															
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Co	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.009	0.003	0.001	0.000	0.001	0.006
Ni	0.003	0.003	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.005	0.004	0.000	0.001	0.005
Fe	0.337	0.342	0.344	0.343	0.343	0.345	0.346	0.339	0.333	0.324	0.331	0.337	0.342	0.334	0.337
As	0.366	0.371	0.355	0.371	0.365	0.352	0.352	0.344	0.360	0.373	0.363	0.366	0.346	0.355	0.349
S	0.294	0.283	0.300	0.281	0.288	0.301	0.301	0.316	0.301	0.291	0.297	0.292	0.310	0.308	0.303
Total	0.999	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	0.999	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000

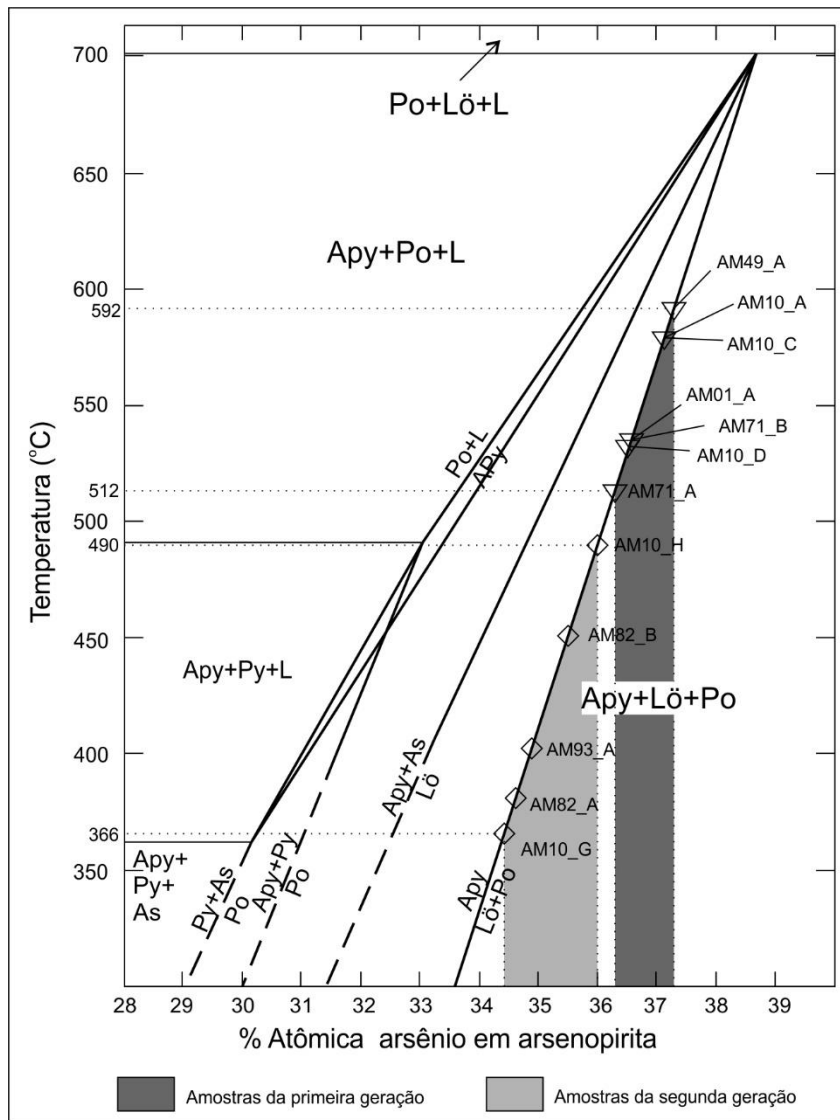


Fig. 18. Geotermômetro da arsenopirita. Dados do Depósito Turmalina em diagrama proposto por Kretschmar & Scott (1976), que mostra a composição da proporção atômica de arsênio em arsenopirita em função da temperatura de cristalização. O campo das amostras da primeira geração de sulfetos (AM01, AM10, AM49 e AM71) está representado em cinza-escuro e o campo das amostras da segunda geração de sulfetos está em cinza-claro (AM10, AM82 e AM93).

9.3. ISÓTOPOS DE ENXOFRE

Dados isotópicos de enxofre para a zona de silicificação sulfetada no Depósito Turmalina estão listados na Tabela 5. Foram feitas 23 análises isotópicas em cristais de arsenopirita, pirita e pirrotita em amostras representativas das três associações de sulfeto supracitadas.

As análises nos sulfetos da primeira associação, disseminados ou como agregados nos veios V₁, mostram uma gama de valores de $\delta^{34}\text{S} = +3.29$ a 4.42‰ para Apy₁, Py₁ e Po₁. Já os resultados em Apy₂, Py₂ e Po₂ mostram uma variação mais ampla, com valores entre $\delta^{34}\text{S} = +2.94$ e 5.76‰ . Os maiores valores para a segunda geração (5.16 e 5.76‰) são provenientes de pirita em V₂ e o restante das amostras (com gama de valores de 2.94 a 3.94‰) são de sulfetos disseminados. Por fim, nos veios V₃, as amostras Py₃ e Po₃ indicaram valores de $\delta^{34}\text{S} = +3.48$ a 4.41‰ , bem próximos daqueles observados nos sulfetos da primeira associação.

Tabela 5.

Composição de isótopos de enxofre de arsenopirita (Apy), pirita (Py) e pirrotita (Po) de rochas da zona de silicificação sulfetada no Depósito Turmalina.

Amostra	Mineral	Associação	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ V-CDT	1 σ SD unid. V-CDT
AM01-03	Apy	Primeira	4.19	0.29
AM01-04	Apy	Primeira	3.99	0.28
AM01-05	Py	Primeira	4.40	0.18
AM01-06	Py	Primeira	4.42	0.14
AM49-25	Po	Primeira	3.64	0.37
AM49-26	Po	Primeira	3.29	0.22
AM25-15	Py	Segunda	3.33	0.11
AM25-16	Py	Segunda	3.94	0.23
AM25-17	Po	Segunda	2.94	0.43
AM92-19	Py	Segunda	5.76	0.42
AM92-20	Py	Segunda	5.16	0.29
AM94-36	Apy	Segunda	3.29	0.26
AM94-37	Apy	Segunda	3.94	0.42
AM94-38	Po	Segunda	3.38	0.48
AM94-39	Po	Segunda	3.74	0.38
AM63-07	Py	Terceira	4.25	0.12
AM63-08	Py	Terceira	4.41	0.15
AM63-09	Po	Terceira	3.48	0.26
AM63-10	Po	Terceira	3.58	0.21
AM83-1-27	Py	Terceira	3.83	0.20
AM83-1-28	Py	Terceira	3.56	0.18
AM83-2-48	Py	Terceira	3.63	0.32
AM83-2-49	Py	Terceira	3.70	0.27

10. DISCUSSÕES

10.1. A EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL DO DEPÓSITO TURMALINA BASEADA NAS GERAÇÕES DE GRANADAS

As três gerações de granada (Cap. 6) guardam informações importantes acerca da evolução tectono-metamórfica no Depósito Turmalina. Baseado em informações microestruturais e geotérmicas, é possível estabelecer a ordem cronológica e a relação com os eventos deformacionais que fizeram parte da evolução do depósito. As gerações de granada foram diferenciadas de acordo com: (i) sua relação cronológica entre blastese e o desenvolvimento das foliações S_1 e S_2 ; (ii) tamanho e geometria dos cristais e; (iii) existência ou não de inclusões e zonamento composicional acentuado.

A granada Grt_1 apresenta trilhas de inclusões cuja morfologia reflete, em diferentes blastos dentro da mesma amostra, ou mesmo na mesma lâmina, diversos estágios de evolução da foliação S_1 . Alguns porfiroblastos apresentam uma trilha reta de inclusões no núcleo (foliação interna S_i) não coincidentes com a foliação externa ($S_e = S_1$) e representam um estágio precoce na sua geração (pré a sin-tectônica). Outros porfiroblastos, entretanto, apresentam seu núcleo com uma trilha em espiral, atestando rotação de S_1 , durante a evolução da zona de cisalhamento. O padrão complexo das trilhas não permitiu acompanhar com nitidez o sentido de rotação nas amostras observadas.

O perfil realizado em microsonda eletrônica em cristais de Grt_1 de ambos estágios de evolução da foliação S_1 exhibe um zonamento composicional acentuado e mostra que seu crescimento deve ter ocorrido em condições de retrometamorfismo. Neste sentido, o termômetro granada-biotita indica temperaturas de $\sim 592-625^\circ$ no núcleo e de $\sim 548-600^\circ$ na borda.

A granada Grt_2 ocorre muitas vezes como sobrecrecimento na Grt_1 . Seus cristais indicam que a quase totalidade de sua cristalização se deu tardiamente ao evento G_1 , com a não-deflexão das foliações S_1 e S_2 , e, portanto, seja tardi a pós-tectônica. As temperaturas medidas nas bordas de cristais de Grt_2 mostram uma temperatura maior (entre $\sim 617-632$), comparativamente a Grt_1 , e seu perfil composicional sugere um padrão metamórfico progressivo. A Grt_2 é interpretada

como sendo resultado térmico da intrusão granítica, que causou um aumento da temperatura no depósito durante seu crescimento (pico metamórfico).

A granada mais jovem do depósito (Grt₃) tem ampla distribuição espacial. Trata-se de uma granada com cristais bem menores que as outras granadas, praticamente não apresenta inclusões ou zonamento e é considerada pós-tectônica com relação ao evento G₁. A temperatura calculada para a borda da Grt₃ é consideravelmente menor que nas outras granadas (~498-537°).

10.2. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL RELACIONADA AOS EVENTOS DE MINERALIZAÇÃO

A alteração hidrotermal em depósitos de ouro hospedados em rochas vulcano-sedimentares do Grupo Nova Lima é discutida em Vial *et al.* (2007a, b), Lobato *et al.* (2001a), Ribeiro-Rodrigues *et al.* (2007), entre outros. Os processos hidrotermais estão comumente relacionados com os eventos deformacionais (Lobato *et al.*, 2001b), que influenciaram no estilo de mineralização e na permeabilidade das rochas. Em Turmalina esses processos são considerados como tendo sido desenvolvidos, principalmente, durante o evento tectônico arqueano G₁.

Existem cinco principais tipos de alteração hidrotermal que afetam as rochas do depósito. O posicionamento e o intervalo de ocorrência dos minerais e sua relação com a mineralogia metamórfica podem ser vistos na Fig. 19. Além de quartzo, estas alterações estão representadas por sulfeto, carbonato, sericita e clorita que se desenvolvem paralelamente às zonas de cisalhamento. Turmalina também é um mineral importante neste depósito e está distribuída restritamente em bandas delgadas nas zonas mineralizadas ou adjacentes a elas. Embora a intensidade da cloritização aumente um pouco na proximidade com a zona mineralizada, ela tem uma distribuição mais ampla, tanto na MMU quanto na MVS.

A alteração hidrotermal relacionada ao ouro no Depósito Turmalina sobrepõe o pico metamórfico, como acontece com outros depósitos de ouro orogênico arqueanos (e.g. Groves & Foster, 1993; Junqueira *et al.*, 2007). A presença de inclusões de pirrotita e arsenopirita nas bordas da granada Grt₁ e Grt₂ sugere que os sulfetos precipitaram inicialmente próximos do

pico metamórfico. Quantitativamente, as temperaturas obtidas por meio do termômetro da arsenopirita (Kretschmar & Scott, 1976) permitem afirmar que a precipitação dos sulfetos da primeira associação se deu de 592 a 512 °C, inicialmente pouco abaixo do pico metamórfico. Estes dados reforçam aqueles apresentados no termômetro granada-biotita, onde as bordas da Grt_1 forneceram valores entre ~548 e 600 °C.

De acordo com a paragênese $Apy_2 + Ep + Au$, a segunda associação de sulfetos parece ter desenvolvido até o início do crescimento do epidoto, o que permite interpretar que a precipitação dessa geração de sulfetos continuou até atingir temperaturas mais baixas (os valores calculados para Apy_2 variam de 490 a 366 °C). De acordo com Mikucki & Ridley (1993), o aumento da quantidade de carbonato nos veios V_2 (relacionados aos sulfetos da segunda associação), comparativamente aos V_1 , pode ser explicado pela diminuição da temperatura que favorece a sua estabilidade termal. Neste caso, a recristalização dos sulfetos da primeira associação, gerando a segunda associação, ocorreu em temperaturas menores.

Mineral	Anfibolito (MMU)	Unidade vulcano-sedimentar (MVS)				
		Biotita/Clorita-domínio		Granada - domínio	Estauroлита - domínio	Zona rica em ouro (veios de quartzo - V1)
		Quartzo - biotita xisto	Biotita - quartzo xisto	Granada - biotita - quartzo xisto	Estauroлита - granada - biotita - quartzo xisto	
Associação hidrotermal	Clorita	■	■			
	Sericita	■	■	■	■	
	Carbonato	●	■	●	●	●
	Quartzo	■	■			
	Pirrotita Po_3	●	●	●	●	●
	Pirrotita Py_3	●	●	●	●	●
	Py_1 e Py_2			■	■	
	Arsenopirita			■	■	■
	Po_1 e Po_2			■	■	■
	Loellingita				●	■
	Ouro			●	●	■

Fig. 19. Mudanças mineralógicas envolvidas na alteração hidrotermal nas rochas do Depósito Turmalina (anfibolito, sequência metassedimentar e zona de mineralização sulfetada). Py – pirrita e; Po - pirrotita.

10.3. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO DEPÓSITO TURMALINA NO CONTEXTO REGIONAL

A proposta de evolução geológica do Depósito Turmalina (Fig. 20) foi considerada dentro do contexto tectônico do Quadrilátero Ferrífero, avaliando os resultados apresentados nesta contribuição. Dois eventos orogênicos afetaram o depósito (Tabela 6): G₁, dividido em dois grupos, responsável pela estruturação regional durante o Arqueano (2749-2670 Ma; Baltazar & Zucchetti, 2007); e G₂, que é interpretado como a progressiva evolução de G₁. Porém, a hipótese de G₂ ser reflexo da tectônica Transamazônica (definida como Evento Riacciano-Orosiriano por Brito Neves, 2011) não pode ser excluída. Já o Evento Orogênico Brasileiro (630-480 Ma; Pedrosa-Soares *et al.*, 2011; Baltazar & Zucchetti, 2007; Lobato *et al.*, 2001b), que afetou as rochas dos supergrupos Minas e Rio das Velhas na extremidade E do QF, não é documentado nas rochas pré-cambrianas da região do Depósito Turmalina.

Tabela 6.

Elementos estruturais e a evolução no Depósito Turmalina. Os dados geocronológicos estão baseados em (1) Baltazar & Zucchetti (2007) e (2) Tassinari *et al.* (2015)

Idade (Ma)	Evento Tectônico	Geração de estruturas	Cinemática	Estruturas
2749 – ~2700 ⁽¹⁾	Arqueano	G ₁ – 1º grupo	Transporte para S	N - Bandamento gradacional e composicional S ₀ - Dobras isoclinais F ₁ - Foliação plano-axial S ₁ , subparalela a S ₀ (traço axial N-S)
Antes de 2664 ⁽²⁾	Arqueano	G ₁ – 2º grupo	Transporte NNE para SSW	- Zona de cisalhamento com direção E-W, Vergência-S - Veios V ₁ - Lineação mineral e de estiramento L ₁ (090/30) - Clivagem de crenulação S ₂ (269/67) - Eixo de crenulação L ₂ (caimento 54-64° para 280-317) - Dobras F ₂ , plano-axial subparalelo a S ₂
Após 2664 ⁽²⁾	Arqueano (?)	G ₂	Transcorrência NE-SW	- Eixo de dobra F ₃ , caindo para o quadrante NW - Veios V ₂ - Falhas de empurrão NW-direção, NE-vergência - Falhas de empurrão WNW-direção, SW e NE-vergência

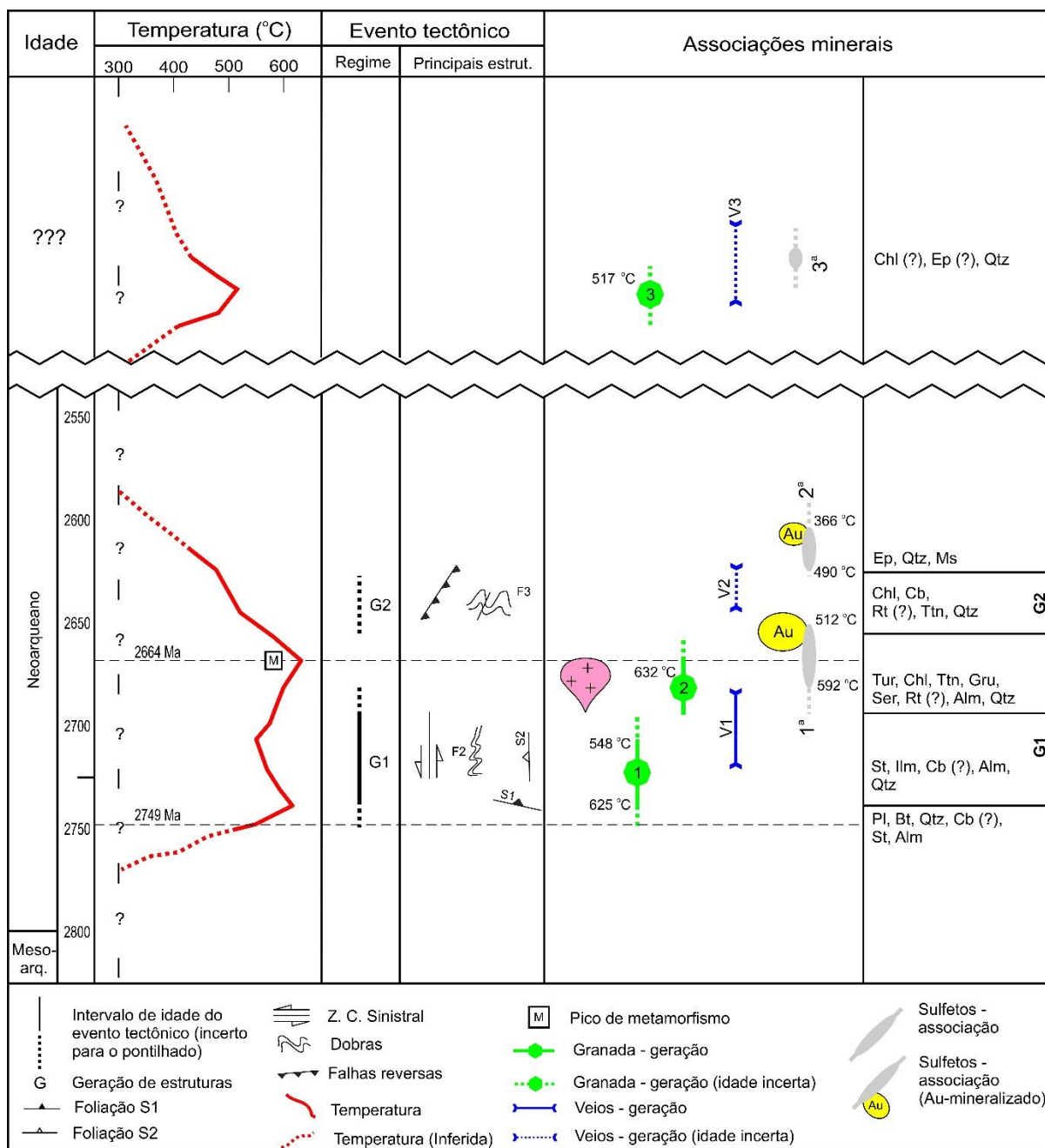


Fig. 20. Diagrama esquemático da evolução tectono-termal do Depósito Turmalina no contexto do QF e suas implicações com os eventos responsáveis pela mineralização de ouro. A coluna de temperatura foi realizada incluindo dados geotermométricos (par granada-biotita e em arsenopirita associada ao ouro). As abreviações de minerais foram feitas de acordo com as outras figuras e no texto.

O evento G₁ é interpretado como o primeiro estágio deformacional de um cisalhamento progressivo regional com um encurtamento inicial N-S. O primeiro grupo de estruturas de G₁ compreende estruturas com *trend* E-W, dobras regionais isoclinais com vergência para S e pervasiva foliação S₁ que comumente oblitera o bandamento composicional. Com a progressão

da deformação, um segundo grupo de estruturas ocorre associado a um cisalhamento oblíquo que nucleou e se desenvolveu ao longo dos planos de S_1 . Instalaram-se os veios sin-tectônicos V_1 , ao longo do plano de foliação que foram estirados com o desenvolvimento de *boudins* e estruturas tipo *pinch-and-swell*. Os veios V_1 e sua geometria coincidem com as falhas e zonas de cisalhamento regionais D_1 e D_n (de Romano, 2006). O que leva à interpretação que a formação dos veios V_1 tenha começado após 2749 Ma e antes de ~2700 Ma.

A lineação mineral e de estiramento L_1 tem caimento para ESE e ocorre como resposta do contínuo desenvolvimento da foliação S_1 durante cisalhamento dúctil sinistral. Enquanto a foliação S_1 mostra planos com orientação constante (exceto na inflexão do Corpo-B) com alto mergulho para NE, a lineação L_1 mostra o movimento relativo entre estes planos S_1 , verificando que o cisalhamento se deu como falhas de cavalgamento com cisalhamento oblíquas. Em outras palavras, o sentido do transporte é WNW.

Com o desenvolvimento progressivo do evento regional arqueano, a transposição da foliação S_1 deu origem à clivagem de crenulação S_2 . Por conseguinte, formou-se a lineação de crenulação L_2 com eixo mergulhando para o quadrante NW e as dobras apertadas F_2 , cujo eixo é subparalelo a esta lineação. A lineação L_2 corresponde aos eixos da crenulação que definem S_2 . Ela está aproximadamente perpendicular a L_1 , no plano da foliação S_1 .

O evento tectônico G_1 parece estar confinado entre 2749 Ma e 2664 ± 35 Ma, idade obtida para a cristalização do corpo granítico intrusivo, e se mostra condizente com o evento de mesma natureza identificado por Baltazar & Zucchetti (2007) para as rochas do Supergrupo Rio das Velhas na porção E do QF. Os eventos Arqueanos progressivos D_1 e D_2 destes autores está relacionado ao primeiro e ao segundo grupo de estruturas de G_1 em Turmalina, respectivamente.

A segunda geração de estruturas G_2 é interpretada como resultado de um evento tectônico transpressivo sinistral em regime dúctil-rúptil de direção NE-SW. Ela é representada principalmente por dobras abertas F_3 , veios V_2 , um conjunto de falhas reversas conjugadas de direção aproximada ESE-WNW e um conjunto de falhas reversas de direção geral NW-SE.

As dobras F_3 se desenvolveram com plano axial de alto mergulho para NE e eixo caindo para NW e tiveram seus flancos cisalhados. Um sistema de falhas reversas corresponde ao conjunto

final de estruturas desenvolvidas nessa fase. A primeira população representa um conjunto de falhas conjugadas, orientadas simetricamente em relação à direção ESE-WNW e a segunda possui direção NW-SE com mergulho de 30° para NE.

A idade do evento G_2 se mostra controversa. Tassinari *et al.* (2015) interpreta que a evolução estrutural do depósito Turmalina é exclusivamente paleoproterozóica, embora a influência desta deformação não seja bem documentada no NW do QF em trabalhos regionais (Heineck, 1997; Romano *et al.* 1991). Em adição a isso, a vergência tectônica para NW, como determinada por Alkmin & Marshak (1998) para as sequências Paleoproterozóicas supracrustais do Supergrupo Minas no E do QF não é consistente com a cinemática G_2 observada no presente trabalho. Tomando por base o evento G_1 , conforme discutido anteriormente, o estágio final da deformação Arqueana está cronologicamente confinado entre o início e o fim do crescimento de Grt_2 , superimposta pelas estruturas G_2 . Neste caso, as estruturas G_2 podem ser um resultado de uma contínua atividade transpressional de G_1 , porém em condições dúcteis-rúpteis (Fig. 20). Alternativamente, as estruturas G_2 , e a terceira geração de granadas Grt_3 , podem estar relacionadas a um metamorfismo regional mais recente do Paleoproterozóico, como descrito por Romano (2006) e datado por Tassinari *et al.* (2015; 2148 Ma, Sm-Nd rocha total).

10.4. CONSIDERAÇÕES ACERCA DA IDADE DA MINERALIZAÇÃO EM TURMALINA

A quase totalidade dos depósitos de ouro orogênico no mundo está ligada a três períodos do tempo geológico (Goldfarb *et al.*, 2001; Tomkins, 2013): (i) Neoarqueano (2700-2400 Ma); (ii) Paleoproterozóico (2100-1800 Ma); e (iii) ao redor de 650 Ma, continuando ao longo de parte do Fanerozóico.

No QF, os dados mais robustos de idade de mineralização em ouro foram obtidos nos depósitos Morro Velho e Cuiabá (2672±14 Ma; Lobato *et al.*, 2007); e Lamego (2730±42 Ma; Martins *et al.*, 2015) utilizando U-Pb SHRIMP em monazita hidrotermal e associação com sulfetos e

ouro. Algumas idades-modelo Pb-Pb foram obtidas para outros depósitos, dentre eles: São Bento (2650 Ma; DeWitt *et al.*, 2000) e Bela Fama (2710 Ma; Thorpe *et al.*, 1984). Outros autores, porém, atribuem idade paleoproterozóica para a mineralização, usando, principalmente, modelos geocronológicos Pb-Pb ou métodos indiretos (p. e. Vial *et al.*, 2007b) baseados nos modelos tectônicos de Endo (1997), Alkmim & Marshak (1998) e outros.

Em trabalhos na mina Turmalina, Tassinari *et al.* (2015) defendem que a mineralização é de idade Paleoproterozóica. Estes autores utilizaram dados geocronológicos (Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar e Pb-Pb) em amostras de rocha-total e em concentrados de minerais e obtiveram as seguintes conclusões: (i) O primeiro estágio da evolução (sin a tardi-tectônico) do depósito foi entre 2.2 e 2.1 Ga, valor obtido com Sm-Nd em granadas (de geração não diferenciada pelos autores) e entendido como pico metamórfico; (ii) O segundo estágio ocorreu entre 2 e 1.9 Ga e corresponde ao principal estágio de formação da mineralização aurífera. Os principais resultados são de Rb-Sr em muscovita, crescida durante a associação hidrotermal com os sulfetos, e de Pb-Pb em arsenopirita. Estes resultados foram, 1929 ± 17 Ma e 1946 ± 24 Ma, respectivamente; (iii) O terceiro estágio ocorreu por volta de 1.75 Ga e corresponde ao estágio final do sistema hidrotermal, medido em biotita (K-Ar) no granito (1747.1 ± 7.9 Ma).

Assim, Tassinari *et al.* (2015) concluíram que o colapso orogênico riaciano-orosiriano (Brito Neves, 2011; Alkmim & Marshak, 1998) resultou em rápido soerguimento crustal que gerou e manteve as anomalias térmicas, desenvolvendo o processo hidrotermal responsável pela mineralização.

Porém, ao considerar a idade U-Pb SHRIMP em zircão (2664 ± 35 Ma; Tassinari *et al.*, 2015) realizada no granito em contato com as rochas encaixantes da MVS, bem como dados geológicos, microtexturais e termométricos do presente trabalho, é possível afirmar que uma idade (única) paleoproterozóica para a mineralização aurífera em Turmalina se mostra incompatível. Dentre os pontos que permitem esta afirmação, podemos considerar: (i) o principal evento tectônico (G_1) e responsável pela maioria das estruturas em Turmalina precede a intrusão granítica. Fato evidenciado pela quase ausência de deformação no granito, Arqueano, bem como pela inflexão na estruturação do Corpo-B no domínio NE. Além disso, algumas apófises graníticas truncam as zonas de cisalhamento; (ii) existem duas associações de sulfetos com ouro. A primeira guarda forte relação com a foliação principal S_1 , de idade arqueana. A segunda, mais jovem, poderia ser interpretada como Paleoproterozóica, sendo possivelmente

uma remobilização da primeira. Neste caso, as arsenopiritas analisadas em Tassinari *et al.* (2015) fariam parte desta segunda associação. (iii) de acordo com dados micropetrográficos e químicos, as granadas Grt₁ e Grt₂ estão relacionadas com o evento arqueano G₁. A granada Grt₃ é mais nova que a primeira sulfetação e, possivelmente, paleoproterozóica. Neste caso, a granada analisada por Tassinari *et al.* (2015) seria justamente a Grt₃, o que explica os resultados oriundos de rocha-total, uma vez que a Grt₃ tem distribuição mais ampla nas rochas encaixantes que nos corpos minerais.

Por fim, em Turmalina, o transporte de fluidos hidrotermais está intimamente relacionado às zonas de cisalhamento desenvolvidas durante o evento arqueano G₁, tal como ocorre em outros depósitos no QF (p.e. Morro Velho; Bela Fama e Paciência; Baltazar, 1998). A mineralização arqueana, conforme descrito anteriormente, mostra indícios petrográficos de ter iniciado tão logo quanto a foliação S₁ estava desenvolvida e antes do término da blastese da granada Grt₂. A segunda associação de sulfetos Po + Py + Apy ± Ccp ± Lö mineralizada em ouro indica a possibilidade de uma ocorrência de mineralização Paleoproterozóica no Depósito Turmalina, corroborando Tassinari *et al.* (2015). Neste sentido, a segunda associação de sulfetos com ouro indicaria um novo evento hidrotermal com o desenvolvimento de uma nova geração desses minerais, o que pode explicar a ausência de mineralização em ouro no granito. Contudo, estudos geocronológicos mais robustos, diferenciando os sulfetos de primeira (Arqueana) e de segunda gerações (Arqueana ou Paleoproterozóica), são necessários para um melhor entendimento da relação da alteração hidrotermal, eventos tectônicos e mineralização em ouro.

10.5. ISÓTOPOS DE S E A FONTE DO OURO DO DEPÓSITO TURMALINA

Dados de $\delta^{34}\text{S}$ para arsenopirita, pirita e pirrotita, realizados com o objetivo de determinar o tipo de reservatório dos sulfetos, mostraram uma gama de +2.94 a +5.76‰ (Tabela 5) e podem indicar, preliminarmente, tanto uma fonte metamórfica quanto uma fonte manto-derivada de magmas félsico-intermediários (Sakai *et al.*, 1984) para o Depósito Turmalina.

Em outros depósitos do Quadrilátero Ferrífero a origem metamórfica é largamente aceita. Bühn *et al.* (2012), em trabalhos com isótopos de S nas minas de Au São Bento e Cuiabá, sugerem que o fluido sulfetado mineralizante é hidrotermalmente remobilizado da sequência *greenstone belt*, como parte de uma mineralização epigenética derivada das rochas supracrustais. No Depósito Carvoaria Velha, Ribeiro *et al.* (2015) apresentam conclusões semelhantes, sugerindo que o fluido responsável pela mineralização é resultado de desidratação metamórfica e sua consequente interação com a sequência vulcano-sedimentar durante sua ascensão.

Todos estes resultados isotópicos são plenamente condizentes com os obtidos para o Depósito Turmalina (Fig. 21), mas as altas temperaturas alcançadas (em relação àquelas encontradas nos depósitos Carvoaria Velha, São Bento e Cuiabá, por exemplo) e a intrusão granítica abrem precedentes para uma possível origem ígnea para os fluidos mineralizantes deste depósito. Embora os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de Tassinari *et al.* (2015) para amostras de arsenopirita em Turmalina indiquem uma grande heterogeneidade, estes autores apontam a possibilidade de a fonte ser prevalentemente metamórfica.

Groves (1993) sugere que o ouro em rochas metamórficas pode se formar a quase qualquer profundidade crustal e temperaturas que vão de 750 a 180 °C. Contestando este modelo, Phillips & Powell (2009) indicam que grandes volumes de fluido não podem migrar em temperaturas superiores a ~650 °C. Os fluidos metamórficos mais férteis possuem, ainda, temperatura entre 500 e 550 °C, sendo uma pequena quantidade capaz de ultrapassar este limite (Tomkins, 2010). Alternativamente, Xue *et al.* (2013) sugerem uma fonte granítica como origem dos fluidos auríferos em depósitos orogênicos. Estes autores usaram a assinatura isotópica do enxofre estudando quatro depósitos em *greenstone belts* arqueanos. Kendrick *et*

al. (2011) obteve resultados semelhantes usando a assinatura de gases nobres e halogênios em veios quartzo-carbonáticos.

Em Turmalina, o fato de existir uma intrusão granítica precedente à mineralização nas rochas metavulcanossedimentares torna a fonte ígnea félsica uma alternativa a ser considerada. Ao se comparar os resultados de $\delta^{34}\text{S}$ com os de outros depósitos de fonte ígnea, como Kanmantoo (Austrália; ver Lyons, 2012) e Victorian Goldfields (Austrália; ver Xue *et al.*, 2013), os resultados se assemelham.

Phillips & Powell (2010) defendem a fonte metamórfica para os fluidos mineralizantes e sugerem hidratação de rochas máficas como origem do ouro, mas Tomkins (2010) indica que rochas sedimentares carbonáticas podem gerar muito mais fluidos férteis que as rochas máficas. Neste sentido, Gaboury (2013) encontrou C_2H_6 proveniente de metassedimentos carbonáticos associados ao minério de Detour Lake (Canadá), onde não se conhecem rochas metassedimentares carbonáticas próximas.

Uma sugestão quanto a controvérsia sobre a fonte do ouro em muitos depósitos de ouro é apresentada por Tomkins (2013). Segundo este autor, a maioria dos depósitos de ouro interpretados como de fonte ígnea se formaram em intervalos de tempo geológico relativamente curtos. Em contrapartida, os depósitos de ouro orogênico formados em intervalos maiores, como é o caso de Turmalina, a fonte metamórfica se mostra mais plausível.

Neste panorama, as rochas sedimentares e vulcano-sedimentares - ou mesmo camadas carbonáticas, descritas por Romano (2006) - que ocorrem no pacote da base do Grupo Nova Lima na região de Pitangui, são possíveis fontes para o fluido hidrotermal mineralizante. O processo hidrotermal responsável pela mineralização deve ter sido favorecido pelo aumento da temperatura (e conseqüente desidratação) das rochas do Supergrupo Rio das Velhas durante a intrusão do granito.

Complementarmente, quando comparamos os resultados para as diferentes gerações de sulfetos em Turmalina, os dados isotópicos mostram valores semelhantes e sugerem analogia entre a primeira e a segunda geração de sulfetos, reforçando que a segunda geração é possivelmente uma recristalização da primeira, conforme dados petrográficos, embora um novo aporte de fluido hidrotermal não esteja descartado. O fato de os sulfetos da terceira associação

apresentarem assinatura semelhante e os veios V_3 serem sin-metamórficos, suporta, também, uma origem metamórfica para esses minerais.

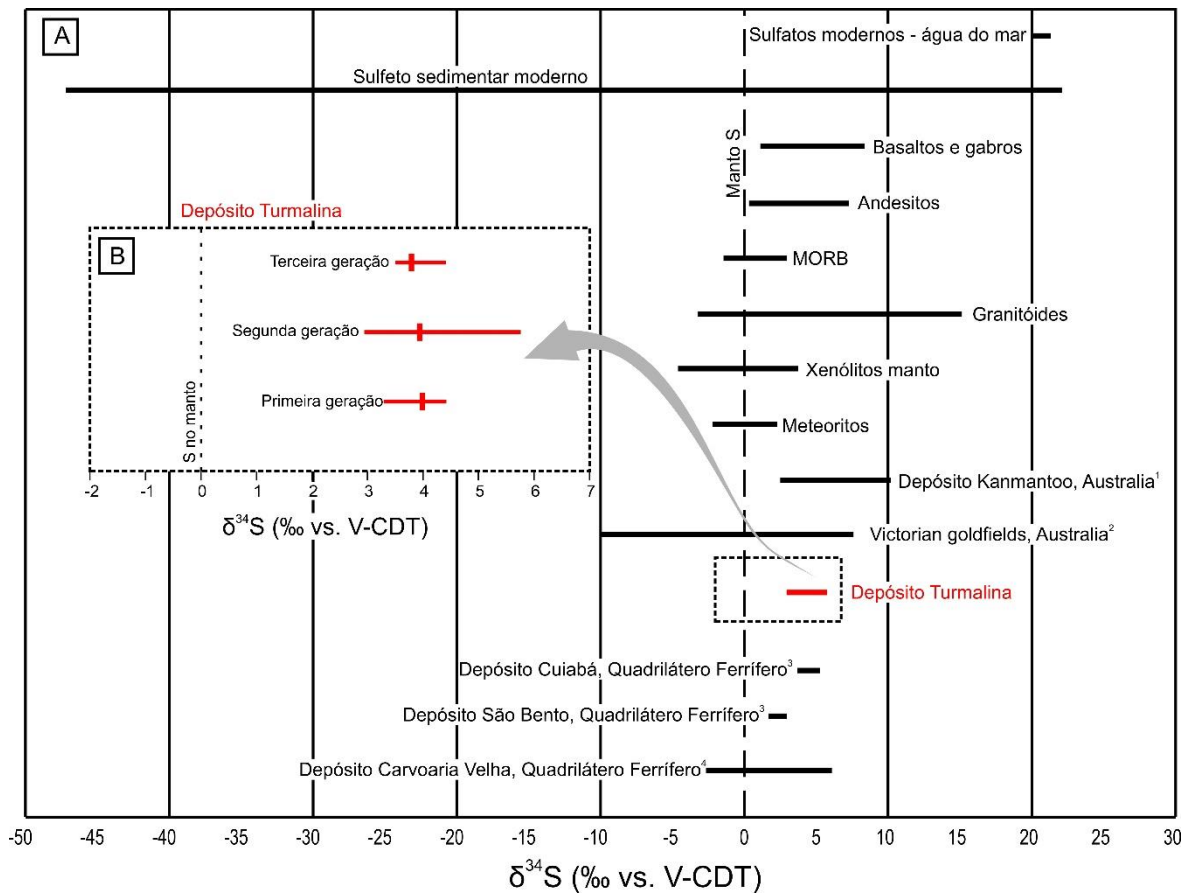


Fig. 21. (A) Gama de valores de isótopos de enxofre (S) para sulfetos de meteoritos, xenólitos do manto, rochas ígneas e sedimentos modernos. Adaptado de Seal (2006), com valores de Sasaki & Ishihara (1979), Chambers (1982), Rye *et al.* (1984) Farquhar *et al.* (2002), Lyons (2012)¹, Xue *et al.* (2013), Bühn *et al.* (2012)² e Ribeiro *et al.* (2015)⁴. (B) Valores obtidos em arsenopirita, pirita e pirrotita das diferentes gerações de sulfetos. Valores isotópicos são dados em permil (VCDT).

10.6. ARSENOPIRITA COMO INDICATIVO DA RELAÇÃO ENTRE EVENTO TECTÔNICO E A PRECIPITAÇÃO DO OURO

Estudos recentes de Fougrouse *et al.* (2016) podem colaborar com o entendimento dos eventos deformacionais com os eventos hidrotermais no QF responsáveis pela formação das arsenopiritas. É sabido que a arsenopirita é o principal sulfeto associado ao ouro nos depósitos do QF (p. e. Passagem de Mariana, Lamego, Córrego do Sítio). Os cristais de arsenopirita são usualmente de aparência lisa, sem inclusões e quase não se apresentam deformados. O ouro ocorre muitas vezes em associação à arsenopirita, mas dificilmente está incluso nesta. E, embora ocorra incluso em pirrotita, pirita, epidoto e quartzo, quase sempre a arsenopirita está bordejando o ouro (Item 8.4).

Neste panorama, Fougrouse *et al.* (2016) demonstraram experimentalmente que a arsenopirita permanece estruturalmente e quimicamente intacta durante grandes eventos deformacionais. Apenas quando foi superimposta uma deformação menor, em um alto ângulo em relação à orientação preferencial da arsenopirita, uma reação de dissolução-reprecipitação resulta em perda de ouro a partir da estrutura do cristal. Neste caso, ocorre uma perda de elementos traços (como ouro) em uma reação pseudomórfica, com conseqüente enriquecimento em As no núcleo (Harlov *et al.*, 2011).

As análises em microsonda eletrônica das arsenopiritas em amostras de minério em Turmalina não mostram teores importantes de ouro (abaixo de 0,05 ppm) mas, contrariamente a isso, o ouro ocorre quase sempre nas extremidades desses cristais. Assim, é possível sugerir que o ouro nas extremidades da arsenopirita é resultado da difusão e migração após a cristalização da arsenopirita, segundo a foliação principal S_1 com conseqüente cisalhamento dos cristais durante a progressão da deformação e a instalação das zonas de cisalhamento na geração de estruturas G_1 . Alternativamente, esta migração pode ter ocorrido também durante a geração de estruturas G_2 (Paleoproterozóico?). Esta controvérsia pode ser solucionada aplicando a sugestão de estudos de Fougrouse *et al.* (2016), tal qual se segue: i) imageamento dos cristais de arsenopirita em microscópio eletrônico; ii) análises de perfis composicionais da arsenopirita em microsonda eletrônica; iii) estudos de EBSD para estabelecer a orientação cristalográfica imposta pela deformação.

11. CONCLUSÕES

O mapeamento geológico de detalhe, combinado com análise estrutural realizada na Mina Turmalina em diversos níveis, além do modelamento, mineralogia, alteração hidrotermal, geotermometria e isótopos estáveis de enxofre em sulfetos, relevaram as seguintes conclusões:

A geologia do depósito aurífero Turmalina é caracterizada por unidades litológicas de idade Arqueana pertencentes à base do Supergrupo Rio das Velhas e metamorfisadas em fácies anfibolito médio a baixo. Da base para o topo, a litoestratigrafia no Depósito Turmalina está definida por um ortoanfibolito (MMU) seguida por uma sequência vulcano-sedimentar (MVS) de metapelitos rítmicos e metatufos intercalados. As rochas da unidade vulcano-sedimentar são xistos ricos em quartzo e biotita, com variação em granada, estaurolita, clorita e sericita. Um granito da Suíte Intrusiva Mato Dentro ocorre discordante nas rochas encaixantes no interior da mina. Diversas apófises deste corpo ígneo podem ser observadas e estão discordantes aos corpos mineralizados.

A mineralização está confinada em uma geometria tabular controlada em zonas de cisalhamento dúcteis de direção geral WNW-ESE, mergulho para NNE e cinemática sinistral. A análise estrutural e o modelamento revelam que o caimento da mineralização é definido pelo eixo-X dos *boudins* de quartzo (nos veios V_1) e pela lineação mineral e de estiramento L_1 , com modal de 095/30.

Duas gerações de estruturas, G_1 e G_2 , são reconhecidas no Depósito Turmalina. As estruturas G_1 são interpretadas como geradas em um regime compressivo e são representadas por dois grupos. O primeiro grupo teve transporte tectônico de N para S e as principais estruturas geradas são dobras isoclinais F_1 e foliação plano-axial E-W S_1 , que transpõe o bandamento composicional. O segundo grupo de G_1 teve transporte tectônico de NNE para SSW, o que gerou uma componente de cisalhamento sinistral segundo a orientação de S_1 e deu origem a lineação mineral e de estiramento L_1 , veios de quartzo V_1 *boudinados* e com estruturas tipo *pinch-and-swell*, clivagem de crenulação S_2 , lineação de crenulação L_2 e dobras apertadas F_2 . O evento da segunda geração de estruturas G_2 é mais novo e interpretado como um regime transpressivo sinistral de direção NE-SW, sendo localmente representado, principalmente,

pelas dobras abertas F_3 e por duas populações de falhas de empurrão. A primeira com direção WNW-ESE, sendo conjuntos conjugados com vergência para NE e SW e a segunda com direção aproximada NW-SE e vergência para SW.

O evento tectônico progressivo G_1 é interpretado como Arqueano e está provavelmente confinado entre 2749 e 2664 Ma. O evento tectônico responsável pela segunda geração de estruturas G_2 é possivelmente ainda Arqueano, pós- G_1 , embora a hipótese de ser Paleoproterozóico não esteja descartada.

Três gerações de veios foram identificadas: V_1 , V_2 e V_3 , sendo os dois primeiros mineralizados em ouro. A mineralização aurífera ocorre principalmente como faixas delgadas de sulfetos disseminados ou como agregados maciços de sulfetos nas bordas dos veios V_1 . Os veios V_1 são compostos de quartzo fumê a leitoso, onde o quartzo leitoso é produto de recristalização do primeiro. Os veios V_2 estão relacionados com o desenvolvimento das falhas de empurrão e, microscopicamente, de vênulas de quartzo e carbonato que truncam a foliação principal. Já os veios V_3 ocorrem como veios de quartzo leitoso delgados sem orientação preferencial e não estão mineralizados.

A mineralogia e a química mineral nos corpos minerais e rochas encaixantes permitem identificar três associações de sulfetos, sendo as duas primeiras mineralizadas. Mineralogia, microestruturas, química e isótopos de S destes sulfetos permitem supor que a segunda associação é produto de remobilização da primeira, embora um novo aporte de fluido hidrotermal também seja possível.

Os sulfetos de primeira associação com ouro precipitaram próximos ao pico metamórfico (em temperaturas inicialmente em torno de 590 °C, chegando a 510 °C) e guardam íntima relação com o desenvolvimento da primeira geração de estruturas G_1 , que certamente precede a intrusão granítica, datada em 2664 ± 35 Ma por Tassinari *et al.* (2015). Estes sulfetos se recristalizaram em um ambiente de resfriamento com temperaturas variando de 490 a 366 °C.

A granada é um importante mineral em Turmalina que testemunhou a história tectono-metamórfica nos diferentes estágios evolutivos do depósito. Grt_1 mostra estágio de crescimento com núcleo pré a sin-tectônico e borda tardi-tectônica associado ao evento Arqueano G_1 . O início da precipitação dos sulfetos da primeira associação se deu antes do término de seu

crescimento. O zonamento mineral e o cálculo termométrico nesta granada indicam que a mesma se cristalizou em condições de metamorfismo retrógrado (máximo de 625°C no núcleo e mínimo de 548 °C nas bordas), com o término de sua blastese associado ao fim do evento tectônico. Grt₂ está associada à ascensão e instalação do corpo granítico nas rochas encaixantes. Esta granada é de origem tardi a pós-tectônica em relação ao evento G₁ e se deu em condições de metamorfismo progressivo. Os sulfetos da primeira associação indicam que o processo de mineralização continuou com o resfriamento pós-Grt₂ até temperaturas próximas de 510 °C. Grt₃ tem ampla distribuição espacial no depósito e seu crescimento ocorreu associado ao metamorfismo regional. Os blastos desta geração não exibem inclusões e são interpretados como pós-G₁ e pré-G₂.

A utilização dos resultados de isótopos estáveis de S permitiu a comparação com outros depósitos no QF e no mundo para propor que a fonte do fluido hidrotermal responsável pela mineralização é proveniente de fluidos metamórficos derivados da desidratação das rochas da base do Supergrupo Rio das Velhas, sendo favorecidos pelo aumento da temperatura durante a ascensão do corpo granítico.

12. REFERÊNCIAS

Alkmim, F.F., Marshak, S., 1998. Transamazonian orogeny in the Southern Sao Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Res.* 90, 29–58.

Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geosci.* 7, 349–364.

Baars, F.J., Rosière, C. A., 1997. Geological map of the Quadrilátero Ferrífero. In Baars, F.J. The São Francisco Craton. In De Wit, M. J., Ashwal, L. A. (eds.). *Greenstone Belts*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics Series, Oxford University Press, 529-557.

Baltazar, O.F., 1998. Geologia estrutural. In: M. Zucchetti and O.F. Baltazar (Eds.), *Projeto Rio das Velhas — Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado*, escala 1:100.000. 2nd edition, Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, 49–53.

Baltazar, O.F., Zucchetti, M., 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits. *Ore Geol. Rev.* 32, 471–499.

Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, 29(4), 833-855.

Brito Neves, B.B., 2011. The Paleoproterozoic in the South-American continent: diversity in the geologic time. *J. S. Am. Earth Sci.* 32, 270–286.

Bühn, B., Santos, R.V., Dardenne, M.A., de Oliveira, C.G., 2012. Mass-dependent and mass-independent sulfur isotope fractionation ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{33}\text{S}$) from Brazilian Archean and Proterozoic sulfide deposits by laser ablation multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol.* 312–313, 163–176.

Campos, W.F., Duchini Jr., J., Frizzo, C., 2008. Projeto Ouro Turmalina, Alvo Satinoco, Quadrilátero Ferrífero/MG. Jaguar Mining Group. Simexmin, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.

Carmo, J.C.C.; Romano, A.W., 1996. O agalmatolito de Minas Gerais e sua utilização como rocha industrial. *Rev. Esc. Minas*, 49(4): 39-44.

Chambers, L.A., 1982. Sulfur isotope study of a modern intertidal environment, and the interpretation of ancient sulfides. *Geochim Cosmochim Acta* 46:721-728.

Chemale Jr, F., Quade, H., Santana, F.C., 1987. Economic and structural geology of the Itabira Iron District, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläontol.*, VI (7/8): 743 – 752.

Chemale Jr, F.C.; Rosière, C.A.; Endo, I., 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v. 65.

Cordani, U.G. et al., 1980. Interpretação Tectônica e Petrológica de dados Geocronológicos do Embasamento do Bordo SE do Quadrilátero Ferrífero, MG. *Academia Brasileira de Ciências*, v. 52, n. 4, 785-799.

de Andrade, F.E., 2008. A invenção das Minas Gerais: empresas, descobrimentos e entradas nos sertões do ouro da América portuguesa (Vol. 1). Editora PUC Minas.

DeWitt, E., Thorman, C., Ladeira, E., Zartman, R., Landis, G., Wooden, J., 2000. Origin and age of gold deposits at São Bento and Morro Velho, Brazil. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, CD-ROM.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1965. *Rock-forming Minerals*. Vol. 1 Ortho-and Ring Silicates. Longman.

Dorr, J.V.N., 1957. In: *Mineral DNPM (Ed.)*, Revisão da Estratigrafia Pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero: Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral, Minas Gerais, p. 81.

Dorr, J.V.N., 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Regional Geology of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.

Endo, I., 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. (Ph.D. Thesis) Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, p. 243.

Faria Júnior, J.E.L., 2005. Viajando pela Velha Serrana. Livro comemorativo dos 290 anos de Pitangui. Ed. Sigma. Belo Horizonte, p. 126.

Farquhar, J., Wing, B.A., McKeegan, K.D., Harris, J.W., Cartigny, P., Thiemens, M.H., 2002. Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on early Earth. *Science* 298, 2369–2372.

Fougerouse, D., Micklethwaite, S., Halfpenny, A., Reddy, S., Cliff, J. B., Martin L. A. J., et al. 2016. The golden ark: Arsenopyrite crystal plasticity and the retention of gold through high strain and metamorphism. *Terra Nova*. Vol 28, 181-187.

Frizzo, C., Takai, V., Scarpelli, W., 1991. Auriferous mineralization at Pitangui, Minas Gerais. In: Ladeira, E.A. (Ed.), *Brazil Gold '91*. Balkema, Rotterdam, 579–583.

Gaboury, D., 2013. Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fluid inclusions: *Geology*, v. 41, p. 1207–1210.

Glöckner, K.H., 1981. Lithostratigraphie, Sedimentologie Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomie – Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien. *Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen*, 10: 221p.

Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis: *Ore Geology Reviews*, v. 18, 1–75.

Grossi Sad, J.H., 1968. Esboço Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000:

Geosol, Belo Horizonte, MG: 1 mapa (inédito). *apud* Romano, A., 2006. Programa Geologia do Brasil. Folha Pará de Minas, SE- 23-Z-C-I. Escala 1:100.000 relatório final. UFMG - CPRM, Belo Horizonte. p. 74.

Groves, D.I., 1993. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia: *Mineralium Deposita*, v. 28, 366–374.

Groves, D.I., Foster, R.P., 1993. Archean lode gold deposits. In: Foster, R.P. (ed) *Gold metallogeny and exploration*. Chapman and Hall, New York, 63-103.

Harlov, D.E., Wirth, R., Hetherington, C.J., 2011. Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution–reprecipitation in element redistribution and mass transfer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 162, no. 2, 329-348.

Heineck, C.A. 1997. Geologia e mineralizações do Greenstone Belt Rio das Velhas na região de Mateus Leme, Minas Gerais. (Master Degree). IGC/UFMG, Belo Horizonte, Brazil, p. 154.

Henry D.J., Guidotti C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.*, 70:1-15.

Hoeffs, J., Müller, G., Schuster, A. 1982. Polymetamorphic relations in iron ores from the Iron Quadrangle, Brazil: the correlation of oxygen isotope variations with deformation history. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 241 – 251.

Inda, H.V., Schorcher, H.D., Dardenne, M.A., Shobbenhaus, C., Haraly, N.L.E., Branco, C.A., Ramalho, R., 1984. O cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramento Araçuáí. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Eds.), *Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente*. MME/DNPM, Brasília, Brasil, 193–248.

Jaguar Mining INC., 2016. <http://www.jaguarmining.com/s/home.asp> (access in 05/17/2016).

Junqueira, P., Lobato, L., Ladeira, E., Simões, E., 2007. Structural control and hydrothermal alteration at the BIF-hosted Raposos lode-gold deposit, Quadrilátero Ferrífero Brazil. *Ore Geol. Rev.* 32, 629–650.

Kendrick, M.A., Honda, M., Walshe, J., Petersen, K., 2011. Fluid sources and the role of abiogenic-CH₄ in Archean gold mineralization: Constraints from noble gases and halogens: *Precambrian Research*, v. 189, 313–327.

Kretschmar, U., Scott, S.D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe–As–S and their application. *Can. Mineral.* 14, 364–386.

Ladeira, E., 1980. Geology, petrography and geochemistry of Nova Lima Group, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *XVII Geowiss Lateinamer, Heidelberg*, 47–48.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C., 2003. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations. *The Canadian Mineralogist*, 41(6), 1355-1362.

Lobato, L.M., Ribeiro-Rodrigues, L.C., Vieira, F.W.R., 2001b. Brazil's premier gold province. Part II: Geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineral. Deposita* 36, 249–277.

Lobato, L.M., Ribeiro-Rodrigues, L.C., Zucchetti, M., Noce, C.M., Baltazar, O.F., da Silva, L.C., et al., 2001a. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineral. Deposita* 36, 228–248.

Lobato, L., Santos, J., McNaughton, N., Fletcher, I., Noce, C., 2007. U–Pb SHRIMP monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiabá gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geol. Rev.* 32, 674–680.

Lyons, N., 2012. Evidence for magmatic hydrothermal mineralization at Kanmantoo Copper deposit, South Australia. (PhD Thesis), University of Adelaide, Australia, p. 71.

Machado, N., Carneiro, M.A., 1992. U–Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Can. J. Earth Sci.* 29, 2341–2346.

Machado, N., Noce, C.M., Oliveira O.A.B., Ladeira E.A., 1989. Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior com Base em Geocronologia U–Pb. In: *Geologia SBd*, (ed.). *Anais do V Simpósio de Geologia de Minas Gerais*. Belo Horizonte: Núcleo Minas Gerais, 1–4.

Marshak, S., Alkmim, F.F., 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics* 8, 555–571.

Martins, B.S., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Hagemann, S. G., Santos, J. O. S., et al., 2015. The Archean BIF-hosted Lamego gold deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero: Evidence for Cambrian structural modification of an Archean orogenic gold deposit. *Ore Geol. Rev.* 72, 963-988.

Mikucki, E.J., Ridley, J.R., 1993. The hydrothermal fluid of Archaean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineral. Deposita* 28:469-481.

Morton A.C. 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: Morton A.C., Todd S.P., Haughton P.D.W. (eds.) *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, UK, Geological Society Special Publication, 57:31-45.

Neumayr, P., Groves, D.I., Ridley, J.R., Koning, C.D., 1993. Syn-amphibolite facies Archaean lode gold mineralization in the Mt. York District, Pilbara Block, Western Australia. *Mineral. Deposita* 28:457-468.

Noce, C.M., 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Inst. 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. Geosci.* 28, 95–102.

Noce, C.M., Tassinari, C., Lobato, L.M., 2007. Geochronological framework of the Quadrilátero Ferrífero, with emphasis on the age of gold mineralization hosted in Archean greenstone belts. *Ore Geol. Rev.* 32, 500–510.

Oliveira, M. S. de, 2012. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal associadas às mineralizações auríferas dos corpos Turmalina e Satinoco, mina de ouro de Turmalina, Pitangui (MG). Trabalho de conclusão de Curso. Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. p.37.

Pedrosa-Soares, A., De Campos, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, J., et al., 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 350, 25–51.

Phillips, G.N., Powell, R., 2009, Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model: *Earth-Science Reviews*, v. 94, p. 1–21.

Phillips, G.N., Powell, R., 2010. Formation of gold deposits: A metamorphic devolatilization model: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 28, 689–718.

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 – Revista de Geociênc* 2(1): 1-11.

Ribeiro, Y., Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Lima, L.C., Rios, F.J., Hagemann, S.G., Cliff, J., 2015. Fluid inclusion and sulfur and oxygen isotope studies on quartz–carbonate–sulfide veins of the Carvoaria Velha deposit, Córrego do Sítio gold lineament, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geol. Rev.* 67, 11–33.

Ribeiro-Rodrigues, L.C., de Oliveira, C.G., Friedrich, G., 2007. The Archean BIF-hosted Cuiabá Gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geol. Rev.* 32, 543–570.

Romano, A.W. 1989. Evolution Tectonique de la région Nord-Ouest du Quadrilatère Ferrifère - Minas Gerais-Brésil. (PhD Thesis) CRPG-CNRS/Université de Nancy I, Vandoeuvre-lès-Nancy, France. p. 259.

Romano, A., 2006. Programa Geologia do Brasil. Folha Pará de Minas, SE- 23-Z-C-I. Escala 1:100.000 relatório final. UFMG - CPRM, Belo Horizonte. p. 74.

Romano, A.W., Bilal, E., Correa Neves, J.M., Giret, A., Moutte, J., 1995. O Complexo Granítico de Florestal-parte meridional do Cráton de São Francisco - primeiros dados petrográficos e geoquímicos. In SIMP. GEOL. MG, 8. Diamantina. 1995. Bol., Diamantina, SBG/MG, 13: 86-88.

Rosière, C.A., 1981. Strukturelle und Texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerraete "Pico de Itabira" bei Itabirito, Minas Gerais, Brasilien. *Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen*, 9: 302p.

Rye, R.O, Luhr, J.F., Wasserman, M.D., 1984. Sulfur and oxygen isotope systematics of the 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *J Volcanol Geotherm Res* 23:109-123.

Sakai, H., Des Marais, D.J., Ueda, A., Moore, J.G., 1984. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 2433–2441.

Sasaki A., Ishihara, S., 1979. Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contrib Mineral Petrol* 68:107-115.

Schorcher, H.D., 1978. Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Recife, 292–293.

Seal, R.R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 61(1), 633-677.

Tassinari, C.C.G., Mateus, A.M., Velásquez, M.E., Munhá, J.M.U., Lobato, L.M., et. al., 2015. Geochronology and thermochronology of gold mineralization in the Turmalina deposit, NE of the Quadrilátero Ferrífero Region, Brazil. *Ore Geol. Rev.* 67, 368-381.

TechnomineServices, LCC. 2004. Technical Report Form 43-101F1. Salt Lake City, EUA.

Teixeira, W., Ávila, C., Dussin, I., Neto, A.C., Bongioiolo, E., Santos, J., et al., 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Res.* 256, 148–169.

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. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(3), 147-152.

Tomkins, A.G., 2010. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74, 3246–3259.

Tomkins, A.G., 2013. On the source of orogenic gold. *Geology*; 41, 1255-1256.

Velasquez David, M.E., 2011. *Evolução Termocronológica e Metalogenética da Mineralização Aurífera do Depósito Turmalina, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.* (PhD Thesis), Institute of Geosciences, University of São Paulo p. 231.

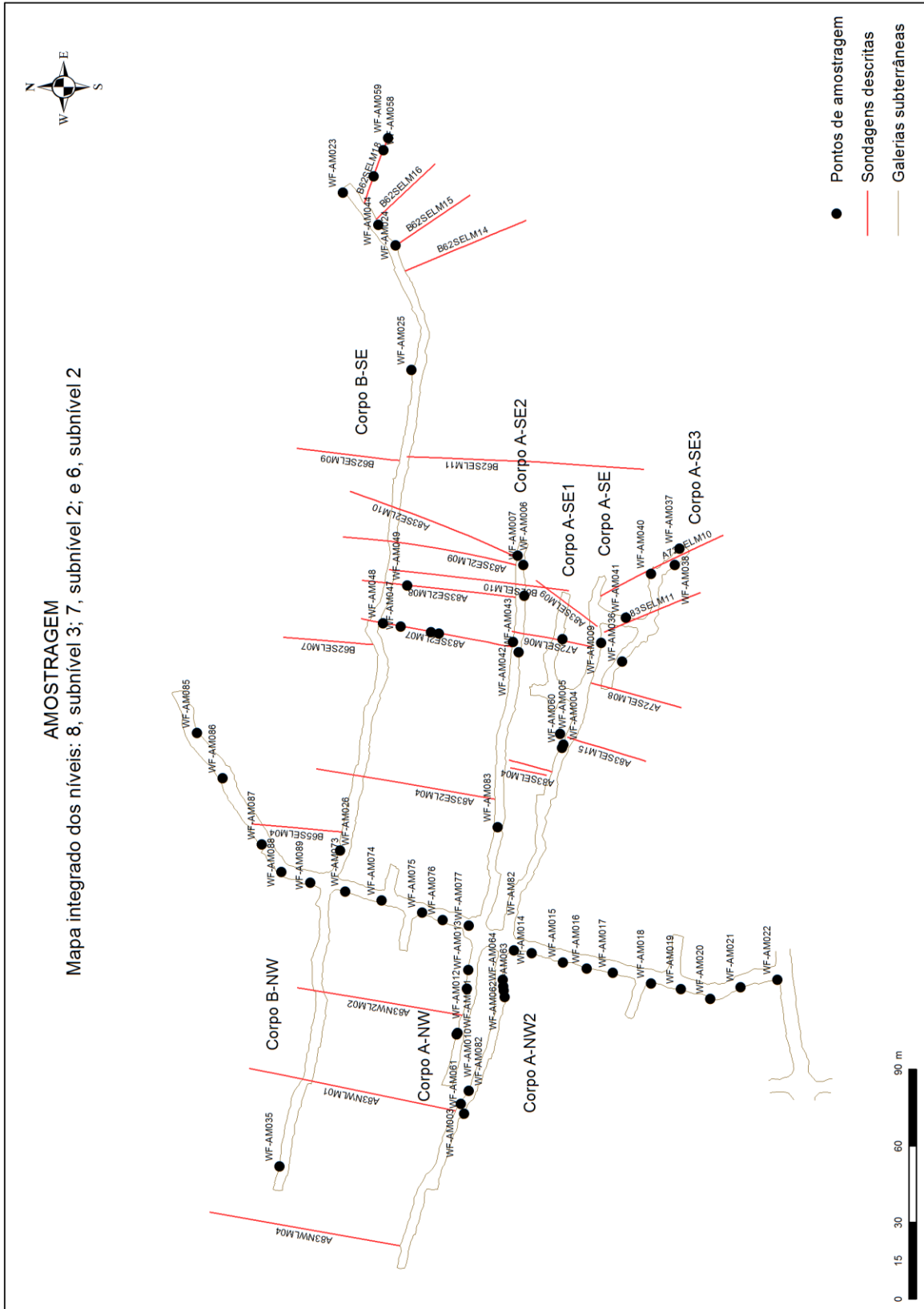
Vial, D., Abreu, G., Schubert, G., Ribeiro-Rodrigues, L., 2007a. Smaller gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geol. Rev.* 32, 651–673.

Vial, D., Duarte, B., Fuzikawa, K., Vieira, M., 2007b. An epigenetic origin for the Passagem de Mariana gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geol. Rev.* 32, 596–613.



Xue, Y., Campbell, I.H., Ireland, T.R., Holden, P., and Armstrong, R., 2013, No mass-independent sulfur isotope fractionation in auriferous fluids supports a magmatic origin for Archean gold deposits: *Geology*, v. 41, p. 791–794.

Yardley, B.W.D., 2004. *Introdução à petrologia metamórfica* (Tradução Reinhardt A. Fuck). 2. Ed. Revista. Brasília: Editora Universidade de Brasília, p.432.

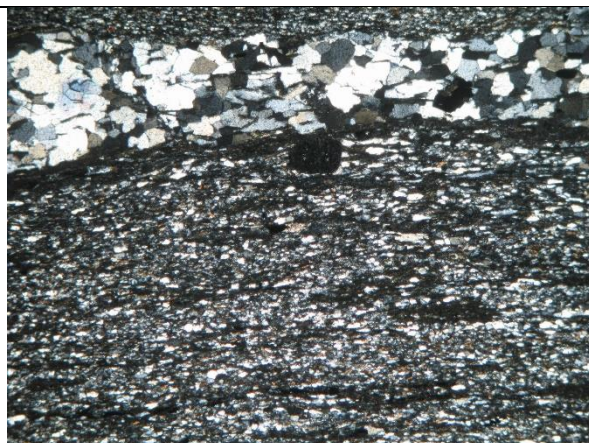
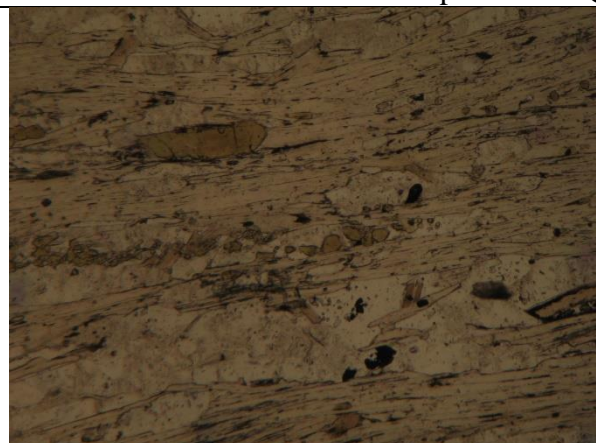
ANEXO I – MAPA DE LOCALIZAÇÃO E COLETA DE AMOSTRAS



ANEXO II – PETROGRAFIA MICROSCÓPICA

Unidade de mapeamento: ANFIBOLITO		
		
Fotomicrografia de anfibolito da amostra WF-AM18 mostrando textura nematoblástica de hornblenda. Nicóis paralelos. Largura da foto: 10mm	Fotomicrografia de anfibolito da amostra WF-AM18 mostrando textura nematoblástica de hornblenda. Nicóis cruzados. Largura da foto: 10mm	
Principais amostras:	Minerais essenciais (%)	Minerais acessórios (%)
WF-AM18 WF-AM19 WF-AM20 WF-AM21 WF-AM22 WF-AM75	Hornblenda (60-80) Plagioclásio (8-15) Clorita (6-10) Biotita (3-5) Quartzo (2-10) Sericita (2-6) Actinolita (1-7)	Augita (2-4) Titanita (1-4) Rutilo (até 2) Ilmenita (até 2) Opacos (1-4) Carbonato (<1) Granada (<1)
Descrição geral	Esta unidade de mapeamento constitui-se de rochas com diferentes graus de xistosidade em que o plagioclásio e o anfibólio somam $\geq 75\%$ do total de minerais da rocha, sendo que o anfibólio constitui $\geq 50\%$ dos constituintes máficos.	
Mineralogia	<p>Hornblenda tem hábito variando desde xenoblástico até idioblástico e distingue-se pelo forte pleocroísmo em tons de verde-oliva - verde-azulado - amarelado. O ângulo extinção situa-se em torno de 20°.</p> <p>Plagioclásio é muito parecido com o quartzo no hábito. Não está maclado, porém apresenta um fraco zonamento sob luz polarizada. É biaxial (+). Está comumente alterado para sericita.</p> <p>Clorita é secundária, tem cor de polarização cinza acastanhada e l (-), tratando-se, portanto, de uma Fe-Mg clorita (Mg predomina).</p> <p>Biotita é castanha, lamelar delgada, tem orientação preferencial planar e tem comumente substituição parcial por clorita.</p> <p>Actinolita aparece em palhetas de cor verde muito claro, às vezes com manchas ou com as bordas mais escuras, acastanhadas.</p> <p>Quartzo é escasso e se encontra disseminado pela rocha ou em delgados veios.</p> <p>Os minerais secundários são Augita, titanita, rutilo, ilmenita e opacos. A titanita ocorre como cristais diminutos, comumente substituindo ilmenita e rutilo.</p>	
Identificação petrogenética	A textura poligonal de distribuição dos anfibólios indica que são pseudomorfos de piroxênios (em algumas amostras, pode-se ver augita). O metamorfismo foi de fácies anfibolito inferior a médio, indicado pela tonalidade verde-azulada da hornblenda numa das direções de absorção. Além disso, na transição da fácies xisto-verde para a fácies anfibolito, o anfibólio actinolita transforma-se em hornblenda. Protólito máfico, possivelmente uma rocha vulcânica básica.	

Unidade de mapeamento: QUARTZO-BIOTITA XISTO



Fotomicrografia de turmalina-sericita-quartzo-biotita xisto da amostra WF-AM74 mostrando textura granolepdoblástica. Turmalina ocorre em níveis delgados (seção basal) na metade da figura. Nicóis paralelos. Largura da foto: 5mm

Fotomicrografia de quartzo-biotita xisto com granada da amostra WF-AM47 mostrando textura granolepdoblástica. Exibe vênula rica em quartzo e plagioclásio. Nicóis cruzados. Largura da foto: 10mm

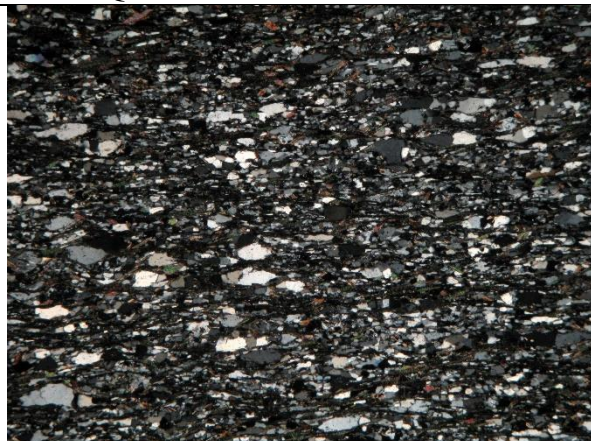
Principais amostras:	Minerais essenciais (%)	Minerais acessórios (%)
WF-AM15: Chl-qtz-bt xisto WF-AM47: Qtz-bt xisto WF-AM58: Qtz-bt xisto WF-AM68: Qtz-bt xisto WF-AM74: Ms-chl-bt-qtz xisto WF-AM86: Qtz-bt xisto WF-AM88: Pl-ser-qtz-bt xisto WF-AM89: Pl-qtz-bt xisto	Quartzo (35-45) Biotita (42-50) Plagioclásio (2-10) Clorita (0-30) Sericita (1-7) Muscovita (1-8)	Opacos (1-3) Titanita (<1) Turmalina (1-3) Carbonato (1-2) Cummingtonita (0-2) Epidoto (<1) Rutilo (<1) Zircão (<1)

Descrição geral Principal rocha do depósito, em termo de volumes, esta unidade de mapeamento constitui-se de xistos ricos em biotita (40-50%) e quartzo (até 45%). A quantidade de clorita pode variar muito nesta rocha, ocorrendo em níveis centimétricos paralelos a S₁ (onde alcança até 30% da rocha) ou dispersos em bandas com biotita. A rocha possui textura granolepdoblástica.

Mineralogia **Biotita** é castanha, lamelar delgada, tem orientação preferencial planar e tem comumente substituição parcial por clorita. Define a foliação S₁.
Quartzo é inequigranular. O tipo de granulação menor é granoblástico, às vezes em grãos poligonais. O tipo maior constitui cristais muito longos, estirados paralelamente à foliação da rocha. O quartzo é encontrado também como inclusão na estauroлита e em vênulas.
Plagioclásio é muito parecido com o quartzo no hábito. Não está maclado, porém apresenta um fraco zonamento sob luz polarizada. É biaxial (+). Está comumente alterado para **sericita**.
Clorita é secundária e ocorre como alteração da biotita. Ela tem cor de polarização cinza acastanhada e ocorre em bandas delgadas.
Muscovitas são inequigranulares e de cor variável. As palhetas de porte maior têm pleocroísmo em tons castanho-amarelados claros até quase laranja.
Os minerais secundários são **turmalina, carbonato, cummingtonita, rutilo, zircão e bertierita**.
Turmalina é amarelo-acastanhada, às vezes esverdeada na porção central e ocorre em seções basais (em níveis delgados paralelos à foliação principal) e prismáticas. Em raras lâminas podem ter coloração esverdeada. O anfibólio é escasso e ocorre como maclas lamelares múltiplas, caráter ótico biaxial e trata-se de **cummingtonita/grunerita** (identificados em análises).
O **carbonato** é escasso e intersticial em zonas ricas em **quartzo e sericita**.

Identificação o petrogenética Trata-se de rocha paraderivada, com variação na quantidade de biotita e quartzo (hidrotermal) metamorfizada na fácies anfibolito. Rochas com cummingtonita são comumente derivadas de protólitos sedimentares ricos em ferro. Na lâmina WF-AM74 a muscovita parece ser de origem secundária, pois constitui cristais esqueletiformes, não-orientados e que comumente cresceram sobre o plagioclásio: portanto, ela não faz parte da paragénese primária principal da rocha.

Unidade de mapeamento: BIOTITA-QUARTZO XISTO



Fotomicrografia de biotita-quartzo xisto da amostra WF-AM35 mostrando textura granolepoblástica. Nicóis paralelos. Largura da foto: 10mm

Fotomicrografia de biotita-quartzo xisto da amostra WF-AM35 mostrando textura granolepoblástica. Nicóis cruzados. Largura da foto: 10mm

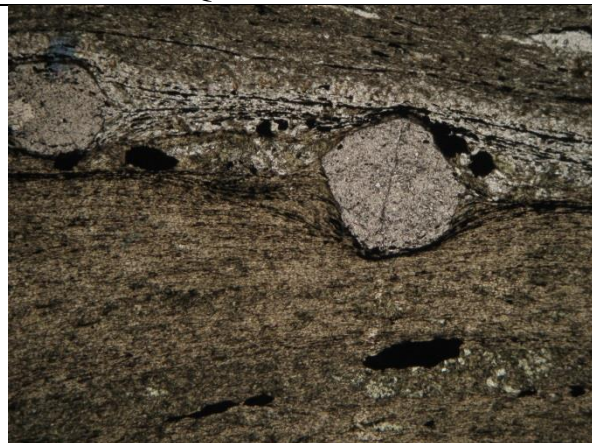
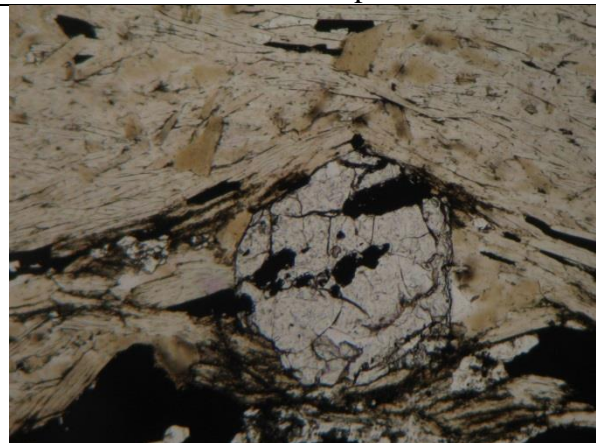
Principais amostras:	Minerais essenciais (%)	Minerais acessórios (%)	
WF-AM03: Bt-qtz xisto WF-AM09: Cb-pl-chl-bt-qtz xisto WF-AM27: Chl-bt-qtz xisto WF-AM39: Pl-bt-qtz xisto WF-AM45: Bt-qtz xisto WF-AM57: Bt-qtz xisto WF-AM66: Tou-bt-qtz xisto WF-AM77: Bt-qtz xisto	Quartzo (45-65) Biotita (25-45) Plagioclásio (1-10) Clorita (0-20) Sericita (0-6) Turmalina (0-5)	Granada (0-3) Opacos (0-3) Muscovita (0-3) Carbonato (1-4) Cunningtonita (0-3) Estaurolita (0-2) Epidoto (<1) Rutilo (<1)	Titanita (<1) Zircão (<1) Bertierita (<1)

Descrição geral Esta unidade de mapeamento constitui-se de xistos ricos em quartzo (45-65%) e biotita (até 45%). Os biotita-quartzo xistos possuem grau de alteração hidrotermal por silicificação maior que os quartzo-biotita xistos e estão concentrados na zona proximal, onde a quantidade de granada ou estaurolita não ultrapassam 5% (modal).

Mineralogia **Quartzo** é inequigranular. O tipo de granulação menor é granoblástico, às vezes em grãos poligonais. O tipo maior constitui cristais muito longos, estirados paralelamente à foliação principal (S_1). O quartzo é encontrado também em veios e vênulas ortogonais a S_1 (V_2).
Biotita é castanha, lamelar delgada, tem orientação preferencial planar e tem comumente substituição parcial por clorita. Define a foliação S_1 .
Plagioclásio é muito parecido com o quartzo no hábito. Não está maclado, porém apresenta um fraco zonamento sob luz polarizada. É biaxial (+). Está comumente alterado para **sericita**.
Clorita é secundária e ocorre como alteração da biotita. Ela tem cor de polarização cinza acastanhada e ocorre em bandas delgadas.
Os minerais secundários são **turmalina, granada, estaurolita, muscovita, carbonato, cummingtonita, titanita, rutilo, zircão e bertierita**. **Turmalina** é amarelo-acastanhada, às vezes esverdeada na porção central e ocorre em seções basais (em níveis delgados paralelos à foliação principal) e prismáticas. Em raras lâminas podem ter coloração esverdeada. O anfibólio é escasso e ocorre como maclas lamelares múltiplas, caráter ótico biaxial e trata-se de **cummingtonita/grunerita** (identificados em análises). **Muscovitas** são inequigranulares e de cor variável. As palhetas de porte maior têm pleocroísmo em tons castanho-amarelados claros até quase laranja. O **carbonato** é escasso e intersticial em zonas ricas em **quartzo e sericita**.

Identificação o petrogenética Trata-se de rocha paraderivada, com variação na quantidade de biotita e quartzo (hidrotermal) metamorfizada na fácies anfibólito, devido associação com granada, estaurolita e plagioclásio anortítico (química mineral). Clorita e epidoto (secundários) denotam retrometarfismo. Rochas com cummingtonita são comumente derivadas de protólitos sedimentares ricos em ferro.

Unidade de mapeamento: GRANADA-BIOTITA-QUARTZO XISTO



Fotomicrografia de granada-biotita-quartzo xisto da amostra WF-AM48 mostrando textura porfiroblástica com granada Grt2. Nicóis paralelos. Largura da foto: 10mm

Fotomicrografia de granada-biotita-quartzo xisto da amostra WF-AM46 mostrando textura porfiroblástica com granada Grt2. Nicóis paralelos. Largura da foto: 10mm

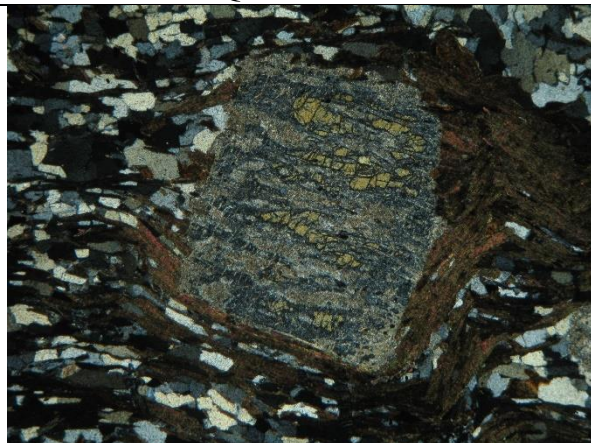
Principais amostras:	Minerais essenciais (%)	Minerais acessórios (%)	
WF-AM14: Grt-qtz-bt xisto WF-AM23: Bt-chl-grt-qtz xisto WF-AM24: Grt-bt-qtz xisto WF-AM42: Grt-chl-bt-qtz xisto WF-AM44: Grt-chl-bt-qtz xisto WF-AM46: Chl-grt-bt-qtz xisto	Quartzo (35-50) Biotita (10-40) Granada (5-20) Clorita (0-15)	Plagioclásio (1-4) Sericita (0-4) Epidoto (0-2) Carbonato (1-3) Opacos (1-3) Rutilo (0-3)	Estauroлита (0-1) Titanita (0-3) Turmalina (<1) Zircão (<1) Muscovita (<1) Bertierita (<1)

Descrição geral
Esta unidade de mapeamento constitui-se de xistos com granada (mais de 5% modal) dentro das rochas definidas na sequência metassedimentar, podendo conter ou não estauroлита, plagioclásio e clorita. A rocha é porfiroblástica com matriz granolepoblástica. Um bandamento incipiente é gerado por lentes ou níveis delgados ricos em biotita e clorita, ou ainda por vênulas de quartzo.

Mineralogia
Três tipos de **granada** são observados. São porfiroblastos, poiquiloblásticos (Grt₁ e Grt₂) de cor rosa-acastanhado-pálido. Grt₃ ocorre como cristais menores, mais dispersos na matriz e não apresentam inclusões. Grt₁ possui núcleo pré a sin-tectônico e bordas sin a pós-tectônicas. Grt₂ é tardi a pós-tectônica e muitas vezes é produto de recristalização da primeira. Nota-se que as fraturas se encontram preenchidas por clorita, que também ocorre nas bordas, sendo um produto da alteração retrometamórfica da granada (retrometamorfismo).
Quartzo é inequigranular. O tipo de granulação menor é granoblástico, às vezes em grãos poligonais. O tipo maior constitui cristais muito longos, estirados paralelamente à foliação da rocha. O quartzo é encontrado também como inclusão na granada e em vênulas.
Biotita é castanha, lamelar delgada, tem orientação preferencial planar e tem comumente substituição parcial por clorita.
Plagioclásio é muito parecido com o quartzo no hábito. Não está maclado, porém apresenta um fraco zonamento sob luz polarizada. É biaxial (+). Está comumente alterado para **sericita**.
Clorita é secundária, tem cor de polarização cinza acastanhada e ocorre em bandas delgadas e/ou em substituição da biotita.
Os minerais secundários são **titanita**, **rutilo**, **ilmenita**, **muscovita**, **turmalina**, **zircão** e **bertierita**. A **titanita** ocorre como cristais diminutos, comumente substituindo **ilmenita** e **rutilo**. Os **opacos** são representados principalmente por sulfetos (Po + Apy + Py ± Ccp ± Lo).
O **carbonato** é escasso e intersticial em zonas ricas em quartzo e sericita.

Identificação o petrogenética
Trata-se de rocha paraderivada, com variação na quantidade de biotita e quartzo (hidrotermal) metamorfizada na fácies anfíbolito. As inclusões nas granadas Grt₁ apresentam uma concentração maior no centro dos cristais. A ausência de inclusões nas bordas dos cristais é interpretada como o resultado de fase de crescimento provavelmente em condições de temperatura maiores (como confirmados na geotermometria e química mineral). O epidoto, por sua vez, indica que a fácies foi anfíbolito baixo, pois este mineral tende a desaparecer na fácies anfíbolito alto.

Unidade de mapeamento: ESTAUROLITA-BIOTITA-QUARTZO XISTO

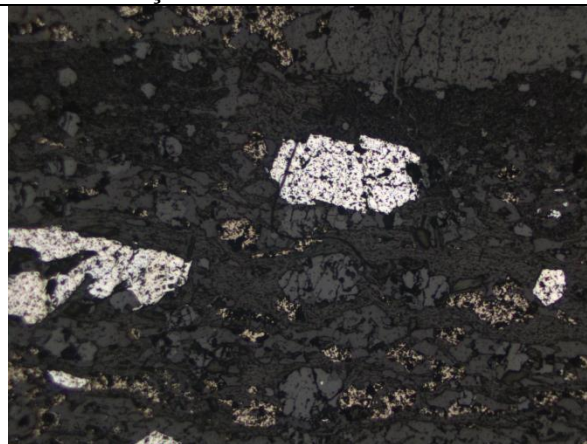
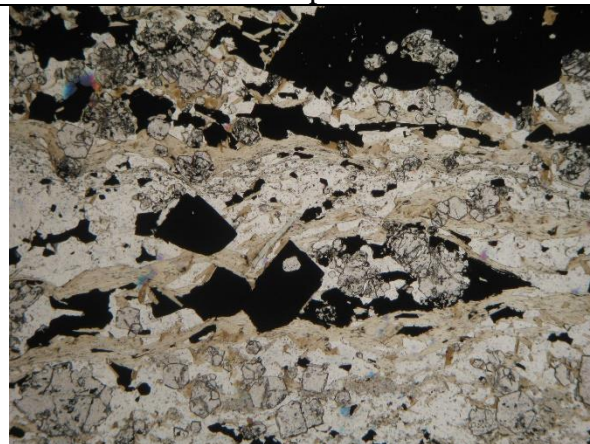


Fotomicrografia de estaurolita-biotita-quartzo xisto da amostra WF-AM38 mostrando textura porfiroblástica com matriz granolepoblastica. Nicóis paralelos. Largura da foto: 10mm

Fotomicrografia de estaurolita-biotita-quartzo xisto da amostra WF-AM38 mostrando textura porfiroblástica com matriz granolepoblastica. Nicóis cruzados. Largura da foto: 10mm

Principais amostras:	Minerais essenciais (%)	Minerais acessórios (%)
WF-AM37: St-chl-qtz-bt xisto WF-AM38: Chl-st-bt-qtz xisto	Quartzo (32-35) Biotita (30-35) Estaurolita (5-15) Clorita (10) Sericitita (5)	Opacos (3-4) Carbonato (2) Plagioclásio (<1) Turmalina (<1) Cummingtonita (<1)
Descrição geral	Esta unidade de mapeamento constitui-se de xistos com estaurolita (mais de 5% modal) dentro das rochas definidas na sequência metassedimentar. Ocorre apenas na porção SE do depósito. A rocha é porfiroblástica com matriz granolepoblastica. Um bandamento incipiente é gerado por lentes ou níveis delgados ricos em biotita e clorita, ou ainda por vênulas de quartzo ± carbonato.	
Mineralogia	<p>A estaurolita ocorre como profiroblastos, sendo a maioria dos cristais intensamente alterados por clorita. Quartzo é inequigranular. O tipo de granulação menor é granoblastico, às vezes em grãos poligonais. O tipo maior constitui cristais muito longos, estirados paralelamente à foliação da rocha. O quartzo é encontrado também como inclusão na estaurolita e em vênulas.</p> <p>Biotita é castanha, lamelar delgada, tem orientação preferencial planar e tem comumente substituição parcial por clorita.</p> <p>Plagioclásio é muito parecido com o quartzo no hábito. Não está maclado, porém apresenta um fraco zonamento sob luz polarizada. É biaxial (+). Está comumente alterado para sericitita.</p> <p>Clorita é secundária e ocorre como alteração da biotita e da estaurolita. Ela tem cor de polarização cinza acastanhada e ocorre em bandas delgadas, quando em substituição da biotita.</p> <p>Os minerais secundários são carbonato, turmalina, zircão e bertierita. Os opacos são representados principalmente por sulfetos (Po + Apy + Py ± Ccp ± Lo).</p> <p>O carbonato é escasso e intersticial em zonas ricas em quartzo e sericitita. Carbonato e sericitita também ocorrem em zonas na estaurolita.</p>	
Identificação o petrogenética	Trata-se de rocha paraderivada, com variação na quantidade de biotita e quartzo (hidrotermal) metamorfizada na fácies anfibolito. A presença de estaurolita indica metamorfismo de fácies anfibolito, sendo a cloritização um resultado de retrometamorfismo. O protólito é sedimentar rico em Al e Fe, o que é indicado pela estaurolita (típica deste tipo de protólito), granada rica em ferro (almandina) e presença de cummingtonita.	

Unidade de mapeamento: ZONA DE SILICIFICAÇÃO SULFETADA - ZSS

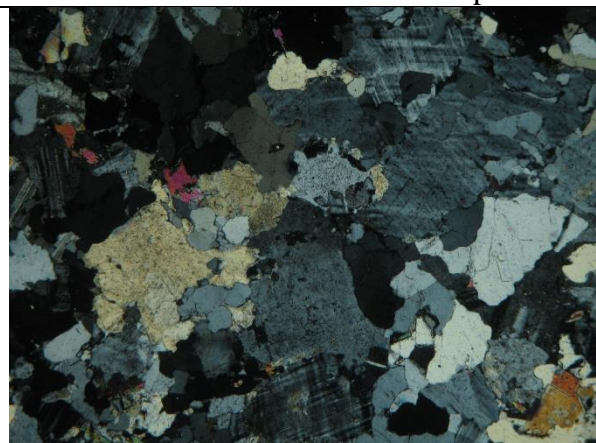


Fotomicrografia de textura típica da zona mineralizada em ouro (granada-biotita-quartzo xisto com sulfetos) da amostra WF-AM01. Os sulfetos (opacos) são Apy e Po (± Ccp ± Lo) Nicóis paralelos. Largura da foto: 10mm

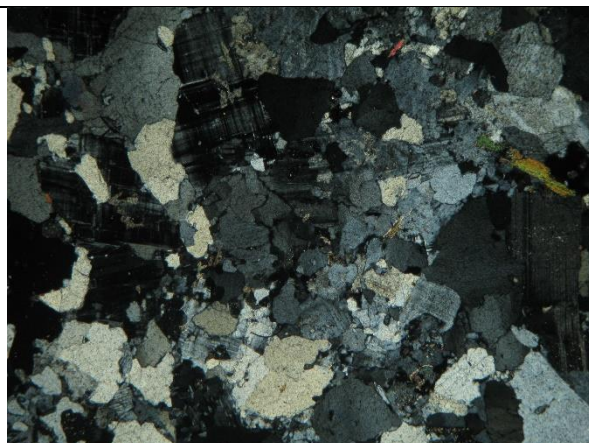
Fotomicrografia de textura típica da zona mineralizada em ouro (granada-biotita-quartzo xisto com sulfetos) da amostra WF-AM01. Os sulfetos são Py, Po e Apy (± Ccp ± Lo) Nicóis paralelos com luz refletida. Largura da foto: 10mm

Princ. amostras:	Minerais essenciais (%)		Minerais acessórios (%)	
WF-AM01 WF-AM10 WF-AM25 WF-AM48 WF-AM82 WF-AM94	Quartzo (40-70) Biotita (15-27) Clorita (10) Plagioclásio (1-5)	Sulfetos (4-13) Pirrotita (2-8) Arsenop. (2-4) Pirita (2-3) Calcopirita (0-1) Loellingita (0-1)	Sericita (2-3) Granada (0-4) Estauroлита (0-3) Carbonato (0-3) Turmalina (0-2) Muscovita (0-2)	Zircão (<1) Titanita (<1) Cummingtonita (<1) Ouro (<1)
Descrição geral	Esta unidade representa a zona mineralizada de mapeamento. Constitui-se de xistos diversos (comumente granada-biotita-quartzo xistos e biotita-quartzo xistos com clorita, plagioclásio e sericita) com sulfetos e ouro. Esta unidade quase sempre hospeda os veios V ₁ , <i>boudinados</i> e com estruturas tipo <i>pinch-and-swell</i> .			
Mineralogia	<p>Quartzo é inequigranular. O tipo de granulação menor é granoblástico, às vezes em grãos poligonais. O tipo maior constitui cristais muito longos, estirados paralelamente à foliação principal (S₁). O quartzo é encontrado também em veios e vênulas ortogonais a S₁ (V₂).</p> <p>Biotita é castanha, lamelar delgada, tem orientação preferencial planar e tem comumente substituição parcial por clorita. Define a foliação S₁.</p> <p>Plagioclásio é muito parecido com o quartzo no hábito. Não está maclado, porém apresenta um fraco zonamento sob luz polarizada. É biaxial (+). Está comumente alterado para sericita.</p> <p>Clorita é secundária e ocorre como alteração da biotita. Ela tem cor de polarização cinza acastanhada e ocorre em bandas delgadas.</p> <p>Os Sulfetos ocorrem disseminados segundo direção de S₁ e, menos frequentemente, segundo S₂. O sulfeto mais abundante é a pirrotita, ocorrendo com hábito anédrico a subédrico. A arsenopirita ocorre com hábito comumente euédrico e tamanho médio de 0,5mm. Calcopirita apresenta-se muito fina, com tamanho médio de 0,1mm. O ouro aparece associado à arsenopirita, normalmente nos limites externos dos cristais, inclusos nos outros sulfetos, no quartzo ou até na biotita (raramente). Loellingita é remanescente da substituição de arsenopirita e muitas vezes se confunde com esta.</p> <p>Os minerais secundários são sericita, granada, estauroлита, carbonato, turmalina, muscovita, titanita, zircão e cummingtonita. Turmalina é amarelo-acastanhada, às vezes esverdeada na porção central e ocorre em seções basais (em níveis delgados paralelos à foliação principal) e prismáticas. Em raras lâminas podem ter coloração esverdeada. O anfibólio é escasso e ocorre como maclas lamelares múltiplas, caráter ótico biaxial e trata-se de cummingtonita/grunerita (identificados em análises). Muscovitas são inequigranulares e de cor variável. As palhetas de porte maior têm pleocroísmo em tons castanho-amarelados claros até quase laranja. O carbonato é escasso e intersticial em zonas ricas em quartzo e sericita.</p>			
Identif. Petrogenética	Trata-se de uma zona de alteração hidrotermal proximal definida principalmente por silicificação e sulfetação, com pouco carbonato e sericita. A associação metamórfica é a mesma dos xistos, com granada, estauroлита e plagioclásio (Anortita) definindo fácies anfíbolito. Corrobora esta conclusão o fato de a pirrotita ser o principal sulfeto com Fe. O epidoto (estável até a transição xisto verde alto/anfíbolito baixo) e a clorita, denotam ocorrência tardia de retrometarismo.			

Unidade de mapeamento: GRANITO E APÓFISES



Fotomicrografia de granito da amostra WF-AM59 mostrando grãos médios a grossos de quartzo, plagioclásio e ortoclásio. Nicóis paralelos. Largura da foto: 10mm



Fotomicrografia de apófise da amostra WF-AM36 no contato com biotita-quartzo xisto. Mostra grãos médios a grossos de quartzo, plagioclásio e ortoclásio. Nicóis paralelos. Largura da foto: 10mm

Principais amostras:		Minerais essenciais (%)	Minerais acessórios (%)
WF-AM30 – Granito no interior da mina WF-AM36 – Apófise de granito WF-AM59 – Granito no interior da mina WF-AM60 – Granito da pedreira Casquilho		Quartzo (35-50) Biotita (12-25) Plagioclásio (20-25) K-feldspato (12-18) Sericitita (0-10)	Clorita (3) Carbonato (<1) Muscovita (0-3) Zircão (<1) Opacos (<1)
Descrição geral	Esta unidade de mapeamento constitui-se do corpo granito e apófises. As amostras foram realizadas tanto diretamente no corpo granítico no interior da mina (Rampa B0) como em apófises e na pedreira casquilho, pertencente ao mesmo batólito. As amostras são bastante similares. É um granito leococrático com baixa deformação (nas apófises é comum ver uma deformação maior, como na amostra WF-AM36), granoblástico a duas micas e dois feldspatos.		
Mineralogia	<p>Quartzo é poligonal, equigranular grosso a médio. Algumas vezes, é possível ver inclusões de agulhas delgadas de rutilo.</p> <p>Plagioclásio exibe grau de alteração muito variável, às vezes em uma mesma lâmina há áreas onde está quase inteiramente transformado em sericitita (e carbonatos em menor frequência), e outras áreas onde não possui alteração. Neste caso observam-se maclas polissintéticas que são comumente tortas e evanescentes. Pode ter extinção ondulante.</p> <p>Biotita é castanha, lamelar delgada, tem orientação preferencial planar e pode ter substituição parcial por clorita.</p> <p>O K-feldspato é o ortoclásio e aparece em cristais xenoblásticos granulares e caracteriza-se pelo relevo menor do que o quartzo e o plagioclásio.</p> <p>Os minerais secundários são clorita, carbonato, muscovita, zircão e opacos (sulfetos, principalmente pirita).</p> <p>O carbonato é escasso e intersticial em zonas ricas em quartzo e sericitita.</p> <p>Zircão constitui grãos arredondados de alto relevo e elevada birrefringência.</p>		
Identificação o petrogenética	Trata-se de um granito clássico que foi submetido a metamorfismo de fácies xisto verde alta dada pela paragênese ortoclásio + plagioclásio e quartzo + muscovita + clorita.		

ANEXO III – QUÍMICA MINERAL: DIAGRAMAS E RESULTADOS

Análises de microsonda eletrônica representativas de anfibólios em amostras do Depósito Turmalina											
Amostra	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18
SiO ₂	46.95	48.86	45.18	49.90	51.76	46.92	47.88	47.90	48.41	46.70	48.29
TiO ₂	0.44	0.23	0.53	0.95	0.22	0.33	0.45	0.34	0.32	0.37	0.37
Al ₂ O ₃	9.60	7.97	11.66	5.45	5.12	9.68	9.26	9.37	8.25	10.02	8.95
FeO	13.34	12.48	14.23	12.45	12.39	13.61	13.23	13.22	13.14	13.75	13.47
MnO	0.18	0.26	0.13	0.27	0.26	0.25	0.16	0.43	0.18	0.25	0.35
MgO	13.88	15.18	12.24	15.52	15.88	13.10	13.85	13.43	14.20	13.23	13.76
CaO	11.34	11.42	11.41	12.08	11.32	11.96	11.61	11.61	11.84	11.75	11.41
Na ₂ O	1.57	1.35	1.83	0.84	0.72	1.55	1.42	1.59	1.29	1.54	1.43
K ₂ O	0.12	0.04	0.14	0.05	0.06	0.17	0.12	0.16	0.12	0.13	0.17
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.09	0.13	0.20	0.10	0.17	0.20	0.20	0.16	0.12	0.09	0.13
NiO	0.06	0.04	0.11	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.12	0.10	0.08
Total	97.55	97.98	97.68	97.63	97.91	97.80	98.17	98.22	97.98	97.93	98.42
Fórmula baseada em 23 O											
Si	6.73	6.91	6.54	7.14	7.29	6.79	6.83	6.86	6.93	6.72	6.87
Al ^{iv}	1.27	1.09	1.46	0.86	0.71	1.21	1.17	1.14	1.07	1.28	1.13
Al ^{vi}	0.35	0.24	0.53	0.06	0.13	0.44	0.39	0.44	0.32	0.42	0.37
Ti	0.05	0.02	0.06	0.10	0.02	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04
Cr	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.88	0.94	0.72	0.65	0.90	0.51	0.70	0.57	0.66	0.70	0.76
Fe ²⁺	0.72	0.54	1.01	0.84	0.56	1.14	0.88	1.01	0.91	0.96	0.84
Mn	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.04
Mg	2.97	3.20	2.64	3.31	3.33	2.82	2.94	2.87	3.03	2.84	2.92
Ni	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	1.74	1.73	1.77	1.85	1.71	1.85	1.77	1.78	1.81	1.81	1.74
Na	0.44	0.37	0.51	0.23	0.20	0.44	0.39	0.44	0.36	0.43	0.39
K	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH*	2.00	1.99	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.80	0.86	0.72	0.80	0.86	0.71	0.77	0.74	0.77	0.75	0.78
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0.71	0.79	0.58	0.92	0.87	0.54	0.64	0.56	0.68	0.63	0.67

Análises de microsonda eletrônica representativas de anfibólios em amostras do Depósito Turmalina (Continuação)												
Amostra	AM20	AM20	AM20	AM20	AM20	AM20	AM20	AM25	AM25	AM25	AM10	AM10
SiO2	47.78	47.22	46.17	46.38	46.81	47.93	47.69	52.33	51.94	52.05	52.14	51.94
TiO2	0.45	0.41	0.44	0.54	0.36	0.39	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	8.71	9.34	10.42	9.60	9.23	8.73	8.31	0.57	0.45	0.69	0.66	0.53
FeO	13.99	14.23	14.90	14.88	14.14	14.40	14.07	33.66	34.14	33.86	34.37	34.26
MnO	0.20	0.32	0.22	0.41	0.41	0.04	0.38	0.06	0.16	0.12	0.20	0.16
MgO	13.01	12.70	12.13	12.34	12.60	13.01	13.00	11.22	10.91	10.88	10.98	11.01
CaO	12.06	11.79	11.82	11.79	12.07	11.80	12.12	0.41	0.55	0.44	0.53	0.55
Na2O	1.31	1.39	1.55	1.41	1.35	1.15	1.21	0.12	0.05	0.11	0.13	0.05
K2O	0.12	0.13	0.17	0.13	0.11	0.15	0.13	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.10	0.00
Cl	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
Cr2O3	0.21	0.06	0.36	0.17	0.12	0.08	0.14	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
NiO	0.12	0.06	0.07	0.10	0.06	0.06	0.06	0.00	0.09	0.00	0.00	0.07
Total	97.96	97.68	98.23	97.75	97.27	97.73	97.51	98.40	98.31	98.22	99.17	98.59
Fórmula baseada em 23 O												
Si	6.91	6.84	6.68	6.74	6.83	6.92	6.93	7.96	7.94	7.95	7.92	7.92
Al iv	1.09	1.16	1.32	1.26	1.17	1.08	1.07	0.04	0.06	0.05	0.08	0.08
Al vi	0.39	0.44	0.46	0.38	0.42	0.40	0.36	0.06	0.02	0.08	0.03	0.01
Ti	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe3+	0.45	0.55	0.60	0.65	0.48	0.59	0.47	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06
Fe2+	1.24	1.17	1.20	1.15	1.25	1.15	1.25	4.28	4.35	4.33	4.36	4.31
Mn	0.02	0.04	0.03	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
Mg	2.80	2.74	2.62	2.67	2.74	2.80	2.82	2.55	2.49	2.48	2.49	2.50
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Ca	1.87	1.83	1.83	1.83	1.89	1.82	1.89	0.07	0.09	0.07	0.09	0.09
Na	0.37	0.39	0.43	0.40	0.38	0.32	0.34	0.04	0.02	0.03	0.04	0.01
K	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00
Cl	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH*	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.97	1.95	2.00
Mg/(Mg+Fe2)	0.693	0.701	0.685	0.699	0.687	0.709	0.693	0.373	0.364	0.364	0.363	0.367
Fe3/(Fe3+Alvi)	0.533	0.559	0.567	0.633	0.531	0.595	0.565	0.000	0.365	0.000	0.048	0.833

Análises de microsonda eletrônica representativas de biotitas em amostras do Depósito Turmalina														
Amostra	AM01	AM01	AM01	AM01	AM01	AM01	AM01	AM01	AM01	AM49	AM49	AM49	AM49	AM49
Na2O	0.06	0.00	0.08	0.05	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06	0.31	0.15	0.21	0.17	0.16
SiO2	34.35	31.07	33.96	34.75	34.85	33.55	35.12	31.53	31.06	34.44	34.60	34.50	32.86	33.82
Cr2O3	0.11	0.24	0.14	0.08	0.11	0.07	0.11	0.06	0.12	0.11	0.09	0.12	0.12	0.08
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	10.21	12.60	10.24	10.09	10.52	10.63	10.41	12.65	12.27	10.97	10.39	10.34	9.07	9.45
MnO	0.16	0.24	0.01	0.10	0.10	0.05	0.13	0.14	0.10	0.14	0.07	0.06	0.22	0.09
K2O	7.91	5.32	8.33	9.58	9.08	7.93	8.85	4.97	5.83	9.39	9.44	9.20	8.77	9.44
Al2O3	17.32	18.07	17.24	17.36	17.25	17.51	16.93	18.32	17.94	18.84	18.22	17.77	16.93	18.67
FeO	22.27	23.28	21.37	20.94	21.04	21.86	21.75	24.18	24.83	20.34	21.98	21.62	22.55	20.74
CaO	0.06	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.06	0.03
NiO	0.04	0.00	0.02	0.00	0.12	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
TiO2	1.21	1.08	1.47	1.40	1.48	1.20	1.36	1.03	1.28	1.40	1.41	1.60	1.51	1.69
Total	93.71	91.95	92.87	94.35	94.61	92.88	94.76	92.97	93.56	95.97	96.36	95.44	92.27	94.18
Al iv	2.643	3.043	2.653	2.618	2.630	2.706	2.596	3.029	3.080	2.771	2.732	2.704	2.702	2.697
Fe/Fe+Mg	0.550	0.509	0.539	0.538	0.529	0.536	0.540	0.518	0.532	0.510	0.543	0.540	0.582	0.555
Fe	2.904	3.106	2.814	2.713	2.712	2.885	2.798	3.189	3.290	2.583	2.799	2.775	3.040	2.842
Amostra	AM49	AM66	AM66	AM74	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM18	AM48	AM48
Na2O	0.00	0.19	0.12	0.11	0.14	0.11	0.00	0.16	0.15	0.11	0.08	0.24	0.27	
SiO2	34.14	32.61	34.22	30.24	35.96	35.95	35.90	36.21	36.78	35.70	34.62	35.25	35.88	
Cr2O3	0.13	0.13	0.21	0.13	0.06	0.16	0.00	0.11	0.11	0.09	0.04	0.10	0.08	
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	9.84	11.81	11.17	12.98	14.54	14.06	14.41	14.34	13.84	14.68	15.06	9.69	9.95	
MnO	0.08	0.22	0.10	0.09	0.07	0.18	0.00	0.14	0.16	0.18	0.02	0.17	0.06	
K2O	9.29	8.83	8.83	5.68	8.21	8.54	8.46	8.61	9.14	7.83	7.30	8.73	9.16	
Al2O3	17.71	19.56	18.64	17.83	16.37	16.53	16.43	16.06	16.18	16.65	16.66	17.27	17.75	
FeO	21.87	18.51	18.28	20.32	17.56	17.50	17.47	18.14	17.70	17.91	18.36	22.69	21.65	
CaO	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.10	0.00	0.05	0.00	0.06	0.01	0.03	0.02	
NiO	0.01	0.08	0.08	0.13	0.09	0.10	0.09	0.09	0.06	0.05	0.09	0.04	0.00	
TiO2	1.61	1.67	1.30	1.04	1.48	1.18	1.23	1.29	1.26	1.32	1.14	1.64	1.57	
Total	94.68	93.66	92.99	88.59	94.53	94.40	93.99	95.19	95.39	94.59	93.40	95.86	96.38	
Al iv	2.736	2.936	2.699	3.035	2.604	2.587	2.582	2.580	2.526	2.641	2.707	2.621	2.601	
Fe/Fe+Mg	0.552	0.468	0.479	0.468	0.404	0.411	0.405	0.415	0.418	0.406	0.406	0.568	0.550	
Fe	2.700	2.404	2.368	2.791	2.203	2.204	2.206	2.270	2.203	2.248	2.348	2.896	2.724	

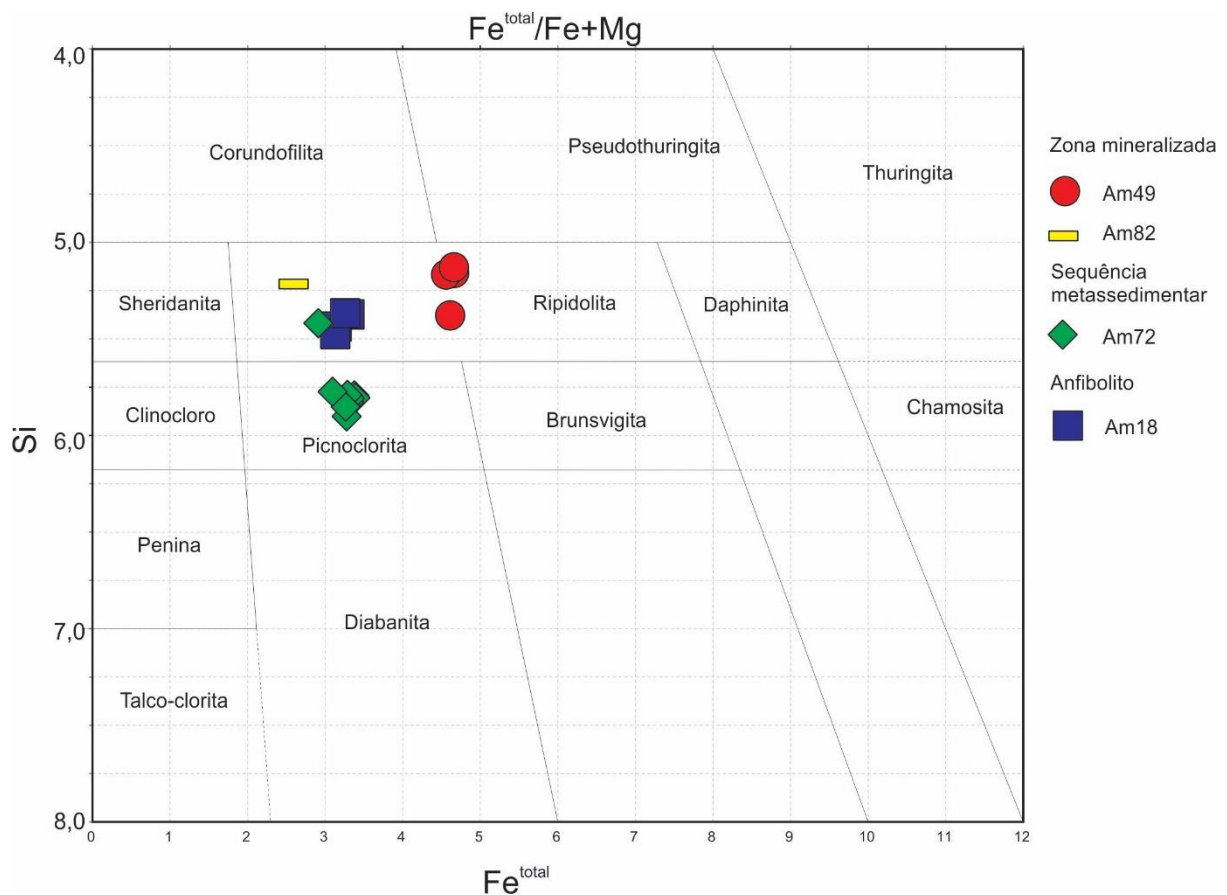
Análises de microsonda eletrônica representativas de turmalinas em amostras do Depósito Turmalina				
Samples	AM01	AM01	AM10	AM10
SiO2	38.14	38.35	37.88	37.90
TiO2	0.18	0.14	0.10	0.14
Al2O3	34.79	34.61	34.79	35.74
V2O3	0.00	0.07	0.03	0.05
Cr2O3	0.00	0.25	0.01	0.06
FeO	4.28	3.63	3.70	2.81
MgO	9.00	8.55	8.94	8.70
CaO	0.04	0.09	0.09	0.11
MnO	0.00	0.00	0.08	0.00
Na2O	2.55	2.58	2.78	2.40
K2O	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	88.99	88.27	88.40	87.91

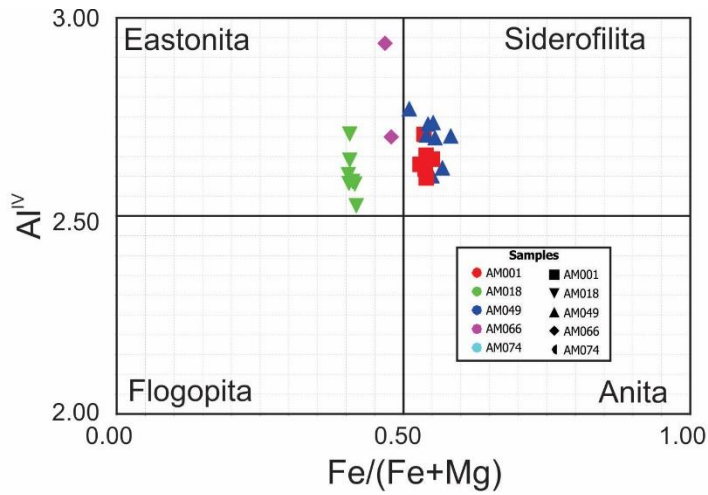
Análises de microsonda eletrônica representativas de cloritas em amostras do Depósito Turmalina									
Amostra	AM18	AM18	AM18	AM18	AM49	AM49	AM49	AM49	AM72
SiO2	27.56	26.91	27.33	26.98	26.25	25.02	24.96	24.92	28.83
TiO2	0.09	0.09	0.19	0.06	0.20	0.03	0.11	0.17	0.02
Al2O3	21.26	20.73	21.00	20.97	22.03	22.92	23.00	23.07	19.04
FeO	18.65	19.05	18.60	18.85	26.84	26.85	26.34	26.88	20.09
MnO	0.10	0.28	0.16	0.15	0.07	0.11	0.07	0.07	0.40
MgO	21.79	21.74	21.19	22.02	13.89	14.92	14.85	14.91	20.35
CaO	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Na2O	0.08	0.03	0.06	0.03	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00
K2O	0.19	0.00	0.03	0.01	1.03	0.04	0.03	0.02	0.04
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Cl	0.05	0.01	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr2O3	0.05	0.10	0.09	0.10	0.16	0.17	0.13	0.12	0.10
NiO	0.02	0.19	0.05	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06
Total	89.86	89.15	88.74	89.27	90.54	90.04	89.57	90.19	88.97
Formula estrutural calculada na base de 28 O									
Si	5.44	5.37	5.47	5.37	5.38	5.16	5.17	5.13	5.79
Al iv	2.56	2.63	2.53	2.63	2.62	2.84	2.83	2.87	2.21
Sítio T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al vi	2.40	2.28	2.44	2.31	2.73	2.74	2.78	2.74	2.31
Ti	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00
Cr	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Fe2+	3.15	3.31	3.13	3.26	4.61	4.66	4.56	4.66	3.30
Mn	0.02	0.05	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.07
Mg	6.41	6.47	6.33	6.53	4.24	4.59	4.58	4.57	6.10
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.02	0.05	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
K	0.10	0.00	0.02	0.01	0.54	0.02	0.02	0.01	0.02
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Cl	0.04	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
OH*	15.96	16.00	15.99	15.98	15.98	16.00	15.99	16.00	15.96
Fe/Fe+Mg	0.33	0.34	0.33	0.33	0.52	0.50	0.50	0.50	0.36
Al total	4.96	4.90	4.96	4.94	5.35	5.58	5.61	5.61	4.52
Amostra	AM72	AM72	AM72	AM72	AM72	AM72	AM72	AM72	AM82
SiO2	27.22	28.98	29.01	28.76	29.47	28.75	28.87	28.84	26.37
TiO2	0.03	0.10	0.05	0.00	0.09	0.06	0.05	0.02	0.06
Al2O3	22.13	18.91	18.62	18.80	18.29	18.96	18.54	19.09	24.07
FeO	17.49	20.24	19.71	19.65	19.57	19.51	19.25	18.49	15.68
MnO	0.22	0.17	0.21	0.28	0.27	0.29	0.39	0.45	0.43
MgO	21.37	20.67	20.81	20.72	20.62	20.52	20.54	21.19	21.73
CaO	0.04	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03
Na2O	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02
K2O	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.06
F	0.00	0.01	0.11	0.01	0.11	0.08	0.00	0.15	0.00
Cl	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr2O3	0.10	0.05	0.03	0.03	0.22	0.16	0.07	0.08	0.05
NiO	0.00	0.06	0.00	0.04	0.05	0.02	0.09	0.10	0.02
Total	88.70	89.25	88.57	88.34	88.72	88.37	87.89	88.45	88.53
Formula estrutural calculada na base de 28 O									
Si	5.42	5.80	5.83	5.81	5.90	5.79	5.85	5.77	5.22
Al iv	2.58	2.20	2.17	2.19	2.10	2.21	2.15	2.23	2.78
Sítio T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al vi	2.62	2.28	2.25	2.29	2.24	2.31	2.29	2.30	2.83
Ti	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Cr	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe3+	0.03	0.07	0.10	0.06	0.16	0.11	0.09	0.11	0.03
Fe2+	2.88	3.32	3.21	3.26	3.12	3.18	3.18	2.99	2.56
Mn	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.08	0.07
Mg	6.34	6.17	6.23	6.24	6.15	6.16	6.21	6.32	6.41
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02
K	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03
F	0.00	0.01	0.14	0.02	0.14	0.10	0.00	0.19	0.00
Cl	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
OH*	15.98	15.99	15.86	15.98	15.86	15.90	15.99	15.81	16.00
Fe/Fe+Mg	0.31	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.34	0.33	0.29
Al total	5.20	4.47	4.42	4.48	4.33	4.52	4.44	4.52	5.62

Análises de microsonda eletrônica para as três associações de sulfetos observadas no Depósito Turmalina																
Associação	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Sulfeto	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	
Amostra	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM48
As	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Zn	0.107	<0.01	0.017	0.049	<0.01	0.072	<0.01	<0.01	<0.01	0.015	0.12	0.018	<0.01	0.093	<0.01	
Ga	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Se	0.026	0.036	0.008	0.03	<0.01	0.007	0.009	0.022	0.04	<0.01	0.054	<0.01	<0.01	0.016	0.001	
S	36.36	36.58	36.07	36.46	36.49	36.51	35.51	35.92	36.03	36.56	36.92	36.67	36.92	37.24	36	
Pb	0.202	0.212	0.056	0.22	0.084	0.06	0.188	0.235	0.176	0.11	0.134	0.205	0.232	0.063	0.109	
Bi	<0.01	<0.01	0.039	<0.01	<0.01	0.086	<0.01	<0.01	0.075	<0.01	<0.01	<0.01	0.037	<0.01	<0.01	
Cd	0.03	0.025	<0.01	<0.01	0.028	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	0.037	0.006	<0.01	0.035	0.034	<0.01	
Co	0.034	0.07	0.088	0.063	0.103	0.067	0.052	0.083	0.096	0.108	0.031	0.079	0.042	0.067	0.053	
Au	0.052	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.023	0.009	<0.01	<0.01	<0.01	
Mo	0.053	0.008	0.063	0.01	0.057	0.176	0.085	0.03	0.095	0.079	0.133	0.14	0.07	0.066	0.052	
Ag	0.013	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.009	<0.01	<0.01	0.025	<0.01	0.013	<0.01	
Fe	59.97	59.71	59.59	59.49	59.68	60.42	60.06	60.44	59.8	60.13	59.84	60.08	59.68	59.66	60.28	
Ni	0.187	0.12	0.114	0.124	0.127	0.116	0.136	0.114	0.134	0.146	0.104	0.092	0.125	0.133	0.036	
Cu	<0.01	<0.01	<0.01	0.009	0.001	0.015	<0.01	0.013	<0.01	0.015	0.015	<0.01	0.007	<0.01	0.016	
Total	97.03	96.76	96.04	96.45	96.57	97.56	96.04	96.86	96.45	97.19	97.38	97.32	97.14	97.39	96.54	
Associação	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	3	3	
Sulfeto	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	Po	
Amostra	AM49	AM49	AM49	AM49	AM49	AM65	AM71	AM71	AM25	AM25	AM67	AM79	AM79	AM63	AM63	
As	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Zn	0.019	0.024	<0.01	<0.01	0.042	<0.01	<0.01	0.007	0.061	0.068	0.023	0.037	<0.01	<0.01	0.037	
Ga	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Se	0.013	0.012	0.018	0.003	<0.01	0.043	0.01	0.057	0.063	<0.01	0.008	0.027	0.016	<0.01	<0.01	
S	37.59	37.92	38.03	37.71	37.35	36.86	37.27	37.01	37.14	36.16	33.24	36.23	37.02	37.84	35.91	
Pb	0.124	0.158	0.077	0.209	0.228	0.21	0.204	0.111	0.113	0.08	0.167	0.131	0.156	0.146	0.141	
Bi	0.009	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Cd	0.003	0.015	<0.01	0.001	0.017	<0.01	0.043	0.04	0.003	0.031	0.008	0.03	<0.01	0.029	0.002	
Co	0.094	0.128	0.089	0.083	0.101	0.09	0.032	0.12	0.064	0.102	0.081	0.098	0.081	0.06	0.08	
Au	<0.01	0.006	0.009	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.022	0.007	0.006	<0.01	<0.01	0.058	
Mo	0.155	0.105	0.14	0.04	0.049	0.031	0.156	0.08	0.075	0.126	0.095	0.083	0.12	0.091	0.089	
Ag	<0.01	<0.01	<0.01	0.013	0.007	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.001	0.021	<0.01	<0.01	0.009	
Fe	60.48	60.23	59.46	60.52	60.13	59.82	59.16	60.12	59.35	60	56.18	60	59.66	59.14	58.87	
Ni	0.095	0.155	0.185	0.061	0.072	0.06	0.065	0.092	0.043	0.054	<0.01	0.127	0.116	0.3	0.488	
Cu	<0.01	0.005	<0.01	<0.01	<0.01	0.011	0.019	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Total	98.58	98.76	98.01	98.64	97.99	97.13	96.96	97.64	96.91	96.65	89.81	96.78	97.17	97.61	95.68	
Associação	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	
Sulfeto	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	
Amostra	AM01	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM10	AM49	AM71	AM71	AM82	AM82	AM92	
As	50.3	49.76	48.37	49.71	49.11	47.86	48.11	48.06	49.59	51.65	49.85	49.67	47.71	49	46.16	
Zn	0.003	0.042	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.033	<0.01	<0.01	<0.01	0.002	0.015	<0.01	<0.01	<0.01	
Ga	0.043	<0.01	<0.01	0.057	0.004	0.007	0.079	0.01	0.005	0.007	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.111	
Se	<0.01	<0.01	0.026	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.016	0.021	0.05	<0.01	0.023	<0.01	
S	17.29	16.24	17.51	16.12	16.58	17.5	17.62	18.87	17.74	17.2	17.48	16.96	18.3	18.22	17.14	
Pb	0.132	0.111	0.031	0.021	0.199	0.123	0.156	0.148	0.067	0.041	0.137	0.134	0.174	0.088	0.082	
Bi	0.067	<0.01	<0.01	0.053	<0.01	0.019	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.008	<0.01	<0.01	
Cd	<0.01	0.007	0.021	0.018	<0.01	<0.01	<0.01	0.038	<0.01	0.004	0.011	0.024	<0.01	<0.01	0.015	
Co	0.099	0.062	0.05	0.092	0.101	0.111	0.058	0.056	0.157	0.998	0.325	0.13	0.054	0.093	0.594	
Au	0	0	0.053	0	0.036	0.03	0.074	0	0	0	0.037	0	0	0	0.034	
Mo	0.059	0.018	<0.01	0.005	0.017	0.033	0.038	0.047	0.008	0.018	0.012	0.017	0.051	0.027	0.074	
Ag	<0.01	<0.01	0.013	0.028	0.022	0.014	0.013	<0.01	0.005	<0.01	0.006	<0.01	<0.01	0.034	0.007	
Fe	34.52	34.25	35.01	34.32	34.49	34.97	35.28	35.23	34.14	33.4	33.87	34.13	35.13	34.42	33.24	
Ni	0.271	0.354	0.038	0.455	0.298	0.025	0.001	0.014	0.419	0.331	0.564	0.397	<0.01	0.115	0.473	
Cu	0.009	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.039	0.011	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Total	102.8	100.8	101.1	100.9	100.9	100.7	101.5	102.5	102.1	103.7	102.3	101.5	101.4	102	97.93	

Análises de microsonda eletrônica para as três associações de sulfetos observadas no Depósito Turmalina (continuação)															
Associação	1			1			2			3			3		
Sulfeto	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py
Amostra	AM01	AM01	AM48	AM65	AM65	AM25	AM25	AM93	AM63	AM63	AM83	AM83	AM83	AM83	AM83
As	0.637	0.436	0.089	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0.001	0.001	0	0.054	0	0	0.041	0.069	0.054	0.014	0.006	0.069	0.015	0	0
Ga	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Se	0.053	0.052	0.03	0.005	0.018	0.003	0.026	0.012	0.042	0	0	0	0	0	0
S	50.13	52.61	50.56	51.4	51.45	51.29	51.95	51.2	51.44	50.91	51.08	50.49	49.83	50.77	50.77
Pb	0.249	0.181	0.127	0.284	0.245	0.155	0.143	0.178	0.207	0.129	0.211	0.244	0.143	0.245	0.245
Bi	0	0	0.01	0	0.046	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cd	0	0.045	0	0	0	0.003	0.035	0.024	0.015	0	0.02	0.022	0	0.032	0
Co	0.05	0.076	0.09	0.081	0.076	0.078	0.022	0.054	0.079	0.099	0.133	0.043	0.105	0.047	0.047
Au	0	0	0	0	0	0.027	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mo	0.047	0.091	0.111	0.138	0.124	0.108	0.158	0.096	0.052	0.104	0.078	0.135	0.104	0.096	0.096
Ag	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.037	0	0.01	0	0.003	0.003
Fe	46.05	46.7	46.55	46.31	46.61	46.27	46.76	46.09	46.37	46.55	46.75	46.75	44.23	46.21	46.21
Ni	0.057	0.013	0.108	0.211	0.139	0	0	0	0.243	0.386	0.214	0.013	0.11	0.099	0.099
Cu	0.013	0	0.015	0	0	0	0.002	0.01	0.028	0	0	0	0.006	0.03	0.03
Total	97.28	99.77	97.6	98.49	98.71	98.37	99.22	97.73	98.53	98.23	98.49	97.77	94.54	97.53	97.53

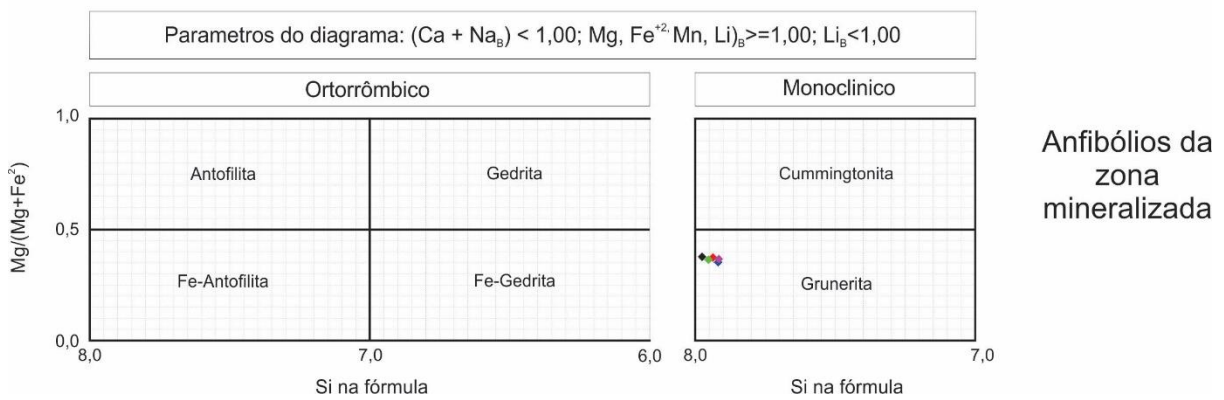
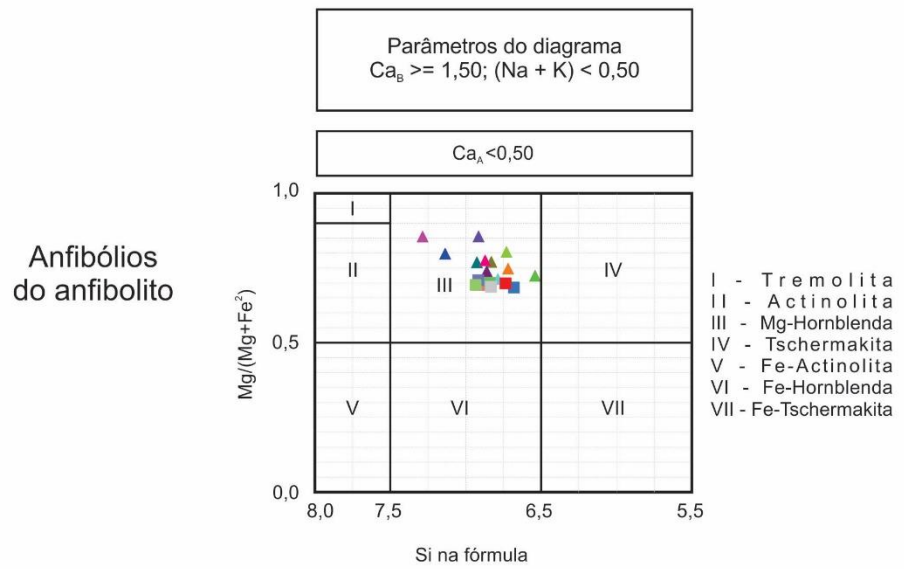
Análises em Cloritas





Amostras de Biotita

Observação:
 * Amostra AM-18 = Anfibolito
 Outras amostras = Sequência metassedimentar



**ANEXO IV – MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO DO DEPÓSITO
TURMALINA (A1)**