

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Carlos Augusto Tavares Dias

GEOLOGIA E MINERALOGIA DE PEGMATITO MINERALIZADO EM
ESTANHO E METAIS ASSOCIADOS (Nb, Ta, Zn, Cu, Pb), MINA BOM
FUTURO, RONDÔNIA

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas do
Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos
requisitos para obtenção do título de Mestre em
Geologia Regional

Orientador: Washington Barbosa Leite Jr

Rio Claro - SP

2012

AGRADECIMENTOS

Gostaria primeiro de agradecer a minha mãe que sempre me apoiou em minhas decisões e ao meu irmão que apesar de todas as provas sempre foi e sempre será meu melhor amigo.

Agradeço ao professor Washington, meu orientador e grande amigo que acreditou e me deu esta oportunidade a qual ainda não sei como agradecer.

Agradeço aos meus amigos de São Carlos que mesmo longe, sempre estavam por perto e agradeço a todos meus amigos de Rio Claro, aos Pocays que sempre estiveram ao meu lado e ao André, amigo ao qual sempre admirei pela sua determinação e que teve fé em mim mesmo quando eu não tinha.

Agradeço a COOPERSANTA pelo seu apoio dentro e fora da área de estudo, que sempre nos receberam e apoiaram na pesquisa.

Agradeço aos meus amigos Juliano e Pablo que também fizeram trabalhos na área da mina e contribuíram ao meu.

Agradeço ao pessoal do MEV do IG da universidade de campinas, em especial a Erica que sempre me ajudou tão pacientemente.

Por fim agradeço ao pessoal da GEONEW que neste ultimo ano me apoiaram em que podiam para o termino deste trabalho

RESUMO

A mina Bom Futuro é atualmente uma das maiores produtora de estanho do país, com uma produção média anual nos últimos 10 anos de cerca de 2400 toneladas de estanho. As atividades industriais de extração de cassiterita na mina se concentram no morro Bom Futuro e adjacências, em depósitos primários e secundários, respectivamente. No morro Bom Futuro são reconhecidos dois *pipes* brechados alojados em gnaisses e anfibolitos, que são cortados por diques radiais e anelares de pórfiros graníticos com topázio, os quais são incluídos na Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (998 a 974 Ma). Pelo menos duas fases distintas de mineralização primária de estanho são identificadas com idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em zinnwaldita de 994 ± 3 Ma e 993 ± 3 Ma e são representadas por lentes, veios e vênulas de pegmatito e de quartzo. O pegmatito estudado ocorre na porção nordeste do morro, onde aparece hospedado em brechas de *pipe* e dique de topázio riólito pórfiro e cortado por dique de topázio granito pórfiro. Trata-se de um dique com mais de 200 m de comprimento, espessura variando 3 a 12 metros e de atitude geral N20E/45°SE. Na seção estudada com detalhe, o pegmatito mostra um zoneamento interno bem distinto, dado por camadas ou leitos subconcordantes entre si e com as paredes do dique. Pelo menos três zonas foram reconhecidas com base na mineralogia dominante, são elas do muro ao teto: zona do quartzo e topázio, zona do feldspato potássico e mica, e zona granítica (quartzo e feldspato potássico). Uma provável quarta zona não foi observada, mas segundo os garimpeiros, um leito de até 10 cm de espessura de cassiterita maciça ocorre de modo descontínuo junto ao muro do corpo. A estrutura das zonas é maciça e a granulação varia de média a grossa na zona granítica para grossa a muito grossa ou gigante (?) nas outras duas. A mineralogia principal é relativamente simples: o quartzo é cinza a branco leitoso, o feldspato potássico (microclínio) é róseo avermelhado e pertítico, a mica (zinnwaldita) é preta, mas ao microscópio mostra cores de pleocroísmo variando de amarelo alaranjado a amarelo pálido, e o topázio é branco a amarelo esbranquiçado. Os minerais acessórios reconhecidos são: cassiterita, columbita-tantalita, uraninita, zircão, apatita, monazita (?) e nióbio-rutilo (?). A cassiterita ocorre principalmente na zona do quartzo e topázio como agregados de cristais disseminados ou constituindo pequenos buchos (< 20 cm de dimensão) distribuídos de modo irregular pela rocha. Os cristais são anédricos e subédricos (bipiramidal tetragonal) de cor preta e granulação média a grossa. Ao microscópio, os cristais mostram um zoneamento dado pela alternância de bandas

submilimétricas de cores castanho claro, avermelhado e escuro, assim como diminutas inclusões de columbita-tantalita e nióbio-rutilo (?). Os minerais fluorita, esfalerita, calcopirita, pirita, galena e estanita também foram identificados no pegmatito estudado, mas provavelmente estão relacionados a fase hidrotermal posterior que afetou toda a região do morro Bom Futuro.

ABSTRACT

The mine Bom Futuro is currently one of the largest tin producer in the country with an average annual production over the past 10 years around 2400 tonnes of tin. The extraction industrial activities of cassiterite concentrate on the hill Bom Futuro and surrounding areas in primary and secondary deposits, respectively. On the hill Bom Futuro two breccia pipes are recognized hosted in gneisses and amphibolites, which are cut by radial and ring dikes of granite porphyry with topaz, which are included in the Intrusive Suite Latest Granites of Rondônia (998-974 Ma). At least two distinct phases of primary tin mineralization are identified with zinnwaldite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 994 ± 3 Ma and 993 ± 3 Ma and is represented by lenses, veins and venules of quartz and pegmatite. The studied pegmatite occurs in the northeastern portion of the hill, where it appears hosted in breccias pipe and topaz rhyolite porphyry dike cut by topaz granite porphyry dike. It is a dike over 200 meters in length, thickness ranging 3-12 meters and general attitude N20E/45 ° SE. In the studied section in detail, the pegmatite shows a very distinct internal zoning, given by layers or beds sub concordant among themselves and with the walls of the dike. At least three zones were recognized based on the dominant mineralogy, they are from the wall to the ceiling: zone of quartz and topaz, zone of mica and feldspar, and granitic zone (quartz and feldspar). A possible fourth zone was not observed, but according to the miners, a bed with 10 cm thick of massive cassiterite occurs discontinuously along the wall of the body. The structure of the zones are massive and the granulation varies from medium to coarse in the granite zone and coarse to very coarse or giant (?) In the other two. The primary mineralogy is relatively simple: the quartz is gray to milky white, the K-feldspar (microcline) is rosy red and perthitic, the mica (zinnwaldite) is black, but in the microscope shows pleochroism colors ranging from yellow-orange to pale yellow and the topaz is white to whitish yellow. The recognized accessory minerals are: cassiterite, columbite-tantalite, uraninite, zircon, apatite, monazite (?) And niobium-rutile (?). The cassiterite occurs mainly in the zone of quartz and topaz as aggregates of crystals scattered or forming small pockets (<20 cm in size) distributed irregularly through the rock. The crystals are subhedral and anhedral (tetragonal bipyramidal) black in color and medium to coarse grained. Under the microscope, the crystals show a zoning given by alternating of submillimeter bands in colors whitish brown, reddish and dark, as well as tiny inclusions of columbite-tantalite and niobium-rutile (?). The minerals

fluorite, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, galena and estanita were also identified in the studied pegmatite, but probably are related to a later hydrothermal phase that affected the entire region of the Bom Futuro hill.

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: localização da Mina do Bom Futuro no Estado de Rondônia (modificado de Departamento Nacional de Infraestrutura de Transporte (DNIT), mapa rodoviário de Rondônia, 2002)	13
Figura 2: distribuição das províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico com base em Tassinari e Macambira 1999 com destaque da Província Estanífera de Rondônia. (extraído e modificado de Tassinari e Macambira 2004).	23
Figura 3: Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia e região adjacente com indicação da área de estudo (retirado e modificado de Leite Jr 2002)	26
Figura 4: mapa geológico do morro Bom Futuro com detalhe para a frente de lavra cascavel (mapa do morro retirado e modificado Bittencourt 1999)	29
Figura 5: Imagem de MEV de cristal subédrico de uraninita parcialmente substituído... e espectros da composição da uraninita obtido por MEV.....	46
Figura 6: Imagem de MEV mostrando inclusões de cristais de columbita-tantalita na cassiterita e espectros da composição de cristal de columbita-tantalita incluso na cassiterita	46

INDICE DE FOTOS

- Foto 1: Foto do contato de biotita gnaisse (direita abaixo) com anfibolito (esquerda acima)..31
- Foto 2: Foto de detalhe do Melasienito pórfiro, apresentando matriz fina e pórfiros de feldspato31
- Foto 3: Foto da brecha polimítica com clastos pouco arredondados de composição variada..31
- Foto 4: A – Foto do corpo de topázio riólito pórfiro cortando corpo de brecha; B – Foto de detalhe do topázio riólito pórfiro, mostrando sua matriz cinza e pórfiros de coloração esbranquiçada..... 32
- Foto 5: A – Foto de veio de pegmatito (peg) intrudido na brecha (bx) com tamanhos variando de 20 cm a 3m; B – Foto de detalhe de veios pegmatíticos (VP) composto principalmente de quartzo topázio e zinnwaldita; C – Foto de detalhe de Veio Pegmatítico (VP) mostrando zoneamento claro com micas nas bordas (ZS) e núcleo de quartzo + topázio (ZQT) 34
- Foto 6: A – Foto de dique de granito pórfiro com caimento sub vertical cortando veio de pegmatito e corpo de brecha; B – Foto de detalhe do Granito mostrando coloração rósea e pórfiros variando entre 1 e 5 mm 35
- Foto 7: Foto de detalhe de veios tardios cortando tanto a brecha quanto o granito pórfiro.... 36
- Foto 8: Foto de Vênulas de argila sobre topázio pórfiro.....36
- Foto 9: Vista geral da cava Cascavel, tomada de norte para sul. Em primeiro plano tem-se a bancada inferior, com pegmatito principal não visível (abaixo da lâmina de água) e brecha de pipe nas paredes da cava. Ao fundo, “muro” de topázio granito, bancada superior (seção de estudo) e dique de topázio riólito..... 38
- Foto 10: Visão parcial da frente da bancada superior, com pegmatito principal e veios subordinados hospedados em brecha de pipe e em topázio riólito. Notar (zonas) os sistemas cerrados de fratura, a forte alteração intempérica e as cavas de garimpeiros no próprio dique e nos veios e vênulas associados..... 38

Foto 11: Vista parcial do pegmatito estudado com a disposição espacial das zonas identificadas, do muro para o teto: zona do quartzo e topázio, zona do feldspato potássico e mica e zona granítica. Notar contato brusco com dique de topázio granito pórfiro e apófise desse granito no pegmatito..... 39

Foto 12: A – Zona do quartzo e topázio em contato brusco com a zona do feldspato potássico e mica. B – Zona granítica cortada por veio de topázio granito pórfiro..... 40

Foto 13: A – Veio de pegmatito maciço e de composição granítica no topázio riólito pórfiro. B – Veios de pegmatito maciços de composição granítica hospedados no topázio riólito pórfiro, com vênula subsidiária de composição variando de feldspática a quartzosa ao longo do comprimento. C – Vênula maciça composta de quartzo e topázio no topázio riólito pórfiro. D – Vênula com zoneamento concêntrico na brecha de pipe, os leitos das margens são composto de quartzo e feldspato potássico e o núcleo de mica, predominantemente.....41

Foto 14: A – Zona granítica maciça composta por quartzo cinza, microclínio róseo, mica e topázio (não identificado na foto), cortada por vênulas com estruturas maciça e concêntrica de fase posterior. B – Massa de quartzo cinza a branco leitoso com topázio, microclínio e mica da zona do quartzo e topázio em contato brusco com a zona do feldspato potássico e mica composta principalmente por agregado de grão grosso de microclínio róseo avermelhado e de mica preta. C – Zona do quartzo e topázio em contato brusco com a brecha de pipe, com provável borda de alteração hidrotermal de cor preta. Notar porção rica em topázio de cor amarela e aparentemente maciça. D – Foto de Fragmento de cristal prismático e gigante de topázio de cor amarelo claro.....44

Foto 15: A – Buchos de cassiterita na zona do quartzo e topázio; B – Agregados de cristais de cassiterita na zona do quartzo e topázio; C – Fotomicrografia de inclusões orientadas de tantalita-columbita em cristal de cassiterita. Luz refletida com nicóis paralelos; D – Fotomicrografia de cassiterita zonada, dada pela alternância de bandas submilimétricas de coloração castanho avermelhado e castanho escuro. Luz transmitida com nicóis paralelos....45

Foto 16: A – Agregado de cristais de sulfetos (calcopirita e esfalerita) de grão grosso na zona do quartzo e topázio; B – Fotomicrografia de agregado de cristais de calcopirita e esfalerita, com pirita, galena e estanita em quantidades mais subordinadas. Luz refletida com nicóis paralelos.....47

SUMÁRIO

1.0 INTRODUÇÃO	11
1.1 Apresentação do tema e objetivos da pesquisa	11
1.2 Localização e vias de acesso	12
1.3 Aspectos Fisiográficos.....	13
1.4 Metodos de trabalho.....	14
1.4.1 Pesquisa Bibliográfica.....	14
1.4.2 Trabalhos de Campo.....	15
1.4.3 Trabalhos de laboratório.....	15
1.4.4 Microscópio Eletrônico de Varredura.....	15
1.4.5 Serviços de Gabinete.....	16
1.5 Revisão Bibliográfica.....	17
2 GEOLOGIA REGIONAL.....	21
2.1 Margem sudoeste do Cráton Amazônico.....	21
2.2 Província Estanífera de Rondônia.....	24
3.0 GEOLOGIA DO MORRO DO BOM FUTURO.....	27
4.0 GEOLOGIA E MINERALOGIA DA CAVA “CASCAVEL “.....	36
4.1 Introdução.....	36
4.2 Geologia.....	36
4.3 Mineralogia.....	41
4.3.1 <i>Quartzo</i>	42
4.3.2 <i>Feldspato Potássico</i>	42
4.3.3 <i>Mica</i>	42
4.3.4 <i>Topázio</i>	43
4.3.5 <i>Cassiterita</i>	44
4.3.6 <i>Minerais Acessórios</i>	45
4.3.7 <i>Outros Minerais</i>	46
5.0 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	47
6.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51

ANEXO: Imagens e Análises de MEV

1.0 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação do tema e objetivos da pesquisa

Pegmatitos graníticos são fontes importantes de metais raros (Li, Be, Nb, Ta, Sn, W, Cs e elementos de terras raras), gemas, quartzo, feldspato e caulim. São rochas formadas predominantemente pela cristalização de magmas graníticos residuais enriquecidos em fundentes, como H₂O, B, F e P. São simples ou complexos de acordo com a composição mineralógica, e homogêneos ou zonados em função da ausência ou não de estruturas internas (ver p. ex., Smirnov, 1976; Jahns, 1982; Cerný, 1989a).

Pegmatitos granitos mineralizados em metais raros são predominantemente de idades que variam do Arqueano ao Proterozóico e são normalmente parte de campos pegmatíticos zonados relacionados com granitos peraluminosos tarde a pós-tectônico em faixas orogênicas colisionais (Cerný, 1989a, b). Pegmatitos graníticos associados com granitos anorogênicos são bem mais raros e normalmente desprovidos de importantes concentrações de metais raros. Nesse contexto, os pegmatitos graníticos proterozóicos da mina Bom Futuro em Rondônia são uma exceção, face as suas enormes potencialidades em estanho e outros metais associados.

A mina Bom Futuro localiza-se no município de Ariquemes, na região centro-norte do Estado de Rondônia (Figura 1). É, atualmente, a maior produtora de estanho do país, com a cassiterita (mineral de minério de estanho) extraída de jazidas primárias e secundárias (placers). A mina Bom Futuro congrega dois morros contíguos denominados de Bom Futuro (ao sul) e Palanqueta (ao norte). O morro Bom Futuro concentra todas as frentes de lavra mecanizada da mina e tem sido mais investigado cientificamente nos últimos anos (ver p. ex., Villanova & Franke, 1995; Leite Júnior, 2003; Leite Júnior et al., 2001, 2002a, b, 2004, 2008; Oliveira et al., 2002; Barreto et al., 2010). Já o morro Palanqueta é alvo de algumas lavras manuais e os trabalhos científicos realizados são ainda de caráter preliminar (ver p. ex., Silva et al., 1995; Santos & Leite Júnior, 1998; Souza & Botelho, 2002; Leite Júnior et al., 2005, 2006).

O objetivo geral da pesquisa é contribuir para o entendimento da gênese dos pegmatitos estaníferos da mina Bom Futuro. Especificamente pretende-se revelar a geologia (morfologia, relações de contato, estrutura interna) e a composição mineralógica, com ênfase nos minerais de minérios dos pegmatitos do sistema principal, com base no corpo pegmatítico das frentes de lavra Cascavel e Zé Gordo (porção nordeste do morro Bom Futuro).

1.2 Localização e vias de acesso

A mina de Bom Futuro encontra-se na região centro-norte do estado de Rondônia, no extremo ocidente do município de Ariquemes e está contida na folha topográfica Alto Candeias (SC.20-V-D-V), na escala 1:100.000, da Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército. Tem como principais vias de acesso estradas federais e estaduais com ou sem pavimentação. A partir de Porto Velho, percorre-se a BR-364 no sentido sul por cerca de 165 km até o trevo de acesso para a cidade de Alto Paraíso. Daí percorre-se 26 Km por estrada pavimentada (RO-459) até a cidade de Alto Paraíso, para depois seguir por mais 30 Km por estrada de terra de tráfego permanente até a vila Bom Futuro. A mina dista cerca de 5 Km da vila e o acesso é também feito por estrada de terra de tráfego permanente. No total percorre-se aproximadamente 226 Km. Partindo de Ariquemes percorre-se 10 Km por estrada asfaltada (BR-421) até o entroncamento com RO-457. Daí segue-se essa estrada de terra de tráfego permanente no sentido norte até o entroncamento com a RO-459, percorrendo-se cerca de 20 Km. Em seguida toma-se a RO-459 no sentido da cidade de Alto Paraíso e depois até a vila de Bom Futuro, num percurso de cerca 36 Km, totalizando 66 Km aproximadamente.



Figura 1: localização da Mina do Bom Futuro no Estado de Rondônia (modificado de Departamento Nacional de Infraestrutura de Transporte (DNIT), mapa rodoviário de Rondônia, 2002)

1.3 Aspectos Fisiográficos

O relevo do Estado de Rondônia pode ser dividido em cinco grandes ambientes geomorfológicos, sendo eles: a) Domínio de Superfícies Regionais de Aplainamento; b) Domínio de Serras Constituídas por Rochas Sedimentares Antigas na Forma de Superfícies Tabulares; c) Domínio de Áreas de Denudação em Rochas Sedimentares Terciárias; d) Domínio de Colinas e Morros Associados à Presença de Rochas Resistentes à Erosão; e) Domínio do Sistema Fluvial do Rio Madeira (Rondônia, 2002).

A área estudada situa-se no Domínio de Superfícies de Aplainamento, constituído por áreas de arrasamento em rochas antigas e cobertas parcialmente por coberturas sedimentares indiferenciadas (Terciário-Quaternário). Sobre essas superfícies ocorrem quantidades variáveis de *inselbergues e tors* (elevações isoladas sobre um planalto). Feições comuns a essas superfícies, como forte intemperismo químico, formação de lateritas, depósitos sedimentares e *inselbergues e tors*, indicam um relevo poligenético complexo, formado após um tempo geológico considerável.

Três importantes biomas compõem o estado de Rondônia: Floresta Amazônica, Pantanal e Cerrado, sendo que a composição vegetal foi agrupada em oito tipologias, segundo Rondônia (2002): a) Floresta Ombrófila Aberta; b) Floresta Ombrófila Densa; c) Floresta Semidecidual ou Subcaducifólia; d) Floresta de Transição ou Contato; e) Cerrado; f) Formação Pioneira; g) Campinarana; h) Umirizal. A mina Bom Futuro encontra-se no domínio da Floresta Ombrófila Aberta, que ocupa cerca de 50% da cobertura vegetal do Estado. Porém a vegetação original local foi quase que totalmente consumidas pelas atividades madeireiras, mineiras e pecuárias.

O clima do estado de Rondônia não sofre grande influência da altitude. É predominantemente tropical, úmido e quente durante todo o ano, com insignificante amplitude térmica anual e notável amplitude diurna, especialmente no inverno (Rondônia, 2002). Segundo a classificação de Köpen, o clima é do tipo Aw – Clima Tropical Chuvoso, com temperaturas máxima entre 30 e 34°C, e mínima entre 17 e 23°C e média anual variando entre 24 e 26°C (Rondônia, 2002). O regime pluviométrico possui um período bem chuvoso (verão) e um período de seca (inverno). A maior precipitação ocorre durante a estação de verão (outubro a abril), com média de 220 mm/mês, já o período seco (junho a agosto) é caracterizado por índices pluviométricos inferiores a 50 mm/mês.

A rede hidrográfica do estado de Rondônia é parte da bacia hidrográfica do rio Madeira, um dos principais afluentes da margem direita do rio Amazonas. A área de estudo situa-se na bacia do rio Jamari, mais especificamente na sub-bacia do Alto Rio Candeia (Rondônia, 2002). A principal drenagem é o igarapé Santa Cruz, tributário da margem direita do rio Candeias. Apresenta uma direção geral N-S e extensão de cerca de 10 Km, com os igarapés dos Velhos e Jacaré como principais afluentes.

Os principais tipos de solos encontrados no Estado de Rondônia são Latossolos, Argissolos, Neossolos, Gleissolos e Cambissolos. É predominante a ocorrência de solos em condições de terras firmes e relevo suave ondulado, como os Latossolos, Argissolos, grande parte dos Neossolos e dos Cambissolos (Rondônia, 2002). A mina Bom Futuro está inserido em solos do tipo Latossolo, mais precisamente Latossolo Vermelho – Amarelo. Esses são solos bem intemperizado, que apresentam características de solos bem profundos; bem drenados; pouca diferenciação de cor, textura em suas camadas superficiais e subsuperficiais; apresentam maiores resistências aos processos erosivos e geralmente solos ácidos.

1.4 Métodos de trabalho

A frente de lavra Cascavel na mina Bom Futuro foi selecionada como alvo para os estudos dessa pesquisa, por ser a melhor área de exposição de uma lente de pegmatito relacionada com a fase principal da mineralização estanífera no Morro Bom Futuro e por ter sido em parte estudada pelo autor durante o trabalho de conclusão de curso (ver Dias, 2008). Os métodos de estudos empregados foram: 1) pesquisa bibliográfica; 2) trabalhos de campo; 3) trabalhos de laboratórios e 4) serviços de gabinete.

1.4.1 Pesquisa bibliográfica

Nesta etapa de trabalho foram levantados e selecionados artigos científicos e trabalhos acadêmicos relacionados com o tema, como: Pegmatitos (formação, composição, estruturação, rochas associadas, classificação, etc.); Mineralização estanífera (tipos de minérios, rochas hospedeiras, ambientes de formação, etc.); Mineralogia e petrografia (características dos minérios de estanho, elementos e minerais relacionados, características dos minerais constituintes de um pegmatito granítico.); Métodos analíticos (microscopia polarizada, transmitida e eletrônica); assim como geologia regional e local.

1.4.2 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo constaram no reconhecimento geológico do morro Bom Futuro, face ao avanço das várias frentes de lavra desde 2008 e o mapeamento geológico expedito da frente de lavra Cascavel, durante os meses de janeiro e fevereiro de 2010. Nesse mapeamento procurou-se definir a geometria e atitude da lente de pegmatito, as relações de contato com as rochas encaixantes e demais litologias, bem como reconhecer a estruturação interna da lente, com a caracterização de diferentes zonas com base na textura e composição mineralógica principal. Durante as fases de campo foram coletadas amostras para os estudos petrográficos por meios de microscopia ótica e eletrônica.

1.4.3 Trabalhos de laboratório

A partir das amostras coletadas em campo, das rochas encaixantes e do corpo mineralizado, foram produzidas um total de 42 laminas, sendo 8 laminas delgadas, 8 laminas polidas e 26 seções polidas.

Os estudos petrográficos se desenvolveram no laboratório de microscopia ótica do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE, com a utilização de microscópio de luz polarizada, sob luzes transmitida e refletida.

As fotos micro gráficas foram obtidas por uma maquina CANON modelo pc10419 com zoom de 4x acoplada a um microscópio ZEISS modelo AXIOS KAP40 utilizando lentes de aumento de 25, 50 e 100x.

As abreviações de minerais adotadas nas legendas das fotos foram retiradas de Kretz (1983) sendo estas: cst – cassiterita; gn – galena; sl – esfalerita; stn – estanita; py – pirita, cp – calcopirita, ap – apatita; zr – zircão; cob – cobalita; ur – uraninita;

1.4.4 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens de alta ampliação (até 300.000 x) e resolução. As imagens fornecidas pelo MEV são na verdade o monitor do aparelho exibe a transcodificação da energia emitida pelos elétrons formando uma imagem em tons de cinza na qual quanto mais energia gerada por um elemento mais elétrons e por tanto mais branca a imagem.

O EDS (energy dispersive x-ray detector, EDX ou EDS) consiste em uma acessório do MEV que produz um feixe de elétrons que incide sobre o mineral, excitando os elétrons e os íons mais externos constituintes, mudando os níveis energéticos, quando estes retornam para a posição inicial liberam a energia adquirida a qual é medida por um sensor na câmara de vácuo do MEV que emite em comprimentos de onda a energia liberada. Como cada elemento possui uma energia distinta, é possível, no ponto de incidência do feixe, saber quais são os elementos constituintes da amostra.

O uso em conjunto do EDS com o MEV é de grande importância na caracterização petrográfica e estudo petrológico nas geociências. Enquanto o MEV proporciona nítidas

imagens (ainda que seja a transcodificação da energia emitida pelas partículas), o EDS permite sua identificação.

Vale a pena ressaltar que, o MEV-EDS faz uma análise qualitativa das amostras, isto é, ele permite descobrir os elementos dos minerais analisados, mas não dá uma precisão exata da quantidade dos elementos constituintes das amostras. Na microanálise química por energia dispersiva (EDS) considera-se que acima de 10% em peso um elemento esteja presente em grande quantidade, entre 1 e 10% em pequena quantidade e menor que 1% apenas traços.

Os estudos por microscopia eletrônica de varredura foram feitos no laboratório de microscopia eletrônica do Instituto de Geociências da Unicamp, com o uso de um microscópio eletrônico de varredura equipamento Leo 430i, da Oxford, com detector EDS acoplado utilizando uma voltagem de 10 Kv e uma corrente de 100 pA. Sendo as lâminas recobertas com carbono.

1.4.5 Serviços de gabinete

Os serviços de gabinete constaram na utilização de vários programas de computador na base GIS e CAD para a confecção de mapas, tratamento e montagem de fotos e imagens em Paint e Corew e de redação de texto e tabelas no pacote Office.

1.5 Revisão da bibliografia

Pegmatito é uma rocha essencialmente ígnea e é distinguida de outras rochas ígneas pela granulação extremamente grossa (ou variável da borda ao núcleo) ou pela abundância de cristais com hábitos esquelético, gráfico ou fortemente unidirecional. Embora a composição seja comumente granítica (quartzo, plagioclásio sódico e feldspato potássico), elementos como Li, Be, B, F, P, Sn, Ta, Nb e ETR podem constituir importantes assembleias de minerais que são distintamente não graníticas. Por outro lado, os minerais dos pegmatitos são

comumente segregados em zonas monominerálicas, as quais, se consideradas individualmente, são parecidas com veios e segregações hidrotermais (London, 2008).

Várias classificações têm sido propostas para os pegmatitos e normalmente incluem aspectos genéticos (ver p. ex. Smirnov, 1976; Černý, 1991 e referências citadas). Mais recentemente, Černý & Ercit (2005) propuseram uma nova classificação com base em Ginsburg (1984) e Černý (1991) e que compreende cinco classes, dez subclasses, treze tipos e sete subclasses. Segundo esses autores, entre outras restrições, há uma sobreposição entre as classes dos pegmatitos a elemento raro e miarolítico, a qual é interpretada como um contínuo entre essas duas classes. O esquema de classificação proposto por Černý & Ercit (2005) encontra-se discriminado no quadro abaixo:

Para London (2008), o tipo comum (classes abissal, muscovita e muscovita-elemento raro) envolve a maioria dos pegmatitos com composição próxima a do sistema haplogranito (plagioclásio sódico, feldspato potássico e quartzo), com biotita, muscovita, granada, turmalina e apatita como minerais acessórios típicos. Os pegmatitos a elementos raros são mais enriquecidos nesses elementos e apresentam uma composição mineralógica mais variada, tais como, minerais de lítio e de ETR, berilo, topázio, óxidos de Ta, Nb e Sn, entre outros. Já os pegmatitos miarolíticos mostram uma proporção volumétrica significativa de cavidades miarolíticas, cuja composição envolve os minerais comuns e exóticos (p. ex., berilo, turmalina, topázio), esses últimos restritos as próprias cavidades.

QUADRO 1. Classificação de pegmatito segundo Černý & Ercit (2005)

Classe	Subclasse	Tipo	Subtipo
Abissal	ETRP ETRL U BBe		

Muscovita			
Muscovita-Elemento-Raro	ETR Li		
Elemento-Raro	ETR Li	alanita-monazita euxenita gadolinita berilo complexo albita-espodumênio albita	columbita columbita-fostato espodumênio petalita lepidolita elbaíta ambligonita
Miarolítico	ETR Li	topázio-berilo gadolinita-fergusonita berilo-topázio espodumênio petalita lepidolita	

NOTA: ETR- Elementos de Terras Raras; ETRP- Elementos de Terras Raras Pesadas; ETRL- Elementos de Terras Raras Leves.

Duas linhagens petrogenéticas foram proposta por Černý (1991), com base nos elementos raros mais relevantes produzidos por fracionamento (fusão parcial e cristalização fracionada) em grupos distintos de pegmatitos graníticos. Essas linhagens ou famílias foram abreviadas como LCT (Lítio-Césio-Tântalo) e NYF (Nióbio-Ítrio-Flúor) e associadas, mas não exclusivamente, com granitos dos tipos S e A ou intraplaca, respectivamente. A família LCT é a mais abundante e caracterizada pelo enriquecimento em Li, Cs e Ta, além de Rb, Be, Sn, B, P e F e pelas presenças principalmente de espodumênio, petalita, berilo e tantalita, sendo que o caráter peraluminoso é dado por muscovita, granada, turmalina e mais raramente topázio. Já a família NYF tende para uma composição mais alcalina, com a presença de piroxênios e anfibólios sódicos, e enriquecida em Nb, Y e F, além de Be, ETR (Elementos Terras Raras), Ti, Sc, Zr, Be, Th e U. Pegmatitos graníticos associados com granitos

peraluminosos dos tipos I ou A são enriquecidos em Li, Rb, Be, Ta e Sn e apresentam afinidades com a família LCT (London, 2008).

A estruturação interna dos pegmatitos tem sido reconhecida por vários autores, sendo que a proposta mais utilizada foi sugerida por Cameron et al. (1949 em Černý, 1982), os quais identificaram quatro zonas com base na variação da textura e/ou composição mineralógica, a saber: zona de borda, zona de muro, zona intermediária e zona de núcleo. Segundo esses autores, essas zonas apresentam uma distribuição aproximadamente concêntrica nos pegmatitos com alto ângulo de mergulho e acamadada nos pegmatitos com baixo ângulo. Uma sequência geral das zonas, da margem para o centro, tem sido proposta por vários autores para diferentes grupos de pegmatito, sem, contudo, prejudicar as sequências específicas encontradas em cada distrito (ver p. ex. Norton, 1983): plagioclásio-quartzo-muscovita, plagioclásio-quartzo, quartzo-plagioclásio-pertita \pm muscovita \pm biotita, pertita-quartzo, pertita-quartzo-plagioclásio-amblygonita-espodumênio, plagioclásio-quartzo-espodumênio, quartzo-espodumênio, lepidolita-plagioclásio-quartzo, quartzo-microclina, microclina-plagioclásio-Li-mica-quartzo e quartzo (Černý, 1982).

Segundo London (2008), três observações são importantes com relação a alteração hidrotermal das rochas hospedeiras e as condições de formação dos pegmatitos: 1) zona de alteração hidrotermal nas rochas hospedeiras é ausente na maioria dos pegmatitos, é esporádica nos pegmatitos a elemento-raro mais evoluídos, e é pervasiva somente nos corpos muito grande de pegmatitos a elemento-raro; 2) quando presente, a alteração hidrotermal nos pegmatitos a elemento-raro registra condições metamórficas da facies xisto verde ou da zeólita, enquanto a alteração argílica é predominante nos pegmatitos miarolíticos; 3) a composição da zona de alteração espelha a composição da zona interna geoquimicamente mais evoluída. London (2008) conclui que o metassomatismo das rochas hospedeiras ocorre após a consolidação de todas as unidades primárias do pegmatito.

Pegmatitos são geneticamente ligados com plútons graníticos e ocorrem, no geral, como diques ou lentes no exocontato desses plútons. Para alguns autores, um zoneamento é definido pela disposição espacial dos tipos de pegmatitos em relação ao plúton fonte, isto é, os pegmatitos mais distantes são aqueles geoquimicamente mais evoluídos: granito \rightarrow

pegmatito comum (classes abissal e muscovita) → pegmatito a elemento-raro → pegmatito miarolítico (ver p. ex., Trueman & Černý, 1982). Atualmente, a explicação mais plausível para essa variação leva em conta um zoneamento vertical na própria câmara magmática fonte, com os magmas geoquimicamente mais evoluídos ocupando os níveis superiores dessa câmara. Os líquidos magmáticos residuais, resultantes da solidificação desses magmas, seriam expulsos da câmara por processos de *filter pressing* e se cristalizariam no exocontato como pegmatitos, cuja distribuição espacial em relação ao plúton fonte mostraria o mesmo zoneamento da câmara magmática original (London, 2008).

Já a formação do zoneamento interno, da textura pegmatítica e dos minérios de elementos raros é atribuída a uma conciliação entre o *liquidus undercooling* contínuo e o atraso da nucleação dos cristais em líquidos silicáticos com fundentes, como p. ex., B, F, P e/ou H₂O, ou seja, com o resfriamento do magma, abaixo da temperatura do *liquidus*, sendo mais rápido que a própria cristalização. Desse modo, as temperaturas de cristalização dos pegmatitos entre 350° e 450 °C são 200° a 300 °C mais baixas que a temperatura do *liquidus* para as suas composições magmáticas (London, 2008).

2.0 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Margem sudoeste do Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico localiza-se na parte norte da América do Sul e é composto pelos escudos do Guaporé e das Guianas, separados pelas rochas sedimentares da bacia paleozóica do Amazonas (Fig. 2a). É circundado a leste, sul e sudoeste por faixas móveis neoproterozóicas e representa uma das maiores áreas cratônicas do mundo, abrangendo uma superfície de aproximadamente $4,3 \times 10^5$ Km². Com base principalmente em estudos geocronológicos, o Cráton Amazônico é subdividido em províncias geocronológicas por Tassinari e Macambira (2004) e por Santos et al. (1999), cuja subdivisão foi inicialmente proposta por Cordani et al. (1979). Tassinari e Macambira (2004) subdivide o Cráton em seis províncias geocronológicas que são: Amazônia Central (2,5 Ga), Maroni-Itacaunas (2,2 – 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga), Rondoniana- San Ignácio (1,55 – 1,3 G) e Sunsás (1,3 – 1,0 Ga) (Fig. 2b). A província estanífera de Rondônia, região que inclui a área de estudo, encontra-se na porção sudoeste do Cráton, a qual é composta pelas províncias Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignácio e Sunsás.

Segundo Tassinari e Macambira (2004), a província Rio Negro-Juruena é composta por dois segmentos tectônicos distintos denominados de greenstone belt do Alto Jaurú (1,79 – 1,75 Ga) e orógeno Cachoeirinha (1,58 – 1,52 Ga), em Mato Grosso. O primeiro inclui gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos e três sequências metavulcanossedimentares (Cabaçal, Araputanga e Jauru), cujos protólitos são interpretados como gerados em ambiente tectônico tipo arco-de-ilha (Geraldes et al., 2001) ou em cadeia meso-oceânica e arco magmático oceânico (Pinho et al., 1997). O segundo compreende principalmente granitóides deformados ou não de composições tonalíticas, granodioríticas e graníticas que foram gerados provavelmente em ambiente tectônico de margem continental ativa (Geraldes et al., 2001). Recentemente, Bettencourt et al. (2010) incluem as rochas do orógeno Cachoeirinha na província Rondoniana-San Ignacio. Em Rondônia, gnaisses granodioríticos e tonalíticos, assim como granulitos enderbíticos, com idades variando de 1,75 a 1,73 Ga e pertencentes ao Complexo Jamari (Quadros e Rizzotto, 2007) são relacionados com o desenvolvimento da província Rio Negro-Juruena, cujos protólitos são interpretados como gerados em ambiente de arco magmático oceânico (Tassinari et al., 1996) ou em margem continental ativa (Payolla et al., 2002). Evento tectonometamórfico de alto grau, denominado de Ouro Preto ou Quatro-Cachoeira (1,67-1,63 Ga) em Rondônia, afeta tanto as rochas do Complexo Jamari como sequências sedimentares e vulcanossedimentares paleoproterozóicas (Scandolara, 2006;

Santos et al., 2008). Granitos do tipo-A e pertencentes a Suíte Intrusiva Serra da Providência são interpretados como granitos pós-colisionais (Scandolara, 2006).

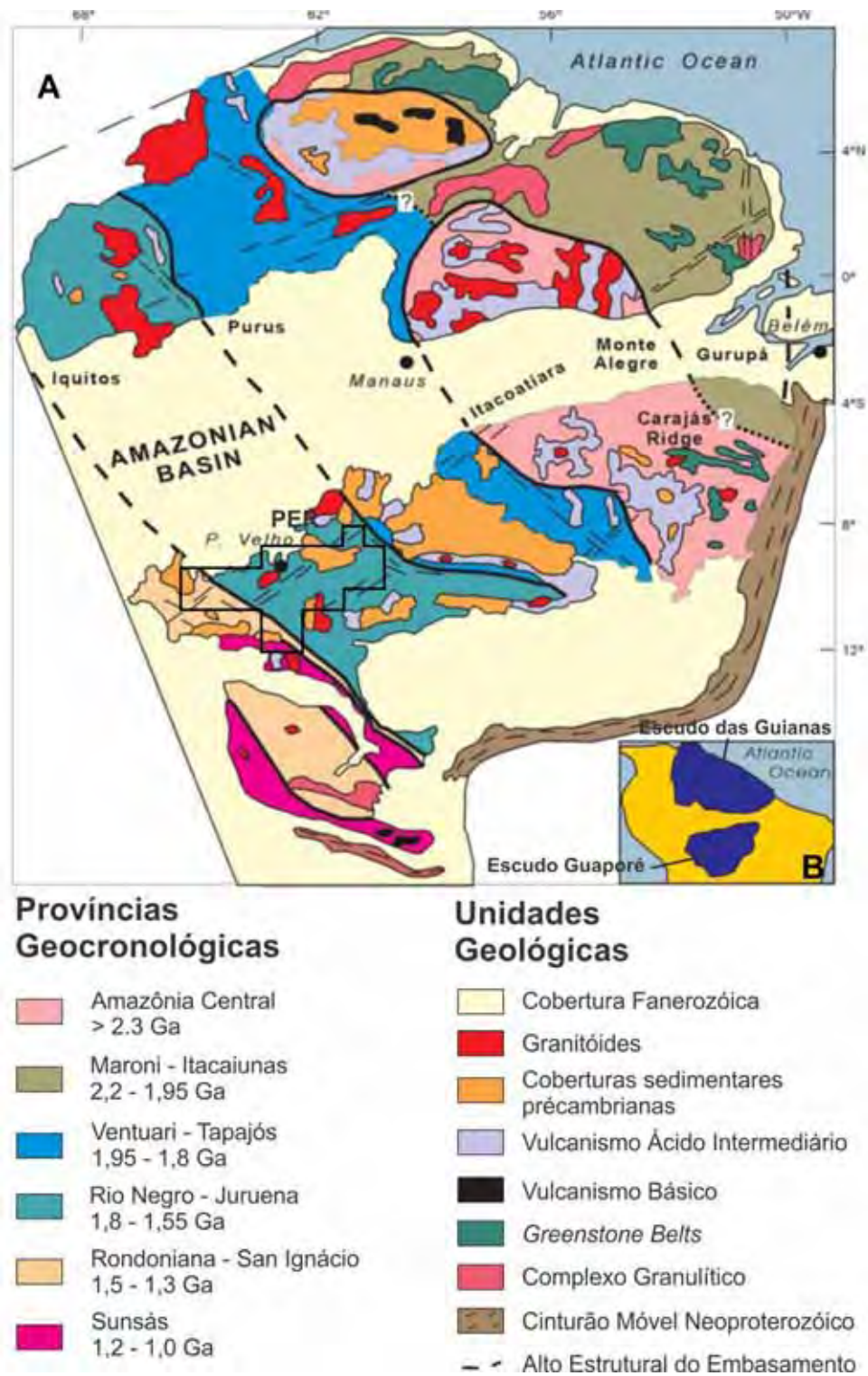


Figura 2: distribuição das províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico com base em Tassinari e Macambira 1999 com destaque da Província Estanífera de Rondônia. (extraído e modificado de Tassinari e Macambira 2004).

A província Rondôniana-San Ignacio encontra-se limitada a nordeste pela província Rio Negro-Juruena e a sudoeste pela província Sunsás e é interpretada por Bettencourt et al. (2010) como um sistema orogênico, compreendendo uma fase formada por orógenos acrescionário (1,55-1,34 Ga) e uma fase orogênica final (1,34-1,32 Ga) envolvendo a colisão de microcontinente e continente (orogenia Rondoniana-San-Ignacio). De acordo com Bettencourt et al. (2010), a província inclui os orógenos Cachoeirinha (1,56-1,52 Ga) e Santa Helena (1,48-1,42 Ga) e o Complexo Granitóide Pensamiento (1,37-1,34 Ga), sendo que todos são interpretados como desenvolvidos em ambientes de margem continental ativa (Geraldes et al., 2001; Ruiz, 2005; Matos et al., 2009). Inclui também o Terreno Rio Alegre (1,51-1,38 Ga) com unidades litológicas geradas provavelmente em ambientes de cadeia meso-oceânica e de arco magmático oceânico (Matos et al., 2004; Ruiz, 2005) e o cinturão Alto Guaporé desenvolvidos em ambientes de margem continental passiva e de arco magmático oceânico (Rizzotto e Quadros, 2007; Girardi et al., 2008). Inclui ainda granitos anorogênicos deformados da Suíte Intrusiva Rio Crespo (ca. 1,5 Ga) e isotrópicos das suítes intrusivas Santo Antônio (1,4-1,36 Ga) e Teotônio (ca. 1,38 Ga), bem como granitos tardi a pós-tectônicos das suítes intrusivas Alto Candeias (1,34-1,33 Ga) e São Lourenço-Caripunas (1,31-1,30 Ga). Em Rondônia, evento tectonometamórfico de alto grau (orogenia Rondoniana-San Ignacio:1,34-1,32 Ga) afetou tanto as rochas paleoproterozóicas como os granitos da Suítes Intrusiva Serra da Providência e Rio Crespo e é representado principalmente pelas zonas de cisalhamento Ji-Paraná e Rio Formoso-Ariquemes (Bettencourt et al., 2010).

A Província Sunsás ou Sunsás-Aguapeí (1,25-1,00 Ga) é a província mais nova e ocorre no extremo sudoeste do Cráton. As unidades tectônicas ou litológicas associadas são as faixas dobradas Sunsás, Aguapeí e Nova Brasilândia, as sequências sedimentares Huanchaca-Aguapeí, Pacaás Novos-Uopiane e Palmeiral e as rochas ácidas e básicas pós-tectônicas a anorogênicas (Teixeira et al., 2010). É interpretada como um orógeno colisional, porém com vários pontos ainda em debate (ver e.g., Tohver et al., 2004; Boger et al., 2005; Teixeira et al., 2010). Em Rondônia, as rochas ácidas relacionadas com o desenvolvimento da Província Sunsás são representadas pela Suíte Intrusiva Santa Clara (1,08-1,07 Ga) e Suíte Granitos Últimos de Rondônia (0,99-0,97 Ga), ambas com importantes depósitos primários de estanho associados (Bettencourt et al., 1999).

2.2 Província Estanífera de Rondônia

A província estanífera de Rondônia (PER) situa-se na porção sudoeste do Cráton Amazônico e abrange parte da porção setentrional do estado de Rondônia e o extremo noroeste do estado do Mato Grosso. Inclui rochas relacionadas com as províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignacio e Sunsás-Aguapeí (Fig. 2b e 3). As suítes dos granitos estaníferos são associadas com o desenvolvimento das províncias Rondoniana-San Ignacio e Sunsás-Aguapeí.

As unidades litoestratigráficas mais antigas e relacionadas com a província Rio Negro-Juruena são: Complexo Jamari (1.76-1.73 Ga) composto principalmente por gnaisses tonalíticos e granodioritos, sequências metavulcanossedimentares Mutum-Paraná e Igarapé Lourdes (ca. 1,73 Ga), sequência metassedimentar Quatro Cachoeiras (1,67-1,57 Ga) e granitos rapakivi, charnoquitos, gabros e respectivos gnaisses da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,57-1,53 Ga) (Tassinari et al., 1996; Scandolara, 2006; Quadros e Rizzotto, 2007).

As unidades litoestratigráficas relacionadas com a província Rondoniana-San Ignacio são: gnaisses graníticos e granulitos charnoquíticos da Suíte Intrusiva Rio Crespo (ca. 1,50 Ga) (Bettencourt et al., 2006) e granitos do tipo-A e rochas associadas não deformados das suítes intrusivas Teotônio (1,38-1,37 Ga), Santo Antônio (ca. 1,37 Ga), Alto Candeias (1,34-1,33 Ga) e São Lourenço-Caripunas (1,31-1,30 Ga) (Bettencourt et al., 1999). As três primeiras são interpretadas como formadas em ambiente intraplaca no início do desenvolvimento da província, enquanto as duas últimas em ambiente pós-colisional (Bettencourt et al., 2010). Depósitos primários de estanho sob a forma de lentes de greisen e veios de quartzo ocorrem associados com a Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas, mais especificamente com os biotita granitos equigranulares da região do rio São Lourenço (Bettencourt et al., 1995).

As unidades litoestratigráficas relacionadas com o desenvolvimento da Província Sunsás-Aguapeí são: Formação Nova Floresta (1,19-1,06 Ga), Suíte Intrusiva Santa Clara (1,08-1,07 Ga), Formação Palmeiral (< 1,03 Ga) e Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (0,99-0,97 Ga) (Bettencourt et al., 1999; Quadros e Rizzotto, 2007; Teixeira et al.,

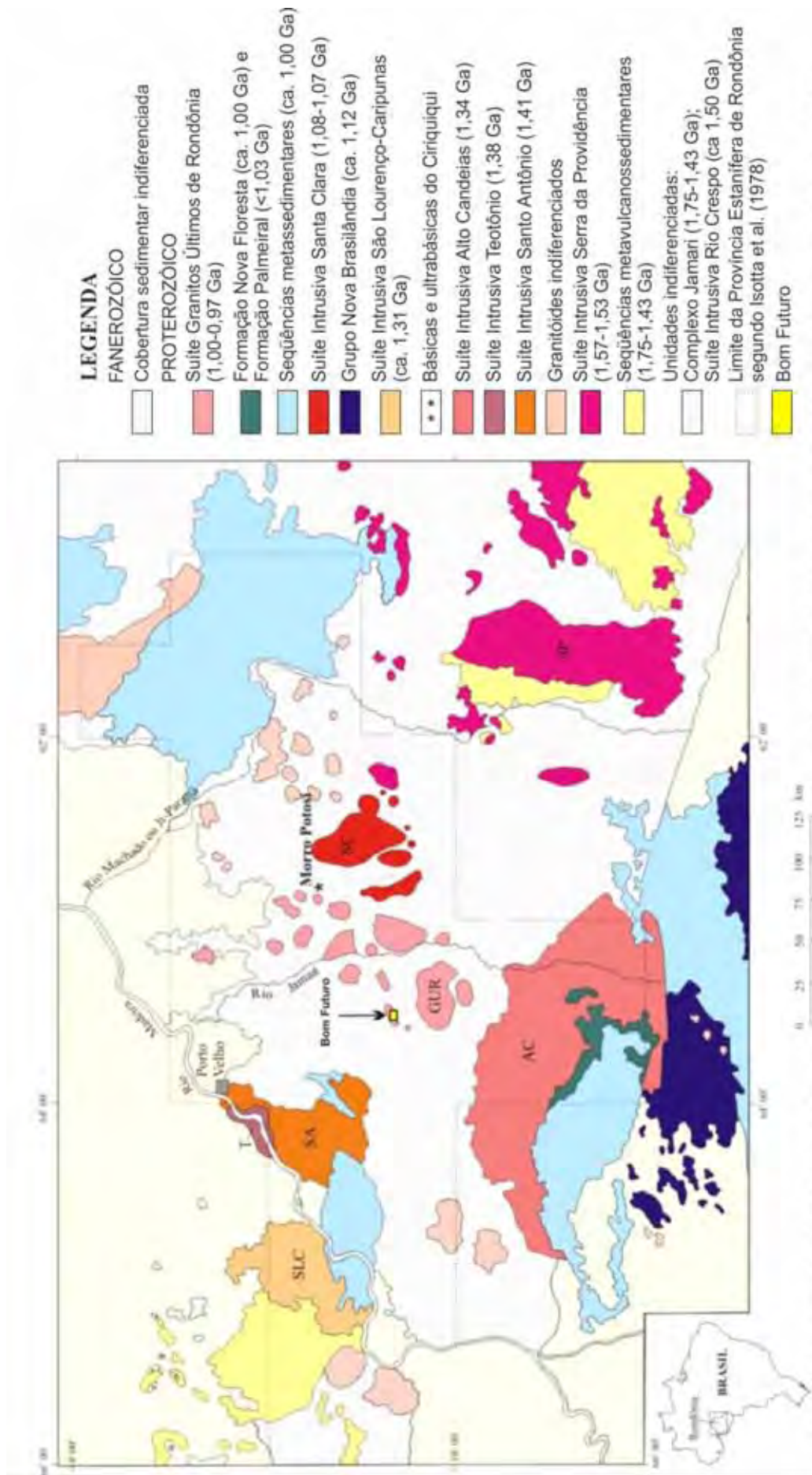


Figura 3: Mapa geológico simplificado da Província Estanifera de Rondônia e região adjacente com indicação da área de estudo (retirado e modificado de Leite Jr 2002)

2010). São interpretadas como formadas em domínio cratônico, em regime de extensão continental, durante as fases de construção de margem continental passiva (Formações Nova Floresta e Palmeiral), orogenética – orogênese colisional Sunsás (Suíte Intrusiva Santa Clara) e pós-colisional (Suíte Granitos Últimos de Rondônia) (Teixeira et al., 2010).

As suítes Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia detêm os principais depósitos primários e secundários da província estanífera de Rondônia. Apresentam características litológicas muito semelhantes, com as presenças de subsuítes precoces e dominantes em área, constituídas por biotita e/ou hornblenda granitos porfiríticos e equigranulares metaluminosos, seguidas por subsuítes tardias e pouco expressivas em área, uma de natureza peralcalina e outra peraluminosa (Bettencourt et al., 1999; Leite Júnior et al., 2000). Os depósitos primários de estanho do tipo greisen, pegmatito e veios de quartzo ocorrem geneticamente associados com a subsuíte peraluminosa em ambas as suítes. As rochas dominantes nas subsuítes peraluminosas são: biotita granitos porfiríticos e equigranulares e Li-mica topázio granitos, além de topázio riólitos e topazitos (Leite Júnior et al., 2000, 2002, 2003, 2005; Sparrenberger, 2003). A mina Bom Futuro ocorre no domínio da Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia, a qual é representada por biotita granitos equigranulares, Li-mica topázio granitos e riólitos, cujos depósitos primários de estanho são greisens, pegmatitos e veios de quartzo (Leite Júnior et al., 2003, 2005, 2008).

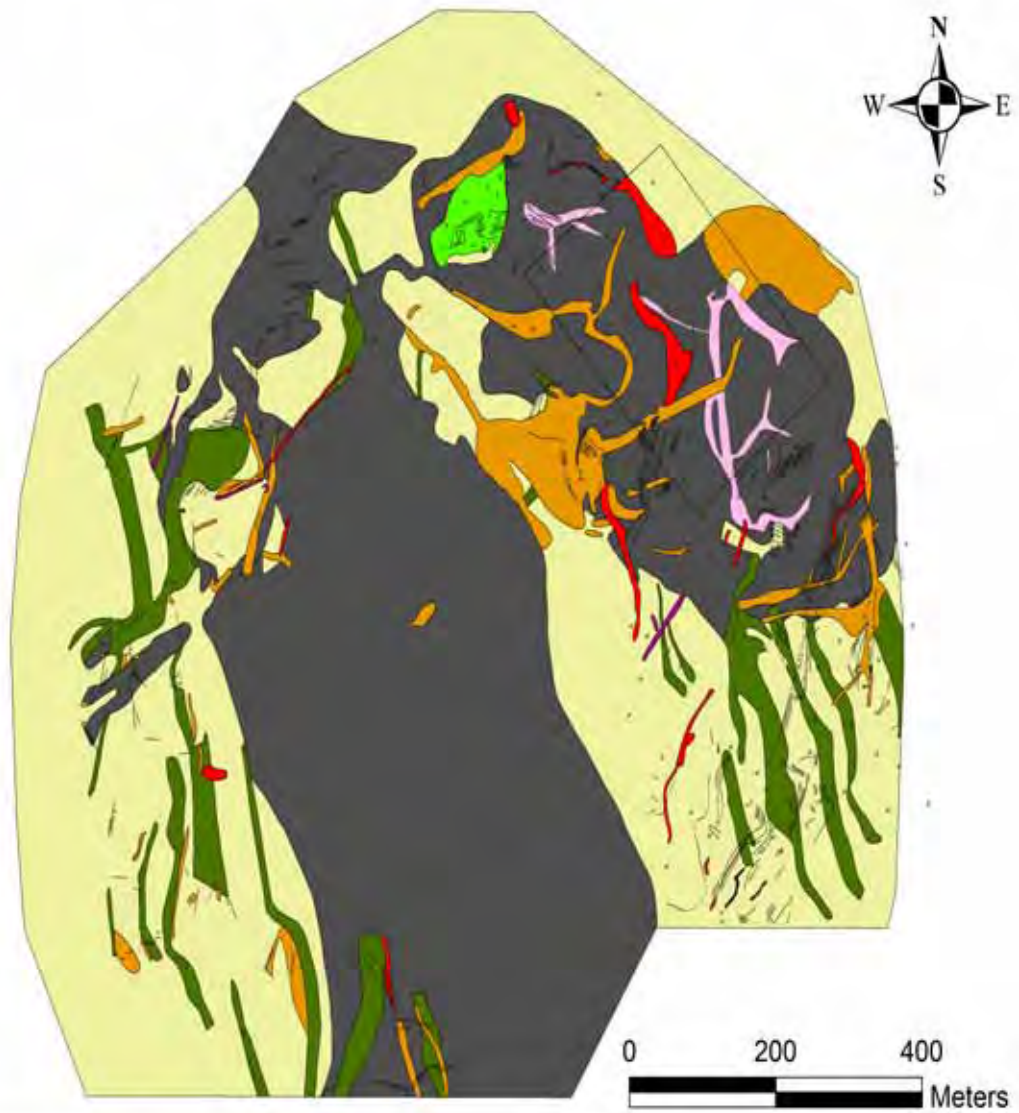
3.0 GEOLOGIA DO MORRO BOM FUTURO

A geologia da região da mina Bom Futuro é ainda pouco conhecida. Os trabalhos se restringem principalmente aos morros Palanqueta e Bom Futuro e áreas circunvizinhas. Os primeiros trabalhos são de Silva et al. (1995; 1997) que identificaram a presença de albita granitos e greisens mineralizados em estanho e sulfetos de metais base no morro Palanqueta e de Villanova & Franke (1995) que reconheceram gnaisses, anfibolitos, riólitos, granitos pórfiros e dois centros vulcânicos brechados, assim como veios e vênulas de quartzo mineralizados em estanho, os quais ocorrem dispostos em padrões anelares e entrelaçados (*stockwork*).

Bettencourt et al. (1995) apresentam um mapa geológico parcial do morro Bom Futuro na escala 1:500, no qual discriminam as áreas com ocorrências de gnaisses e anfibolitos, brechas polimíticas, diques de topázio granitos e riólitos e sistemas de veios de quartzo e de pegmatito subparalelos, anelares e em *stockwork* mineralizados em estanho. Esse mapa é apresentado de modo simplificado com modificações por Leite Júnior et al. (2003), o qual é adotado nesse trabalho, também com modificações (Figura 4).

Gnaisses e anfibolitos orto e paraderivados foram estudados por Souza (2003) no morro Bom Futuro. Os gnaisses são dominantes em área, enquanto os anfibolitos ocorrem sob a forma de corpos lenticulares com algumas centenas de metros de comprimento e algumas dezenas de metros de largura, com direção geral NNW-SSE e mergulho de cerca de 50° para ENE. Segundo Souza (2003), os gnaisses são bandados, com bandas claras compostas essencialmente por quartzo e feldspato, alternadas com bandas ou leitos escuros constituídos predominantemente por biotita. Os ortognaisses são cinza rosados a rosados, apresentam textura granoblástica a granolepidoblástica média a grossa e composição variando de monzogranítica a sienogranítica. Os paragnaisses são cinza, exibem textura granolepidoblástica fina a média e dois tipos petrográficos são reconhecidos: biotita gnaisse e granada biotita gnaisse. Os anfibolitos têm coloração verde escuro a preto esverdeado, sendo que os orto-anfibolitos apresentam textura granoblástica e granolepidoblástica de grão médio a grosso, com composição a base de hornblenda, andesina e por vezes de biotita. Já os para-anfibolitos têm textura porfiroblástica, com agregados de cristais de granada, em matriz composta

principalmente por hornblenda, biotita. Os orto-anfibolitos apresentam características químicas de basalto toleítico intraplaca, enquanto os para-anfibolitos podem representar



Litologias

- | | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  Veios |  Cava Cascavel |
|  Topázio Leucogranito Pórfiro |  Cava Zé Gordo |
|  Pegmatito |  Stockwork |
|  Biotita Melasienito Pórfiro |  Topázio Leucorolito Pórfiro |
|  Brecha Intrusiva | |
|  Anfibolito |  Gnaisse |

camadas pelito-carbonosas associadas aos protólitos sedimentares dos paragneisses (Souza, 2003). Biotita gnaisses cinza bandados, gnaisses quartzo-feldspáticos cinza rosados e anfibolitos foram reconhecidos no morro Bom Futuro (Foto 1), mas não são as rochas encaixantes imediatas do pegmatito estudado nessa pesquisa.

Leite Júnior et al. (2002a) identificaram diques de rochas de composição intermediária compostos por pelo menos dois tipos petrográficos: biotita-hornblenda melamicrossienito e biotita melassienito pórfiro (ver também Barreto, 2010). Diques de traquitos foram também reconhecidos por Souza (2003) e a idade U-Pb de $1.001 \pm 5,2$ obtida pelo método ID-TIMS em zircão foi interpretada como idade de cristalização dessas rochas (Souza et al., 2007). Quatro diques de rochas intermediárias (sienitos pórfiros) foram identificados durante os trabalhos de campo (Foto 2). Os diques ocorrem alojados em gnaisses e anfibolitos, apresentam espessuras variadas (1,0 a 7,0 m) e atitude geral $N20E^0$ /subvertical. A idade relativa dessas rochas é redefinida nesse trabalho, com as relações de contato indicando que são de colocação anterior às brechas de *pipe* (ver abaixo), isto é, os diques são truncados pelos *pipes*. Por outro lado, tal relação corrobora com os vários fragmentos de rochas intermediárias encontrados nessas brechas.

Villanova & Franke (1995) definiram dois centros vulcânicos brechados constituídos por fragmentos angulares e subangulares de anfibolitos, gnaisses, granitos e rochas vulcânicas, variando de poucos centímetros a poucos metros de dimensão. Souza (2003) sugeriu um formato aproximadamente cilíndrico para os corpos brechados, com 70 a 80% do volume constituído por fragmentos e o restante por matriz composta por agregados microcristalinos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, principalmente. As observações realizadas durante os trabalhos de campo revelaram que se trata de brechas polimíticas suportadas por clastos com pouca ou nenhuma matriz. Os fragmentos são angulares e subarredondados de tamanhos (matação a grânulo), formas e litologias variadas. Gnaisses, anfibolitos, pegmatitos e rochas subvulcânicas de composição intermediária foram os tipos petrográficos reconhecidos nessas brechas (Foto 3). Os contatos são bruscos e discordantes tanto em relação as atitudes dos gnaisses e anfibolitos, quanto dos diques de rochas de composição intermediária. As brechas de *pipe* são as rochas encaixantes principais do pegmatito estudado nessa pesquisa.



Foto 1: Foto do contato de biotita gnaisse (direita abaixo) com anfibolito (esquerda acima)



Foto 2: Foto de detalhe do Melasienito pórfiro, apresentando matriz fina e pórfiros de feldspato



Foto 3: Foto da brecha polimítica com clastos pouco arredondados de composição variada

Topázio riólitos foram primeiramente reconhecidos por Villanova e Franke (1995) e descritos com detalhes por Leite Júnior et al. (2002b). Ocorrem como diques com dimensões e atitudes variadas nas porções leste e norte do morro Bom Futuro. O dique de maior expressão em área e também hospedeiro do pegmatito em estudo tem atitude NS/subvertical e espessura de aproximadamente 10 metros (Foto 4). Facies brechóides aparecem tanto no endocontato (*network-veined breccias e rubble breccias*) associadas com estrutura de fluxo na matriz riolítica, como no exocontato, sendo essas caracterizadas por fragmentos angulosos a subarredondados de tamanhos (2,0 a 10,0 cm) e formas variadas de biotita granito róseo principalmente, dispersos na matriz riolítica (Leite Júnior et al., 2004). Os riólitos apresentam coloração cinza claro, róseo claro ou branca e textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais (0,5 a 5,0 mm) de quartzo, albita e de feldspato potássico em matriz compostas essencialmente por esses mesmos minerais, mais topázio e mica litinífera (Leite Júnior et al., 2002b). Na área de estudo apresentam também um aspecto mosqueado, dado por pequenos (< 2,0 cm) glômeros de cristais de sulfetos dispersos de modo irregular pela rocha.

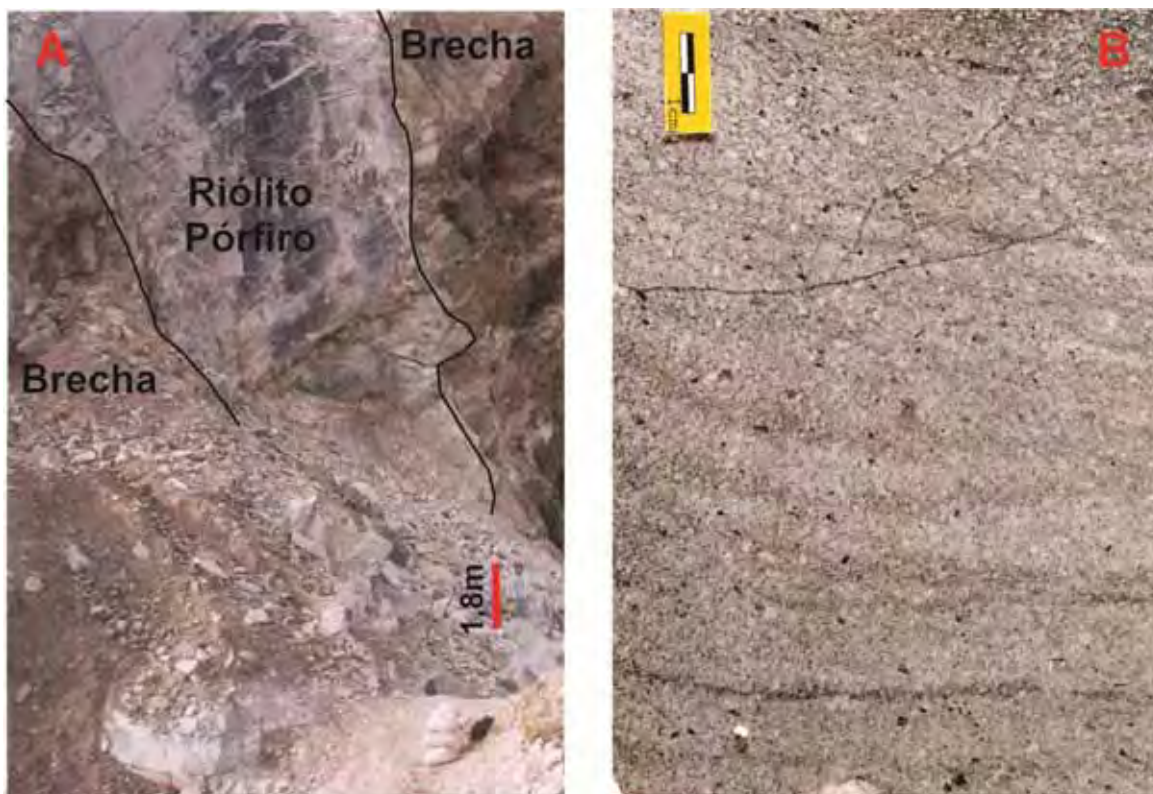


Foto 4: A – Foto do corpo de topázio riólito pórfiro cortando corpo de brecha; B – Foto de detalhe do topázio riólito pórfiro, mostrando sua matriz cinza e pórfiros de coloração esbranquiçada

Pelos menos duas fases de mineralização estanífera são reconhecidas no morro Bom Futuro, com idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em zinnwaldita de 994 ± 3 Ma e 993 ± 3 Ma e relacionadas com lentes, veios e vênulas de pegmatito e/ou de quartzo (Leite Júnior et al., 2003, 2004; Bettencourt et al., 2005). A fase mais antiga e de maior importância econômica, congrega os corpos mais expressivos de pegmatito com espessuras de até 5,0 m e com várias dezenas de metros de extensão, os quais constituem um sistema de lentes, veios e vênulas anelares e subparalelos, com mergulhos variando de 30° a 50° para fora do morro (Foto 5) (Villanova e Franke, 1995; Leite Júnior et al., 2008). As principais áreas de lavra nesses depósitos primários se concentram na porção leste e norte do morro e numa delas encontra-se o pegmatito objeto dessa pesquisa (Figura 4). As lentes, veios e vênulas de pegmatito apresentam no geral um zoneamento bem distinto (Souza, 2003; Leite Júnior et al., 2008), sendo aparentemente bem mais variado nas vênulas e nos veios pouco espessos. Pelo menos três zonas internas principais foram reconhecidas por Leite Júnior et al. (2008) nos corpos mais expressivos da porção leste do morro, sem, contudo, apresentarem uma posição espacial definida em relação a borda e o núcleo dos corpos, são elas: 1) zona do quartzo e topázio; 2)

zona do feldspato potássico e zinnwaldita e 3) zona granítica. Uma zona externa de alteração (salbanda) de coloração cinza escura e de espessura de até 20 cm é notada na maioria dos veios e vênulas. A cassiterita aparece mais frequentemente associada com a zona do quartzo e topázio ou formando leitos maciços (< 10, 0 cm) nas paredes dos corpos maiores. A fluorita é onipresente e os sulfetos (esfalerita, pirita, galena, calcopirita) são reconhecidos principalmente nos veios maiores associados também com a zona do quartzo e topázio (Souza et al., 2003; Leite Júnior et al., 2008). Para Souza et al., (2003), a temperatura mínima de cristalização da cassiterita é em torno de 400 °C nos veios do morro Bom Futuro.

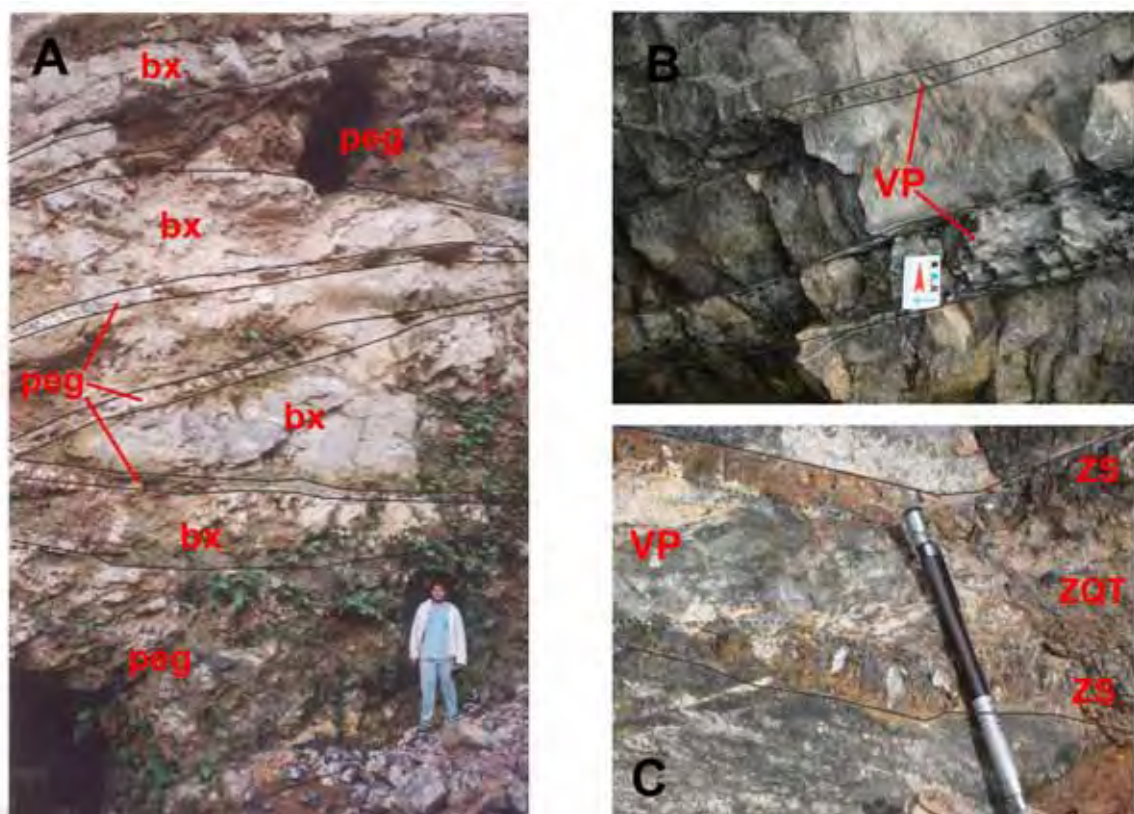


Foto 5: A – Foto de veio de pegmatito (peg) intrudido na brecha (bx) com tamanhos variando de 20 cm a 3m; B – Foto de detalhe de veios pegmatíticos (VP) composto principalmente de quartzo topázio e zinnwaldita; C – Foto de detalhe de Veio Pegmatítico (VP) mostrando zoneamento claro com micas nas bordas (ZS) e núcleo de quartzo + topázio (ZQT)

Topázio granitos são bem mais frequentes que os topázio riólitos no atual nível de erosão e representam a última fase magmática reconhecida no morro Bom Futuro. Ocorrem como diques radiais e anelares, com atitudes e espessuras variadas (< 10,0 metros), os quais

estão aparentemente associados a um *plug* central (Figura 4) (Leite Júnior et al., 2003; 2006). Fácies brechóides marginais também foram identificadas tanto o encontro como no exocontato de modo semelhante aos topázio riólitos, e, em alguns casos, sugerem que processos de stoping também foram importantes na colocação dessas rochas (Leite Júnior et al., 2003, 2004). Na área de estudo, dique de topázio granito, com aproximadamente 5,0 metros de espessura e direção geral ENE/subvertical, corta a brecha de pipe, dique de topázio riólito e lente de pegmatito e são cortados por veios e vênulas de pegmatito e de quartzo (Foto 6). São rochas de coloração rósea ou cinza claro, com estrutura maciça e textura porfirítica. Os fenocristais subédricos a euédricos de quartzo e microclínio são de tamanhos variados (1,0 a 5,0 mm) e estão envolvidos por matriz de grão fino composta essencialmente por albita, quartzo, microclínio, topázio e mica litinífera (Leite Jr et al., 2004). Para Leite Júnior et al., (2003; 2006), os topázio riólitos e topázio granitos pertencem a associação peraluminosa tardia da Suíte Granitos Últimos de Rondônia (0.97-0.98 Ga) e apresentam características geoquímicas similares aos Ta-granitos pobres em P₂O₅ de Raimbault et al., (1991).

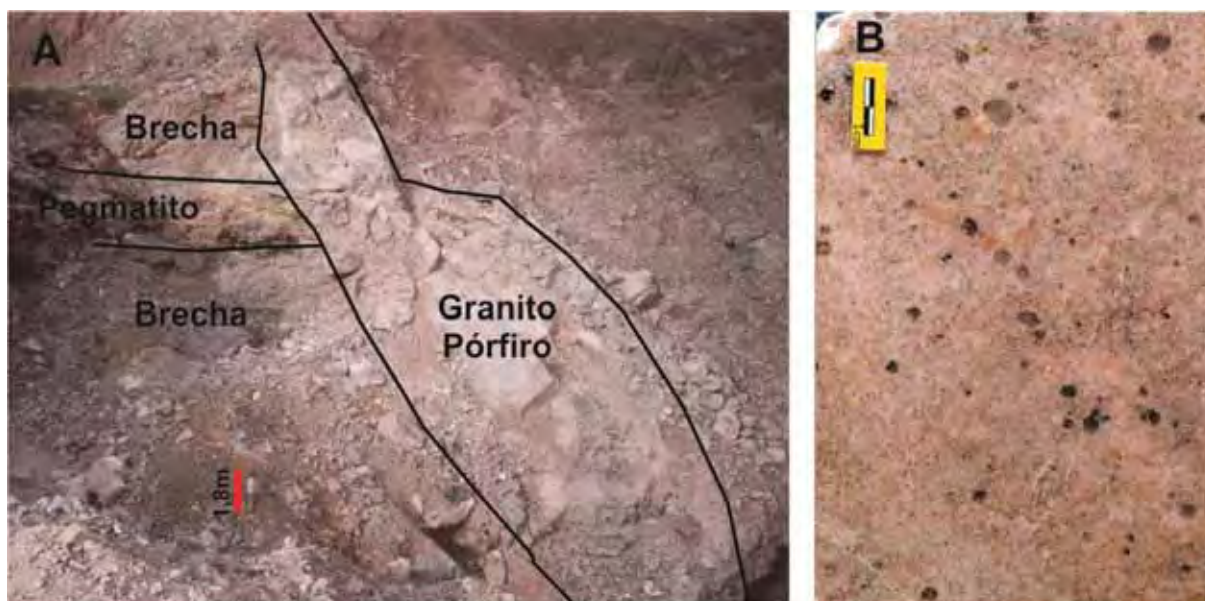


Foto 6: A – Foto de dique de granito pórfiro com caimento sub vertical cortando veio de pegmatito e corpo de brecha; B – Foto de detalhe do Granito mostrando coloração rósea e pórfiros variando entre 1 e 5 mm

Veios e vênulas de pegmatito e de quartzo da fase mais jovem da mineralização estanífera formam também sistema de veios anelares e subparalelos com atitude semelhante ao sistema anterior, assim como estruturas tipo *stockwork* e corpos quartzosos maciços, que são bem evidentes nas partes norte e central do morro Bom Futuro (Leite Júnior et al., 2008) (Foto 7). No campo, os veios e vênulas do sistema subparalelo só podem ser distinguidos dos anteriores (primeira fase) quando a rocha hospedeira são os granitos pórfiros. Os veios são

aparentemente menos expressivos que os anteriores (< 1,5 m de espessura), mas são também zonados e com uma mineralogia principal bem semelhante (Sacomano, 2008). As zonas são definidas por agregados de zinnwaldita na parede dos veios (zona de borda) e por um núcleo composto por feldspato potássico, quartzo e topázio ou quartzo e topázio ou somente quartzo com estrutura “em pente” (zona de núcleo) (Sacomano, 2008; Leite Júnior, 2008). A cassiterita aparece principalmente na zona de núcleo associada com quartzo e topázio.



Foto 7: Foto de detalhe de veios tardios cortando tanto a brecha quanto o granito pórfiro

Vênulas de caulinita constituem estruturas tipo *stockwork* e são bem evidentes quando alojadas nos sienitos pórfiros, topázio riólitos ou nos topázio granitos (Foto 8). Essas vênulas podem representar umas das últimas fases do sistema magmático-hidrotermal que atuou no morro Bom Futuro.



Foto 8: foto de vênulas de argila sobre topázio granito pórfiro.

4.0 GEOLOGIA E MINERALOGIA DO PEGMATITO DA CAVA “CASCAVEL”

4.1 Introdução

Para o estudo dos pegmatitos do morro Bom Futuro foi necessário a seleção de uma área tipo, com condições suficientes para o desenvolvimento de um trabalho de detalhe, ou seja, uma área de fácil acesso, com condições mínimas de segurança e que apresentasse as melhores exposições da rocha a ser investigada. Dentre as áreas disponíveis, optou-se pela frente de lavra Cascavel, a qual era a única ativa nos pegmatitos estaníferos durante os trabalhos de campo realizados em fevereiro de 2010.

A frente de lavra Cascavel tinha na época do trabalho de campo uma dimensão de cerca de 250 metros de extensão, 30 metros de largura e uma profundidade de 40 metros. Os avanços eram realizados no sentido sul, ao longo do corpo de pegmatito principal. A geologia do morro Bom Futuro é bem representada na área da cava. As rochas hospedeiras do corpo minerado, bem como dos diques menores, veios e vênulas associados são as brechas de *pipe* e dique de topázio riólito pórfiro, os quais já foram sucintamente descritos no capítulo anterior. O sistema de diques, veios e vênulas é cortado por dique de topázio granito pórfiro (ca. 5 metros de espessura) com direção geral ENE-WSW e mergulho subvertical (também já descrito acima) (Foto 9). Veios e vênulas de pegmatito mais jovens recortam as unidades litológicas anteriores, caracterizando uma segunda fase de mineralização de estanho,

aparentemente menos interessante do ponto de vista econômico atual. Vênulas de argila aparecem preferencialmente instaladas nos topázios riólitos e granitos e são indicativas dos estágios finais do processo magmático-hidrotermal.

4.2 Geologia

O dique de pegmatito principal na seção estudada (bancada superior) da cava Cascavel tem aproximadamente 40 metros de extensão e espessura variando entre 6 e 8 metros, é zonado internamente e apresenta uma atitude geral NNW/35°. (Foto 10). O contato com as rochas hospedeiras (brecha de *pipe* e dique de topázio riólito) é brusco e em parte balizado por zona de alteração hidrotermal de cor cinza escura (salbanda) e de espessura variável (< 20 cm). O dique é intrudido por veios de topázio granito (apófises) emanados de corpo maior que trunca o pegmatito e separa as duas bancadas da cava.



Foto 9: Vista geral da cava Cascavel, tomada de norte para sul. Em primeiro plano tem-se a bancada inferior, com pegmatito principal não visível (abaixo da lâmina de água) e brecha de *pipe* nas paredes da cava. Ao fundo, “muro” de topázio granito, bancada superior (seção de estudo) e dique de topázio riólito.



Foto 10: Visão parcial da frente da bancada superior, com pegmatito principal e veios subordinados hospedados em brecha de *pipe* e em topázio riólito. Notar (zonas) os sistemas cerrados de fratura, a forte alteração intempérica e as cavas de garimpeiros no próprio dique e nos veios e vênulas associados.

Durante os trabalhos de campo, foi possível reconhecer no pegmatito principal pelo menos três zonas internas bem distintas. Uma provável quarta zona não foi observada, mas segundo os garimpeiros, um leito de até 10 cm de espessura de cassiterita maciça ocorre de modo descontínuo junto ao muro do pegmatito. As zonas constituem leitos ou camadas subconcordantes entre si e com os limites do dique. São aparentemente descontínuas e não apresentam uma posição espacial definida em relação ao muro e teto do corpo em toda extensão da cava. As espessuras são variadas e os contatos internos são bruscos, embora “pedaços” de uma zona sejam também observados dentro de outra.

As zonas foram definidas com base na associação mineralógica dominante, são elas: 1) zona do quartzo e topázio; 2) zona do feldspato potássico e mica; e 3) zona granítica (quartzo e feldspato potássico). Na seção estudada do pegmatito principal, a disposição espacial dessas zonas é a seguinte: a zona do quartzo e topázio ocorre junto ao muro e a zona granítica junto ao teto e, entre as duas, aparece a zona do feldspato potássico e mica (Foto 11).



Foto 11: Vista parcial do pegmatito estudado com a disposição espacial das zonas identificadas, do muro para o teto: zona do quartzo e topázio, zona do feldspato potássico e mica e zona granítica. Notar contato brusco com dique de topázio granito pórfiro e apófise desse granito no pegmatito

A zona do quartzo e topázio, com espessura de até 3 m, tem coloração cinza esbranquiçada a branca amarelada e apresenta aparentemente uma estrutura maciça e granulação de grossa a muito grossa e até gigante (?), mas muitas vezes de difícil identificação. Macroscopicamente, a zona é composta por quartzo cinza claro a leitoso e topázio cinza esbranquiçado e amarelo claro em proporções variadas, com feldspato potássico, mica, cassiterita em quantidades bem menores. A zona do feldspato e mica (com espessura de até 1,5 m) tem cor rosa avermelhada com pontos ou manchas negras, estrutura maciça e granulação grossa a muito grossa ou mesmo gigante (?), sendo composta principalmente por esses mesmos minerais, além de quartzo e topázio em proporções subordinadas (Foto 12A). Já a zona granítica (ap. 1,5 metros de espessura) apresenta coloração cinza claro, estrutura maciça, granulação média a grossa e composta essencialmente por quartzo, feldspato potássico, com mica e topázio em quantidades subordinadas (Foto 12B). Fluorita e sulfetos (esfalerita e calcopirita, principalmente) são mais facilmente reconhecidos nas duas primeiras zonas, mas provavelmente estão relacionados com fase hidrotermal posterior.



Foto 12: A – Zona do quartzo e topázio em contato brusco com a zona do feldspato potássico e mica. B – Zona granítica cortada por veio de topázio granito pórfiro

Os diques menores, veios e vênulas associados ao pegmatito principal apresentam estruturas e composições mais variadas, mas as atitudes são no geral semelhante a do corpo principal, ou seja, constituem um sistema de diques e veios subparalelos com baixo a médio ângulo de mergulho. As estruturas são maciças ou zonadas (zonas acamadadas ou concêntricas). Os tipos maciços apresentam composições semelhantes a uma das zonas descritas no pegmatito principal ou mesmo composições monominerálicas. Uma variação lateral na composição desses corpos não é incomum. Assim, têm-se diques, veios e vênulas maciços e compostos por quartzo e feldspato ou quartzo e topázio ou feldspato potássico e mica, assim como constituídos somente por quartzo ou topázio ou feldspato potássico ou mica (Foto 13 A-C). Os tipos acamadados ou concêntricos mostram uma combinação de pelo menos dois leitos de composições distintas, sendo que nos tipos concêntricos esses leitos tem uma distribuição espacial simétrica em relação às paredes dos corpos (Foto 13D).

Veios com zoneamento concêntrico também foram descritos por Souza (2003), o qual reconheceu três zonas principais: zonas de borda, intermediária e de núcleo. As zonas de bordas são delgadas, descontínuas e compostas por agregados de cristais de grãos fino e médio de quartzo, topázio e mica, principalmente. A zona de núcleo, mais espessa e com estrutura “em pente”, é composta por cristais euédricos de quartzo, topázio, mica e cassiterita. Já a zona de núcleo de grãos médio e grosso é composta por cristais anédricos e subédricos de quartzo, topázio, mica e fluorita, além de esfalerita, pirita, calcopirita e óxido-hidróxido de ferro e manganês.

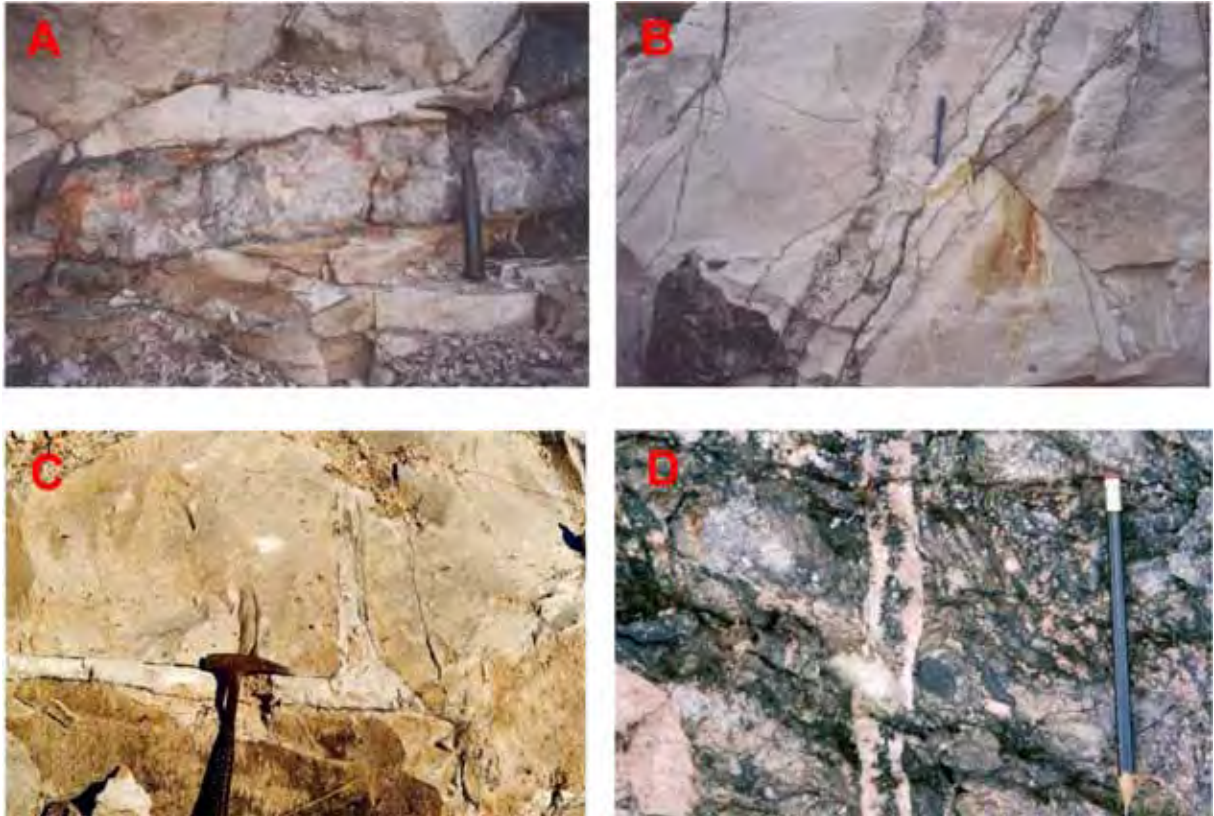


Foto 13: A – Veio de pegmatito maciço e de composição granítica no topázio riólito pórfiro. B – Veios de pegmatito maciços de composição granítica hospedados no topázio riólito pórfiro, com vênula subsidiária de composição variando de feldspática a quartzosa ao longo do comprimento. C – Vênula maciça composta de quartzo e topázio no topázio riólito pórfiro. D – Vênula com zoneamento concêntrico na brecha de *pipe*, os leitos das margens são composto de quartzo e feldspato potássico e o núcleo de mica, predominantemente.

Zonas de alteração hidrotermal (salbanda) são comuns nos diques menores, veios e vênulas da área de estudo, bem como no pegmatito principal. As zonas são de coloração cinza, cinza escuro, cinza rosado ou preta de acordo com a granulação e/ou proporção entre minerais claros e escuros presentes. A espessura é variada (< 20 cm), sendo que as zonas mais espessas estão associadas aparentemente aos corpos maiores (diques e veios) e são mais facilmente reconhecidas quando esses corpos ocorrem hospedados no topázio riólito pórfiro. Os minerais que compõem essas zonas são os mesmos que constituem os diques, veios e vênulas, ou seja, quartzo, topázio, mica e, mais raramente, feldspato potássico (rever Foto 13B). No pegmatito principal da área de estudo, a zona de alteração foi reconhecida, mas não estudada devido aos sistemas cerrados de fratura e ao grau elevado de alteração intempérica.

Souza (2003) reconhece a greisenização como o tipo mais característico de alteração hidrotermal na zona de contato entre os veios e as rochas encaixantes e descreve em detalhe os exogreisens desenvolvidos nos orto-anfibolitos e paragnaisses. Nos dois casos identifica zonas de borda e intermediária, sendo que a primeira é irregular e descontínua e a segunda preserva parcialmente os minerais originais das rochas. A zona de borda no orto-anfibolito é composta por cristais euédricos de siderofilita litínifera envolvidos por agregado de finos cristais de quartzo, topázio e siderofilita, entre outros; enquanto que no paragnaisse é constituída principalmente por cristais de grãos finos e médios de quartzo, topázio e fengita. Já a zona intermediária no orto-anfibolito é caracterizada pela alteração da hornblenda para um agregado de finos cristais de siderofilita e da andesina pela saussurita, a qual também aparece no paragnaisse substituindo o microclínio e a andesina.

4.3 Mineralogia

A composição mineralógica do pegmatito principal é aparentemente simples. Os minerais dominantes são facilmente reconhecidos a vista desarmada e definem, em função da quantidade presente, pelo menos três zonas internas bem distintas como descrito acima, são eles: quartzo, feldspato potássico, mica e topázio. Esses minerais são também, no geral, os principais formadores dos diques menores, veios e vênulas associadas ao pegmatito principal. Já, os minerais que ocorrem em quantidades mais subordinadas ou acessórias, com exceção da cassiterita que também pode ser reconhecida macroscopicamente, foram identificados com auxílio de microscópio óptico ou eletrônico (MEV), são eles: zircão, uraninita e columbita-tantalita. As classes granulométricas utilizadas nessa pesquisa foram baseadas em Heinrich (1972): fina (< 1,0 mm), média (1,0 a 10,0 mm), grossa (1,0 a 3,0 cm), muito grossa (3,0 a 10,0 cm) e gigante (> 10,0 cm).

4.3.1 *Quartzo*

O quartzo ocorre principalmente nas zonas granítica e do quartzo e topázio. Na zona granítica os cristais são cinza, anédricos e de grão grosso a muito grosso. Já na zona do quartzo e topázio a cor varia de cinza a branco leitoso, a granulação de grossa a muito grossa e a forma é predominantemente anédrica, embora os cristais sejam de difícil individualização no campo devido a forte cataclase que a rocha foi submetida (Foto 14B). Contudo, não se

descarta também a presença de cristais prismáticos de grãos variando de muito grosso a gigante.

4.3.2 *Feldspato potássico*

Feldspato potássico aparece predominantemente nas zonas granítica e do feldspato potássico e mica. Na zona granítica os cristais são róseos claros, anédricos a subédricos e de grão médio a grosso, enquanto que na zona do feldspato potássico e mica a cor é rósea avermelhada (cor de carne) e os cristais são aparentemente anédricos e subédricos de grão grosso a muito grosso, aqui também de difícil individualização no campo (Foto 14C). Como no caso do quartzo, a presença de cristais subédricos ou euédricos tabulares gigantes não é descartada. Ao microscópio trata-se de microclínio pertítico, com albita pertítica muito fina e disseminada pelo cristal. A geminação em grade é bem desenvolvida e normalmente aparece manchado (“sujo”) devido provavelmente a inclusões submicroscópica de hematita ou pela presença de argilo minerais.

4.3.3 *Mica*

A mica é preta a vista desarmada e ocorre sob a forma agregados de vários cristais subédricos nas três zonas identificadas, sendo que os cristais mais desenvolvidos (grão grosso a muito grosso) aparecem nas zonas do quartzo e topázio e do feldspato e mica (Foto 14B). Ao microscópio mostram cores de pleocroísmo variando de amarelo alaranjado a amarelo pálido/incolor e muitas vezes aparecem substituindo parcialmente o microclínio e o quartzo. Contém inclusões de minerais acessórios como opacos, zircão e provavelmente monazita, esses dois últimos com halos pleocróicos. Pode se tratar também zinnwaldita (ver Lowell e Ahl, 1997; Souza, 2003).

4.3.4 *Topázio*

O topázio ocorre principalmente na zona do quartzo e topázio como cristais ou agregados de cristais de coloração branca a amarelo esbranquiçado (Foto 14C). A granulação varia aparentemente de média a muito grossa e a forma de anédrica a subédrica prismática, sendo que nesse caso arranjos radiados de cristais são muitas vezes observados. Um fragmento de cristal gigante e prismático de topázio amarelo claro foi encontrado na área de

estudo, indicando que cristais dessa dimensão não devem ser raros junto com o quartzo nessa zona (Foto 14D).

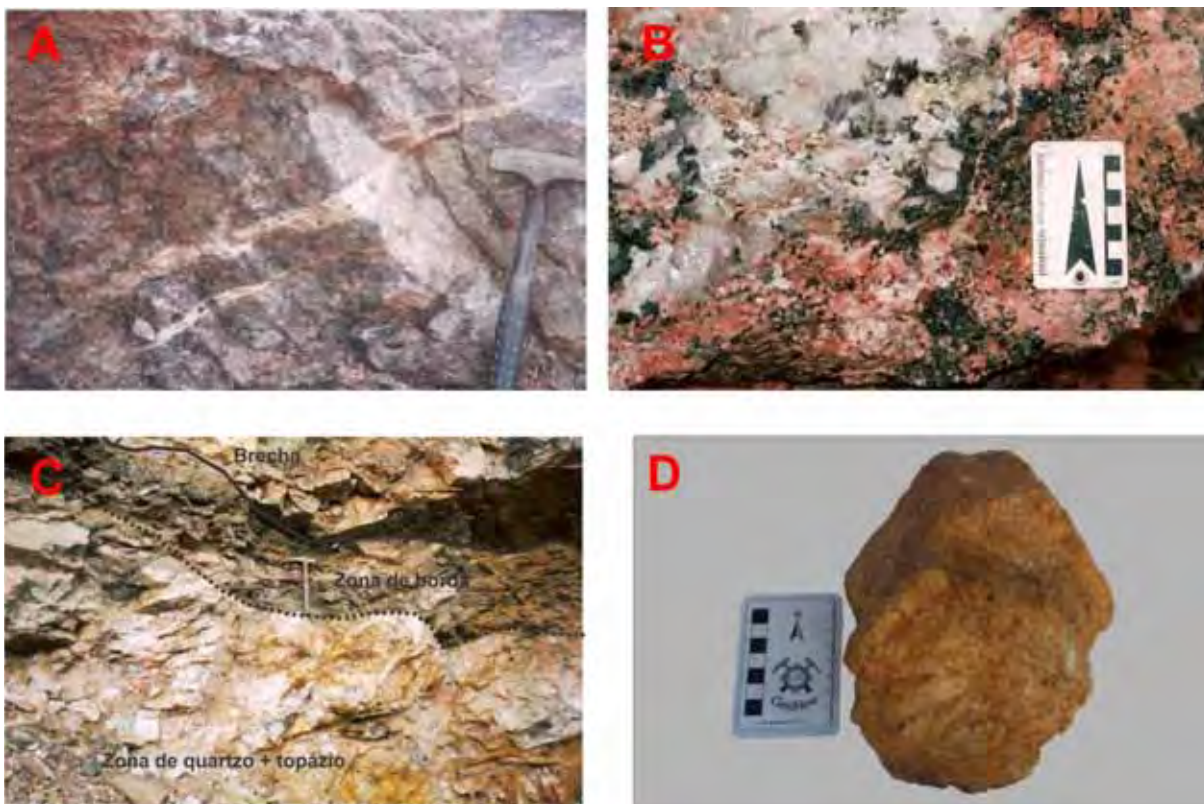


Foto 14: A – Zona granítica maciça composta por quartzo cinza, microclínio róseo, mica e topázio (não identificado na foto), cortada por vênulas com estruturas maciça e concêntrica de fase posterior. B – Massa de quartzo cinza a branco leitoso com topázio, microclínio e mica da zona do quartzo e topázio em contato brusco com a zona do feldspato potássico e mica composta principalmente por agregado de grão grosso de microclínio róseo avermelhado e de mica preta. C – Zona do quartzo e topázio em contato brusco com a brecha de *pipe*, com provável borda de alteração hidrotermal de cor preta. Notar porção rica em topázio de cor amarela e aparentemente maciça. D – Foto de Fragmento de cristal prismático e gigante de topázio de cor amarelo claro.

4.3.5 Cassiterita

A cassiterita ocorre principalmente na zona do quartzo e topázio como agregados de cristais disseminados ou constituindo pequenos buchos (< 20 cm de dimensão) distribuídos de modo irregular pela rocha (Foto 15A). Macroscopicamente, os cristais são anédricos e subédricos (bipiramidais tetragonais) de coloração preta e de granulação média a grossa (Foto

15B). Ao microscópio mostra diminutas inclusões de columbita-tantalita, as vezes alinhadas ao longo do plano de crescimento dos cristais (Foto 15C). Apresenta também cores variando de castanho claro, castanho avermelhado ao castanho escuro, que normalmente definem um zoneamento interno bem distinto, dado pela alternância de bandas submilimétricas nessas cores (Foto 15D).

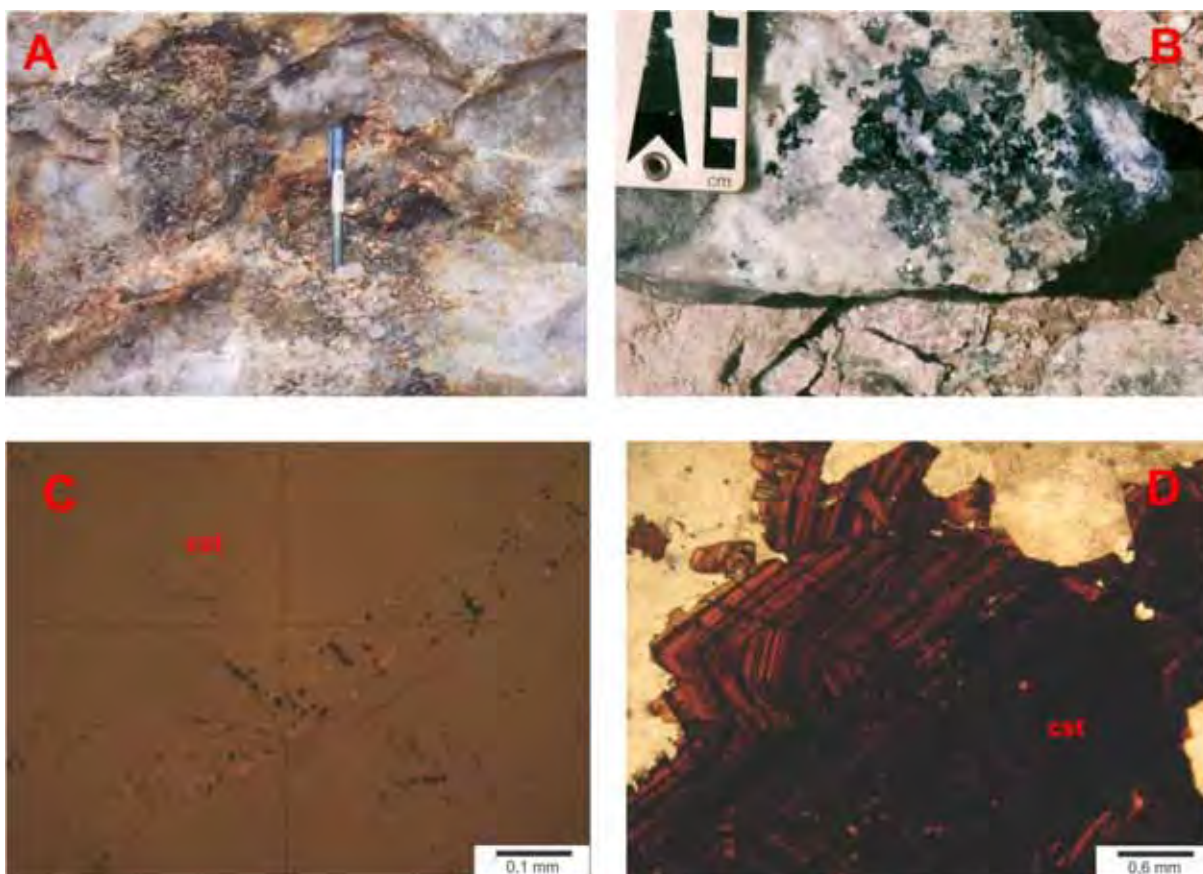


Foto 15: A – Buchos de cassiterita na zona do quartzo e topázio; B – Agregados de cristais de cassiterita na zona do quartzo e topázio; C – Fotomicrografia de inclusões orientadas de tantalita-columbita em cristal de cassiterita. Luz refletida com nicóis paralelos; D – Fotomicrografia de cassiterita zonada, dada pela alternância de bandas submilimétricas de coloração castanho avermelhado e castanho escuro. Luz transmitida com nicóis paralelos.

4.3.6 *Minerais Acessórios*

Zircão, monazita (?), apatita, columbita-tantalita e nióbio-rutilo (?) e uraninita são os minerais acessórios reconhecidos. Zircão, monazita (?) e apatita ocorrem como diminutos cristais inclusos nos minerais essenciais (quartzo, microclínio, topázio e mica), sendo que na

mica os dois primeiros mostram halos pleocróicos. Columbíta-tantalíta e nióbio-rutilo (?) ocorrem inclusos na cassiterita e a uranínita ocorre em cristais euédricos com tamanho aproximado de 0.3mm, sendo parcialmente substituída por material não identificado.

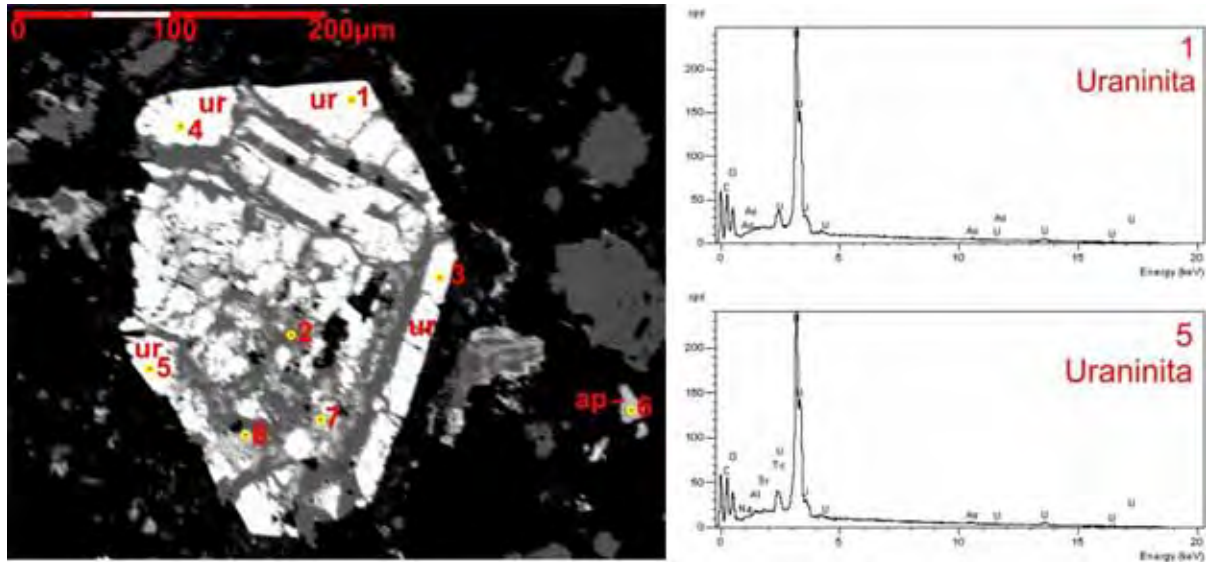


Figura 5 . Imagem de MEV de cristal subédrico de uranínita parcialmente substituído... e espectros da composição da uranínita obtido por MEV

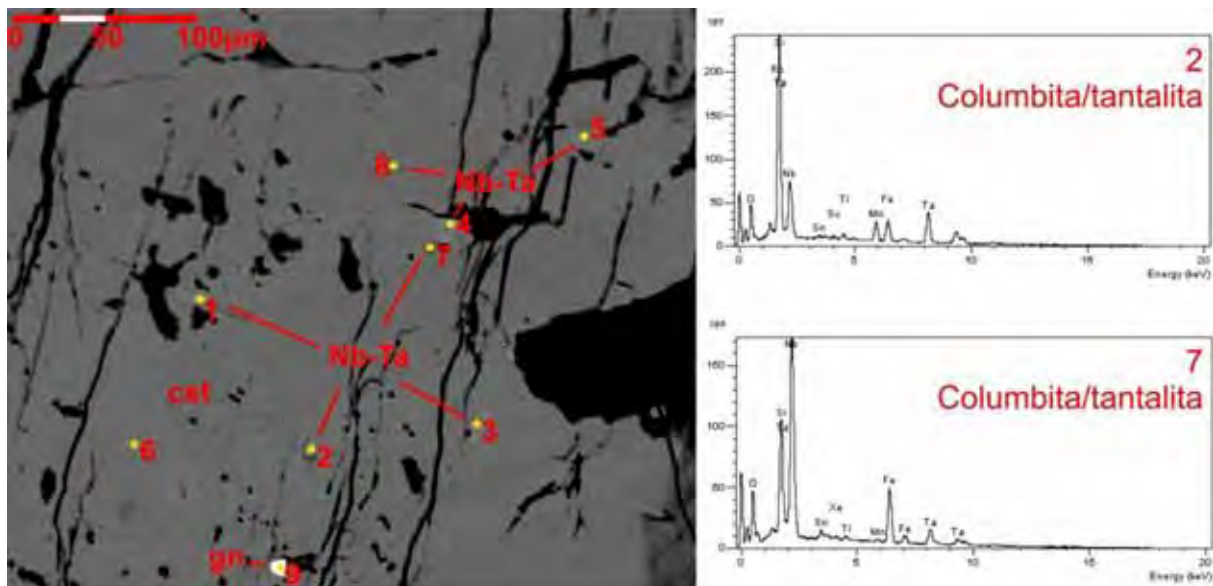


Figura 6. Imagem de MEV mostrando inclusões de cristais de columbíta-tantalíta na cassiterita e espectros da composição de cristal de columbíta-tantalíta incluído na cassiterita

4.3.7 Outros minerais

Fluorita, esfalerita, calcopirita, pirita, galena e estanita também foram reconhecidos no pegmatito estudado, mas provavelmente estão relacionados a fase hidrotermal posterior que afetou toda a região do morro Bom Futuro. Veios e vênulas de quartzo, fluorita, mica (parda/incolor) e sulfetos são facilmente identificados cortando praticamente todas as litologias na área de estudo, assim como segregações de cristais de grão médio a grosso são reconhecidos preferencialmente na zona do quartzo e topázio (Foto 16 A e B). A fluorita é roxa e não raramente forma cristais euédricos cúbicos, a esfalerita é castanha escura a preta e a calcopirita é facilmente identificada por sua cor amarelo-latão.

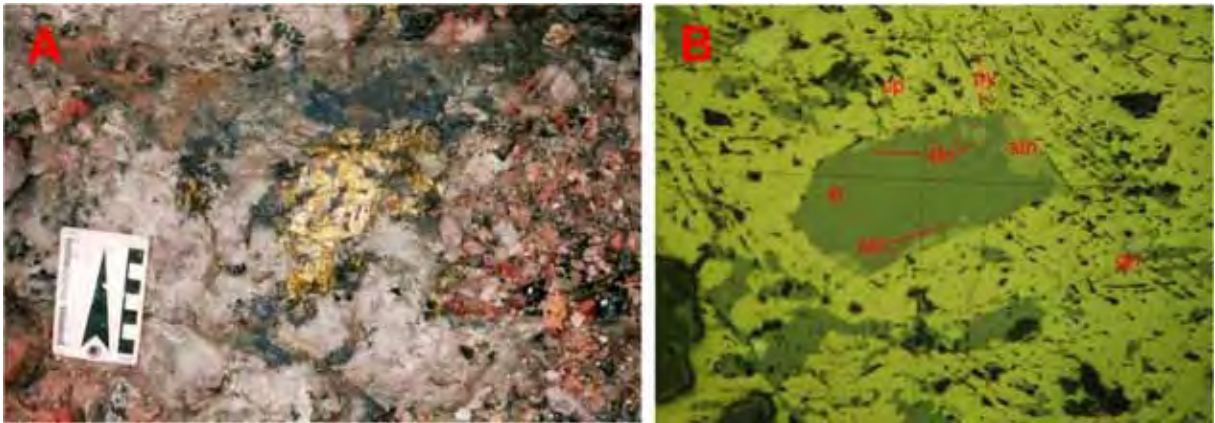


Foto 16: A – Agregado de cristais de sulfetos (calcopirita e esfalerita) de grão grosso na zona do quartzo e topázio; B – Fotomicrografia de agregado de cristais de calcopirita e esfalerita, com pirita, galena e estanita em quantidades mais subordinadas. Luz refletida com nicóis paralelos.

5.0 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As ocorrências de diques de microssienitos, pórfiros sieníticos e graníticos e de provável *pipe* brechado no morro Bom Futuro caracterizam um ambiente hipoabissal/subvulcânico de colocação dessas rochas. Tal ambiente é corroborado também pela presença na região do *stock* Palanqueta, o qual é constituído, entre outras, por fácies graníticas equigranulares (microgranitos), porfiríticas (granitos pórfiros) e miarolíticas (granitos miarolíticos) (ver Leite Júnior et al., 2005). Rochas hipoabissais são também reconhecidas em outros maciços da região (p. ex. São Carlos, Santa Bárbara) e são interpretadas como intrusões tardias pertencentes a Suíte Granitos Últimos de Rondônia (998-974 Ma), cujos tipos petrográficos peraluminosos estão diretamente relacionados com os depósitos primários de estanho (ver Bettencourt et al., 1999; Leite Júnior et al., 2000; Sparrenberg, 2003).

Os microssienitos e sienitos pórfiros representam aparentemente as primeiras manifestações magmáticas no morro Bom Futuro, com idade U-Pb em zircão de $1001 \pm 5,2$ Ma (Souza et al., 2007). Já pórfiros graníticos peraluminosos são petrograficamente classificados como Li-mica topázio riólitos pórfiros e Li-mica topázio granitos pórfiros, com base na granulação muito fina e fina da matriz, respectivamente, sendo que os primeiros antecedem os segundos na sequência de colocação dos magmas (Leite Júnior et al., 2003). Os depósitos primários de estanho ocorrem espacial e temporamente associados com os pórfiros graníticos com topázio e foram formados em duas fases distintas, com idade Ar-Ar em zinnwaldita de 994 ± 3 e 993 ± 3 (ver Bettencourt et al. 2005). Esses depósitos são descritos como veios ou vênulas de quartzo, quartzo e topázio e/ou de pegmatito e constituem sistemas de veios anelares com baixo a médio ângulo de mergulho (padrão cônico normal), assim como sistemas entrelaçados do tipo *stockwork* mais localizados (Villanova & Franke, 1995; Souza, 2003; Leite Júnior et al., 2008).

Os estudos geológicos desenvolvidos na frente de lavra Cascavel confirmam a anterioridade da colocação dos riólitos pórfiros sobre os granitos pórfiros e as duas fases de mineralização estanífera identificadas no morro Bom Futuro, ou seja, uma anterior e outra posterior a colocação dos granitos pórfiros. Porém, ambas são consideradas nessa pesquisa como representadas por diques, veios e vênulas de pegmatito, incluindo-se os corpos de composição tipicamente granítica, bem como aqueles constituídos por segregações de quartzo e topázio, feldspato potássico e mica ou mesmo segregações monominerálicas de quartzo, feldspato potássico, topázio, mica ou de cassiterita, conforme proposta de London (2008).

As características estruturais, texturais e mineralógicas indicam que os pegmatitos do morro Bom Futuro são do tipo complexo (Landes, 1933 em London, 2008) e podem ser incluídos na classe dos pegmatitos a elemento-raro de Černý & Ercit (2005). Li-mica (zinnwaldita) e cassiterita são os principais minerais de elementos raros identificados nesses pegmatitos, além de columbita-tantalita, zircão e provavelmente monazita. O topázio como um mineral típico dos pegmatitos a elemento raro é também comum nos pegmatitos do morro Bom Futuro. Estruturas “em pente” são comuns nos veios com quartzo e topázio (ver p. ex., Souza, 2003), enquanto que cavidades miarolíticas são aparentemente raras e não foram reconhecidas *in situ*, mas prováveis fragmentos dessas cavidades são encontrados nas áreas de lavra, com a presença de cristais bem formados de feldspato potássico e/ou de quartzo.

Os pegmatitos do morro Bom Futuro têm afinidades geoquímicas com os pegmatitos da família LCT (Lítio-Césio-Tântalo), face à presença principalmente dos minerais zinnwaldita, cassiterita e columbita-tantalita e ausência de piroxênio e anfibólio sódicos típicos da família NYF (Nióbio-Ytrio-Flúor). Os pórfiros graníticos espacialmente associados com esses pegmatitos mostram caráter peraluminoso e, segundo Leite Júnior et al. (2002), são rochas graníticas de colocação tardia e pertencentes a Suíte Granitos Últimos de Rondônia, cujos granitos apresentam características geoquímicas de granitos tipo A e intraplaca e não de granitos tipos I ou S (Bettencourt et al., 1999; Souza, 2003). Assim, os pegmatitos e pórfiros graníticos do morro Bom Futuro são considerados nessa pesquisa como intrusões contemporâneas e de natureza peraluminosa (com topázio e zinnwaldita na moda) e que apresentam afinidades geoquímicas com os granitos tipo A e intraplaca da Suíte Granitos Últimos de Rondônia.

Os pegmatitos da primeira fase são aparentemente os mais importantes economicamente, não só pelas dimensões dos corpos principais (alguns metros de espessuras e algumas centenas de metros de extensão), como também pelos teores de lavra da ordem de 880 g Sn/t (Muzzolon, 2010). O corpo estudado nessa pesquisa é dessa fase e categoria (com 3 a 12m de espessura e mais de 200m de comprimento) e tem sido lavrado por vários anos. Três zonas internas foram identificadas com base na textura e mineralogia principal, mas sem uma definição temporal entre elas. As zonas são da capa para lapa: zona do quartzo e topázio, zona do feldspato e mica (zinnwaldita) e zona granítica. Essas zonas individualmente formam também corpos menores (veios e vênulas) que ocorrem espacialmente associados ao corpo principal (ver p. ex. Souza, 2003).

A origem e o zoneamento faciológico dos pegmatitos têm sido debatidos por várias décadas (ver London, 2008 e referências citadas), mas com as opiniões se convergindo no sentido que os pegmatitos são basicamente produto de processos magmáticos e que os minerais de minérios presentes fazem parte também da cristalização dos magmas (ver p. ex., Černý, 1991, London, 1992, Linnen, 1998). Segundo London (1992), a cristalização fracionada em desequilíbrio durante o *liquidus undercooling* (resfriamento abaixo do *liquidus*) parece ser a melhor hipótese para explicar a cristalização de pegmatitos graníticos. Para esse autor, o grau do *liquidus undercooling* e a concentração de quartzo, feldspato e de componentes fundentes, particularmente H₂O, B, P e F, governam o desenvolvimento das texturas através do controle da nucleação e crescimento dos cristais.

A cassiterita aparece mais concentrada na zona do quartzo e topázio, como cristais e/ou pequenos buchos disseminados pela rocha. A cor preta, o hábito bipiramidal tetragonal e as inclusões frequentes de columbita-tantalita são características típicas de cassiteritas associadas com pegmatito (ver p. ex., Smirnov, 1976; Murciego et al., 1987). Já o zoneamento interno dos cristais é marcante (castanho claro ao castanho escuro), sendo dado pela variação dos teores de certos elementos como Ti, assim como Fe, Nb e Ta (Souza, 2003), ou seja, esses elementos são mais enriquecidos nas zonas com cores relativamente mais escuras (castanho avermelhado e castanho escuro). Para Pereira et al. (2008), os teores relativamente altos em Nb e Ta, assim como o predomínio de inclusões de minerais de Nb-Ta representa um indicador seguro da origem pegmatítica da cassiterita.

Linnen et al., (1992) revelam uma tendência de enriquecimento em estanho para as fácies mais ricas em álcalis e mais pobres em sílica no complexo aplito-pegmatítico Nog Sua na Tailândia. Estudos experimentais demonstram que a solubilidade da cassiterita em magmas graníticos decresce com a diminuição da temperatura e das razões (Na/K)/Al e Na/K, assim como com o aumento da atividade de oxigênio (ver p. ex., Taylor & Wall, 1992; Linnen et al., 1995, 1996). Para Linnen et al. (1995, 1996), a saturação da cassiterita em magmas graníticos altamente diferenciados e ricos em flúor (temperatura do *solidus* ca 650 °C ou menor) ocorre com o aumento da atividade do oxigênio, em condições *fO₂* de duas ou mais unidades logarítmicas acima do tampão FMQ (faiálita-magnetita-quartzo), para teores de SnO₂ abaixo de 400 ppm. Assim, embora a maior incorporação do estanho nos magmas mais ricos em Na possa ser explicada pela maior estabilidade do suposto complexo Na₂SnO₂ na estrutura do magma (Taylor & Wall, 1992), tal hipótese não se aplica para a fácies quartzo e topázio do

pegmatito estudado. Nesse caso, acreditamos que os fluoro-complexos de estanho foram mais importantes para a concentração da cassiterita nessa fácies.

Segundo London (2008), uma das mais importantes descobertas no estudo dos pegmatitos é que as temperaturas de cristalização estão entre 350 °C e 450 °C, as quais são 200 °C a 300 °C mais baixas que as temperaturas do *líquidus* para as suas composições magmáticas. Estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis em veio de quartzo, topázio e zinnwaldita no morro Bom Futuro revelam uma temperatura mínima de formação do veio em torno de 400 °C e uma pressão litostática máxima de 0,5 kbar (ca. 1 km de profundidade) (Souza, 2003). Tais condições são compatíveis para pegmatitos gerados em ambiente subvulcânico, embora London (2008) adverte que a maioria das inclusões fluidas nos pegmatitos é natureza secundária e, portanto, não são apropriadas para a definição das condições de origem dos minerais nessas rochas, principalmente com relação as pressões de formação.

6.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARRETO, J. 2010. Geologia do alvo Zé Gordo, Mina Bom Futuro, Rondônia. 47 p., Trabalho de Formatura, IGCE-Unesp Rio Claro
- BETTENCOURT, J.S.; DALL'AGNOL, R.; 1995 Symposium on rapakivi granites and related rocks. Excursion Guide: The rapakivi granites of the Rondonia Tin Province and associated mineralization. IGCP/Project 315, Belém, Brazil. 48p.
- BETTENCOURT, J.S.; ONSTOT, T.C.; DE JESUS, T.; TEIXEIRA, W.; 1996. Tectonic implications of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro-Juruena Province, southwest Amazonian craton. *International Geology Review*, **38**:42-56.
- BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil: I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**: 41-67.
- BETTENCOURT, J.S.; SPARRENBERGER, I.; LEITE JUNIOR, W.B.; PAYOLLA, B.L.; ONOE, A.T.; TOSDAL, R.M.; 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Heating Laser System Dating of Zinnwaldite and Muscovite from Tin Deposits of the Rondônia Tin Province, Brazil: Evidence for Multiple Mineralization Episodes. FAPESP. São Paulo – SP.
- BETTENCOURT, J. S.; PAYOLLA, B. L.; TOSDAL, R.M.; WOODEN, R.M.; LEITE Jr., W.B.; SPARRENBERGER, I.; 2006. SHRIMP-RG zircon geochronology of gneiss from the Rio Crespo Intrusive Suite, SW Amazonian craton, Rondônia, Brazil: new insight about protolith crystallization and metamorphic ages. In: South American Symposium on Isotope Geology, V, Punta del Este, Uruguai, Facultad de Agronomía/Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Short Papers, p.49-52.
- BETTENCOURT, J. S.; LEITE Jr.; W.B.; RUIZ A.S.; MATOS, R.; PAYOLLA B.L.; TOSDAL, R.M.; 2010 The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:28-46.
- BOGER, S.D.; RAETZ, M.; GILES, D.; ETCHART, E.; FANNING, C.M.; 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research*, **139**: 121-146.

- BURNHAM, C. W.; NEKVASHIL, H.; 1986. Equilibrium properties of granite pegmatite magmas *American Mineralogist* **7**, 1,239-263
- CAMERON, E. N.; JAHNS, R. H.; MCNAIR, A.; PAGE, L. R., 1949. Internal structure of granite pegmatites. *Economy Geology Monogr*, **2**. 115 pag.
- CERNÝ, P.; MEINTZER, R. E., 1988. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. In *Geology of Granite-Related Mineral Deposits* (R.P. Taylor & D.F. Strong, eds.) *Can. Inst. Mining Metall., Spec. publ.* **39**, 170-206
- CERNÝ, P., 1989a. Contrasting geochemistry of two pegmatite fields in Manitoba: products of a juvenile Archean crust and polyeyelic Archean evolution. *Precambrian Research* **45**, 215-234
- CERNÝ, P., 1989b. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. In: Möller, P., Cerný, P., Saupé, F. (Eds.), *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 195-239
- CERNÝ, P.; 1991a. Rare-element granite pegmatites. I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada* **18**, pp 49-67.
- CERNÝ, P.; ERCIT, T. S., 2005 The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineral* **43**: 2005-2026
- CLARKE, B. 1992. Granitoid Rocks. In *Topics in the Earth Sciences* (Van Andel, T.H.; editor). Chapman & Hall, Vol. 7, 283 p.
- DIAS, C. A. T., 2008. Geologia do pegmatito mineralizado em estanho e metais associados (W, Zn, Cu, Pb) da frente de lavra Cascavel, Mina Bom Futuro, Rondônia. 33 p.. Trabalho de Formatura, IGCE-Unesp Rio Claro.
- GERALDES, M.C.; VAN SCHMUS, W.R.; CONDIE, K.C.; BELL, S.; TEIXEIRA, W.; BABINSKI, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, **111**:91-128.

- GINSBURG, A. I., 1960. Specific geochemical features of the pegmatite process. International Geology Congress, 21st sess. Norden, rept. Pt. **17** 111-121
- GINSBURG, A. I.; TIMOFEYEV, I. N.; FELDMAN, L. G., 1979. Principles of Geology of the Granitic Pegmatites. Nedra, Moscow, USSR (in Russ.).
- GIRARDI, V. A. V.; TEIXEIRA, W.; BETTENCOURT, J. S.; ANDRADE, S.; NAVARRO, M. S.; SATO, K., 2008. Trace element geochemistry and Sr-Nd characteristics of mesoproterozoic mafic intrusive rocks from Rondônia, Brazil, SW Amazonian Craton: petrogenetic and tectonic inferences. *Episodes*, v. 31, n. 4, p. 392-400,.
- JAHNS, R. H., 1955. The Study of Pegmatites. *Economic Geology*, 50th aniv. Vol., 1025-1130.
- JAHNS, R. H., 1982. Internal evolution of granitic pegmatites. In *Granites Pegmatites in Science and Industry* (P. Cerný, ed.). mineral assoc. can., Short Course Handbook **8**, 293-346
- KRETZ, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v.68, p.277-279.
- LANDES K. K., 1933. Origin and Classification of pegmatites, *American Mineral*, **18**. 33-56, 95-103.
- LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S., 2000. Petrogenesis of two Grenvillian tin-bearing rapakivi granites suites, SW Amazonian Craton, Rondônia, Brazil. In: International Geological Congress 31, Rio de Janeiro. Abstracts Volume.
- LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S., 2001. New K-Ar ages of the primary tin mineralization in the Rondônia Tin Province, Brazil. In: South America Symposium Isotope Geology, Pucón. Extended Abstract.
- LEITE JÚNIOR, W. B., 2002. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu, Pb) associada. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, USP, 306p. São Paulo – SP.

- LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; MUZZOLON, R.; OLIVEIRA, L. R.; BETTENCOURT, J.S. 2002a. Rochas subvulcânicas ácidas e intermediárias na mina Bom Futuro, Rondônia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, XLI, João Pessoa, Anais, p. 601.
- LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; MUZZOLON, R.; OLIVEIRA, L. R.; BETTENCOURT, J. S. 2002b. Topaz leucorhyolite porphyry (ongonite) from Bom Futuro mine, Rondônia. In: SBG-NN, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, II, Belém, Boletim de Resumos, p. 20.
- LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; OLIVEIRA, L. R.; MUZZOLON, R.; BETTENCOURT, J. S. 2003. Geoquímica dos pórfiros graníticos com topázio do morro Bom Futuro, mina Bom Futuro, Rondônia. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, IX, Belém, Livro de Resumos, p.734-736.
- LEITE JUNIOR, W. B.; OLIVEIRA, L. R.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S., 2004. Fácies brechóides dos diques de pórfiros graníticos com topázio do morro Bom Futuro, mina Bom Futuro, Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLII, 2004, Araxá, Anais, SBG, 1 CD-ROM.
- LEITE JÚNIOR, W. B.; OLIVEIRA, R. C. B.; TAMBORIM, D. A. R.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S., 2005. Geoquímica dos topázio granitos do stock Palanqueta, mina Bom Futuro, Rondônia: considerações preliminares. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, X, Porto de Galinhas, SBGq, 1 CD-ROM.
- LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; OLIVEIRA, L. R.; BETTENCOURT, J. S., 2006. Geological and petrological aspects of Grenvillian A-type topaz granites of the Bom Futuro tin-mine, Rondônia, Brazil. In: DALL'AGNOL, R.; ROSA-COSTA, L.T.; KLEIN, E.L. ed. Sumposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, Abstracts Volume and Field Trips Guide, p. 61.
- LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S., 2008. Tin mineralization related to pegmatite, quartz vein and greisen in anorogenic subvulcanic environment. In:

- 33rd International Geological Congress, 2008, Oslo. Abstract. Oslo : International Union of Geological Sciences; 33rd IGC Foundation, 2008. v. 1.
- LINNEN, R. L.; WILLIAMS-JONES, A. E.; MARTIN, R. F., 1992. Evidence of magmatic cassiterite mineralization at the Nong Sua aplite–pegmatite complex, Thailand. *Canadian Mineralogist* **30**, 739–761.
- LINNEN, R. L.; PICHAVANT, M.; HOLTZ, F.; BURGESS, S., 1995. The effect of $f(O_2)$ on the solubility, diffusion, and speciation of tin in haplogranitic melt at 850°C and 2 kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 1579–1588.
- LINNEN, R. L.; PICHAVANT, M.; HOLTZ, F., 1996. The combined effect of $f(O_2)$ and melt composition on SnO₂ solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 4965–4976.
- LINNEN, R.L., 1998. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li+F: Constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatites. in *Economic Geology*. V. 93. PP. 1013-1025.
- LONDON, D., 1986. Formation of Tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites. *American Mineral* **71**, 396-405.
- LONDON, D., 1990. Internal differentiation of rare-element pegmatites: a synthesis of recent research. In: Stein, H.J., Hannah, J.L. (Eds.), *Ore-Bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes*. Geological Society of America Special Paper, vol. 246, pp. 35– 50.
- LONDON, D., 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist* **30**, 499-540
- LONDON, D., 2008 *Pegmatites*, The Canadian Mineralogist Special Publication 10. Ed. Mineral Association of Canada. Canada. 347 p.
- LOWELL, G.R.; AHL, M., 1997. Chemical and physical properties of zinnwaldite from Bom Futuro tin mine, Rondônia, north Brazil. In: FERREIRA, V.P. and SIAL, A.N. ed. *Second International Symposium on Granites and Associated Mineralization*. Salvador, Brazil, Extend Abstract and Program, pp. 62-63.

- MATOS J. B.; SCHORSCHER J. H. D.; GERALDES M. C.; SOUSA M. Z. A.; RUIZ, A. S. 2004. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: um registro de crosta oceânica Mesoproterozóica no SW do Cráton Amazônico. *Geologia USP – Série Científica*, 4: 75 – 90.
- MATOS, R.; TEIXEIRA W.; GERALDES, M. C.; BETTENCOURT, J. S. 2009. Geochemistry and Nd-Sr Isotopic Signatures of the Pensamiento Granitoid Complex, Rondonian-San Ignacio Province, Eastern Precambrian Shield of Bolivia: Petrogenetic Constraints for a Mesoproterozoic Magmatic Arc Setting. *Revista do Instituto de Geociências USP. Geol. USP, Sér. cient.*, 9(2):89-117.
- OLIVEIRA, L.R.; LEITE JÚNIOR, W.B.; PAYOLLA, B.L.; MUZZOLON, R.; BETTENCOURT, J.S. 2003. Brechas marginais dos diques de pórfiros graníticos do morro Bom Futuro, mina Bom Futuro, Rondônia. In: UNESP, Congresso de Iniciação Científica, XV, Marília, Atas, 1 CD-ROM.
- PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S.; KOZUCH, M.; LEITE JUNIOR, W. B.; FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, 199:141-169.
- PINHO, F. E. C.; FYFE, W. S.; PINHO, M. A. S. B.; 1997. Early Proterozoic evolution of the Alto Jaru Greenstone Belt, Southern Amazon Craton, Brazil. *International Geology Review*, 39:220-229.
- RAIMBAULT, L.; CHARPY, B.; CUNEY, M.; POLLARD, P. J. 1991. Comparative geochemistry of Tabearing granites. In M. Pagel, J.L. and Leroy (eds.) *Source, transport and deposition of metals*. Rotterdam, Balkema, 793-796
- QUADROS N. L. E. S.; RIZZOTTO G. J., 2007. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia – Sistema de Informações Geográficas. Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia*. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Porto Velho, 153 p..
- RONDÔNIA, 2002. *Atlas Geoambiental de Rondônia*. SEDAM, v2, 141p. Porto Velho – RO.

- RUIZ, A. S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro, SP, 260 p.
- SANTOS, A. L. & LEITE JÚNIOR, W. B. 1998. Petrografia dos topázio granitos do morro da Palanqueta, mina Bom Futuro, Rondônia. In: Unesp, Congresso de Iniciação Científica da Unesp, X, Rio Claro, Boletim de Resumos, p. 91.
- SANTOS, J. O. S.; RIZZOTO, G. J.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R., 1999. Duas orogêneses principais no sudoeste do Cráton amazônico: evidências através das datações U-Pb em zircão (SHRIMP). In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazonia, 6, Manaus, Boletim de Resumos, 506-509
- SANTOS, J. O. S.; RIZZOTO, G. J.; POTTER, P. E.; MCNAUGHTON, N. J.; MATOS, R. S.; HARTMANN, L. A.; CHEMALE Jr., F.; QUADROS, M. E. S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in the West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**(3-4):120-152.
- SCANDOLARA, J. E., 2006. Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. 2006. 383p. Tese (Doutorado em Geologia Regional)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J.; JOLLIFF, B. L., 1992. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota. *Can. Mineral.* 30, 785– 809.
- SILVA, L. F. S.; COSTI, H. T.; TEIXEIRA, J. T. 1995. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta albite granite, Bom Futuro, Rondônia, Brazil. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B. & COSTI, H. T. ed. *International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks*, 6, Belém, 1995, Abstract Volume, UFPA, p. 73.
- SILVA, L. F. S.; COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J. T. 1997. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro Mine, Rondônia, Brazil. In: FERREIRA, V. P. & SIAL, A. N. ed.

International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, II, Salvador, 1997, Extended Abstract and Program, SGM, p. 155-156.

SMIRNOV, V. 1976. Geology of mineral deposits. Mir Ed., Moscou, 520p.

SOUZA, S. V. & BOTELHO, N. F. 2002. Geologia do depósito de estanho do Bom Futuro (Rondônia) e composição dos fluidos nos sistemas de veios e greisens. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. ed. Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém, SBG-NN, pp. 199-214.

SOUZA, V. da S., 2003. Evolução magmática e modelo metalogenético do sistema vulcão-plutônico estanífero Bom Futuro (RO). Dissertação de doutorado. Instituto de Geociências, UNB, Brasília – DF.

SOUZA, V. S.; BOTELHO, N. F.; DANTAS, E. L.; LAUX, J. H., 2007. Geoquímica e geologia isotópica (Sm-Nd e U-Pb) do magmatismo traquítico no depósito de estanho do Bom Futuro (RO). Revista Brasileira de Geociências, 37(4): 660-667.

STEMPROK, M., 1990. Solubility of tin, tungsten and molybdenum oxides in felsic magmas. Mineral. Depos., **25**:205-212.

SPARREBERGER, I., 2003. Evolução da mineralização primária estanífera associada ao maciço granítico Santa Bárbara, Rondônia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 254 p.

TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; VAN SCHMUS, W. R.; BETTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazon CRio Alegre Terrain) and tectonic implications. International Geology Review, 38:1161 -1175.

TASSINARI C. G. C.; MACAMBIRA, M. J. B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto-Mantesso V., Bartorelli A, Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. de B. (Org.) Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, Editora Beca, p. 471-486.

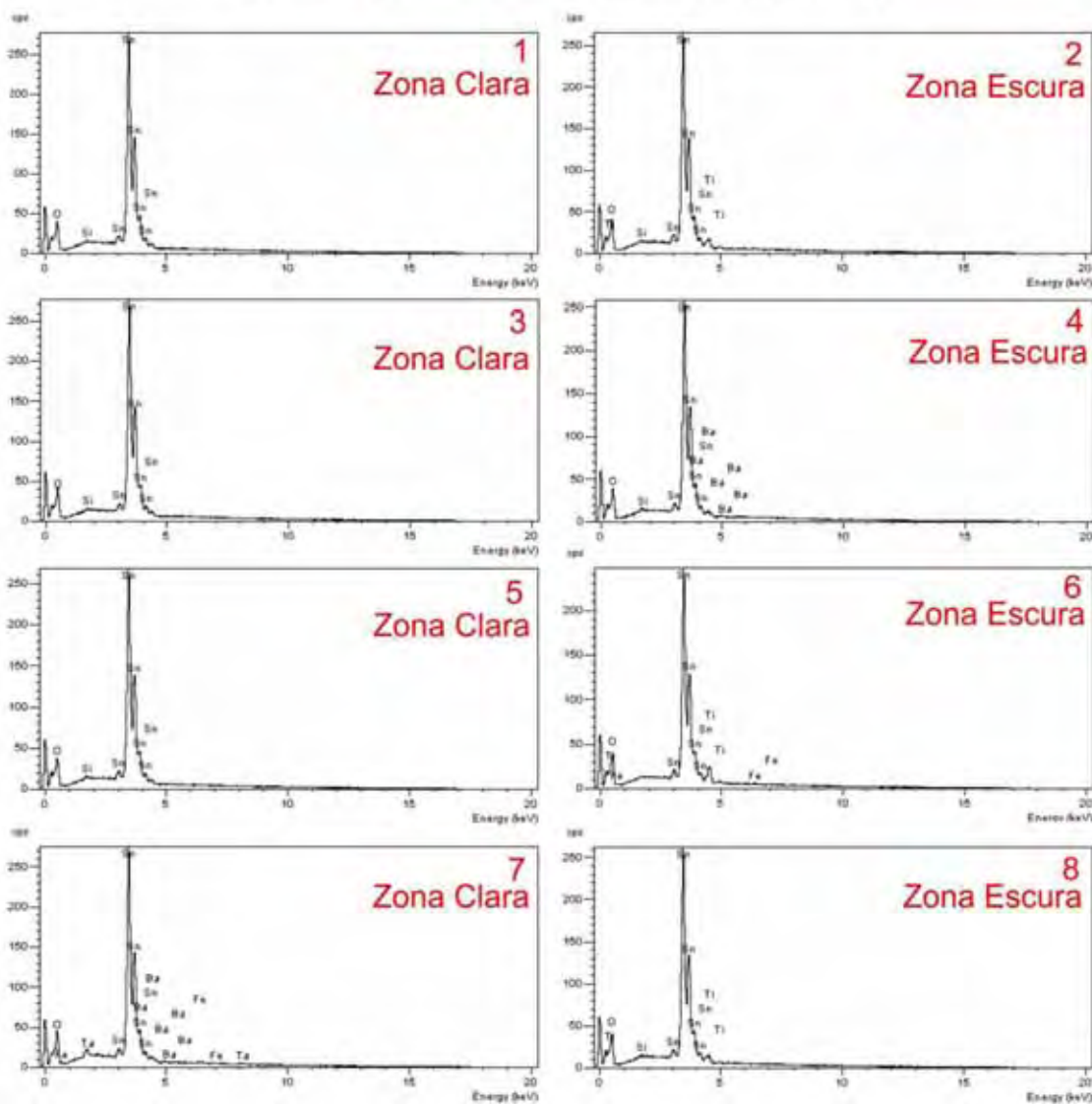
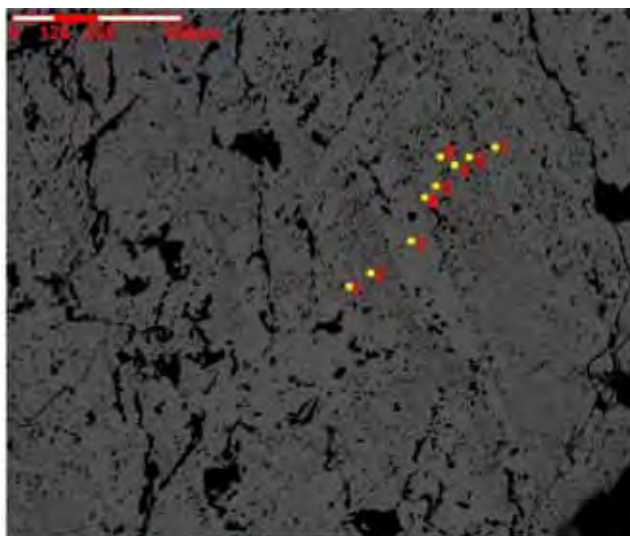
TAYLOR, J.R.; WALL, V. J., 1992. The behavior of tin in granitoid magmas. Econ. Geol., **87**; 403-420.

- TEIXEIRA, W.; GERALDES, M. C.; MATOS, R.; RUIZ, A. S.; SAES, G.; VARGAS-MATTOS, G. A., 2010. review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 47-60.
- TOHVER, E.; VAN DER PLUIJM, B. A.; MZGER, K., SCANDOLARA, J. E.; ESSENE, E. J., 2004, Significance of the Nova Brasilândia Metasedimentary Belt in western Brazil: Redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon craton: *Tectonics*, v. 23, p. TC6004.
- TOHVER, E.; VAN DER PLUIJM, J. E.; SCANDOLARA, J. E.; ESSENE, E. J. 2005. Late Mesoproterozoic deformation of SW Amazonia (Rondônia, Brazil): geochronological and structural evidence for collision with southern Laurentia. *Journal of Geology*, **113**:309-323.
- VILLANOVA, M. T. & FRANK, N. D. 1995. Serra do Bom Futuro, Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B. & COSTI, H. T. ed. *International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks*, 6, Belém, 1995, Abstract Volume, UFPA, p. 83-84.

ANEXO

Imagens e Análises de MEV

BF 37C (seção)



Ponto 1 (Zona Clara)

Elmt Spect. Element Atomic

	Type	%	%
O K	ED	24.05	70.15
Sn L	ED	75.95	29.85
Total		100.00	100.00

Ponto 2 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	25.86	71.35
Ti K	ED	1.96	1.81
Sn L	ED	72.18	26.84
Total		100.00	100.00

Ponto 3 (Zona Clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	24.16	70.26
Sn L	ED	75.84	29.74
Total		100.00	100.00

Ponto 4 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	24.50	70.66
Sn L	ED	75.50	29.34
Total		100.00	100.00

Ponto 5 (Zona Clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	23.67	69.70
Sn L	ED	76.33	30.30
Total		100.00	100.00

Ponto 6 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	26.70	71.62
Ti K	ED	3.50	3.14
Sn L	ED	69.80	25.24

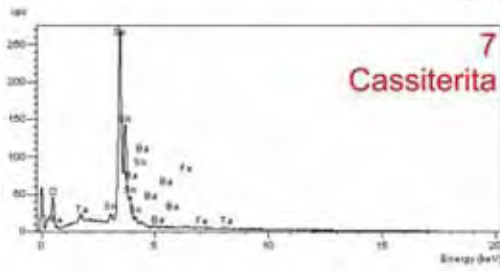
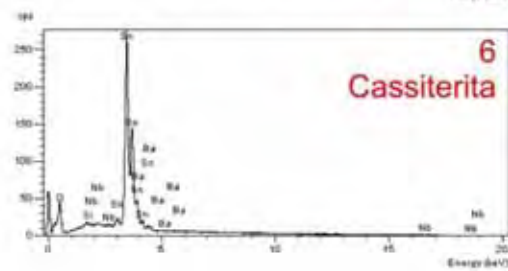
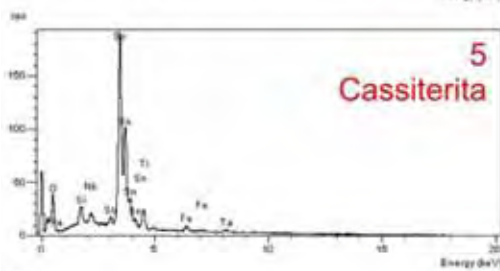
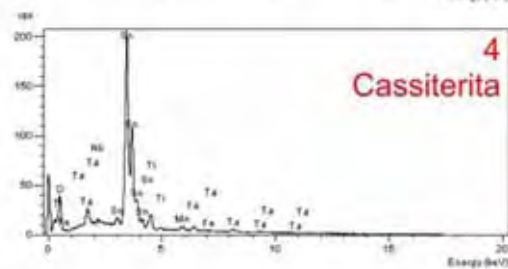
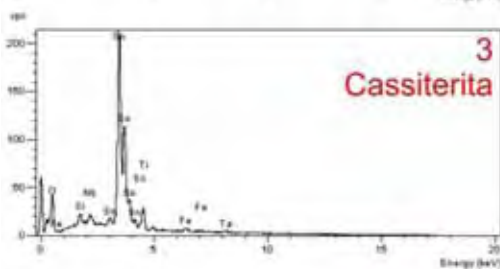
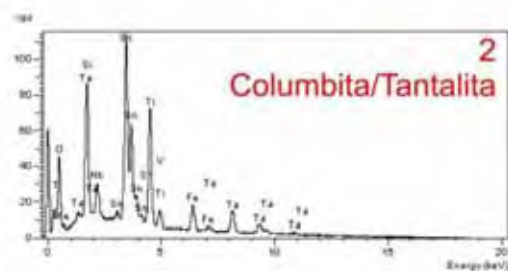
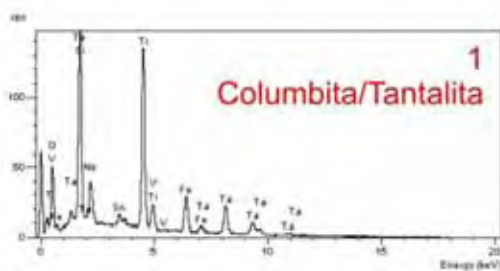
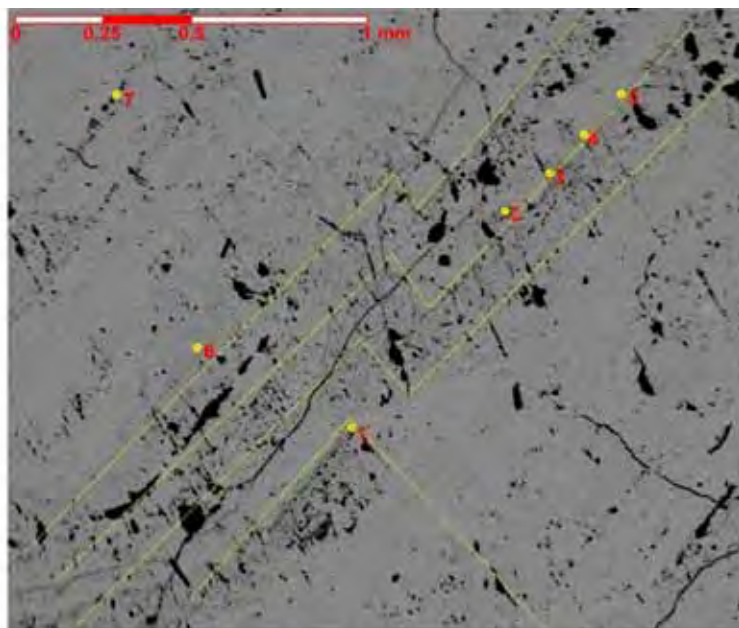
Total 100.00 100.00

Ponto 7 (Zona Clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	24.93	71.13
Sn L	ED	75.07	28.87
Total		100.00	100.00

Ponto 8 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	25.42	71.08
Ti K	ED	1.46	1.36
Sn L	ED	73.12	27.56
Total		100.00	100.00



Ponto 1 (columbita/tantalita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic %	
O K	ED	32.58	69.78
Si K	ED	1.80	2.19
Ti K	ED	21.14	15.12
Fe K	ED	7.10	4.36
Nb L	ED	6.66	2.46
Sn L	ED	2.76	0.80
Ta M	ED	27.96	5.29
Total		100.00	100.00

Ponto 2 (columbita/tantalite)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic %	
O K	ED	31.67	72.57
Si K	ED	1.23	1.60
Ti K	ED	10.88	8.33
V K	ED	0.33	0.23
Fe K	ED	3.77	2.48
Nb L	ED	3.70	1.46
Sn L	ED	33.04	10.21
Ta M	ED	15.39	3.12
Total		100.00	100.00

Ponto 3 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic %	
O K	ED	29.68	73.07
Si K	ED	0.94	1.31
Ti K	ED	4.19	3.45
Fe K	ED	1.05	0.74
Nb L	ED	1.60	0.68
Sn L	ED	62.54	20.75
Total		100.00	100.00

Ponto 4 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic %	
O K	ED	28.72	73.01
Si K	ED	0.49	0.71
Ti K	ED	2.92	2.48
Mn K	ED	0.98	0.72
Fe K	ED	1.30	0.95
Sn L	ED	62.70	21.48
Ta M	ED	2.89	0.65
Total		100.00	100.00

Ponto 5 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic %	
O K	ED	30.15	73.33
Si K	ED	1.30	1.80
Ti K	ED	3.74	3.04
Fe K	ED	1.31	0.91
Nb L	ED	1.99	0.83
Sn L	ED	60.82	19.94
Ta M	ED	0.69*	0.15*
Total		100.00	100.00

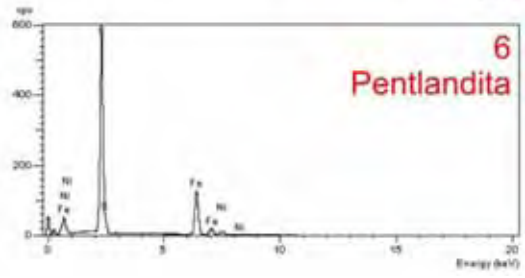
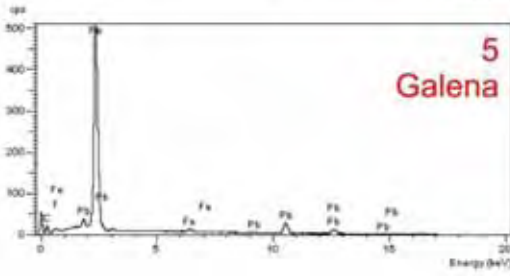
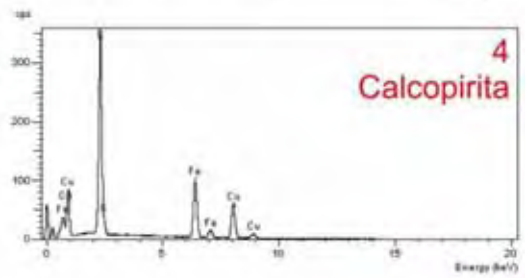
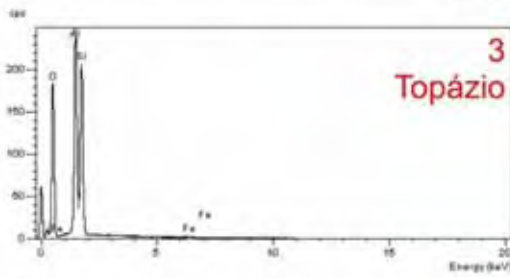
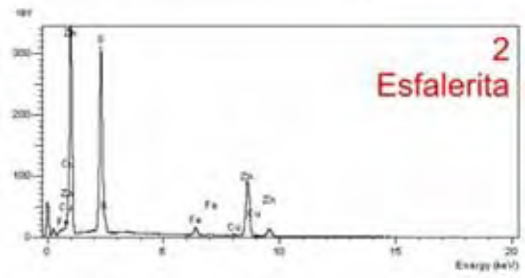
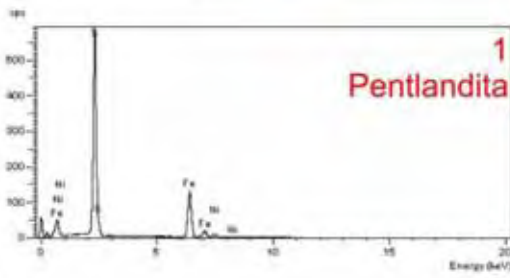
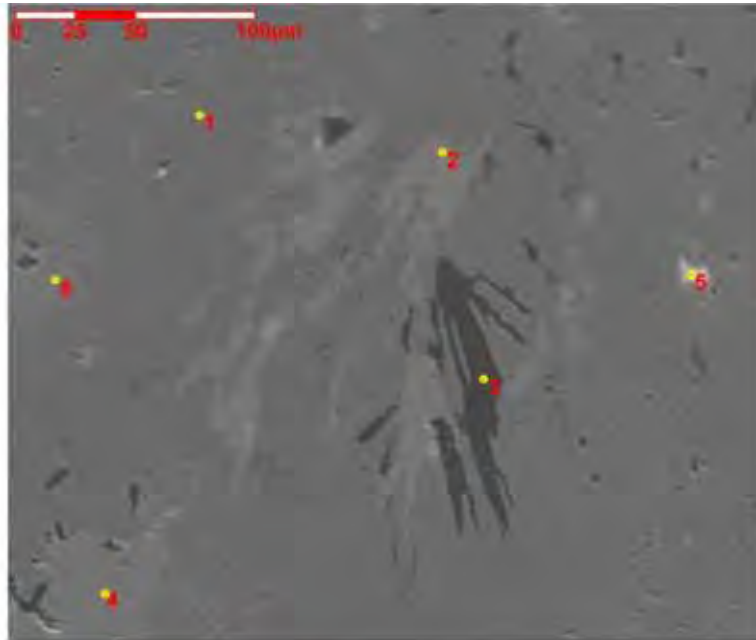
Ponto 6 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic %	
O K	ED	24.87	70.84
Si K	ED	0.29	0.48
Sn L	ED	73.84	28.35
Ba L	ED	0.99	0.33
Total		100.00	100.00

Ponto 7 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic %	
O K	ED	25.57	71.58
Fe K	ED	0.37	0.30
Rb L	ED	1.22	0.64
Sn L	ED	72.84	27.48
Total		100.00	100.00

BF 133 (seção)



Ponto1 (pentlandita ?)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
S K	ED	54.84	67.99
Fe K	ED	41.23	29.35
Ni K	ED	3.93	2.66
Total		100.00	100.00

Ponto2 (esfalerita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
S K	ED	33.23	50.12
Fe K	ED	3.58	3.10
Cu K	ED	0.83	0.63
Zn K	ED	62.36	46.15
Total		100.00	100.00

Ponto3 (topázio)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	57.66	70.19
Al K	ED	20.70	14.94
Si K	ED	21.27	14.74
Fe K	ED	0.37	0.13
Total		100.00	100.00

Ponto4 (calcopirita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
S K	ED	36.09	51.23
Fe K	ED	30.25	24.65
Cu K	ED	33.67	24.12
Total		100.00	100.00

Ponto5 (galena)

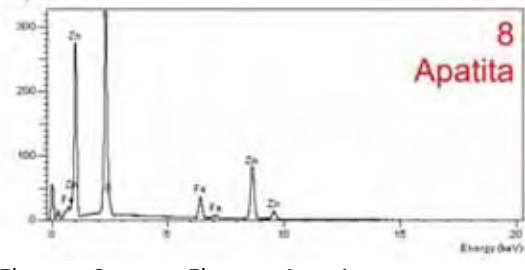
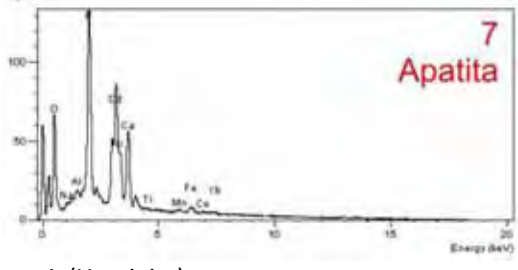
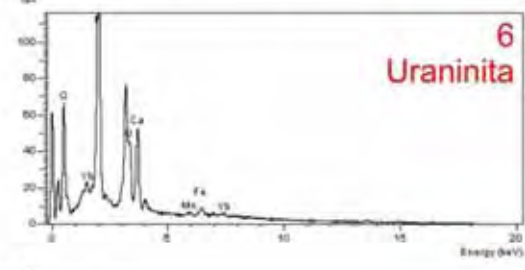
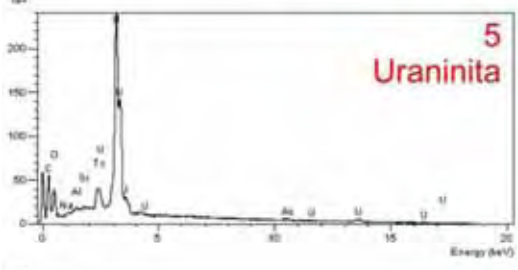
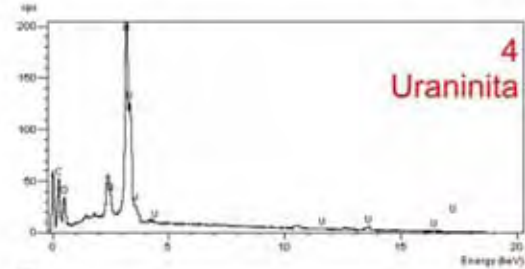
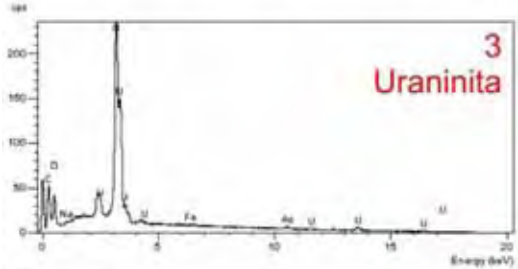
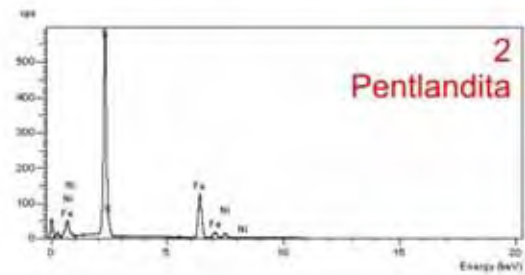
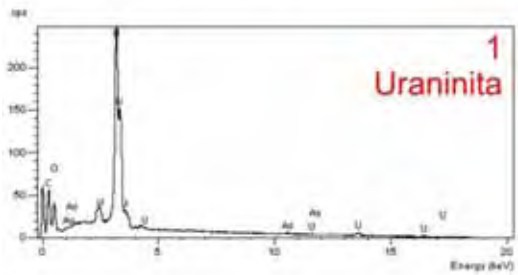
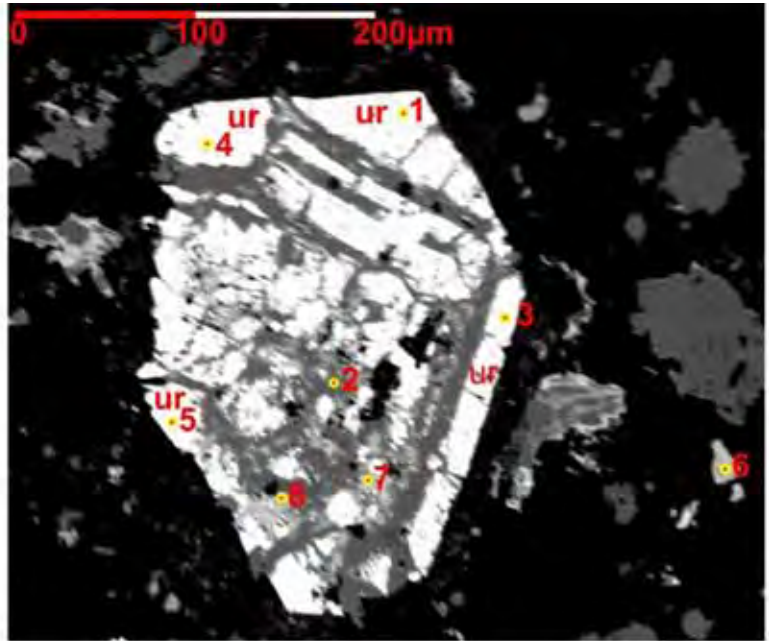
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
S K	ED	14.65	51.06
Fe K	ED	2.00	3.99
Pb M	ED	83.35	44.94
Total		100.00	100.00

Ponto6 (pentlandita ?)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
S K	ED	54.92	68.08
Fe K	ED	40.56	28.86
Ni K	ED	4.52	3.06

Total	100.00	100.00
-------	--------	--------

BF 133B (seção) Imagem 1



Ponto 1 (Uraninita)

Elmt Spect. Element Atomic

	Type	%	%
O K	ED	14.64	71.26
Tc L	ED	1.75	1.38
U M	ED	83.62	27.36
Total		100.00	100.00

Ponto 2 (Pentlandita ?)

Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
S K	ED	54.85	68.05
Fe K	ED	39.15	27.88
Ni K	ED	6.00	4.07
Total		100.00	100.00

Ponto 3 (Uraninita)

Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
O K	ED	13.79	70.20
Pb M	ED	5.84	2.30
U M	ED	80.37	27.50
Total		100.00	100.00

Ponto 4 (Uraninita)

Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
O K	ED	12.96	68.53
Pb M	ED	10.22	4.17
U M	ED	76.82	27.30
Total		100.00	100.00

Ponto 5 (Uraninita)

Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
O K	ED	14.81	71.36
Tc L	ED	2.32	1.81
U M	ED	82.86	26.83
Total		100.00	100.00

Ponto 6

-

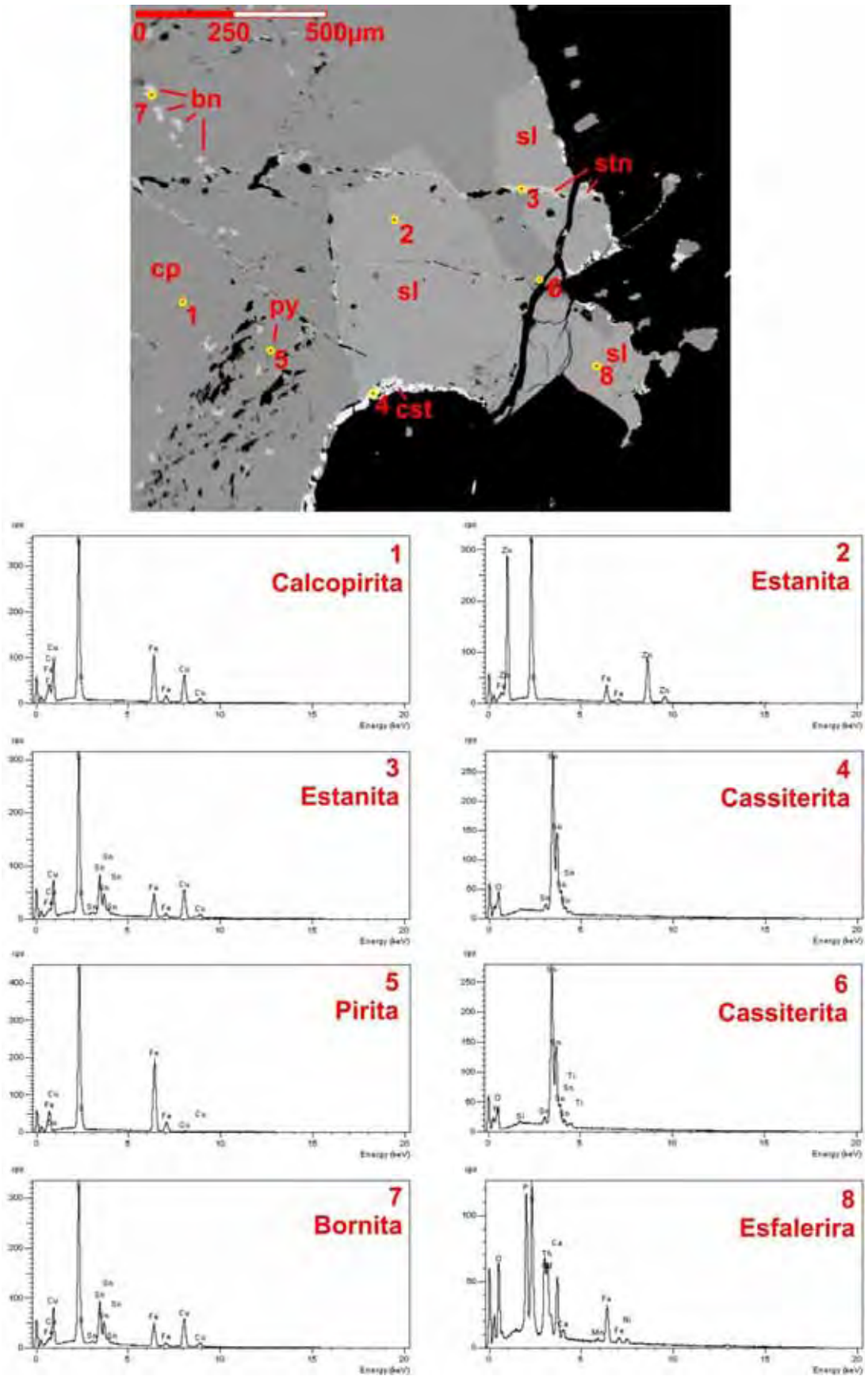
Ponto 7 (apatita)

Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
O K	ED	61.70	77.73
Al K	ED	0.87	0.65
P K	ED	21.52	14.00
Ca K	ED	13.17	6.62
Mn K	ED	0.80	0.29
Fe K	ED	1.93	0.70
Total		100.00	100.00

Ponto 8 (apatite)

Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
O K	ED	32.61	65.04
P K	ED	9.51	9.80
S K	ED	10.16	10.11
Ca K	ED	6.28	5.00
Mn K	ED	0.53	0.31
Fe K	ED	8.34	4.77
Ni K	ED	1.32	0.72
Th M	ED	22.39	3.08
U M	ED	8.87	1.19
Total		100.00	100.00

BF 133B (seção) Imagem 2



Ponto 1 (calcopirita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic	
		%	%
S K	ED	36.05	51.19
Fe K	ED	30.34	24.74
Cu K	ED	33.60	24.07
Total		100.00	100.00

Ponto 2 (estanita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic	
		%	%
S K	ED	33.47	50.08
Fe K	ED	8.75	7.52
Zn K	ED	57.77	42.40
Total		100.00	100.00

Ponto 3 (estanita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic	
		%	%
F K	ED	-6.30*	-20.22*
S K	ED	31.71	60.34
Fe K	ED	14.25	15.57
Cu K	ED	29.80	28.61
Sn L	ED	30.53	15.69
Total		100.00	100.00

Ponto 4 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic	
		%	%
O K	ED	25.50	71.75
Sn L	ED	74.50	28.25
Total		100.00	100.00

Ponto 5 (pirita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic	
		%	%
S K	ED	40.81	54.57
Fe K	ED	59.19	45.43
Total		100.00	100.00

Ponto 6 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic	
		%	%
O K	ED	24.25	69.98
Cl K	ED	0.26	0.34
Fe K	ED	0.70	0.58
Sn L	ED	74.79	29.10
Total		100.00	100.00

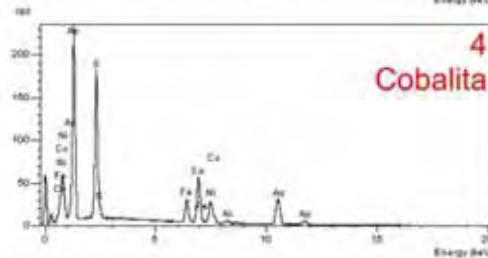
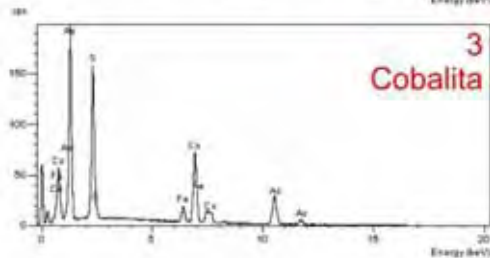
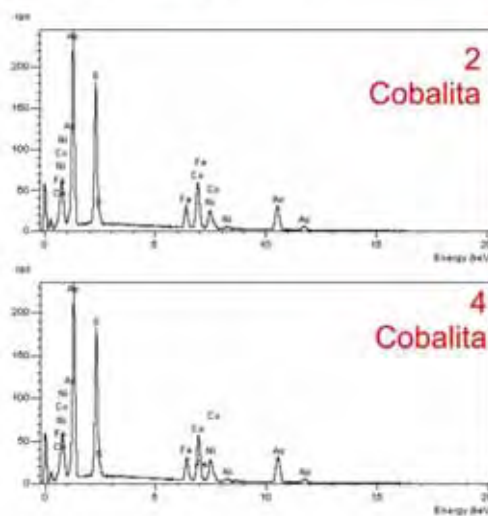
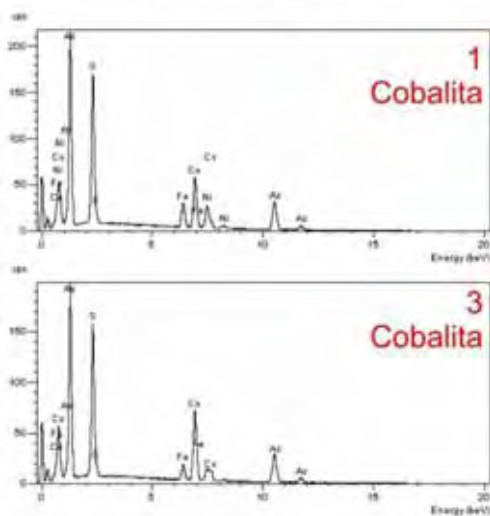
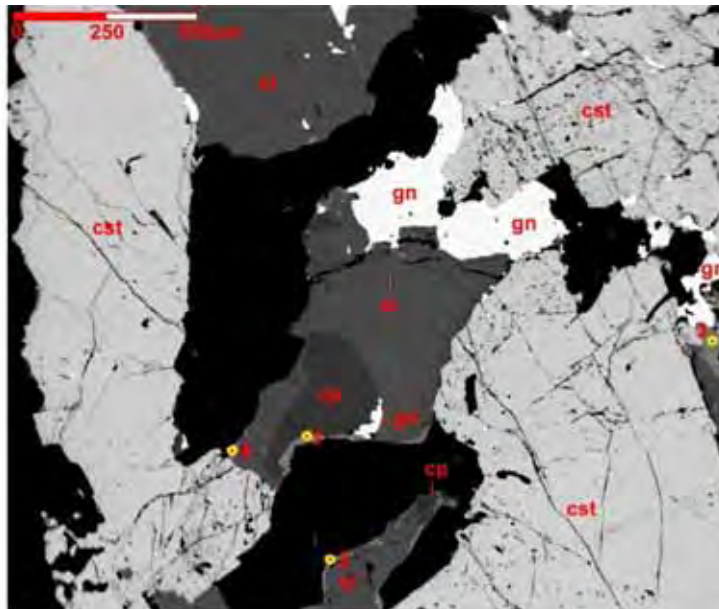
Ponto 7 (bornita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic	
		%	%
S K	ED	42.23	58.18
Fe K	ED	17.35	13.72
Cu K	ED	40.42	28.10
Total		100.00	100.00

Ponto 8 (esfalerita)

Elmt	Spect. Type	Element Atomic	
		%	%
S K	ED	33.32	49.89
Fe K	ED	9.13	7.85
Zn K	ED	57.55	42.26
Total		100.00	100.00

BF 133E (seção)



Ponto1 (cobalita)				
Elmt	Spect.	Element Atomic		
	Type	%	%	
S K	ED	20.95	35.87	
Fe K	ED	8.61	8.46	
Co K	ED	20.27	18.89	
As L	ED	50.18	36.78	
Total		100.00	100.00	

As L	ED	51.57	37.92
Total		100.00	100.00

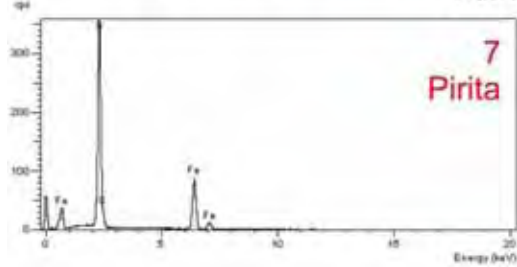
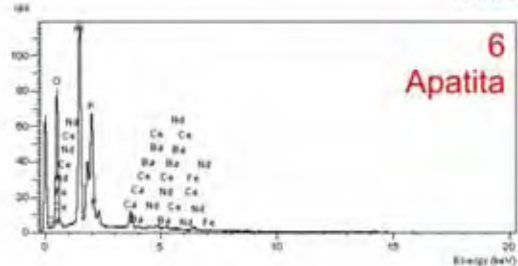
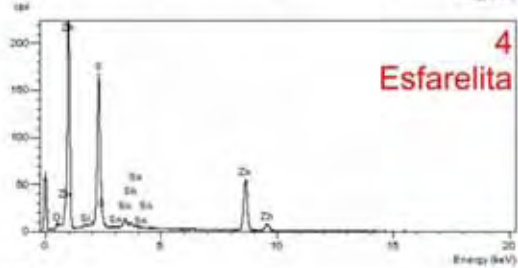
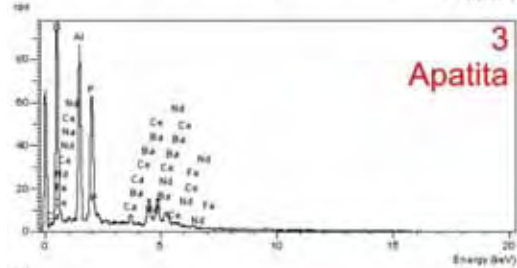
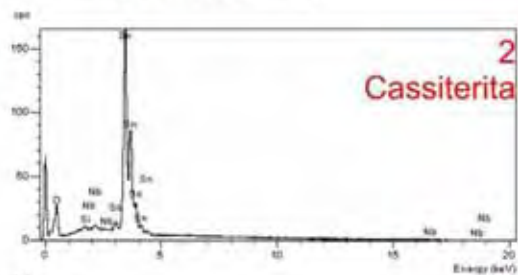
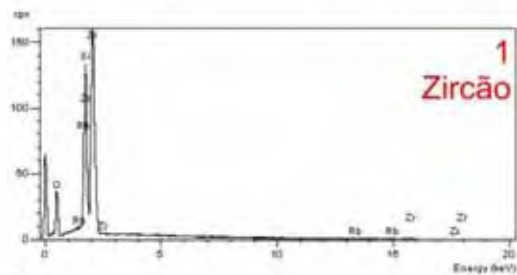
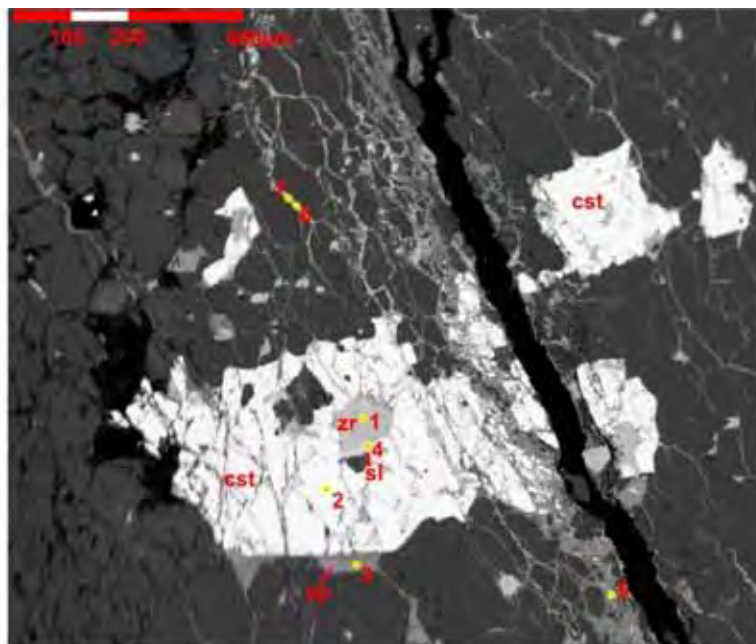
Ponto2 (cobalita)				
Elmt	Spect.	Element Atomic		
	Type	%	%	
S K	ED	20.92	35.94	
Fe K	ED	8.23	8.12	
Co K	ED	19.28	18.02	

Ponto 3 (cobalita)				
Elmt	Spect.	Element Atomic		
	Type	%	%	
S K	ED	19.85	34.24	
Fe K	ED	4.87	4.83	
Co K	ED	26.77	25.12	
As L	ED	48.51	35.81	
Total		100.00	100.00	

Ponto4 (cobalita)				
Elmt	Spect.	Element Atomic		
	Type	%	%	

S K	ED	21.22	36.34	As L	ED	51.19	37.51
Fe K	ED	8.61	8.46	Total		100.00	100.00
Co K	ED	18.98	17.68				

BF 170C



Ponto1 (Zircão)			
Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
Si K	ED	14.79	16.23
Zr L	ED	50.60	17.10
O		34.60	66.67
Total		100.00	100.00

Ponto2 (Cassiterita)			
Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
Sn L	ED	78.77	33.33
O		21.23	66.67
Total		100.00	100.00

Ponto3 (apatita ?)			
Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
Na K	ED	0.79	0.85
Al K	ED	19.80	18.07
P K	ED	15.73	12.51
Ca K	ED	1.33	0.82
Sn L	ED	0.08*	0.02*
Ba L	ED	11.81	2.12
Ce L	ED	6.04	1.06
Nd L	ED	2.77	0.47
O		41.63	64.08
Total		100.00	100.00

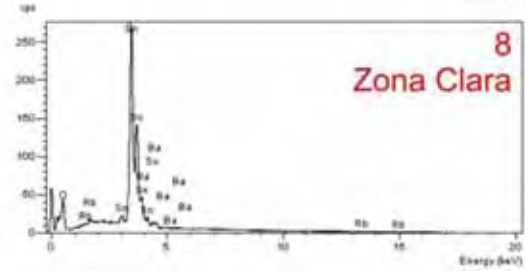
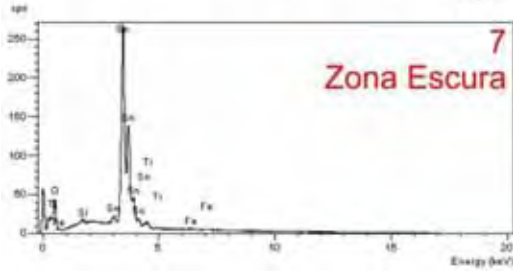
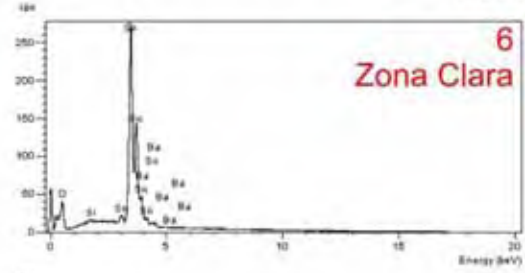
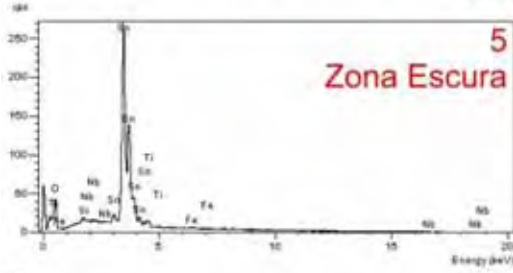
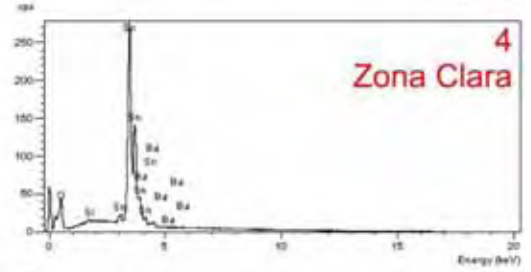
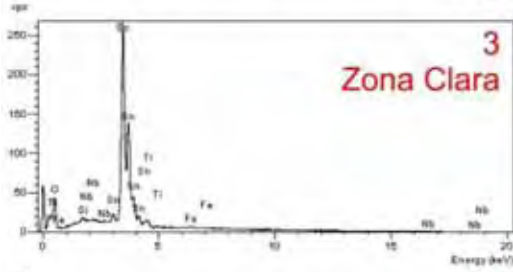
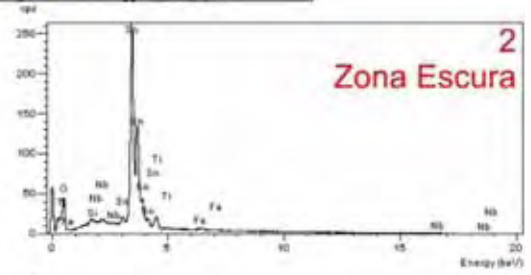
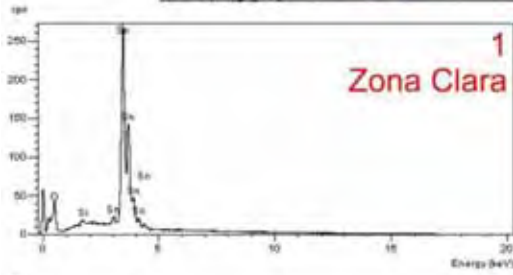
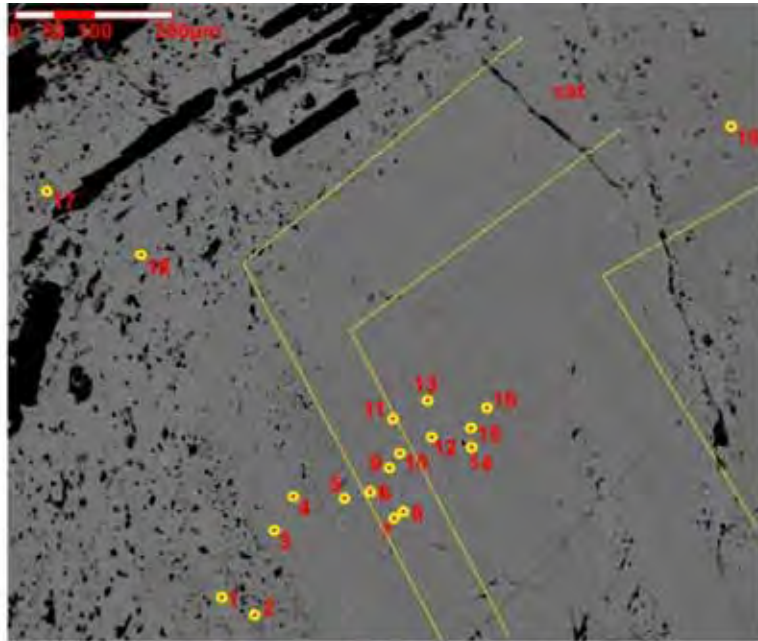
Ponto4 (Esfalerita)			
Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
S K	ED	29.90	47.54
Zn K	ED	63.79	49.75
Sn L	ED	6.31	2.71

Total 100.00 100.00

Ponto5 (apatita)			
Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
O K	ED	46.45	74.33
Al K	ED	9.93	9.42
P K	ED	4.54	3.76
S K	ED	4.41	3.52
Ca K	ED	1.06	0.67
Fe K	ED	4.09	1.88
Zn K	ED	0.96	0.38
Sn L	ED	24.92	5.38
Ce L	ED	3.65	0.67
Total		100.00	100.00

Ponto6 (apatita)			
Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
O K	ED	62.45	75.43
Al K	ED	20.53	14.70
P K	ED	10.92	6.82
S K	ED	2.11	1.27
Ca K	ED	2.86	1.38
Fe K	ED	1.27	0.44
Br K	ED	-0.15*	-0.04*
Total		100.00	100.00

Ponto7 (Pirita)			
Elmt	Spect.	Element Atomic	
	Type	%	%
S K	ED	54.48	67.58
Fe K	ED	45.52	32.42
Total		100.00	100.00



Ponto 1 (Zona clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	24.54	70.39
Si K	ED	0.35	0.58
Sn L	ED	75.11	29.04
Total		100.00	100.00

Ponto2 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	27.73	72.86
Ti K	ED	2.41	2.12
Fe K	ED	0.73	0.55
Sn L	ED	69.13	24.48
Total		100.00	100.00

Ponto 3 (Zona clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	
O K	ED	26.81	72.39	
Ti K	ED	1.34	1.21	clara
Fe K	ED	0.43	0.33	
Rb L	ED	0.58	0.29	
Sn L	ED	70.84	25.78	
Total		100.00	100.00	

Ponto 4 (Zona clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	
O K	ED	25.81	71.76	
Ti K	ED	0.79	0.73	clara
Sn L	ED	73.40	27.51	
Total		100.00	100.00	

Ponto 5 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	
O K	ED	26.42	71.85	
Si K	ED	0.38	0.59	escura
Ti K	ED	1.35	1.22	
Sn L	ED	71.85	26.33	
Total		100.00	100.00	

Ponto 6 (Zona clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	
O K	ED	25.05	71.26	clara
Sn L	ED	74.95	28.74	
Total		100.00	100.00	

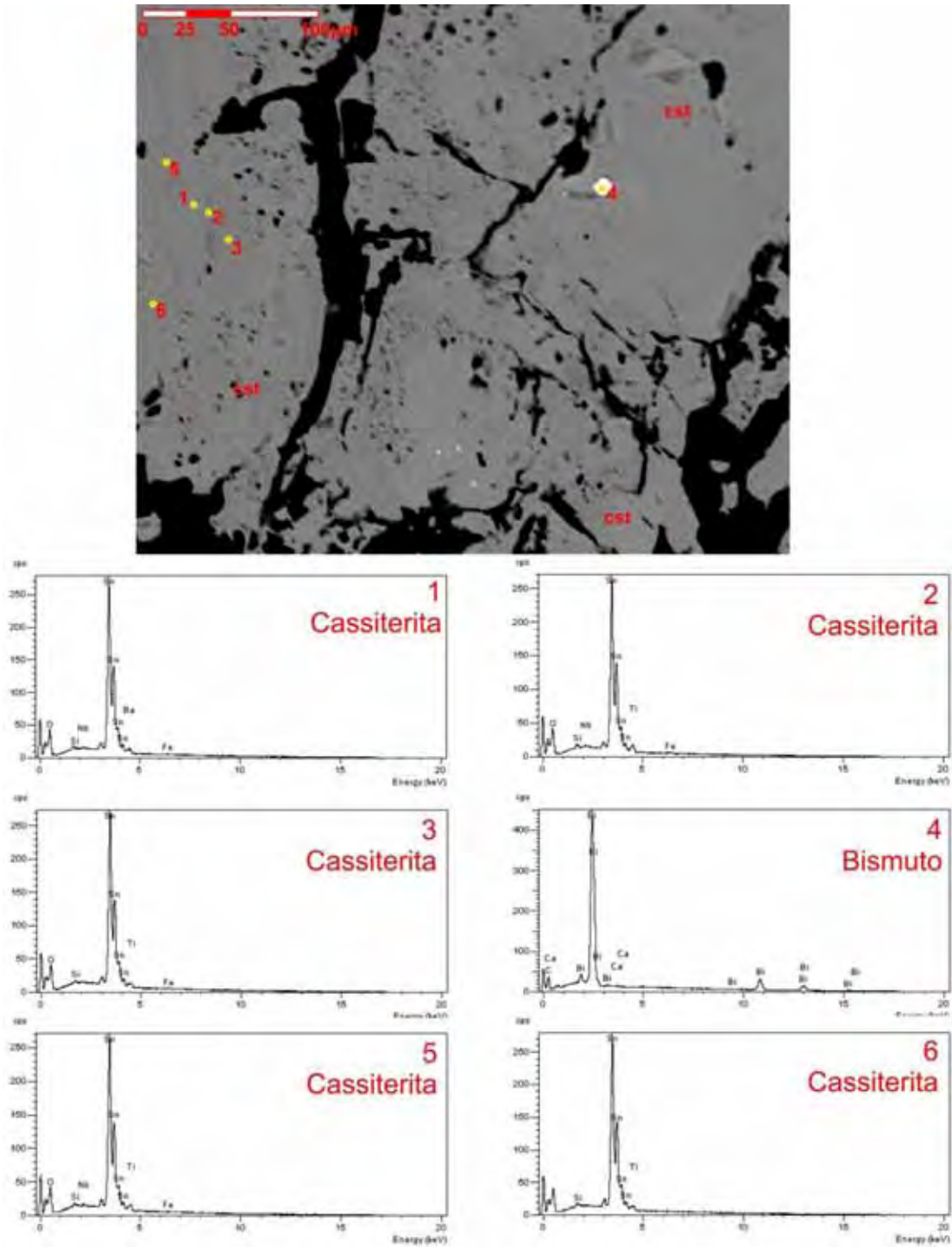
Ponto 7 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	
O K	ED	26.43	71.90	
Si K	ED	0.36	0.55	escura
Ti K	ED	1.30	1.18	
Sn L	ED	71.92	26.38	
Total		100.00	100.00	

Ponto 8 (Zona clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	
O K	ED	26.47	72.26	
Si K	ED	0.16	0.24	clara
Ti K	ED	0.92	0.84	
Sn L	ED	72.45	26.66	
Total		100.00	100.00	

BF 192 II



Ponto 1 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	25.85	71.68
Ti K	ED	1.10	1.02
Sn L	ED	73.05	27.30
Total		100.00	100.00

Ponto 2 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	25.82	70.95
Si K	ED	0.44	0.69
Ti K	ED	1.92	1.76
Sn L	ED	71.82	26.60
Total		100.00	100.00

Ponto 3 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	25.12	70.89
Ti K	ED	1.13	1.06
Sn L	ED	73.75	28.05
Total		100.00	100.00

Ponto 4 (bismutio)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	1.33	14.78
Ca K	ED	0.32	1.44
Bi M	ED	98.35	83.78
Total		100.00	100.00

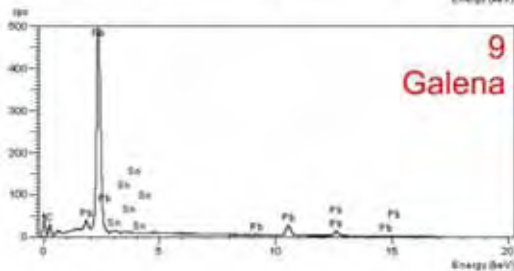
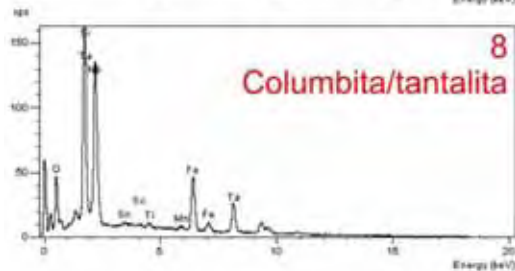
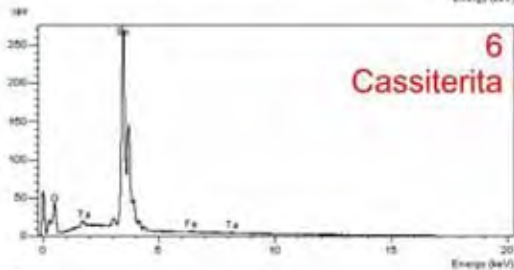
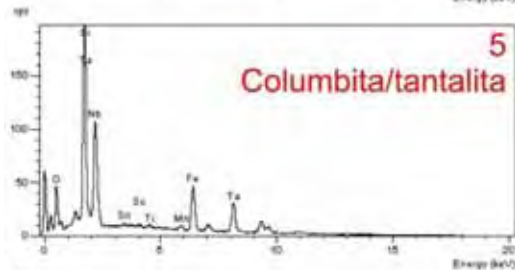
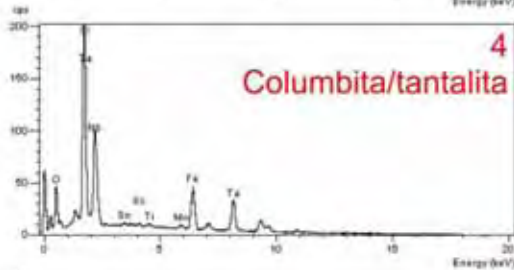
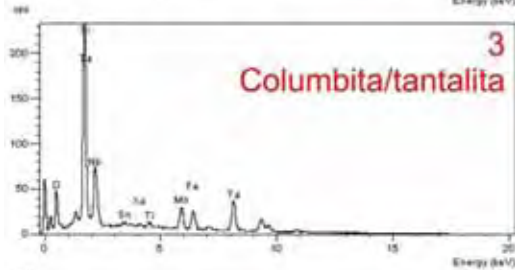
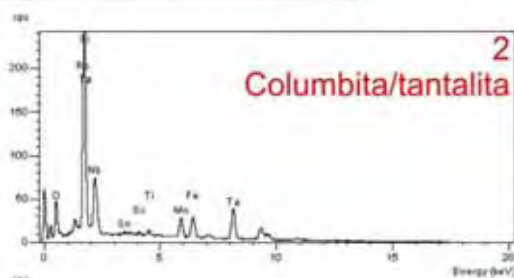
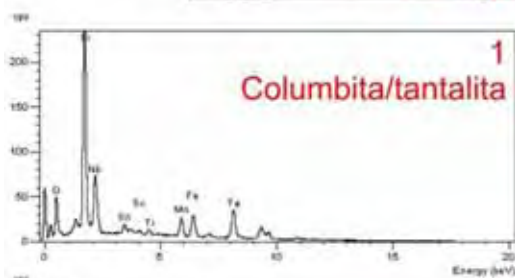
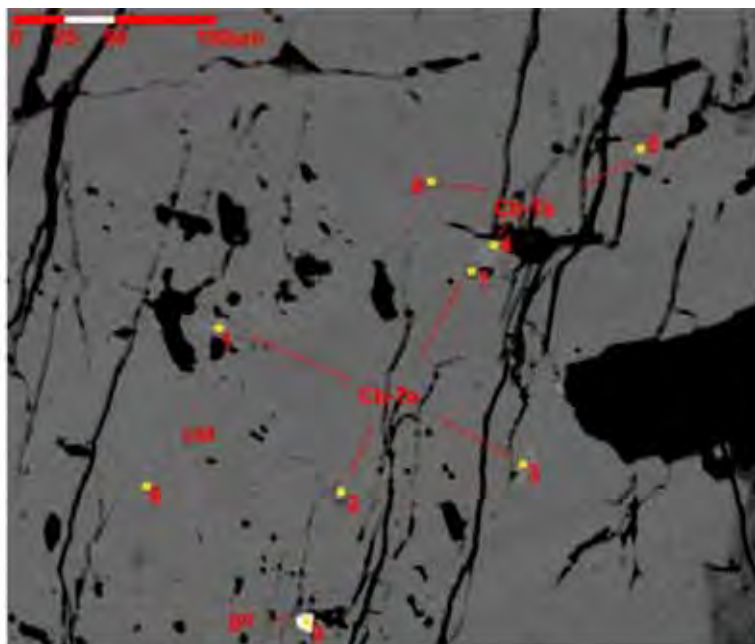
Ponto 5 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	25.41	70.94
Ti K	ED	1.64	1.53
Rb L	ED	0.49	0.26
Sn L	ED	72.45	27.27
Total		100.00	100.00

Ponto 6 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	24.77	70.48
Ti K	ED	1.16	1.11
Sn L	ED	74.07	28.41
Total		100.00	100.00

BF 194



Ponto 1 (columbita/tantalita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	21.93	63.48
Si K	ED	3.30	5.44
Sc K	ED	0.44	0.46
Ti K	ED	0.87	0.84
Mn K	ED	5.19	4.38
Fe K	ED	6.30	5.22
Nb L	ED	15.67	7.81
Sn L	ED	3.86	1.51
Ta M	ED	42.43	10.86
Total		100.00	100.00

Ponto 2 (columbita/tantalita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	21.14	62.96
Si K	ED	2.90	4.93
Ti K	ED	0.92	0.91
Mn K	ED	5.58	4.84
Fe K	ED	6.54	5.58
Nb L	ED	16.84	8.64
Ta M	ED	46.09	12.14
Total		100.00	100.00

Ponto 3 (columbita/tantalita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	20.79	62.29
Si K	ED	3.15	5.38
Ti K	ED	0.92	0.92
Mn K	ED	6.11	5.33
Fe K	ED	5.56	4.77
Nb L	ED	16.68	8.61
Sn L	ED	1.50	0.60
Xe L	ED	1.00	0.37
Ta M	ED	44.28	11.73
Total		100.00	100.00

Ponto 4 (columbita/tantalita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	22.00	63.34
Si K	ED	2.63	4.31
Sc K	ED	0.38	0.39
Ti K	ED	0.41	0.39
Mn K	ED	0.81	0.68
Fe K	ED	11.57	9.54

Nb L	ED	22.32	11.07
Sn L	ED	1.01	0.39
Ta M	ED	38.88	9.90
Total		100.00	100.00

Ponto 5 (columbita/tantalita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	22.45	63.32
Si K	ED	2.92	4.69
Ti K	ED	0.48	0.45
Mn K	ED	1.00	0.82
Fe K	ED	11.77	9.52
Nb L	ED	24.31	11.81
Sn L	ED	1.12	0.43
Ta M	ED	35.96	8.97
Total		100.00	100.00

Ponto 6 (cassiterita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	24.26	69.94
Si K	ED	0.49	0.81
Sn L	ED	75.25	29.25
Total		100.00	100.00

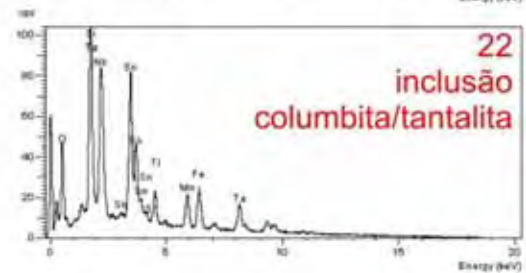
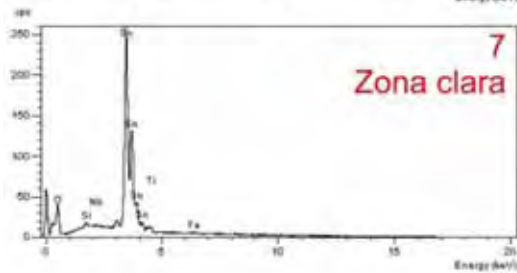
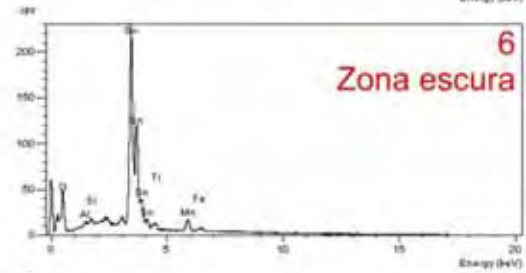
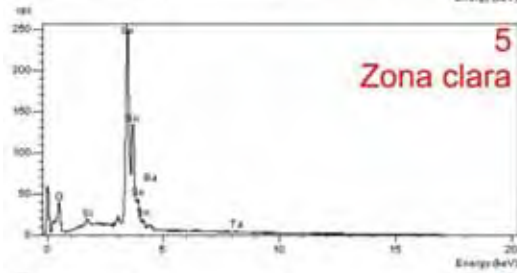
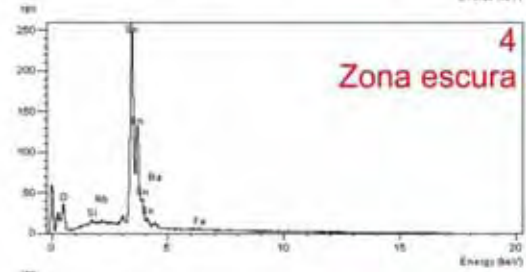
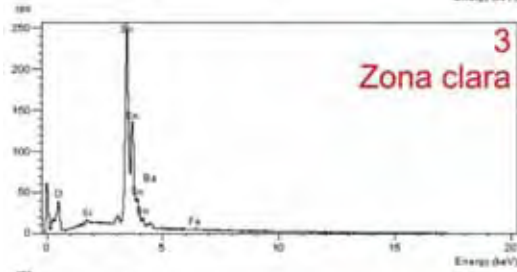
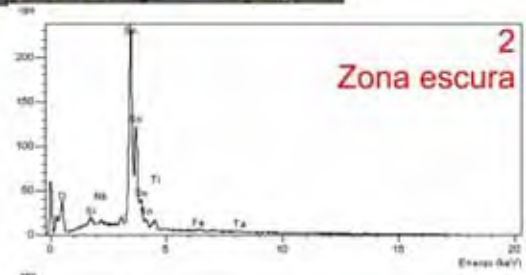
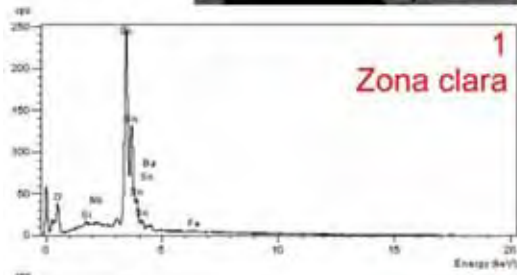
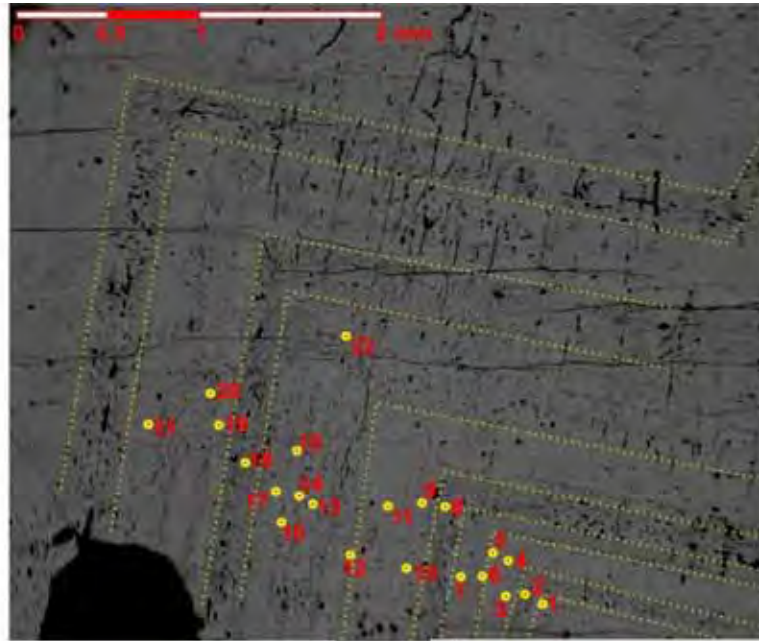
Ponto 8 (columbita/tantalita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	23.65	64.20
Si K	ED	2.60	4.02
Ti K	ED	0.57	0.51
Mn K	ED	0.63	0.50
Fe K	ED	11.99	9.32
Nb L	ED	29.57	13.82
Sn L	ED	0.94	0.35
Xe L	ED	0.79	0.26
Ta M	ED	29.27	7.02
Total		100.00	100.00

Ponto 9 (galena)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
S K	ED	14.55	52.12
Sn L	ED	1.24	1.20
Pb M	ED	84.21	46.68
Total		100.00	100.00

RORM 2



Ponto 1 (Zona clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	26.36	71.97
Si K	ED	0.34	0.52
Ti K	ED	0.96	0.87
Sn L	ED	72.35	26.63
Total		100.00	100.00

Ponto 2 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	26.34	71.28
Si K	ED	0.63	0.97
Ti K	ED	2.07	1.87
Sn L	ED	70.96	25.88
Total		100.00	100.00

Ponto 3 (Zona clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	26.07	71.72
Si K	ED	0.26	0.41
Ti K	ED	0.99	0.91
Sn L	ED	72.67	26.95
Total		100.00	100.00

Ponto 4 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	24.13	69.90
Ti K	ED	0.81	0.79
Sn L	ED	74.94	29.27
Ba L	ED	0.12*	0.04*
Total		100.00	100.00

Ponto 5 (Zona clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	25.72	71.84
Ti K	ED	0.67	0.62
Sn L	ED	72.31	27.22
Ta M	ED	1.30	0.32
Total		100.00	100.00

Ponto 6 (Zona escura)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	28.96	73.47
Al K	ED	0.52	0.79
Ti K	ED	1.09	0.92
Mn K	ED	3.08	2.28
Sn L	ED	65.12	22.27
Ta M	ED	1.22	0.27
Total		100.00	100.00

Ponto 7 (Zona clara)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	26.67	72.41
Ti K	ED	1.22	1.11
Rb L	ED	0.73	0.37
Sn L	ED	71.37	26.11
Total		100.00	100.00

Ponto22 (inclusão de columbita/tantalita)

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %
O K	ED	28.02	66.91
Si K	ED	4.61	6.27
Ti K	ED	2.86	2.28
Mn K	ED	4.28	2.98
Fe K	ED	5.32	3.64
Nb L	ED	17.09	7.03
Sn L	ED	26.32	8.47
Ta M	ED	11.52	2.43
Total		100.00	100.00

