

RELATÓRIO FINAL DO TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS MINERAIS DE MINÉRIO, DOS GREISENS DO MACIÇO PALANQUETA, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA

IAN KANJI NUNES YONEZAWA

Orientador: Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior

Rio Claro - SP
2018

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

IAN KANJI NUNES YONEZAWA

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS MINERAIS DE MINÉRIO, DOS
GREISENS DO MACIÇO PALANQUETA, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA”**

Orientador: Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior

Monografia apresentada à Comissão do Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus de Rio Claro, como parte das exigências para o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso no ano letivo de 2018.

Rio Claro - SP
2018

IAN KANJI NUNES YONEZAWA

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS MINERAIS DE MINÉRIO, DOS
GREISENS DO MACIÇO PALANQUETA, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA”**

Monografia apresentada à Comissão do Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus de Rio Claro, como parte das exigências para o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso no ano letivo de 2018.

Comissão Examinadora

Washington Barbosa Leite Júnior (orientador)
Antonio José Ranalli Nardy
Eduardo Hansen Nogueira

Rio Claro, 11 de dezembro de 2018

Assinatura do(a) aluno(a)

Assinatura do(a) orientador(a)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a minha família, por todo o apoio ao longo da minha vida.

Ao Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior pelo apoio durante a graduação e confecção desse trabalho.

A todos os professores da graduação especialmente aos Profs. Drs. Rafael Rodrigues de Assis e José Eduardo Zaine.

Por fim aos meus colegas de turma e principalmente meus amigos do condomínio Marrocos II: Dino, Henrique, João, Juan e Gamallo.

RESUMO

Greisens são uma série de rochas compostas principalmente por quartzo, micas (muscovita, zinnwaldita e lepidolita) e topázio com menor frequência. Essas rochas são geradas por um processo metassomático conhecido como gresenização, que é ligado a intrusões graníticas e relacionado a alteração metassomática pós-magmática, que é gerada através da circulação de soluções residuais ácidas, ricas em sílica e voláteis, em altas temperaturas. (GANFU, S; 1987). A Mina do Bom Futuro localizada no município de Ariquemes, região centro-norte do estado de Rondônia é a segunda maior produtora de estanho do Brasil. O depósito é formado por um sistema do tipo vulcão-plutônico semicircular representado por dois morros contíguos. O sistema vulcânico ocupa a parte central do depósito e é denominado Serra do Bom futuro, enquanto que o sistema plutônico é denominado Morro Palanqueta (Silva *et al.* 1995 e 1997). O sistema plutônico existe na forma de um plug de albita granito, o qual ocorrem zonas de greisens com cassiterita e wolframita (Souza & Botelho, 2002). As análises mostraram a ocorrência de óxidos, com potencial econômico, como cassiterita e wolframita, majoritariamente, dissociadas de sulfetos como pirita, calcopirita e covelita nos diferentes tipos de greisens. Palavras-chave: greisen, estanho, cassiterita, Mina Bom Futuro, Rondônia.

ABSTRACT

Greisens are a series of rocks composed mainly by quartz, micas (muscovite, zinwaldite, and lepdolite) and less frequently topaz. These rocks are formed by a metasomatic process known as greisenization, which is connected to granitic intrusions and related to post-magmatic metasomatic alteration. They are formed by the circulation of acid residual solutions, rich in silica and volatile constituents at high temperatures. The Bom Futuro mine, located in the country of Ariquemes, north-central region of Rondônia State is Brazil's second largest tin producer. The deposit is composed by a semi-circular volcanic-plutonic system represented by two contiguous hills. The volcanic system is located in the central area of the deposit and is named Serra do Bom Futuro, while the plutonic system is known as Morro Palanqueta (Silva *et al.* 1995 e 1997). The plutonic system appears as a plug of albite granite, which hosts greisens with cassiterite and wolframite (Souza & Botelho, 2002). The analysis have shown the occurrence of oxides, with economic potential, such as cassiterite and wolframite, mainly, separated from sulfides like pyrite, calcopirite and covellite in different types of greisens.

Keywords: greisen, tin, cassiterite, Bom Futuro mine, Rondônia.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Localização e vias de acesso para a Vila Bom Futuro e Maciço Palanqueta (FOSTER, 2016). 10
- Figura 2: Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo Tassinari e Macambira (1999, 2004). Províncias Minerais: CMP – Província mineral do Carajás, TMP – Província Mineral do Tapajós, AFGP – Província Aurífera Alta Floresta, TP – Província Transamazonas,

PTP – Província estanífera de Pitinga, RTP – Província Estanífera de Rondônia. Extraído de Bettencourt et al., (2016).....	13
Figura 3: Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia (PER) e adjacências. Com destaque para os principais depósitos de estanho. Modificado de Bettencourt et al. (2016).	15
Figura 4: Mapa geológico simplificado do distrito Bom Futuro (SOUZA, 2003).	20
Figura 5: Vista do maciço Palanqueta, a parti do Morro Bom Futuro, Distrito Bom Futuro –RO.	24
Figura 6: Mapa Geológico simplificado do maciço Palanqueta, retirado de Foster (2016).	25
Figura 7: Fotografia de matacão de biotita-álcali-feldspato granito equigranular (FOSTER, 2016).	26
Figura 8: Fotografia com contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular médio e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (FOSTER, 2016).....	27
Figura 9: Fotografias das fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítica. A: característica geral da rocha com miárolas centimétricas constituídos por Qz e Fk; B: os miárolas apresentam zonamento com Fk nas bordas e Qz no núcleo além de bordas serrilhadas; C: contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (1) e o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico (2); D: contato entre o topáziozinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular (1) e o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico (2) (FOSTER, 2016).	28
Figura 10: Fotografias de corpos tardios encontrados no maciço Palanqueta. A: dique de aplito em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular; B: intersecção de vênulas de quartzo e pegmatito cortando dique de aplito; C: fragmento de veio de quartzo em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro; D: bolsão pegmatítico em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (FOSTER, 2016).	29
Figura 11: Pipe de greisen aflorante com auréola de granito greisenizado. (FOSTER, 2016). ..	30
Figura 12: Perfil de alteração encontrado no maciço Palanqueta (Oliveira, 2005).	31
Figura 13: Fotografia de amostras de greisens: Em (A) a amostra é cortada por um grande veio de feldspato potássico (rosado); em (C) é composta praticamente por pirita quartzo e apresenta estrutura miarolítica; e em (D) zinwaldita e oxidação de sulfetos na porção esverdeada.	32
Figura 14: Fotografia de greisens: em (A) e (B) grande cristal de cassiterita; em (C) cristais de cassiterita em feldspato potássico e em (D) amostra com alta densidade composta por pequenos cristais de cassiterita e wolframita (escuros) e zinwaldita (esverdeado).	33
Figura 15: Em (A) fotomicrografia de cristal placóide de wolframita ao lado de cristal granular de cassiterita em luz refletida; em (B) fotomicrografia de cristal de wolframita ao lado de cristal de cassiterita em luz transmitida; em (C) fotomicrografia de cassiterita ao lado de pirita em luz refletida; em (D) fotomicrografia de cristal de cassiterita muito fraturado em luz transmitida; em (E) fotomicrografia de cristal de cassiterita evidenciando geminação; em (F) fotomicrografia de grande cristal de cassiterita evidenciando zonação em luz transmitida. Cst-Cassiterita, Wf-Wolframita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).	35
Figura 16: Fotomicrografia de cristais de Cassiterita e Wolframita no MEV, em 001 é denotada a composição pontual do cristal de wolframita e em 002 é denotada a composição pontual do cristal de cassiterita. O Carbono identificado se deve ao processo de metalização, usado na preparação da amostra para poder ser analisada no MEV. Cst-Cassiterita, Wf-Wolframita (WHITNEY & EVANS, 2010).	36
Figura 17: Em (A) e (B) cristais de wolframita placóides em matriz quase que inteiramente composta por cassiterita; em (C) pequeno cristal de pirita incluso em wolframita; em (D) cristais de cassiterita anhedrais inclusos em matriz silicática envolto por cassiterita. Cst-Cassiterita, Wf-Wolframita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).	37

Figura 18: Em A: Fotomicrografia evidenciando cristal de calcopirita bordejado por covelita, além de pirita em textura brechoide; em (B) fotomicrografia de pirita, calcopirita e hematita; em (C) fotomicrografia de calcopirita e pirita preenchendo fraturas e em (D) fotomicrografia de pirita com textura brechoide em contato com hematita em coloração cinza. Ccp-calcopirita, Cv-covelita Hem-Hematita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).	38
Figura 19: (A) Fotomicrografia de pirita com textura brechoide em contato com óxido de ferro em coloração cinza e evidenciando hábito globular; Em (B) fotomicrografia (com nicóis cruzados) evidenciando a forte reflexão interna da hematita, em tons vermelhos; em (C) e (D) fotomicrografia de veio de covelita dentro da calcopirita e hematita. Ccp-calcopirita, Cv-covelita Hem-Hematita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).	39
Figura 20: Fotomicrografia de cristal de Monazita, denotando La e Ce em sua composição em pontual em MEV, em dois cristais diferentes. Mnz - monazita (WHITNEY & EVANS, 2010).	40
Figura 21: Fotomicrografia de cristal de zircão e sua composição pontual em MEV. Zrn – Zircão (WHITNEY & EVANS, 2010).	41
Figura 22: Fotomicrografia de cristal de pirita com hábito cúbico e da hematita e os gráficos indicando suas composições. Em 001 é denotada a composição pontual da pirita e em 002 é denotada a composição pontual da hematita. O Carbono identificado se deve ao processo de metalização, usado na preparação da amostra para poder ser analisada no MEV. Hem-Hematita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).	42
Figura 23: Fotomicrografia de calcopirita, pirita e óxido de ferro no MEV e os gráficos indicando suas composições. Em 001 a composição pontual da calcopirita, e em 003 a composição pontual da pirita. O Carbono identificado se deve ao processo de metalização, usado na preparação da amostra para poder ser analisada no MEV. Ccp-calcopirita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).	43

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	8
1.1. Objetivo e Justificativa	8
1.2. Localização e Vias de Acesso	9
2. MATERIAIS E MÉTODOS	11
2.1. Revisão bibliográfica e levantamento de inventário	11
2.2. Trabalhos de Laboratório	11
2.3. Tratamento e Interpretação dos dados obtidos	12
3. SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL	12
3.1. Província Estanífera de Rondônia (PER)	14
3.1.1. Complexo Jamari	16
3.1.2. Intrusões Graníticas Meso-Neoproterozóicas	16
3.1.3. Formação Nova Floresta	18
3.1.4. Sequências Metassedimentares	18
3.1.5. Unidades Fanerozóicas	19
4. GEOLOGIA LOCAL	19
4.1. Complexo Jamari	20
4.2. Sistema Vulcânico Bom Futuro	21
4.3. Sistema Plutônico Palanqueta	23
5. RESULTADOS	31
5.1. Descrição Macroscópica	31
5.2. Descrição Microscópica	33
6. DISCUSSÕES	44
7. CONCLUSÕES	45
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	47

1. INTRODUÇÃO

O garimpo de Bom Futuro foi um dos principais produtores de estanho no Brasil no final da década de 1980. Todavia esse depósito foi protagonista de uma intensa e desorganizada atividade garimpeira. Recentemente a elevação do preço do estanho no mercado internacional vem estimulando a pesquisa de novos depósitos e a reavaliação das reservas remanescentes nos distritos mineiros na Província Estanífera de Rondônia. Dentre as minas conhecidas que permanecem em operação, encontra-se a mina Bom Futuro com uma produção histórica estimada em mais de 200.000 t de estanho, mas poucos trabalhos de pesquisa mineral realizados.

Um dos agentes responsáveis pela mineralização do depósito Bom Futuro são os greisens, que são rochas compostas normalmente por quartzo, Li-mica e por vezes topázio, produtos de transformação pós-magmática complexa sob influência de soluções residuais ácidas, de alta temperatura (300 a 500 °C), ricas em sílica e constituintes voláteis (p. ex., H₂O, F, Cl, CO₂, B etc.) (GANFU, S; 1987) conectadas a zonas apicais em intrusões graníticas. Podem conter concentração de certos metais com conotação econômica, entre eles, o estanho (cassiterita) e o tungstênio (Wolframita). Os greisens são os depósitos primários de estanho mais comum na Província Estanífera de Rondônia, a qual é detentora de concentrações de certos bens minerais como Sn, W, Nb, Ta, F e gemas, associados às fases graníticas finais das suítes intrusivas Meso-neoproterozoicas São Lourenço-Caripunas (1310 Ma), Santa Clara (1082-1074 Ma) e Granitos Últimos de Rondônia (998-974 Ma), (BETTENCOURT et al. 1999). A mina Bom Futuro, localizada no município de Ariquemes, região centro-norte do Estado de Rondônia, congrega os morros Bom Futuro e Palanqueta, o segundo com menor expressividade econômica, representa o sistema plutônico, e inclui a maior área de exposição de topázio granitos na mina Bom Futuro, com depósitos primários de metais raros restrita a pequenos corpos de greisen.

1.1. Objetivo e Justificativa

O principal intuito da pesquisa é caracterizar os minerais de minério que ocorrem associados aos greisens do Maciço Palanqueta. Apesar desse sistema plutônico estar

situado na Mina Bom Futuro, que já é explorada, sua relevância na extração de cassiterita é muito abaixo do Morro Bom Futuro.

Através do estudo almeja-se caracterizar os minerais de minério associados, principalmente, de cassiterita e wolframita junto aos greisens, além de outros possíveis minerais de minério opacos, como sulfetos. Os resultados devem ser de grande auxílio, tanto para a empresa que já explora esse depósito, pois poderá aproveitar mais o Morro Palanqueta, como para outra empresa que deseje investir nesse local ou na região, já que poderá consultar um estudo mais detalhados dos minerais de minérios em um sistema plutônico da região.

1.2. Localização e Vias de Acesso

A área de estudo está localizada na zona rural do município de Ariquemes, porção centro-oeste do Estado de Rondônia, região Norte do país. Partindo de Porto Velho, na BR-364, são 165km no sentido sul até o trevo de acesso para a cidade de Alto Paraíso. Então percorre-se em torno de 26 km por estrada de pavimento asfáltico até a chegar de fato a cidade. Posteriormente segue-se por mais 5km até o acesso à RO-459 e, por fim, mais 25km em estrada de terra até a mina Bom Futuro, o que totaliza aproximadamente 221 km.

Caso o trajeto seja iniciado em Ariquemes, é possível optar por uma segunda rota, onde percorre-se 10 km por estrada asfaltada (BR-421) na direção de Monte Negro, até o entroncamento com a RO-457, então segue-se por mais 20 km nessa estrada de terra, no sentido norte, até o entroncamento com a RO-459. Finalmente, através da RO-459, é percorrido mais um trecho de 36 km no sentido da Vila Bom futuro. O que totaliza aproximadamente 66 km (Figura 1).

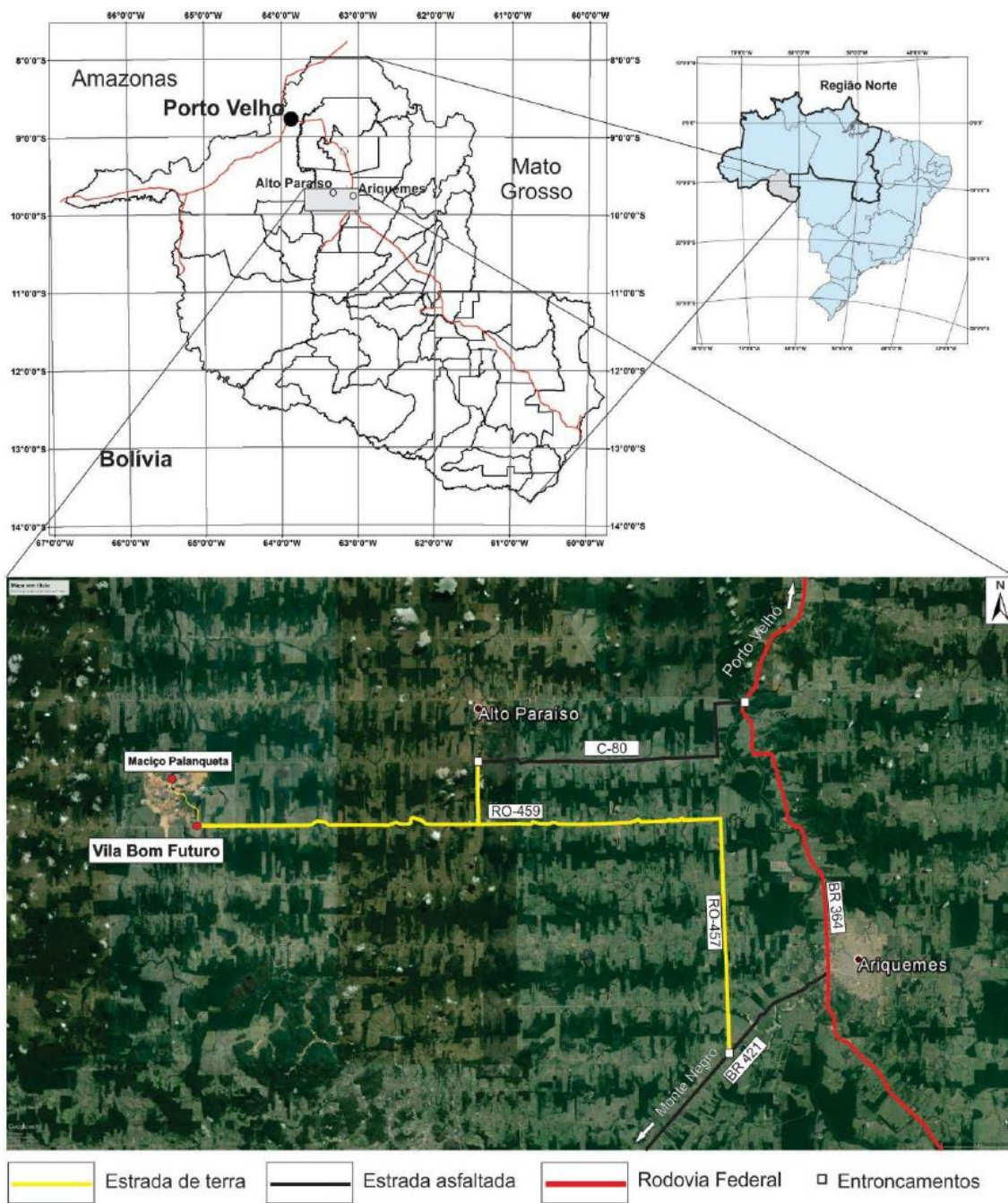


Figura 1: Localização e vias de acesso para a Vila Bom Futuro e Maciço Palanqueta (FOSTER, 2016).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Esse trabalho foi desenvolvido basicamente em 3 etapas: revisão bibliográfica e levantamento de inventário, trabalhos de laboratório e tratamento e interpretação dos dados obtidos.

2.1. Revisão bibliográfica e levantamento de inventário

Nessa etapa foi realizada uma profunda revisão dos artigos e trabalhos relacionados, primeiramente, a Província Estanífera de Rondônia (PER) e mais localmente ao Distrito Bom Futuro, com maior enfoque no Maciço Palanqueta. Além disso foram pesquisados textos relacionados a gênese, evolução, petrografia e geoquímica de greisens e processos de greisenização.

Dentre os principais trabalhos utilizados destacam-se: (Souza & Botelho, 2002), (SOUZA, 2003), Leite Júnior *et al.*, (2002), Bettencourt *et al.*, (2016) e (FOSTER, 2016)

Com relação ao inventário, primeiramente, foram obtidas informações de estudos anteriores, sobre os locais de ocorrência dos greisens, bem como das amostras de rocha coletadas neles e possíveis lâminas de seção delgada confeccionadas a partir dessas amostras. Para isso, através do auxílio do mapa geológico do Maciço Palanqueta de Foster, (2016), foram separadas amostras coletadas pelo autor, complementadas por amostras provenientes de campanhas de trabalhos anteriores já inventariadas.

Todo o material de estudo foi disponibilizado pelo orientador, composto por amostras de rocha e seções delgadas. As amostrais coletadas por Foster, (2016) foram identificadas como PP- e as amostras correspondentes à trabalhos anteriores, foram classificadas com a sigla BF-. Além das lâminas já inventariadas foi necessário a confecção de mais 6 delas a partir das amostras disponíveis. Posteriormente algumas das lâminas foram metalizadas para serem observadas através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

2.2. Trabalhos de Laboratório

Neste estágio as amostras selecionadas foram submetidas a estudos de descrição macroscópica e principalmente petrográfica.

A descrição macroscópica foi realizada através de 6 amostras e para o estudo petrográfico foram descritas 12 lâminas delgadas polidas e 1 seção polida em microscópio monocular de luz refletida e transmitida da marca CARL ZEISS, modelo POL-JENALAB, equipado com objetivas de até 50x. As observações foram realizadas principalmente na luz refletida com o objetivo de caracterizar os minerais opacos, porém minerais translúcidos como a cassiterita, também foram observados em luz transmitida. Além disso 5 lâminas delgadas polidas e a seção polida foram observadas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) a fim de se identificar pequenos cristais, feições de contatos e texturas e principalmente a composição química dos minerais em pontos específicos. Esta etapa foi desenvolvida utilizando as instalações do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) (Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE – da Universidade Estadual Paulista, campus Rio Claro).

A classificação dos minerais de minério foi realizada utilizando o auxílio de bibliografias como: (PRACEJUS, 2015).

2.3. Tratamento e Interpretação dos dados obtidos

Nessa última etapa, todos os dados obtidos etapas prévias foram analisados interpretados e integrados em ilustrações, gráficos, esquemas e fotos, cujos resultados e conclusões foram documentadas neste relatório final.

3. SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL

Introdução

Inserido na Plataforma Sul-Americana (Almeida & Hasui, 1984), o Cráton Amazônico (Figura 2), uma das principais entidades geotectônicas pré-cambrianas da América do Sul, aflora principalmente em território brasileiro, mas estende-se em direção a Bolívia, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Paraguai. Sua evolução geológica remonta desde o Arqueano, atingindo comportamento estável no Neoproterozóico.

No Brasil possui cerca de 430.000 Km² e é individualizado em dois escudos Pré-cambrianos principais: os escudos Brasil Central (ou Guaporé) e das Guianas, separados pela bacia paleozóica do Solimões-Amazonas (Tassinari & Macambira, 1999; Dardene & Schobbenhaus, 2000; Tassinari et al., 2000). Além disso é limitado a leste pelo Sistema

Orogênico Tocantins, a nordeste pela Província Margem Continental Equatorial e encoberto nos demais limites pelos sedimentos fanerozóicos periandinos (HASUI, 2014).

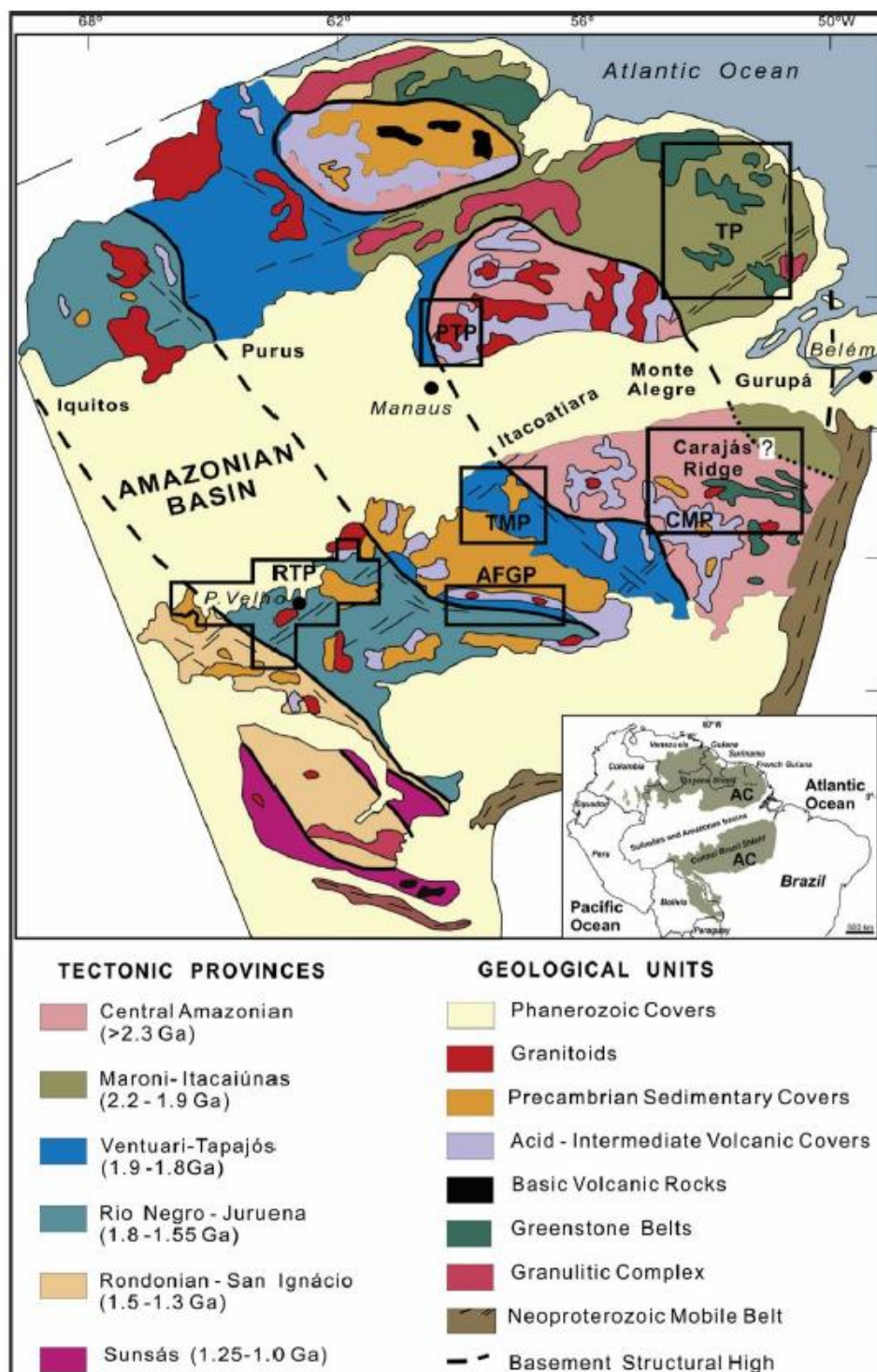


Figura 2: Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo Tassinari e Macambira (1999, 2004). Províncias Mineraias: CMP – Província mineral do Carajás, TMP – Província Mineral do Tapajós, AFGP – Província Aurífera Alta Floresta, TP – Província Transamazonas, PTP – Província estanífera de Pitinga, RTP – Província Estanífera de Rondônia. Extraído de Bettencourt et al., (2016).

O cráton aflora nas províncias Tapajós (Sul) e Rio Branco (Norte), estas separadas pela Província Amazonas, que é constituída pelas Bacias do Amazonas e Alto Tapajós. Sabe-se que essas províncias cristalinas possuem continuidade e possível “ligação” devido as semelhanças geológicas encontradas bem como sondagens realizadas pela Petrobrás (HASUI, 2014), que auxiliaram no conhecimento estratigráfico da Bacia do Amazonas e interceptaram o embasamento da mesma.

No decorrer do desenvolvimento dos conhecimentos referentes ao Cráton Amazônico, duas propostas principais quanto a sua evolução geodinâmica foram elaboradas. A primeira propõe que sua evolução tenha se caracterizado por processos de reativação de plataforma e formação de blocos continentais (ou paleoplacas) através de retrabalhamento de crosta continental durante o Arqueano e Paleoproterozóico, com posteriores processos de reativação e/ou retrabalhamento no Mesoproterozóico (Amaral, 1974; Almeida, 1978; Hasui et al., 1984). Enquanto que a segunda concepção, atualmente muito mais aceita e comprovada, é baseada na hipótese mobilística de orogenias modernas, a qual durante o Arqueano, Paleo- e Mesoproterozóico teriam ocorrido sucessivos arcos magmáticos continentais, com formação de material juvenil derivado do manto superior, assim como processos subordinados de retrabalhamento crustal (Cordani et al., 1979; Tassinari, 1981; Teixeira et al., 1989; Tassinari et al., 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2006; Cordani & Teixeira, 2007).

Este modelo resultou em uma subdivisão do cráton em seis províncias geocronológicas apresentada por Cordani & Teixeira (2007), Cordani *et al* (2009), Betencourt *et al.* (2010) e Teixeira *et al.* (2010), são elas: Amazônia Central (2.5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2.2 – 1.95 Ga), Venturi-Tapajós (1.95 – 1.8Ga), Rio Negro-Juruena (1.8 – 1.55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1.5 – 1.3 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1.2 – 1.0 Ga).

3.1. Província Estanífera de Rondônia (PER)

A PER (Figura 3) está situada na Província Rio Negro-Juruena (1.8 – 1.55 Ga), no Sudeste do Cráton Amazônico. Desde a descoberta das primeiras ocorrências de cassiterita em 1952, a província foi responsável por mais de 270.000 t de concentrado de Sn até 2012, a maioria extraída de depósitos aluvionares (BETTENCOURT et al., 2016). Em razão disso é uma das regiões mais estudadas do Cráton Amazônico, com dezenas de depósitos ou ocorrências de cassiterita encontrados e explorados. A província abrange

uma área de cerca de 87.000 km² e atualmente seus principais distritos mineiros em produção são os de Santa Bárbara e Bom Futuro.

A PER possui como principais unidades litoestratigráficas o embasamento, conhecido como Complexo Jamari, e as suítes granitóides rapakivi, ambas de idades Proterozóicas, além de seqüências metassedimentares, metavulcano-sedimentares e derrames basálticos. As suítes graníticas com mineralizações de estanho estão associadas ao desenvolvimento das províncias Rondoniana-San Ignácio e Sunsás-Aguapeí (BETTENCOURT et al., 2016). As coberturas sedimentares Cenozóicas são as principais unidades Fanerozóicas da PER.

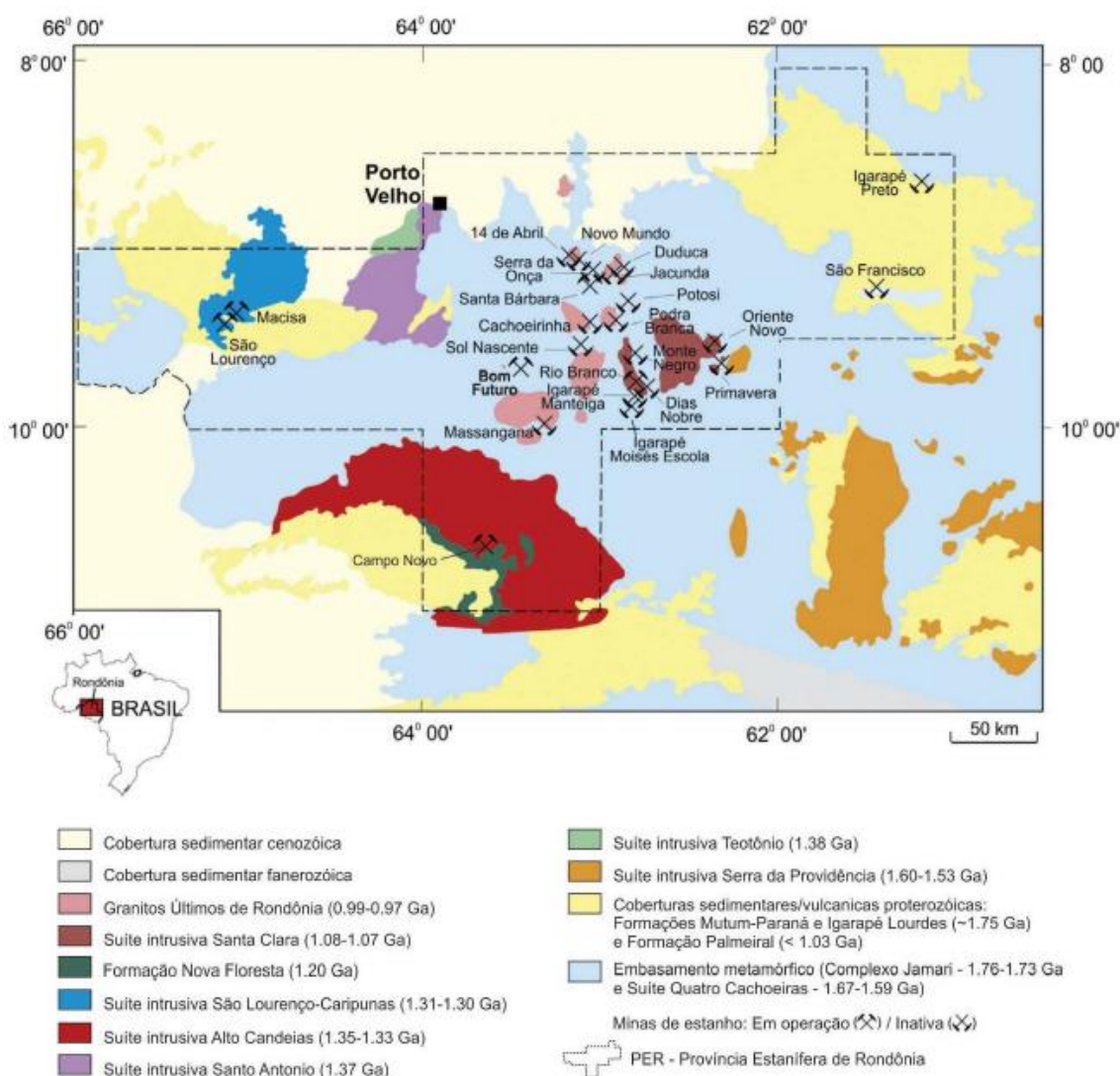


Figura 3: Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia (PER) e adjacências. Com destaque para os principais depósitos de estanho. Modificado de Bettencourt et al. (2016).

3.1.1. Complexo Jamari

Segundo Scandorala et al. (1996, 1999) a unidade é caracterizada pela intercalação de gnaisses orto e paraderivados, metamorfisados em fácies anfibolito de alta temperatura a granulito, com expressiva migmatização. Esses conjuntos litológicos distintos se dispõem em faixas e megalentes alternadas, separadas por cavalgamentos dúcteis frontais e oblíquos que evoluem para transcorrências sinistrais e dextrais.

De acordo com Payolla et al. (2002), a intercalação é fruto de dois ambientes distintos temporal e geneticamente, sendo o litotipo ortoderivado fruto de ambiente tectônico de margem continental tipo Andino, com importante contribuição da crosta Tapajós. Enquanto que as rochas paraderivadas são fruto de sequências imaturas, depositadas em bacias intermontana sobre o arco magmático pré-existente (Santos et al., 2000), metamorfisadas à cerca da 1,64 Ga.

Payolla et al., (2002) e Santos et al. (2000) afirmam que as rochas ortoderivadas apresentam idade U-Pb entre 1,76 – 1,73 Ga e são caracterizadas por gnaisses cálcio-alcalinos de baixo a médio K (associação de quartzo dioritos, tonalitos, granodioritos e quartzo monzonitos). Enquanto que as paraderivadas são caracterizadas por associação de gnaisses calcissilicáticos, biotita-silimanita-granada gnaisses, silimanita-biotita xistos e quartzitos e apresentam idade de sedimentação, obtidas pela datação U-Pb de zircão detrítico, iniciada por volta de 1675 ± 12 Ma (Santos et al., 2004).

Segundo Scandorala et al., (2006), a estrutura planar mais notável é representada por bandamento gnáissico, origem de processos de compressão e transcorrência. Além das estruturas de cisalhamento é comum a ocorrência de rochas com trama milonítica e associações mineralógicas indicativas de retrabalhamento em condições de metamorfismo de fácies anfibolito médio.

3.1.2. Intrusões Graníticas Meso-Neoproterozóicas

Bettencourt *et al.* (1999) dividiu os granitos de textura rapakivi da PER em sete suítes intrusivas distintas, baseando-se em critérios geológicos, geoquímicos (elementos maiores e traços), geocronológicos (Rb-Sr e U-Pb) e petrográficos. As suítes foram

denominadas: i) Suíte Intrusiva Serra da Providencia (1,606 a 1,532 Ga); ii) Suíte Intrusiva Santo Antonio (1,406 Ga); iii) Suíte Intrusiva Teotônio (1,387 Ga); iv) Suíte Intrusiva Alto Candeias (1,346 a 1,338 Ga); v) Suíte Intrusiva São Lourenço – Caripunas (1,314 a 1,309 Ga); vi) Suíte Intrusiva Santa Clara (1,082 a 1,074 Ga) e; vii) Suíte Granitos Últimos de Rondônia (0,998 a 0,974 Ga).

Esses granitos são representados por sienogranitos e monzonitos, embora alkali-feldspato granitos também sejam comuns na Suíte Granitos Últimos de Rondônia, predominando as variedades equigranulares e porfiríticas (Bettencourt *et al.*, 1999). Os granitos rapakivi são subalcalinos e metaluminosos a fracamente peraluminosos, evidenciando características de granitos tipo A com diferentes fontes magmáticas. Além disso rochas com menor percentual em sílica como gabros, sienitos, charnockitos e raros anortositos estão associadas a algumas suítes e rochas subvulcânicas a vulcânicas como microgranitos, microssienitos, riólitos, traquitos e raros diabásio que também ocorrem em poucas suítes. Importantes mineralizações de Sn estão associadas as três suítes graníticas mais jovens: São Lourenço – Caripunas, Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia (Bettencourt *et al.* 1999).

A Suíte Intrusiva São Lourenço – Caripunas ocorre na região noroeste da PER e possui rochas intrusivas subalcalinas compostas por: álcali-feldspato granito, anfibólio-biotita sienogranito, quartzo sienito, biotita sienogranito e riolito com idades de 1.314 ± 13 Ma (Bettencourt *et al.* 1999). Na região de Caripunas as rochas evidenciam intensa alteração hidrotermal com mineralização de cassiterita em *greisens*, veios de quartzo e depósitos paleoplacers associados (CPRM, 2007).

A Suíte Intrusiva Santa Clara, de acordo com Bettencourt *et al.* (1999), compreende os maciços Santa Clara, Manteiga, Oriente Velho, Oriente Novo, Jararaca, Primavera, Camelo e das Antas, localizados na porção centro-leste da PER.

Ainda segundo Bettencourt *et al.* (1999), a suíte é caracterizada por duas associações de rochas, cujas idades e composições mineralógicas e químicas são distintas. A associação mais significativa em área é composta por granitoides subalcalinos (álcali-feldspato granitos, monzogranitos, sienogranitos e quartzo monzonitos), com textura predominante porfiróide, com biotita e hornblenda mais subordinada. A outra associação é composta por álcali-feldspato sienitos, granitos, microssienitos, álcali microgranitos, traquitos e riólitos pórfiros. Essas rochas ocorrem na a forma de diques poucos espessos ou como pequenos *stocks* intrusivos no granitoides subalcalinos porfiróides, apresentando no geral, uma afinidade alcalina, sendo que apenas uma fácies petrográfica

é reconhecida como peralcalina, pois possui anfibólio sódico na moda (Leite Junior, 1992). Segundo Leite Junior (2002) as idades de cristalização das rochas das associações subalcalina e alcalina por método U-Pb em zircões são em torno de 1082 Ma e 1074 Ma, respectivamente. Os estilos de mineralização de cassiterita na suíte são caracterizados por *stock-work* em *greisens*, *lodes* de quartzo-cassiterita e quartzo-cassiterita-wolframita, veios de quartzo-topázio-fluorita, pegmatitos com albita, microclínio, berílio, topázio, molibdenita e cassiterita (CPRM, 2007).

Por fim a Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia é formada por rochas subalcalinas e alcalinas, compreendendo os maciços graníticos Ariquemes, Massangana, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá. Esses maciços ocorrem como batólitos e *stocks* multifásicos na porção central da PER (CPRM, 2007). As rochas subalcalinas são compostas por monzogranitos porfíricos, sienogranitos equigranulares e ortoclásio granitos, enquanto que as rochas alcalinas consistem de ortoclásiomicrosienitos ortoclásio sienitos, microcrossienitos e feldspato-quartzo pórfiros. Três dos maciços pertencentes à suíte foram datados por Bettencourt *et al.* (1999): Pedra Branca, com idades de 995 ± 5 Ma; São Carlos, com idades de 995 ± 73 Ma e Massangana, com idades de 991 ± 14 Ma. Grande parte das rochas graníticas da suíte possuem mineralizações de Sn, W, Nb-Ta, Be e F, geralmente associadas às fases tardias do magmatismo (CPRM, 2007), tendo como representantes os topázio granitos e riólitos da Mina Bom Futuro.

3.1.3. Formação Nova Floresta

Situada na porção sul da PER a unidade, nomeada por Leal *et al.* (1978) é constituída por basaltos, diabásios, gabros, olivina gabros, gabros anortosíticos e metabasitos que ocorrem na forma de derrames e corpos intrusivos gerados em ambiente intracratônico, estabelecidos em regime extensional, além disso essas rochas são geoquimicamente classificadas como tholeiíticas (Romanini, 2001). Segundo Tohver *et al.*, (2002) os basaltos dessa unidade apresentaram idades de 1067 ± 3 Ma, pelo método de datação Ar-Ar.

3.1.4. Sequências Metassedimentares.

As sequências metassedimentares são representadas por duas Formações:

A Formação Palmeiral, denominada por Lobato *et al.* (1966), é formada por arenitos ortoquartzíticos, esbranquiçados, fortemente cimentados, arenitos feldspáticos com estratificação cruzada de baixo ângulo e ortoconglomerados. (Scandolara *et al.*, 1998).

A Formação Prosperança, formalizada por Caputo *et al.* (1971), compreende uma seqüência com intervalos de arenitos finos, feldspáticos e ortoquartzíticos, de cores esbranquiçadas, cimento silicoso, laminação planoparalela, intercalados com argilitos, siltitos e ortoconglomerados na base (Scandolara *et al.*, 1998).

3.1.5. Unidades Fanerozóicas

O Fanerozóico é representado através dos basaltos da Formação Anari, pelas intrusões e chaminés Kimberlíticas, pelos sedimentos paleozóicos e mesozóicos indiferenciados (CPRM, 2007) e pelas coberturas sedimentares cenozóicas, sendo que essas últimas são as principais representantes na PER. Além disso, essas coberturas recentes (Pleistoceno ao Holoceno) são evidenciadas pelos sedimentos depositados nas bacias das drenagens da região que contém importantes depósitos secundários de cassiterita do tipo *placer*.

4. GEOLOGIA LOCAL

O distrito Bom Futuro (Figura 4), foi classificado por Souza (2003), como um sistema do tipo Vulcano-plutônico. O sistema vulcânico, denominado Serra do Bom futuro (Villanova e Franke, 1995), está situado na porção central do depósito onde ocorrem riolitos, tranquidacitos, brechas, diques de albíta granito e corpos pegmatíticos, com cassiterita associada a um sistema anelar de veios de quartzo-topázio. Já o sistema plutônico, situado a 500 metros da Serra do Bom futuro, é caracterizado por um plug de albíta granito denominado Palanqueta (Silva *et al.*, 1995 e 1997), que contém zonas de greisens com cassiterita e wolframita. Dias (2012) apresenta uma classificação de rochas subvulcânicas para as rochas ígneas do Distrito Bom Futuro, a qual será utilizada nesse trabalho.

O distrito é pertencente ao domínio da Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia, semi-circular encaixado em rochas do Complexo Jamari e rodeado por coberturas sedimentares aluvionares e coluvionares (SOUZA, 2003). Além disso importantes concentrações de cassiterita são encontradas nas coberturas sedimentares ao redor do sistema Bom Futuro.

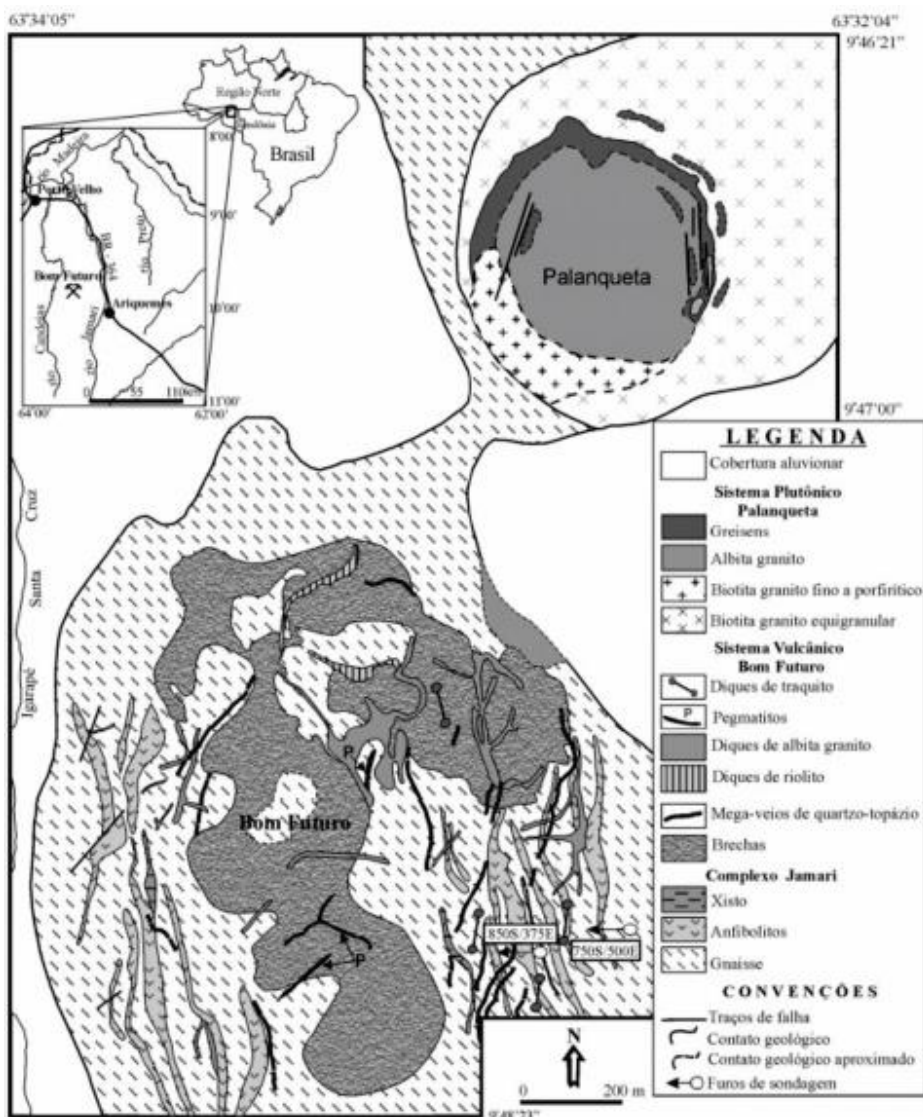


Figura 4: Mapa geológico simplificado do distrito Bom Futuro (SOUZA, 2003).

4.1. Complexo Jamari

Essa unidade foi definida como embasamento regional, posicionada no Paleoproterozóico e formado por orto e paragneisses, anfíbolitos e metabásicas metamorfizados em fácies anfíbolito e granulito (ISOTTA et al., 1978, LIMA et al., 1988, Scandorala et al., 1999).

No depósito de estanho do Bom futuro é constituída pela associação de gnaisses anfíbolitos e xistos, arranjados sob a forma de corpos lenticulares de dimensões métricas a decamétricas, orientados paralela a subporelamente à direção NNW-SSE e mergulhando cerca de 50° para NNE (Souza & Botelho, 2002). Ainda segundo os mesmos autores, os gnaisses são as os litotipos predominantes, evidenciando uma intercalação entre de rochas de orto e paraderivação.

Os paragnaisses afloram na porção leste do depósito, enquanto que os ortognaisses afloram nas porções central e oeste do depósito. De modo geral essas rochas apresentam bandamento composicional irregular e descontínuo, determinado pela alternância de lentes de quartzo-feldspáticas contornadas por níveis micáceos, com o conjunto denotando espessura milimétrica a centimétrica e orientação oscilando de N15°W/N70°SW a N20°E/50°SE (SOUZA & BOTELHO, 2002).

4.2. Sistema Bom Futuro

O sistema é constituído por rochas subvulcânicas intermediárias, brechas subvulcânicas, topázio leucoriólito, topázio leucogranito pórfiro e pegmatitos

As rochas subvulcânicas intermediárias são representadas por corpos de biotita-hornblenda melamicrossienito pórfiro e biotita melassienito pórfiro (LEITE JÚNIOR et al., 2002a). Souza (2003) também reconheceu diques de traquito e Souza et al. (2007) obtiveram idade U-Pb de 1.001 ± 5.2 em zircão dessas rochas e a interpretaram como a idade de cristalização das mesmas. Dias (2012), identificou quatro diques de rochas intermediárias (sienitos pórfiros), que estão na forma de diques métricos a decamétricos em contato abrupto com a rocha encaixante, mergulho subvertical e direção preferencial para NE.

As brechas subvulcânicas representam a unidade dominante no morro Bom Futuro, localizada principalmente nas porções centro-sul e nordeste do mesmo e caracterizada por brechas polimíticas de natureza subvulcânicas, suportadas por elastos, com pouca ou nenhuma matriz (DIAS, 2012). Seus fragmentos são constituídos de gnaisses e anfíbolitos do Complexo Jamari, topázio leucoriólito, topázio leucogranito, pegmatitos, rochas intermediárias e fragmentos da própria brecha, dispostos em um arranjo do tipo fragmento suportado (SOUZA & BOTELHO, 2002; SOUZA, 2003; DIAS, 2012). Os fragmentos possuem dimensões variadas (milimétricas a decimétricas)

e formatos angulosos a subangulosos. A matriz é afanítica, de coloração cinza escuro e aspecto vítreo, constituída por agregados microcristalinos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, microlitos de biotita e fengita, além de disseminados de cristais de fluorita, topázio, esfalerita, minerais opacos (pirita, calcopirita e pirrotita), óxi-hidróxidos de Fe-Ti e traços de cassiterita (SOUZA, 2003). Souza & Botelho (2002) consideram a existência de outro tipo de brecha formada posteriormente, devido a ação dos fluídos hidrotermais.

Os topázio leucoriólitos são formados por corpos tabulares de rocha de coloração cinza claro, textura porfírica fina com fenocristais (0.5 a 5.0 mm) de quartzo, albita e feldspato potássico em matriz afanítica composta essencialmente por esses mesmos minerais, mais topázio e mica litinífera (LEITE JÚNIOR et al., 2002b). Fácies brechóides ocorrem tanto no endocontato (network-veined breccias e rubble breccias), como no exocontato dos corpos, sendo caracterizadas por fragmentos angulosos a subarredondados de tamanhos e formas variadas, constituídos principalmente por biotita granito róseo (LEITE JÚNIOR et al., 2004). Esse litotipo pode apresentar também aspecto mosqueado, dado por pequenos de cristais de sulfetos aglomerados de modo irregular na rocha (DIAS, 2012). Os corpos atravessam as rochas do embasamento e as brechas subvulcânicas.

Os topázio leucogranito pórfiro atravessam as rochas do embasamento e as brechas subvulcânicas, mantendo uma relação concordante a subconcordante com os corpos riolíticos, aparentemente associados a um plug central (LEITE JÚNIOR et al., 2003; 2006) e segundo os mesmos autores, apresentam características geoquímicas similares aos Ta-granitos pobres em P₂O₅ de Raimbault et al., (1991). Essas rochas possuem contatos bruscos a gradacionais e arranjo textural porfírico, com fenocristais de quartzo e feldspato potássico em matriz fina a média. Apresentam também estruturas agmatíticas, e em alguns locais ocorre com corpo pegmatítico ao longo do contato caracterizado como stockscheider (LEITE JÚNIOR et al., 2003; 2004). Nos contatos com as rochas encaixantes é possível ocorrer zonas de brecha, geradas pela intrusão dos leucogranitos, que brecharam as rochas encaixantes nas zonas de contato, com fragmentos do embasamento e da brecha subvulcânicas (LEITE JÚNIOR et al., 2003; 2004).

Os pegmatitos são corpos de composição granítica e formatos tabulares, com dimensões centimétricas a métricas, com zonas de alteração no contato com as encaixantes (FOSTER, 2012). Os cristais mostram-se euédricos a subédricos, constituídos por microclínio perítico, quartzo, albita, biotita e zinnwaldita (SOUZA &

BOTELHO, 2002). Estes corpos possuem um zoneamento interno não uniforme, com aglomerados de cristais e megacristais de biotita e feldspato potássico, em geral, nas bordas e zonas intermediárias dos corpos, ficando o quartzo e topázio concentrados no núcleo, embora esse arranjo mude ao longo da maioria dos corpos (LEITE JÚNIOR et al., 2008; DIAS, 2012, FOSTER, 2012). Estruturas “em pente” são comuns nos veios com quartzo e topázio (SOUZA, 2003). Estruturas tipo stockwork e corpos quartzosos maciços são evidente nas partes norte e central do morro Bom Futuro (LEITE JÚNIOR et al., 2008). Grande parte dos mega-veios de quartzo descritos por Souza (2003) foi classificado como corpos pegmatíticos por Dias (2012). Segundo Dias (2012), as características estruturais, texturais e mineralógicas desses corpos mostram se tratarem de pegmatitos do tipo complexo (classificação de LANDES, 1933, em LONDON, 2008) inclusos na classe dos pegmatitos a elemento – raro de Cerný & Ercit (2005).

Essas rochas possuem afinidade geoquímica com os pegmatitos da família LCT (Lítio-Césio-Tântalo) devido à presença de zinnwaldita, cassiterita e columbita-tantalita além da ausência de piroxênio e anfibólio sódico (DIAS, 2012).

Ainda segundo Dias (2012), os pegmatitos formam dois sistemas de veios e os da primeira fase são os mais importantes economicamente, não só pelas dimensões dos corpos principais (espessuras métricas e centenas de metros de extensão) como também pelos teores de até 880g Sn/t (MUZZOLON, 2010, apud DIAS, 2012). Os pegmatitos estariam relacionados com os pórfiros graníticos do morro Bom Futuro, ambos considerados intrusões contemporâneas e de natureza peraluminosa, apresentando afinidades geoquímicas com granitos tipo A e intraplaca da Suíte Granitos Últimos de Rondônia (LEITE JÚNIOR et al., 2002). As zonas de alteração hidrotermal são comuns nas paredes dos corpos (FOSTER, 2012).

4.3. Sistema Plutônico Palanqueta

Segundo Souza & Botelho, (2002) esse sistema granítico é um plug de albita granito, o qual está topograficamente mais baixo e localizado a cerca de 500 metros, a nordeste, do sistema vulcânico Bom Futuro (Figura 5). Sendo formado por diferentes tipos petrográficos, como biotita granito equigranular de granulação média, biotita granito equigranular a porfírico de granulação fina, albita granito e zonas de greisens (Figura 6). Os arredores do maciço estão encobertos por coberturas sedimentares indiferenciadas.

Baseando-se nos trabalhos de Leite Junior et al., (2005) e Oliveira (2005), as fácies graníticas podem ser classificadas em 5 fácies diferentes (Figura 6): uma fácies composta por biotita-álcali-feldspato granito equigranular, representado o maciço palanqueta e mais 4 fácies representando o topázio granito (topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular médio, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro e topázio-zinnwaldita-álcalifeldspato granito miarolítico) , além de litologias tardi-magmáticas, como veios e pipes de greisen, aplitos e veios pegmatíticos.



Figura 5: Vista do maciço Palanqueta, a parti do Morro Bom Futuro, Distrito Bom Futuro –RO.

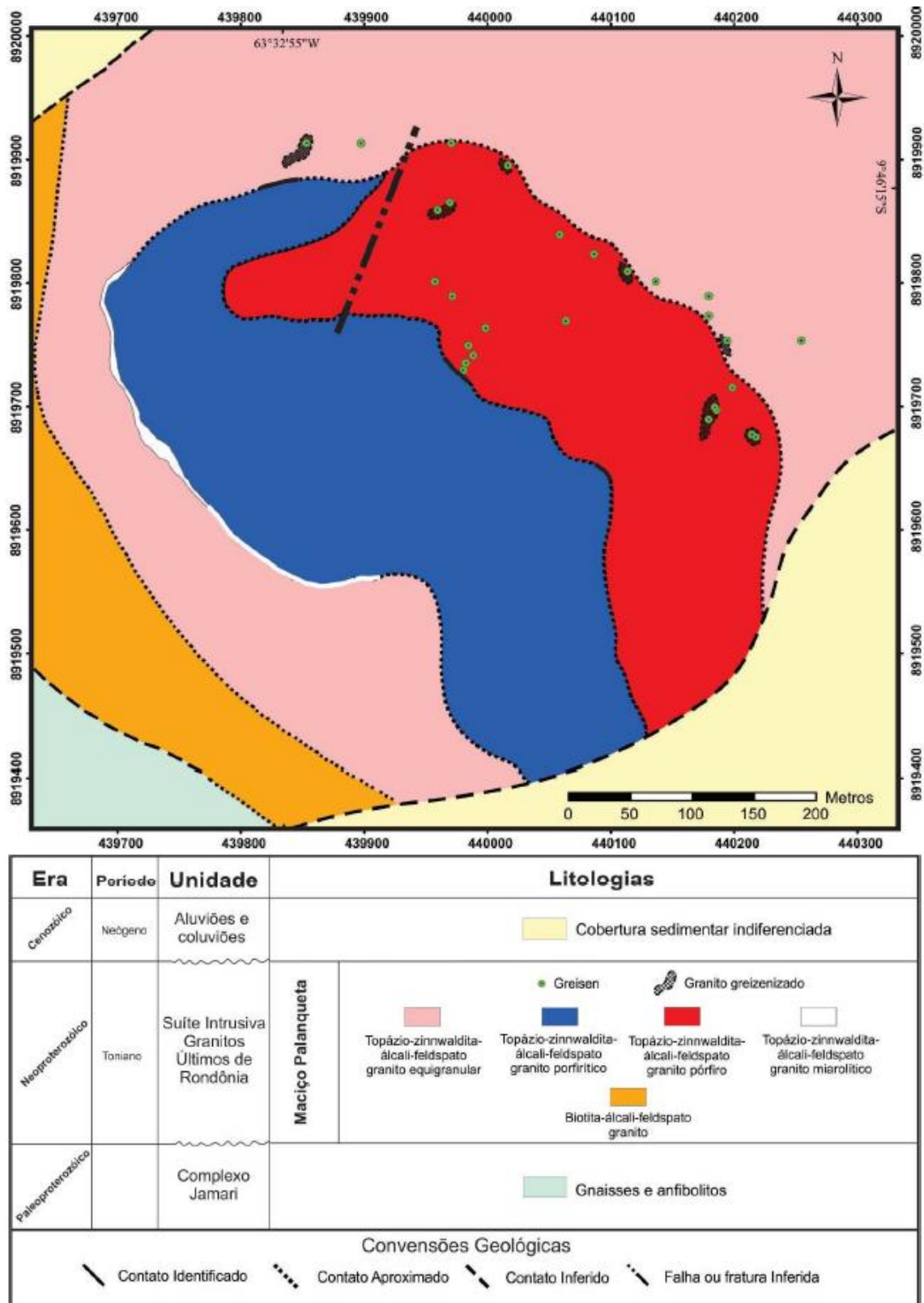


Figura 6: Mapa Geológico simplificado do maciço Palanqueta, retirado de Foster (2016).

A fácies biotita-álcali-feldspato granito equigranular é predominante na área oeste do morro Palanqueta e ocorre como uma faixa contínua com direção NW-SE, em contato a leste com o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular médio e a

sudoeste com os gnaisses do Complexo Jamari. As rochas aflorantes observadas foram principalmente matacões (Figura 7) e por vezes lajeados (FOSTER, 2016).



Figura 7: Fotografia de matacão de biotita-álcali-feldspato granito equigranular (FOSTER, 2016).

A fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular médio, devido a lavra da cobertura sedimentar, ocorre na maior parte da área e evidencia um brusco contato com a fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (Figura 8). Esse último está situado na porção centro-sudoeste da área, aflorando mais na parte central como um corpo de formato irregular arqueado em planta e na parte sul estando encoberta pelos sedimentos cenozoicos. Ocorrem miárolos centimétricos de quartzo e feldspato potássico, de forma rara e dispersa, em ambas as fácies (FOSTER, 2016).

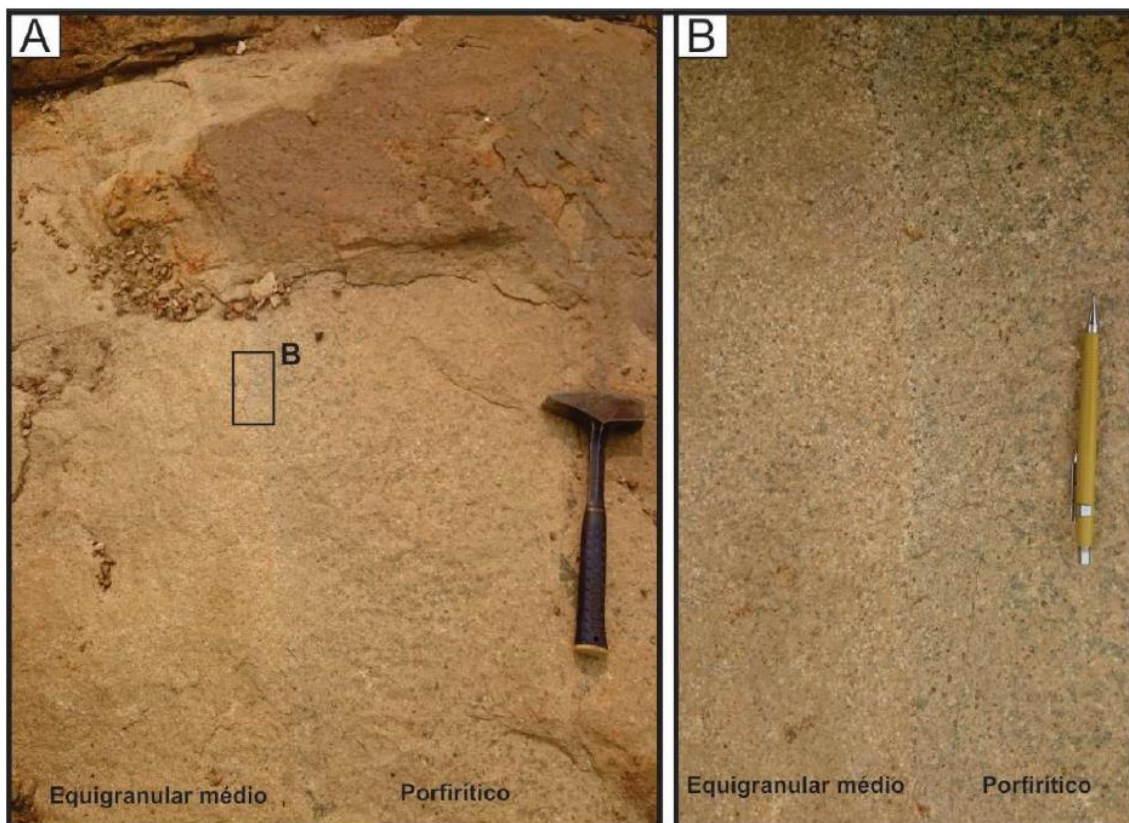


Figura 8: Fotografia com contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular médio e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (FOSTER, 2016).

A fácies zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico ocorre na região oeste da área e possui matriz fina a muito fina com miórolos de quartzo milimétricos a decimétricos (Figura 9), estando restrita a uma faixa estreita irregular no contato entre as fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro e topázio zinnwaldita-álcali-feldspato granito médio (FOSTER, 2016).

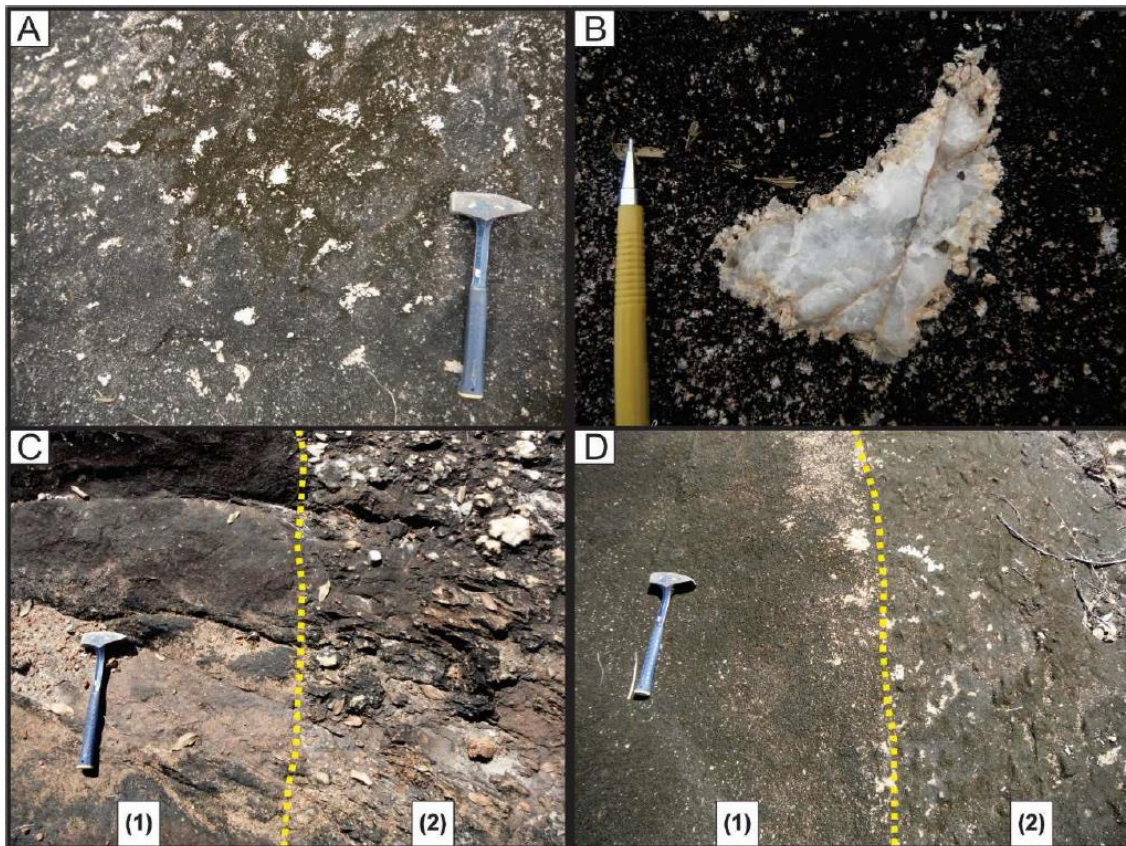


Figura 9: Fotografias das fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítica. A: característica geral da rocha com miárolos centimétricos constituídos por Qz e Fk; B: os miárolos apresentam zonamento com Fk nas bordas e Qz no núcleo além de bordas serrilhadas; C: contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (1) e o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico (2); D: contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular (1) e o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico (2) (FOSTER, 2016).

Com relação as litologias tardi-magmáticas, ocorrem diques de aplito cortando todas as fácies graníticas, que também são cortados por veios e diques pegmatíticos (Figura 10). Além disso também aparecem fragmentos tabulares de veios de quartzo leitoso, majoritariamente na fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro, os quais ocorrem envoltos pelo granito, o que pode indicar certa contemporaneidade entre a formação dos veios e a cristalização da rocha encaixante. Os veios e diques pegmatíticos são denotados por corpos finos constituídos por quartzo topázio e evidentes cristais de feldspato potássico, além de cristais de micas e corpos maiores (FOSTER, 2016).

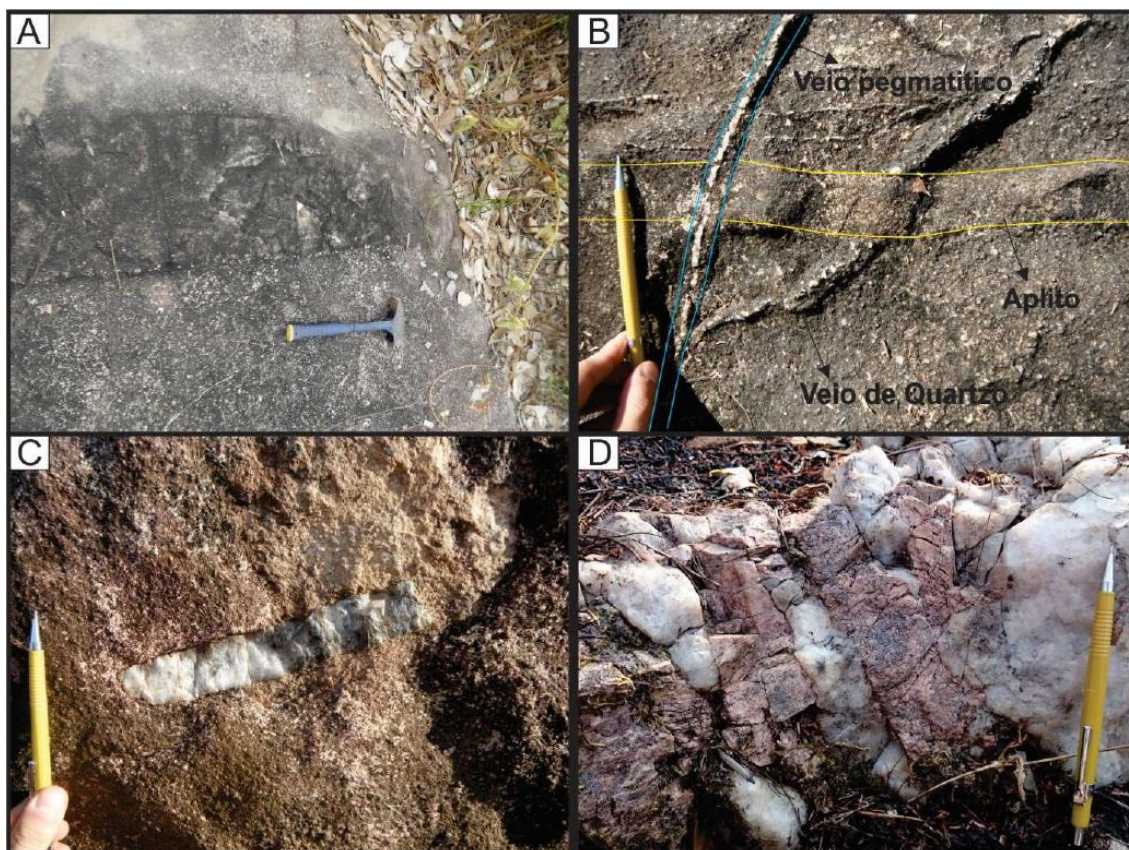


Figura 10: Fotografias de corpos tardios encontrados no maciço Palanqueta. A: dique de aplito em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular; B: intersecção de vênulas de quartzo e pegmatito cortando dique de aplito; C: fragmento de veio de quartzo em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro; D: bolsão pegmatítico em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (FOSTER, 2016).

Os greisens são denotados na forma de veios e pipes (Figura 11), estando presentes majoritariamente na fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro e em menor frequência no topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular. Os pipes detém cerca de 2 metros de diâmetro e mais de 4 metros de profundidade, enquanto que os veios de greisen visualizados na fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro possuem até 15 centímetros de espessura e extensões de alguns metros. Os corpos em pipe demonstram zoneamento, tendo sido reconhecidas três subfácies distintas: topázioquartzo- mica greisen, mica-topázio-quartzo greisen e quartzo greisen (FOSTER, 2016).



Figura 11: Pipe de greisen aflorante com auréola de granito greisenizado. (FOSTER, 2016).

Por fim a cobertura sedimentar indiferenciada aparece no entorno do morro. Na área, essa cobertura foi muito lavrada como depósito secundário de cassiterita, o que expôs afloramentos na região, mas em alguns locais, como cortes de estradas ainda preservados a norte do morro, alcança espessuras de até 10 m (Oliveira, 2005). De modo geral essa cobertura é representada por sedimentos areno-argilosos levemente conglomeráticos de coloração pardo avermelhado (Figura 12).

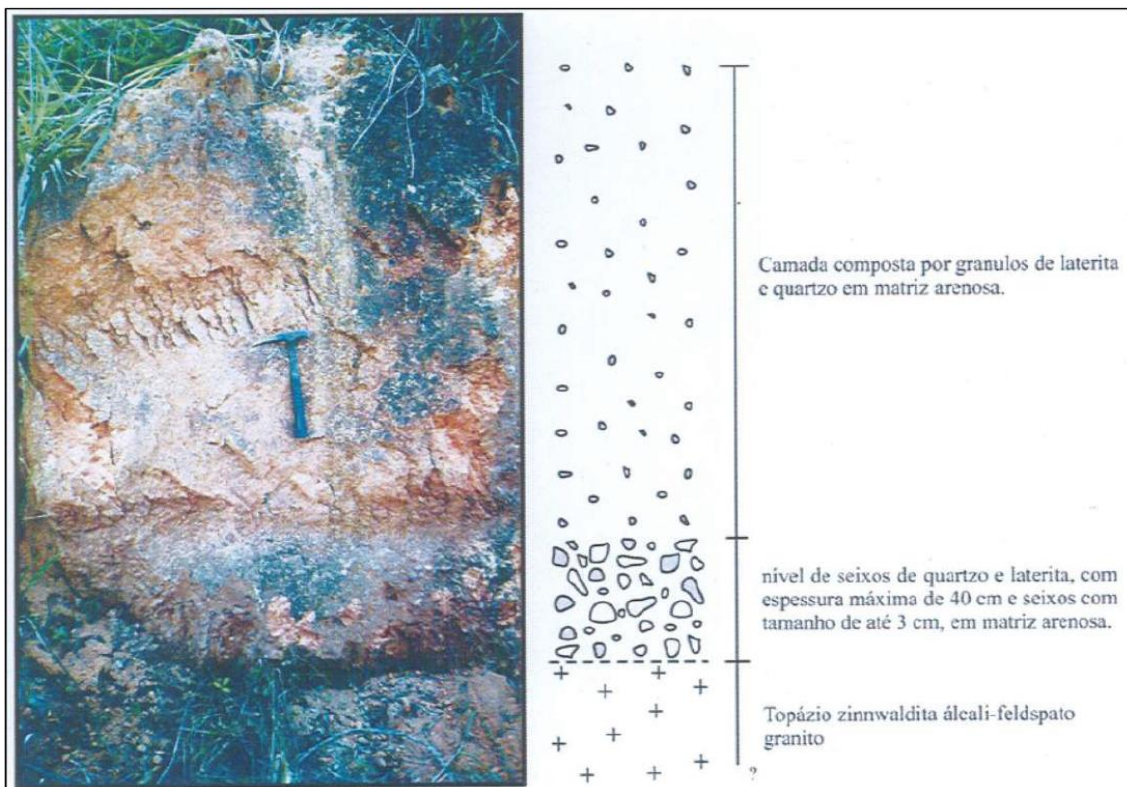


Figura 12: Perfil de alteração encontrado no maciço Palanqueta (Oliveira, 2005).

5. RESULTADOS

Os greisens ocorrem em 2 fácies graníticas do Maciço Palanqueta: no topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro e, com menor frequência, no topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular (Figura 6).

Nos greisens os minerais de minério correspondem a cassiterita e wolframita com, porém também ocorrem sulfetos associados, como pirita, calcopirita e covelita. Desse modo, nesse capítulo são descritas as análises desses minerais.

5.1. Descrição Macroscópica

As amostras de greisens analisadas denotaram de modo geral composição predominante de quartzo e feldspato potássico rosado em veios e com menor expressão sulfetos bem oxidados caracterizados por um pó amarelado em sua superfície, além de micas de granulação fina (menos de 5 mm) e coloração cinza esverdeada (zinnwaldita).

Com relação aos minerais acessórios (opacos) os greisens apresentam um certo padrão, sendo as amostras predominadas por sulfetos ou óxidos.

Os greisens predominado por sulfetos (Figura 13) apresentam coloração cinza claro, com porções amareladas e esverdeadas, formados basicamente por quartzo e pirita, sendo que a pirita apresenta coloração amarelo dourado, brilho metálico e ocorre de maneira disseminada, com relação a estrutura a maioria era maciça e com menor frequência miarolítica (evidencia cavidades com cerca de 1 cm de largura e 2 mm de abertura, em formato de elipse) e venular (com veios de feldspato potássico rosado), heterogranoblástica, de granulação fina a média, tendo matriz composta por micas e sulfetos, alguns cristais de pirita em hábito cúbico, cerca de 2 mm, além de cristais de quartzo em agregados anhedrais.

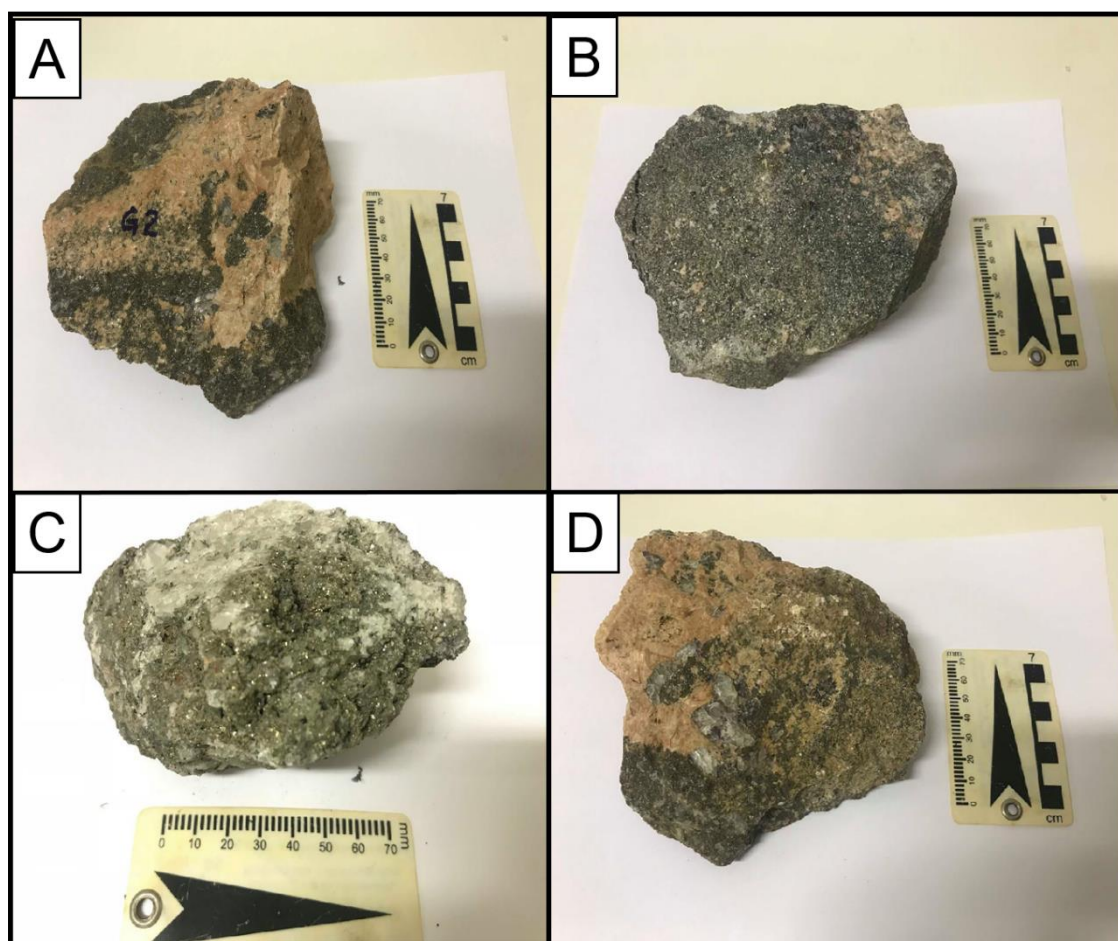


Figura 13: Fotografia de amostras de greisens: Em (A) amostra cortada por veio de feldspato potássico (rosado); em (B) rocha composta por sulfetos em matriz escura; em (C) rocha composta por pirita quartzo e apresenta estrutura miarolítica; e em (D) zinwaldita e oxidação de sulfetos na porção esverdeada.

Enquanto que as amostras predominadas por óxidos (Figura 14) exibem, majoritariamente, diferentes feições. De modo geral as amostras denotam coloração rosada e acinzentada, sendo composta por feldspato de coloração rosada em agregados

anhedrais, quartzo em veios, e cassiterita e wolframita em pequenos cristais isolados (cerca de 1 a 3mm), possuem estrutura maciça e as vezes venular (cortadas por um grande veio de feldspato e quartzo), são principalmente granoblástica e menos frequentemente heterogranoblástica, de granulação média fina a média, também ocorrem fenocristais isolados de cassiterita, com dimensões em torno de 1 a 3 cm, de coloração cinza escuro, translúcido, de brilho vítreo a submetálico, com 2 direções de clivagem bem definidas e de densidade muito alta, o que eleva bastante o peso das amostras.

Em um caso isolado, uma das amostras é composta praticamente toda por cassiterita, wolframita (hábito tabular) e zinnwaldita com cerca de 0,5 cm, apresenta coloração acinzentada, brilho vítreo e altíssima densidade.

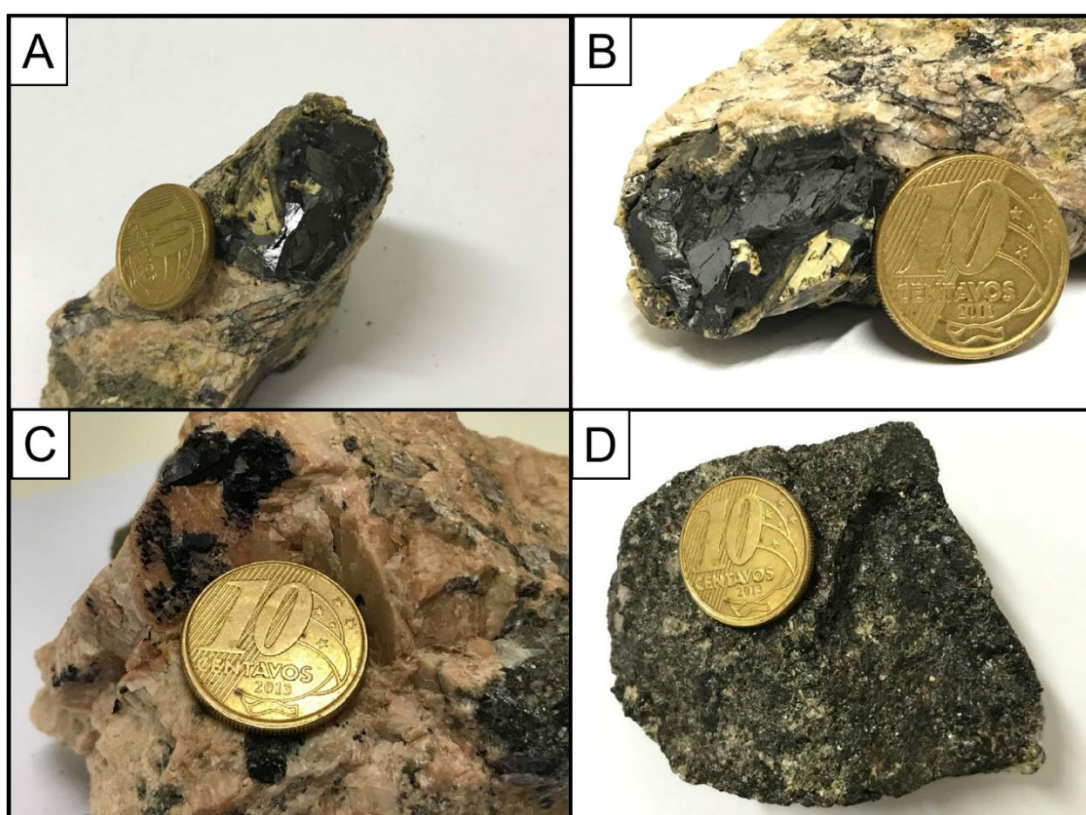


Figura 14: Fotografia de greisens: em (A) e (B) grande cristal de cassiterita; em (C) cristais de cassiterita em veio de feldspato potássico e em (D) amostra com alta densidade composta por pequenos cristais de cassiterita e wolframita (escuros) e zinnwaldita (esverdeado).

5.2. Descrição Microscópica

Nas amostras de greisen a cassiterita, por ser translúcida, foi observada em luz refletida e transmitida, ocorrendo na forma de grandes cristais anhedrais, com cerca de 0,5 mm até 4 mm, em agregados granulares, raramente subhedrais prismáticos, em alguns locais muito fraturados e com minerais inclusos (principalmente silicatos). Na luz

transmitida a cassiterita exibe coloração marrom avermelhado, relevo muito alto positivo, birrefringência extrema e pleocroísmo forte, de coloração marrom avermelhado claro à marrom escuro. Na luz refletida a cassiterita exibe coloração em tom cinza, levemente mais claro que os silicatos, anisotropia de coloração semelhante ao pleocroísmo, apenas com tons de marrom mais escuros e reflexão interna abundante, variando de coloração cinza muito claro a marrom (Figura 15). A cassiterita apresenta também zonação, que é caracterizada pela alternância de zonas de coloração castanho claro, escuro, vermelho e marrom, além de geminação em alguns cristais. A composição pontual obtida, através do MEV, denotava composição apenas de O e Sn (Figura 16).

A wolframita, por ser opaca, foi observada apenas em luz refletida, evidenciando cristais muitas vezes bem fraturados, com cerca de 1 a 3 mm, de hábito tabular e laminar, mas as vezes em agregados granulares (Figura 13 e 15), de coloração cinza claro (levemente mais claro que a cassiterita) e isotrópicos. Sua composição pontual, obtida através do MEV, denota composição inteiramente composta por O e W (Figura 16).

A cassiterita ocorre, geralmente, associada a cristais menores de wolframita, em contatos retilíneos, devido ao hábito tabular dos cristais de wolframita, e em menor frequência com pirita, com contato predominante retilíneos, mas também lobulados.

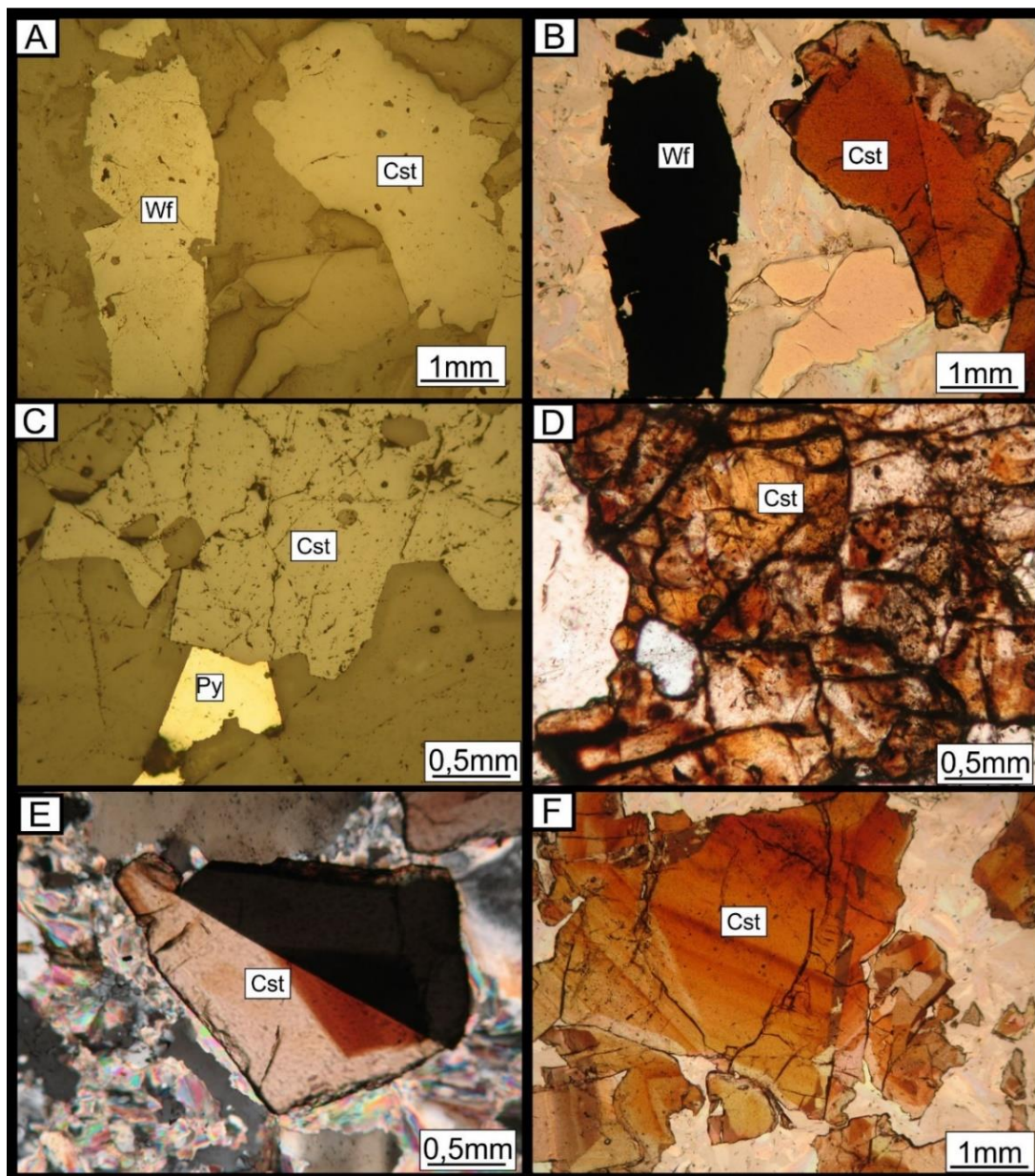


Figura 15: Em (A) fotomicrografia de cristal tabular de wolframita ao lado de cristal granular de cassiterita em luz refletida; em (B) fotomicrografia de cristal de wolframita ao lado de cristal de cassiterita em luz transmitida; em (C) fotomicrografia de cassiterita ao lado de pirita em luz refletida; em (D) fotomicrografia de cristal de cassiterita muito fraturado em luz transmitida; em (E) fotomicrografia de cristal de cassiterita geminado; em (F) fotomicrografia de grande cristal de cassiterita zonado em luz transmitida. Cst-Cassiterita, Wf-Wolframita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).

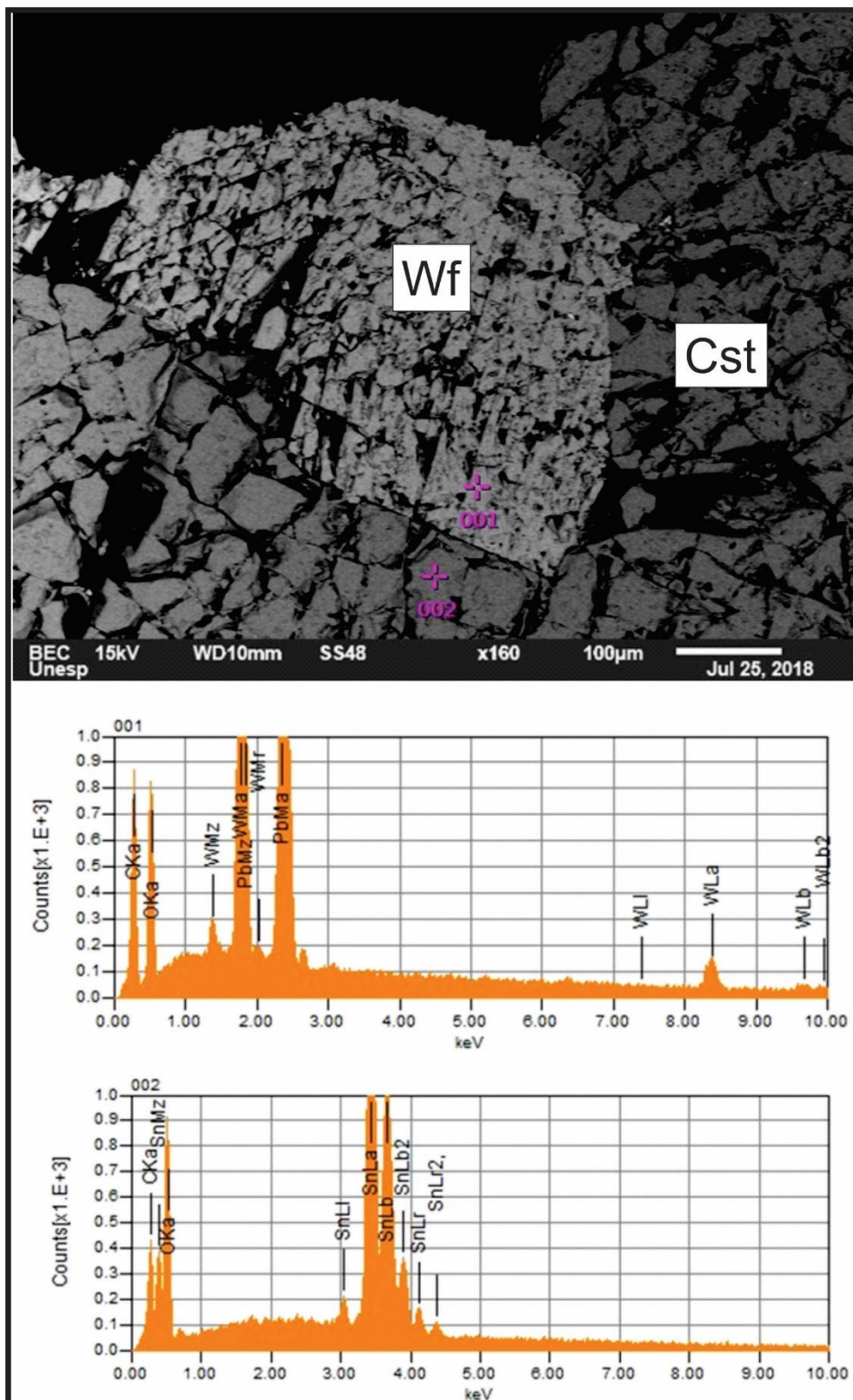


Figura 16: Imagem de cristais de Cassiterita e Wolframita no MEV, em 001 é denotada a composição pontual do cristal de wolframita e em 002 é denotada a composição pontual do cristal de cassiterita. Cst-Cassiterita, Wf-Wolframita (WHITNEY & EVANS, 2010).

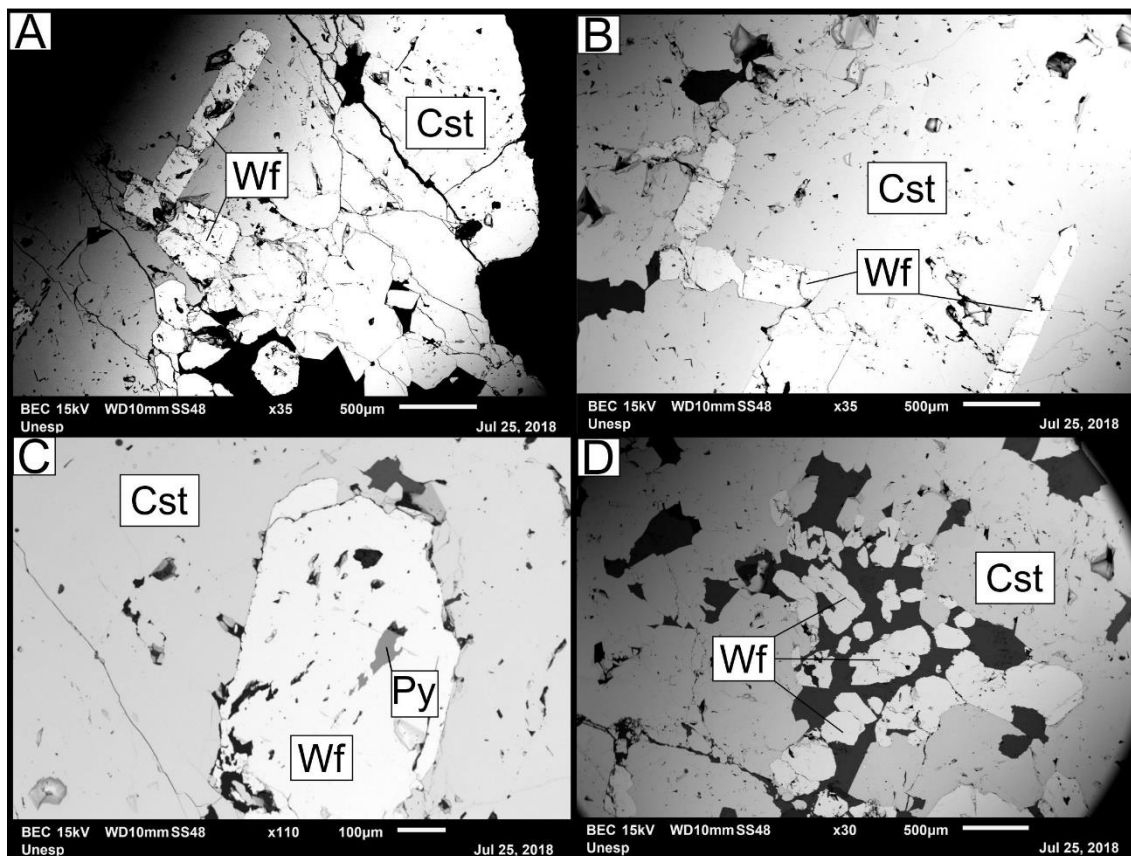


Figura 17: Em (A) e (B) cristais de wolframita tabular em cassiterita; em (C) pequeno cristal de pirita incluído em wolframita; em (D) cristais de cassiterita anhedrais incluídos em matriz silicática envolto por cassiterita. Cst-Cassiterita, Wf-Wolframita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).

A pirita ocorre preenchendo fraturas (com textura brechoide), raramente exibindo cristais bem formados, geralmente pequenos (cerca de 0,03mm) e com hábito cúbico, de coloração amarelo claro, com dureza relativamente alta, isotrópicos e com alta refletância (Figura 20). Em todas as análises pontuais, realizadas no MEV, a pirita exibiu em sua composição Fe e S, porém também F (Figura 22 e 23).

A calcopirita ocorre como cristais anhedrais, de forma dispersa na lâmina, com tamanhos variados (cerca de 0,05 a 0,5 mm), coloração amarelo forte, isotrópica, refletância relativamente menor que a pirita e em contatos geralmente lobulados com outros minerais (Figura 18). Em todas as análises pontuais, realizadas no MEV, a calcopirita exibiu em sua composição apenas Fe, S e Cu (Figura 23).

Covelita aparece apenas nas bordas em faixas muito pouco espessas ou como veios, cortando os cristais de calcopirita, denotando coloração azulada e característica isotrópica (Figura 18 e 19).

Além disso também foi identificado um mineral opaco que em luz refletida exibe coloração cinza, sem pleocroísmo, com baixa refletância, em certas porções com formas

concêntricas e reflexão interna em tons de vermelho muito forte (Figura 19). Esse mineral ocorre de duas formas, sempre relacionado a pirita, em sua borda exibindo hábito globular ou preenchendo fraturas de maneira inclusa no sulfeto de ferro, em uma textura brechoide. Em análise de pontuais de MEV o mineral exibiu em sua formula basicamente composição de Oxigênio e Ferro (Figura 22), o que o levou ser definido como óxi-hidróxido de ferro, que nesse trabalho é apresentado como hematita (Hem) nas fotos, seguindo a nomenclatura de (WHITNEY & EVANS, 2010). Além disso as formas concêntricas podem indicar um processo de formação de goethita por reações intempéricas, principalmente de hidratação.

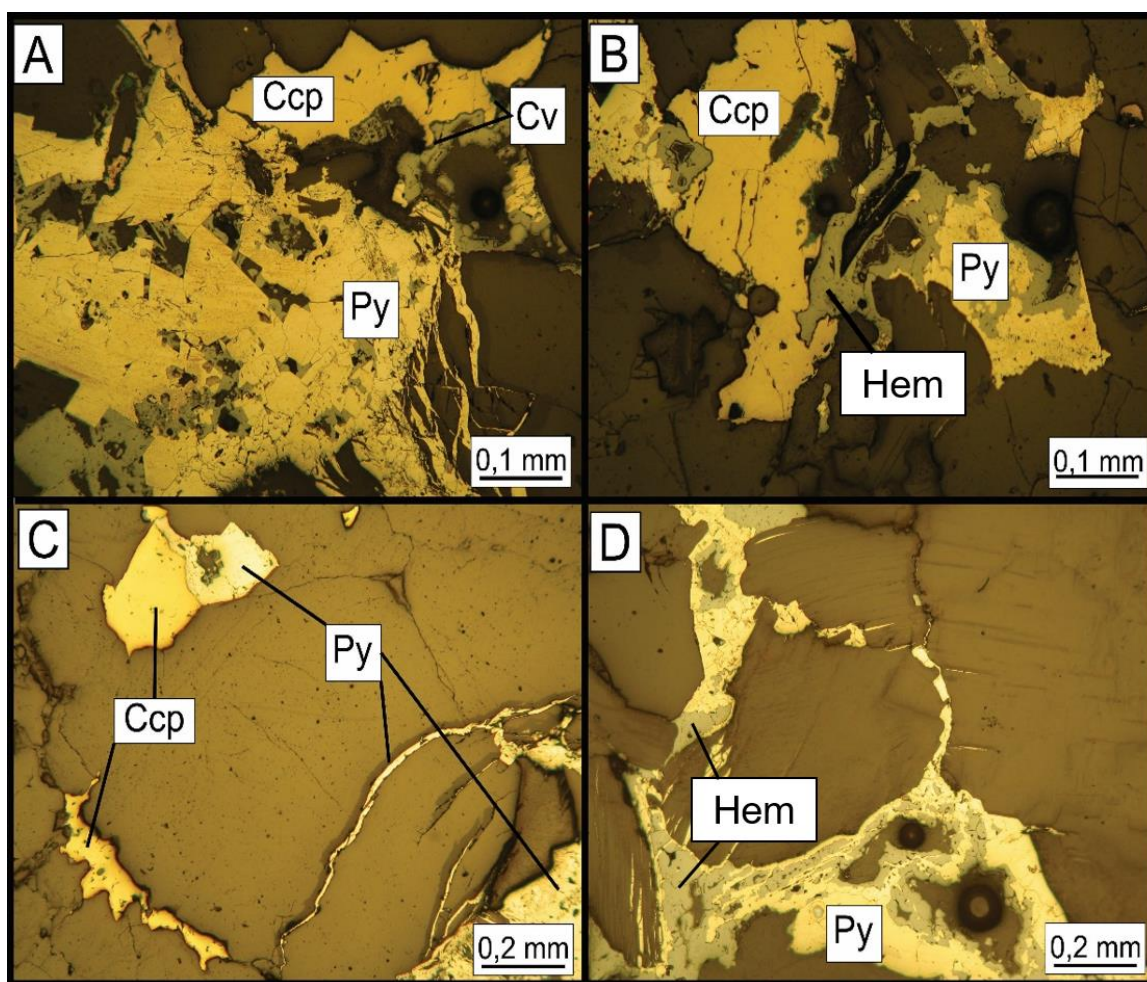


Figura 18: Em A: Fotomicrografia evidenciando cristal de calcopirita bordejado por covelita, além de pirita em textura brechoide; em (B) fotomicrografia de pirita, calcopirita e hematita; em (C) fotomicrografia de calcopirita e pirita preenchendo fraturas e em (D) fotomicrografia de pirita com textura brechóide em contato com hematita em coloração cinza. Ccp-calcopirita, Cv-covelita Hem-Hematita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).

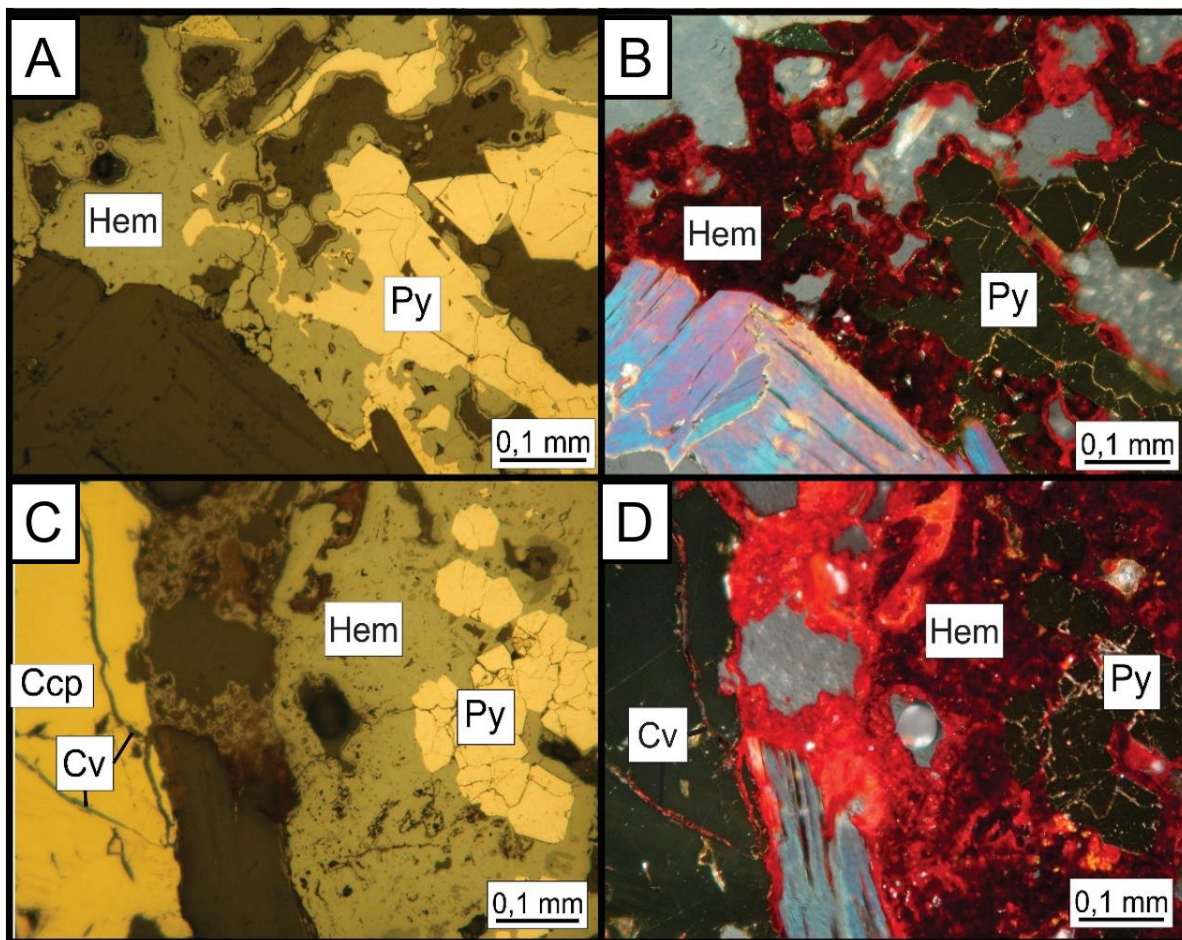


Figura 19: (A) Fotomicrografia de pirita com textura brechóide em contato com óxido de ferro em coloração cinza e evidenciando hábito globular; Em (B) fotomicrografia (com nicóis cruzados) evidenciando a forte reflexão interna da hematita, em tons vermelhos; em (C) e (D) fotomicrografia de veio de covelita dentro da calcopirita e hematita. Ccp-calcopirita, Cv-covelita Hem-Hematita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).

Através do uso do MEV foi possível identificar minerais traço como monazita, zircão, molibdenita e galena. Os raros cristais de monazita e zircão encontrados exibem hábito tabular e lamelar e foram identificados através de sua composição química, que denotou elementos como La e Ce (Figura 20) para a monazita e Zr para o zircão (Figura 19).

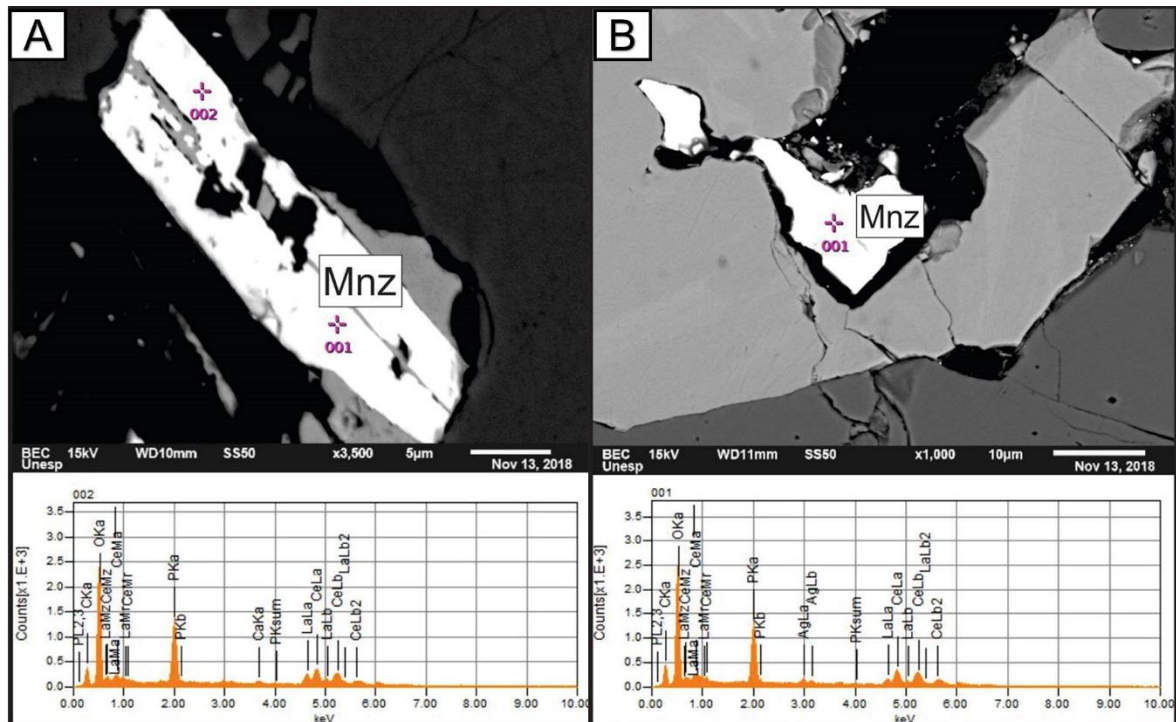


Figura 20: Imagem de cristal de Monazita, denotando La e Ce em sua composição em pontual em MEV, em dois cristais diferentes. Mnz - monazita (WHITNEY & EVANS, 2010).

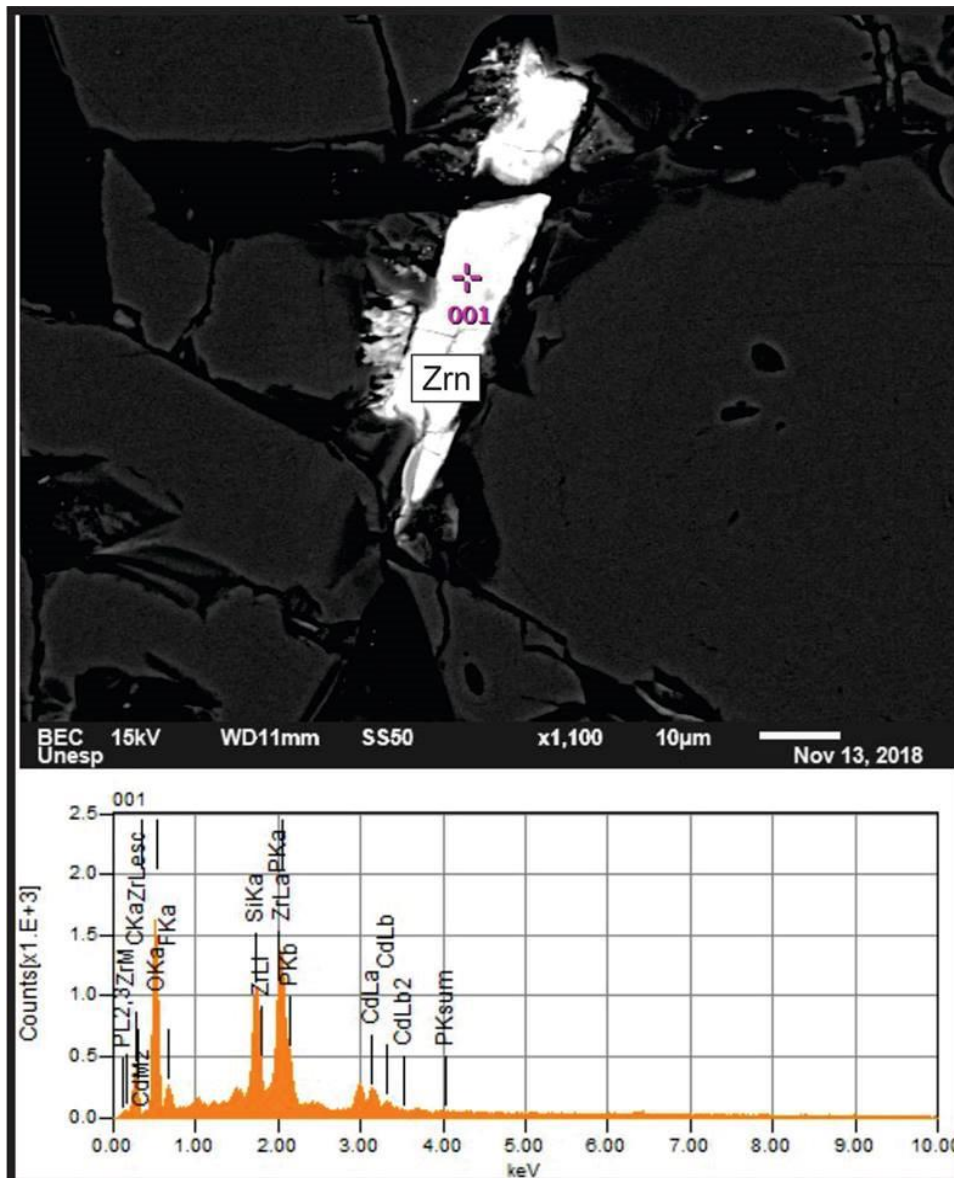


Figura 21: Fotomicrografia de cristal de zircão e sua composição pontual em MEV. Zrn – Zircão (WHITNEY & EVANS, 2010).

Por fim com relação a inclusões, era possível ver cristais wolframita com hábito placóide ou de forma anehdral inclusos em cassiterita, juntamente com pequenos grãos de silicatos e menos frequentemente inclusões de calcopirita e pirita em cristais de wolframita (Figura 15 e 17).

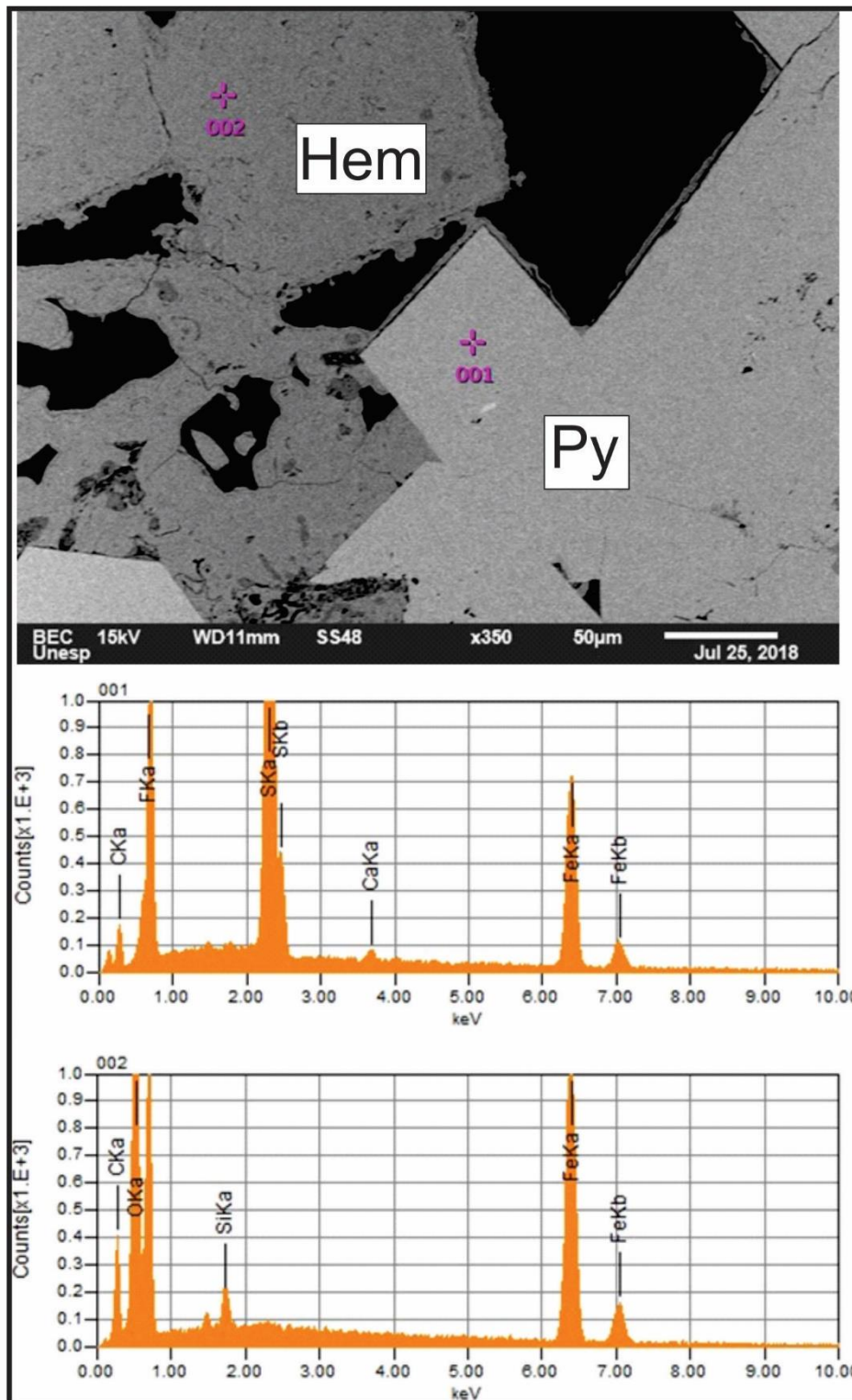


Figura 22: Imagem de cristal de pirita com hábito cúbico e da hematita e os gráficos indicando suas composições. Em 001 é denotada a composição pontual da pirita e em 002 é denotada a composição pontual da hematita. O Carbono identificado se deve ao processo de metalização, usado na preparação da amostra para poder ser analisada no MEV. Hem-Hematita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).

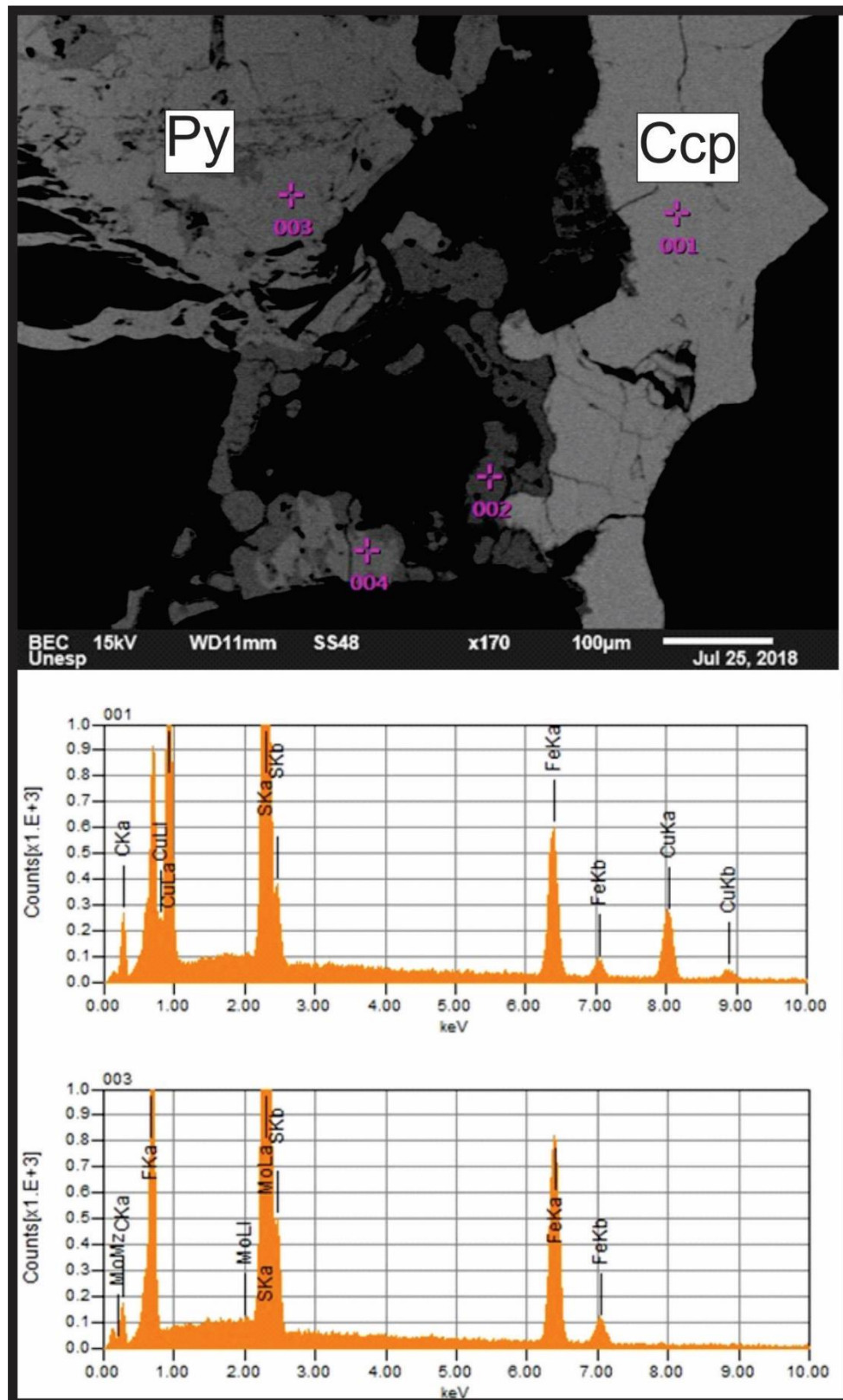


Figura 23: Imagem de calcopirita, pirita e óxido de ferro no MEV e os gráficos indicando suas composições. Em 001 a composição pontual da calcopirita, e em 003 a composição pontual da pirita. Ccp-calcopirita e Py-Pirita (WHITNEY & EVANS, 2010).

6. DISCUSSÕES

Segundo Souza & Botelho, (2002) o depósito de estanho de Bom futuro foi formado pela combinação de, basicamente, quatro processos geológicos: intrusão granítica em níveis crustais rasos, brechação das rochas encaixantes, colapso da estrutura brechada e hidrotermalismo generalizado.

No último processo, a pressão hidráulica gerada pela percolação de fluidos hidrotermais leva ao rompimento das paredes das rochas encaixantes, gerando novas brechas, estruturas tipo stockwork e alteração hidrotermal.

No sistema palanqueta, aproveitando falhas e fraturas, o magma residual atravessa as fácies graníticas e é aprisionado na cúpula granítica. Então o rebaixamento progressivo de temperatura favorece que os fluidos associados a esse magma promovam alteração hidrotermal do tipo greisenização (Figura 11).

Ainda segundo Souza & Botelho, (2002) o sistema fluido de estanho de Bom Futuro é caracterizado por apresentar a coexistência, tanto nos veios como nos greisens, de fluidos aquo-carbônicos e aquosos, exibindo diferentes fases, salinidades e razões volumétricas, porém semelhantes densidades e temperaturas de homogeneização. Esses dados podem indicar que esses fluidos de diferentes composições foram aprisionados no mesmo campo de temperatura e pressão. Somado a isso, a ausência de evidências de deformações pós-aprisionamento e a associação desses fluidos aos últimos diferenciados graníticos na região, sugere que o estado heterogêneo desse sistema fluido é produto do processo de separação de fluidos durante a evolução magmática.

Souza & Botelho (2002) também afirmam que os fluidos responsáveis pela mineralização de estanho, tanto nos veios como nos greisens, pertencem principalmente ao sistema $H_2O-CO_2-(CH_4-N_2)-NaCl$, apresentam baixa salinidade e densidade. A temperatura de precipitação da cassiterita varia em torno de 360° e $400^\circ C$, a uma profundidade estimada entre 1 e 2 km, o que corresponde a uma pressão litosférica máxima em torno de 1kbar e uma pressão hidrostática mínima em torno de 0,2 kbar.

Os resultados obtidos no estudo evidenciam a ocorrência dos óxidos (cassiterita e wolframita), majoritariamente, dissociados dos sulfetos, o que concorda com as informações de Souza & Botelho, (2002), de que os greisens foram formados por sistemas de fluidos com diferentes composições (sulfetado e oxidado). A ocorrência de óxi-hidróxido de ferro juntamente com os sulfetos, pode ser interpretado através da textura

(brechóide e incluso na pirita), como sendo de uma fase secundária (formado através de processos intempéricos), posterior a cristalização dos sulfetos.

Souza (2003), classificou os greisens em 4 tipos faciológicos e assim como nesse estudo, em um desses tipos (Mica-Quartzo-Topázio Greisen), identificou a presença de sulfetos (pirita e calcopirita) juntamente com óxi-hidróxido de ferro e ausência de cassiterita. Enquanto que os outros tipos (Quartzo-Topázio Greisen, Mica-Topázio-Quartzo Greisen e Quartzo-Topázio-Mica Greisen), evidenciaram a predominância dos óxidos (cassiterita e wolframita) como minerais acessórios em relação aos sulfetos.

7. CONCLUSÕES

Através dos resultados apresentados é possível representar a assembleia dos minerais acessórios nos greisens pela seguinte tabela:

	Greisen predominado por óxidos	Greisen predominado por sulfetos
Assembleia Mineral	Cassiterita, Wolframita	Pirita, Calcopirita, Covelita e Hematita (oxí-hidróxido de ferro)
Minerais Traços	Monazita, Zircão e Pirita	Monazita, Zircão, Galena e Molibdenita

Tabela 1: Assembleia dos minerais acessórios nos greisens estudados.

A cassiterita ocorre associada aos cristais de wolframita, quase que sem sulfetos associados, de maneira que a liberação desses minerais através do beneficiamento deve ser feita facilmente, o que viabiliza a sua extração.

Os sulfetos ocorrem de maneira conjunta e em uma textura brechoide, principalmente com pirita e menos frequentemente calcopirita na forma de veios e preenchendo fraturas. A forma de ocorrência dos sulfetos associados a relativa grande quantidade de hematita e em textura brechóide (preenchendo fraturas), não viabiliza a sua extração, pois o seu baixo teor e dificuldade de liberação, tornam o processo de beneficiamento muito caro.

Sendo assim, por meio desse estudo, foi possível evidenciar que o Sistema Palanqueta é economicamente inviável para ser explorado, visando a obtenção de metais dos sulfetos, como Fe e Cu. Apresentando potencial para extração apenas de metais como Sn e W, através de seus óxidos.

Todavia a ocorrências desses óxidos, restritos apenas a alguns corpos de greisen, inviabilizam a sua extração em grande escala, para empresas, quando comparada com o sistema vulcânico (Serra do Bom Futuro). Ficando limitado apenas a atividade garimpeira. Além disso a quantidade de wolframita denotada, tanto nas amostras de mão como na microscopia é significativamente inferior à de cassiterita. Isso concorda com a afirmação de Souza (2003), em que ele aponta que a associação cassiterita-wolframita só foi observada em uma parte da faixa de greisen, onde a porcentagem de cassiterita é muito superior que a de wolframita. Desse modo a presença de wolframita no depósito é considerado apenas uma ocorrência mineral.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, FFM de; HASUI, Y. O embasamento da plataforma Sul Americana. O Precambriano do Brasil, p. 378, 1984.
- ALMEIDA, F.F.M. A evolução dos crátons Amazônico e São Francisco comparada com homólogos do hemisfério norte. In: Anais do 30 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Recife, 6: 2393-2407, 1978.
- Amaral, G., 1974. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência, Instituto Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; 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*, v. 95, p. 41-67, 1999.
- Bettencourt, J.S., Leite Júnior, 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. *J. South Am. Earth Sci.* 2, 28e46.
- BETTENCOURT, J.S et al. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Science*, v. 68, p. 22-49, 2016.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, DNN de. Litoestratigrafia da bacia do Amazonas. Brasil, PETROBRAS, 1971.
- CORDANI, U. G. et al. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno. 1979. p. 137-148.
- CORDANI, Umberto G.; TEIXEIRA, Wilson. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, v. 200, p. 297-320, 2007.
- CORDANI, Umberto G.; BRITO NEVES, B. B.; THOMAZ FILHO, A. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Bol. Geociênc. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 205-219, 2009.

CPRM. GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE RONDÔNIA. Programa Geologia Brasil, 153p. Porto Velho, RO, 2007.

DARDENE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. Metalogênese do Brasil: Brasília. Brazil, Editora Universidade de Brasília, 2000.

FOSTER, P.L.L. Geologia e petrologia do maciço Palanqueta, mina Bom Futuro, Rondônia. Rio Claro, 2016. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 85 p.

FREZZOTTI, Maria Luce. Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (southeastern Sardinia, Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, n. 1, p. 21-33, 1992.

GANFU, Shen; BOXI, Lu; JIANZHONG, Duan. Xiaolongite--a new type of magmatic greisen. In: Guangzhou International Symposium on Granitoid. 1987. p. 262-263.

Geologia do Brasil. Org: YOCITERU HASUI, CELSO DAL RÉ CARNEIRO, FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE ALMEIDA, ANDREA BARTORELLI. São Paulo: Beca, 2014.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Symposium Amazonico. 1984. p. 129-147.

LEAL J.W.L.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B; dos; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, C.A.C. & PINTO, A.C. 1978 Projeto Radam-Brasil Folha SC-20 Porto Velho. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 16).

LEITE JÚNIOR, W.B. O Maciço Oriente Novo (RO) e a mineralização estanho-tungstênio associada. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, USP, São Paulo, 192p, 1992.

LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S. Petrogenesis, of two Grenvillian tin-bearing rapakivi granite suites, southwestern Amazonian craton, Rondonia, Brazil. In: IUGS/SBG, International Geologic Congress. Brazil, 2000.

LEITE JUNIOR, Washington Barbosa. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu, Pb) associada. 2002. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

LEITE JÚNIOR, W. B.; OLIVEIRA, R. C. B.; TAMBORIM, D. A. R.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S. 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. 2005.

LOBATO, Francisco PN Sayão. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. Divisão de Fomento da Produção Mineral, 1966.

OLIVEIRA, R.C.B. Geologia e petrografia dos Granitos e greisens mineralizados a estanho e metais base (Zn, Cu, Pb) do Morro Palanqueta, Mina Bom Futuro, Rondônia. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 83p, Rio Claro, SP, 2005.

PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S., KOZUCH, M. LEITE JÚNIOR, W.B., FETTER, A.H. & SCHMUS, W.R.V. Geological Evolution of the Basement Rocks in the East-Central part of the Rôndonia Tin Province, SW Amazonian Craton Brazil: U-Pb and Sm-Nd Isotopic Constraints. *Precambrian Research*, v.119, p.141-169, 2002.

PRACEJUS, Bernhard. The ore minerals under the microscope: an optical guide. Elsevier, 2015.

ROEDDER, Edwin. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, n. 1, p. 5-20, 1992.

ROMANINI, Sérgio José. Aspectos geológicos, geoquímicos e metalogenéticos do magmatismo básico/ultrabásico do Estado de Rondônia e área adjacente. 2001

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.L., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, p. 453-488, 2000.

SANTOS, JOS dos et al. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *Simpósio de geologia da Amazônia*, v. 9, p. 2006, 2006.

SCANDOLARA, J. E. et al. a. Revisão da geologia do estado de Rondônia e áreas adjacentes. *SBG, Cong. Brás. Geol*, v. 39, p. 47-50, 1996.

SCANDOLARA, J. E.; RIZZOTTO, G. J. Programa Levantamento Geológicos do Brasil. Paulo Saldanha, Folha SC, 1998.

SCANDOLARA, J.E., RIZZOTTO, G.J., BAHIA, R.B.C., QUADROS, M.L.E.S., AMORIN, J.L. & DALL'AGNOL, L.G. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico na escala 1:1.000.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Brasil, 1999.

SCANDOLARA, Jaime Estevão. Geologia e Evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsas/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. 2006.

SILVA, LFS da; COSTI, H. T.; TEIXEIRA, J. T. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta albite granite–Bom Futuro, Rondônia State (Brazil). In: Symp. on Rapakivi Granites and Related Rocks. IGCP-Project. 1995. p. 73-74.

SILVA, L. F. S. et al. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro Mine, Rondônia, Brazil. In: Intern. Symp. on Granites and Assoc. Mineraliz.(ISGAM II), Salvador, Abstracts. 1997. p. 155-156.

SOUZA, S. V. & BOTELHO, N. F. 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, p. 199-214, 2002.

SOUZA, V. da S. Evolução magmática e modelo metalogénico do sistema vulcão-plutonico estanífero Bom Futuro (RO). Brasília, 2003. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, UNB.

TASSINARI, Colombo Celso Gaeta. Evolução geotectônica da província Rio Negro-Jurena na região amazônica. 1981. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

TASSINARI, Colombo Celso Gaeta. O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 1996. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

TASSINARI, Colombo CG; MACAMBIRA, Moacir JB. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TASSINARI, Colombo CG; DIAS NETO, C. de M. Tectônica global. TEIXEIRA, W.; TOLEDO, MCM; FAIRCHILD, TR & TAIOLI, F. Decifrando a Terra. Oficina de Textos, São Paulo, p. 97-112, 2000.

TEIXEIRA, Wilson et al. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, n. 3-4, p. 213-227, 1989.

TEIXEIRA, Wilson et al. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 1, p. 47-60, 2010.

TOHVER, Eric et al. Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 199, n. 1, p. 185-200, 2002.

VILLANOVA, M. T.; FRANKE, N. D. Serra do Bom Futuro–Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: *Symp. on Rapakivi Granites and Related Rocks*, IGCP-Project. 1995. p. 83-84.

WHITNEY, Donna L.; EVANS, Bernard W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, v. 95, n. 1, p. 185-187, 2010.