

# GEOLOGIA DO ALVO E DA MINA SOL NASCENTE, MUNICÍPIO DE RIO CRESPO, RONDÔNIA.

CAIO SÉRGIO SOCCHOR

Rio Claro – SP  
2011

**UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
**Campus de Rio Claro (SP)**

**GEOLOGIA DO ALVO E DA MINA SOL NASCENTE,  
MUNICÍPIO DE RIO CRESPO, RONDÔNIA.**

**CAIO SÉRGIO SOCCHOR**

Orientador: Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior  
Coorientador: Renato Muzzulon

*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 2011”*

Rio Claro – SP  
2011

552.1 Socchor, Caio Sérgio  
S678g Geologia do Alvo e da Mina Sol Nascente, município de Rio Crespo,  
Rondônia / Caio Sérgio Socchor. - Rio Claro : [s.n.], 2011  
63 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas + mapa

Trabalho de conclusão de curso (bacharelado - Geologia) -  
Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior  
Co-Orientador: Renato Muzzulon

1. Rochas ígneas. 2. Rochas magmáticas. 3. Província Estanífera de  
Rondônia. 4. Cassiterita. 5. Endo exogreisen. 6. Pegmatitos. I. Título.

## AGRADECIMENTOS

Gostaria primeiramente de agradecer a todas as pessoas que me ajudaram de maneira aguda na construção desse trabalho, Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior, Juliano Barreto e a empresa White Solder Metalurgia e Mineração LTDA, assim como, meus companheiros durante o trabalho de mapeamento Edmilson e Negão.

Em alguns momentos de nossas vidas paramos para refletir e percebemos que tudo que fazemos depende principalmente das pessoas que estão junto de nós, nos motivando e nos dando força para continuar nos momentos em que as dificuldades batem em nossa porta. Algumas pessoas tomam tamanha importância que alguns simples momentos servem para recarregar nossas energias de uma maneira inexplicável.

Quero deixar aqui meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que estiverem comigo nessa longa caminhada, que começou em 2006 e que depois de muito trabalho está chegando ao fim. Sem demagogia, nem qualquer outra coisa que pareça distorcer os fatos, digo de coração, que as pessoas que me cercaram durante todos esses anos foram de fundamental importância para meu aprendizado e crescimento pessoal.

Começo aqui agradecendo meus companheiros de República, que por sete anos estiveram firmes ao meu lado, nos mais diversos momentos possíveis. Deixo um imenso abraço ao Basílio (Basa), Marcos (Marquito), Diego (Cindy), José (Zé), Vinicius (Cheester), Pedro (Pedrão), Rodrigo (Piru), Renzo (Macaco), Gabriel (Fronha), Leonardo (Lumbriga), Nicolas (Cholas), Julio (Julião), Luis Felipe (Forman), Mauro (Maurão), Luiz Henrique (Hulk), Antônio (Stopa), Pedro Foster (Bolacha), Felipe Seguin (Merda), Felipe (Xuxa).

Além dos companheiros de república, devo agradecer meus colegas de sala, em especial aos amigos que sempre estiveram próximos a mim e que descobriram junto comigo uma maneira feliz de se viver longe de casa. Conrado (Con), Rafael (Xaninha), Rafael (Resgate), Marcelo (Pança), Flávio (Filé), Bruno (Morangão), Bruno (Brunão), Débora (Deby), Caio (Pato) e Stéfani (Cremosa).

Durante meus seis anos na faculdade conquistei muitas amizades, como pude citar acima, mas algumas foram especiais e muito marcantes pela intensidade na qual foram desfrutadas, por tanto, quero dedicar parte deste trabalho a essas pessoas tão especiais, Maria Luisa (Malu) e Luana Laquanette (Lu).

O Último parágrafo de dedicatórias vai para as pessoas que com certeza ocupam os lugares mais importantes em meu coração, pessoas que sempre souberam me compreender e sempre me cobriram de paciência, meus familiares. Pai, Mãe, Vô, Vó, Tia Fia, Dudu e Hanna.

A minha família

*“Todo sofrimento humano surge do fato de enxergar permanente o que naturalmente é impermanente”.*

Dalai Lama.

## RESUMO

Oito suítes graníticas mesoproterozóicas são reconhecidas na Província Estanífera de Rondônia, denominadas de Suíte Intrusiva Serra da Providência (1.606 – 1.532 Ma), Suíte Intrusiva Rio Crespo (1.500 Ma), Suíte Intrusiva Santo Antônio (1.406 Ma), Suíte Intrusiva Teotônio (1.387 Ma), Suíte Intrusiva Santa Clara (1.082 – 1.074 Ma) e Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (998 – 974 Ma), representam sucessivos episódios magmáticos do tipo A (anorogênicos) e intra-placa, intrudidas nas rochas do embasamento metamórfico denominado Complexo Jamari, separado em duas associações litológicas distintas, uma ortoderivada (U-Pb 1,76 – 1,73 Ga) e uma paraderivada (1675+/- 12 Ma).

Mineralizações de estanho são amplamente encontradas na Província Estanífera e são reconhecidamente associadas às intrusões graníticas mesoproterozóicas, mais estreitamente com os dois últimos eventos magmáticos, representados pela Suíte Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia. As mineralizações de estanhos são de origem primária e secundária, sendo que, as primárias formam depósitos de diferentes estilos estruturais e apresenta-se na forma de endo ou exogreissen, veios, *stockworks* e pegmatitos. As mineralizações secundárias estão relacionadas a processos naturais de intemperismo e erosão das rochas primárias, originando depósitos de placeres classificados em coluvionares, colúvio-eluvionares e aluvionares.

O Alvo Sol Nascente localiza-se na porção centro-leste da Província Estanífera de Rondônia e apresenta rochas do embasamento metamórfico-magmático da região representadas pelo Complexo Jamari e das suítes intrusivas Serra da Providência e Rio Crespo. O último evento tectono-termal reconhecido na área foi responsável pela intrusão da Suíte Granitos Últimos de Rondônia (Maciço de São Carlos e Caripuanã).

Os teores anômalos de cassiterita, suficientes para a exploração (Mina Sol Nascente), indicam que possivelmente houve evento mineralizador, evidenciado por veios pegmatíticos muito bem delimitados, encontrados com relativa facilidade próximos a mina. Depósitos de placeres associados sequências sedimentares quaternárias também podem ser observados.

**Palavras chave:** Província Estanífera de Rondônia. Cassiterita. Endo *exogreissen*. Pegmatitos.

## ABSTRACT

Eight Mesoproterozoic granite suites are recognized in the Rondônia Tin Province, called Serra da Providência Intrusive Suite (1606-1532 Ma), Rio Crespo Intrusive Suite (1500 Ma), St. Anthony Intrusive Suite (1406 Ma), Teotonio Intrusive Suite (1387 Ma), Santa Clara Intrusive Suite (1082-1074 Ma) and Younger Granites of Rondônia Intrusive Suite (998-974 Ma), represent successive magmatic type A (anorogenic) and the intra-plate basement rocks intruded in the metamorphic complex named Jamari separated into two distinct lithologic associations, a orthogneiss (U-Pb from 1.76 to 1.73 Ga) and a paragneiss (1675  $\pm$  12 Ma).

Tin mineralization are widely found in the Tin Province and are associated with granitic intrusions known Mesoproterozoic more closely with the last two magmatic events, represented by the Santa Clara and Younger Granites of Rondônia. The tin mineralization are of primary and secondary, with the primary form deposits of different structural styles and is presented in the form of endo- or exogreissens, veins, stockworks and pegmatites. The secondary mineralization are related to natural processes of weathering and erosion of primary rocks, leading to placer deposits classified as colluvial, eluvial and colluvial-alluvial.

The Target Alvo Sol Nascente is located in the central-eastern Rondônia Tin Province and has basement rocks of the metamorphic-magmatic region represented by Jamari Complex intrusive suites and Sierra Providence and Rio Crespo. The last tectonic event spa in the area was responsible for the intrusion of Younger Granites of Rondônia (São Carlos and Caripuanã Massifs).

The anomalous levels of tin, sufficient to operate (Mina Rising Sun), indicate that there was possibly mineralization event, evidenced by pegmatite veins well defined, easily found relatively close to mine. Plaque deposits associated with Quaternary sedimentary sequences can also be observed.

**Keywords:** Rondônia Tin Province. Cassiterite. Endo exogreissen. Pegmatite's.

## Sumário

|                                                                                   |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1. INTRODUÇÃO.....                                                                | 3  |
| 1.1 Histórico da exploração de Cassiterita no estado de Rondônia .....            | 3  |
| 1.2 Localização e vias de acesso .....                                            | 4  |
| 1.3 Aspectos socioeconômicos do estado Rondônia .....                             | 5  |
| 1.4 Aspectos fisiográficos .....                                                  | 5  |
| 1.4.1 Relevo.....                                                                 | 5  |
| 1.4.2 Vegetação .....                                                             | 5  |
| 1.4.3 Clima .....                                                                 | 6  |
| 1.4.4 Hidrografia .....                                                           | 6  |
| 1.4.5 Solos .....                                                                 | 6  |
| 1.5 Justificativa e Objetivos.....                                                | 6  |
| 1.6 Métodos de trabalho .....                                                     | 7  |
| 1.6.1 Pesquisa Bibliográfica .....                                                | 7  |
| 1.6.2 Mapeamento Geológico.....                                                   | 7  |
| 1.6.3 Coleta de Concentrado de Bateia.....                                        | 8  |
| 1.6.4 Estudos petrográficos .....                                                 | 8  |
| 1.6.5 Elaboração de Mapa Geológico e de Ocorrência Mineral.....                   | 8  |
| 1.6.6 Elaboração do Relatório .....                                               | 8  |
| 2. PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA .....                                         | 10 |
| 2.1 Introdução.....                                                               | 10 |
| 2.2 Contexto geológico da porção central da Província Estanífera de Rondônia..... | 10 |
| 2.2.1 Complexo Jamari.....                                                        | 11 |
| 2.2.2 Intrusões graníticas mesoproterozóicas .....                                | 12 |
| 2.2.3 Formação Palmeiral.....                                                     | 15 |
| 2.3 Mineralizações de estanho da Província Estanífera de Rondônia .....           | 17 |
| 2.3.1 Mineralizações primárias de estanho.....                                    | 17 |
| 2.3.2 Mineralizações secundárias de estanho .....                                 | 22 |
| 4. ALVO SOL NASCENTE.....                                                         | 26 |
| 4.1 Introdução.....                                                               | 26 |
| 4.2 Unidades litoestratigráficas .....                                            | 26 |
| 4.2.1 Complexo Jamari.....                                                        | 26 |
| 4.2.2 Suíte Intrusiva Serra da Providência.....                                   | 28 |
| 4.2.3 Suíte Intrusiva Rio Crespo.....                                             | 31 |

|                                                         |    |
|---------------------------------------------------------|----|
| 4.2.4 Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia..... | 33 |
| 4.2.5 Cobertura Sedimentar Indiferenciada.....          | 37 |
| 4.3 Estrutural .....                                    | 37 |
| 4.3.1 Introdução.....                                   | 37 |
| 4.3.2 Domínios estruturais.....                         | 38 |
| 4.3.3 Fases deformacionais.....                         | 38 |
| 4.4 Síntese Evolutiva .....                             | 44 |
| 5. MINA SOL NASCENTE .....                              | 46 |
| 5.1 Geologia da Mina Sol Nascente .....                 | 46 |
| 5.1.1 Complexo Jamari.....                              | 47 |
| 5.1.2 Sequência Sedimentar I .....                      | 49 |
| 5.1.3 Sequência Sedimentar II.....                      | 50 |
| 5.2 Mineralização primária de cassiterita.....          | 52 |
| 5.3 Mineralização secundária de cassiterita.....        | 53 |
| 6. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....               | 58 |
| 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....                     | 61 |

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Histórico da exploração de Cassiterita no estado de Rondônia

A presença de cassiterita no estado de Rondônia foi constatada pelo engenheiro Frederico Hoepken no ano de 1952 em um local conhecido como Primavera. Em pouco tempo uma dezena de seringalistas, proprietários de terras e um grande número de garimpeiros, provenientes principalmente do nordeste, iniciaram o que foi considerado uma autêntica corrida do estanho, incentivados principalmente pelo alto preço da cassiterita no mercado, fazendo com que em 1962 a produção de estanho em Rondônia alcançasse 50% da produção nacional.

No final da década de 1960, a atividade garimpeira muito difundida no estado impossibilitava a racionalização do conhecimento geológico da região. Em 1969 criou-se a chamada Província Estanífera de Rondônia, que estabeleceu uma série de medidas legais e administrativas, dentre elas, a proibição da atividade garimpeira.

Em 1985, a superprodução de estanho causou uma depressão acentuada nos preços do metal. Em outubro daquele ano os preços passaram de US\$ 12.000/t para US\$ 5.000/t. A descoberta do garimpo de Bom Futuro, em 1987, no município de Ariquemes causou uma redução ainda maior nos preços da cassiterita, uma vez que a atividade garimpeira que confrontava a legislação vigente oferecia o minério a preços mais atrativos ao mercado.

A crise do mercado estanífero internacional, deflagrada a partir de 1985, refletiu na retração dos investimentos em pesquisa mineral sistemática na região e causou a saída e falência de diversos grupos precursores da mineração de cassiterita no estado: BEST, BRUMADINHO, Cesbra/BRASCAN, PARANAPANEMA.

Com o *boom* de preços sofrido pelas *commodities* de estanho a partir de 2004, alcançando preços na ordem de US\$ 17.500/t em 2008, o setor estanífero de Rondônia voltou a se aquecer, trazendo consigo novos investimentos em pesquisa mineral e reativação de antigos garimpos e minas.

A situação encontrada hoje no estado de Rondônia, segundo dados do Anuário Mineral Brasileiro – 2006 apontam reservas medidas de cassiterita da ordem de 169.329.985 kg e produção bruta de minério alcançando cerca de 7.075.232 m<sup>3</sup>, provenientes de minas e cooperativas garimpeiras como a COOPERSANTA, que detém os direitos minerários do depósito de Bom Futuro, que corresponde a 20.9% do minério bruto extraído do estado.

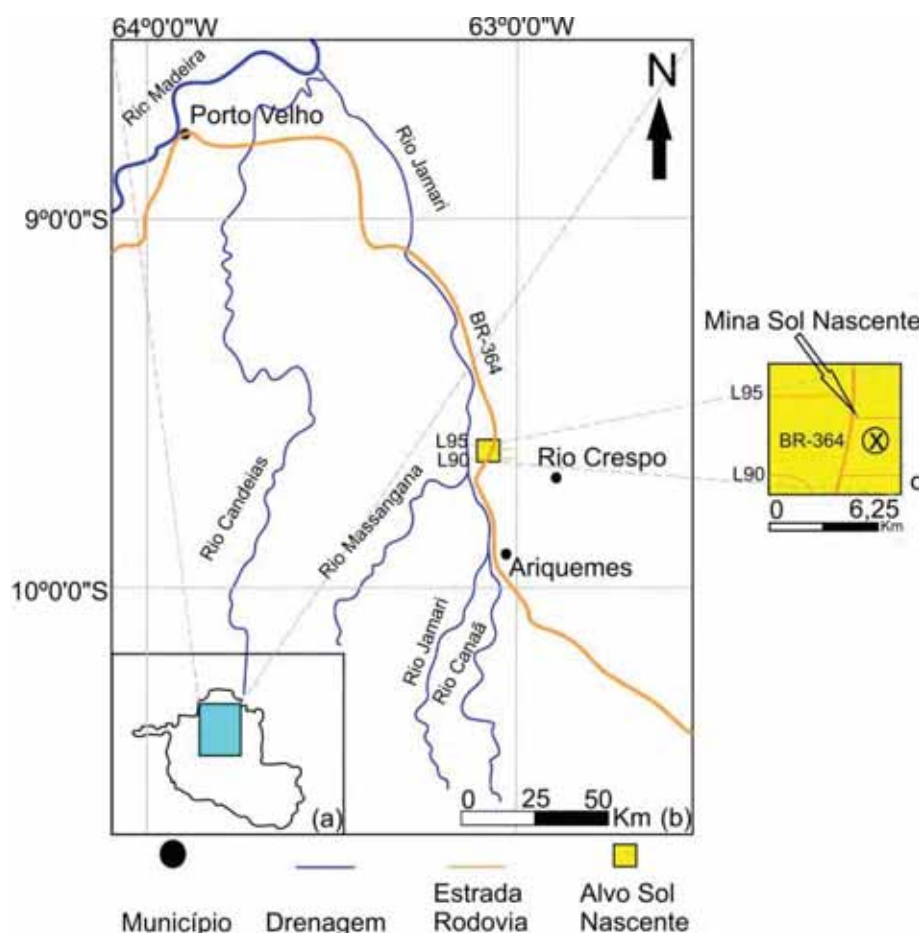
## 1.2 Localização e vias de acesso

O estado de Rondônia localiza-se na porção norte do Brasil, e faz limite com os estados do Mato Grosso a leste, Amazonas ao norte, Acre a oeste e com a República da Bolívia a oeste e sul, abrangendo uma área de aproximadamente 237.590,864 Km<sup>2</sup> (IBGE 2010).

O Alvo Sol Nascente está contido na porção centro norte do estado (figura 1a) e dista aproximadamente 170 km a sudeste da capital Porto Velho e 30 km a noroeste do município de Ariquemes, pertencendo ao município de Rio Crespo, do qual está distante aproximadamente 25 km a noroeste (figura 1b).

O principal acesso a área é feito pela BR-364, que liga as cidades de Porto Velho e Ariquemes e secciona o estado de Rondônia de norte a sul. Além da BR, estradas não pavimentadas, denominadas de Linha-90 e Linha-95 atravessam toda a área na direção leste – oeste, permitindo acesso relativamente fácil a quase todas as localidades do Alvo.

A Mina Sol Nascente localiza-se na porção centro leste do Alvo, sendo que o principal acesso é feito pela Linha-95, da qual se pode avistar facilmente a cava e as estruturas montadas para o beneficiamento do minério (figura 1c).



**Figura 1** – Mapa de Localização; (a) Centro Norte de Rondônia; (b) Alvo Sol Nascente; (c) Mina Sol Nascente.

### **1.3 Aspectos socioeconômicos do estado Rondônia**

Rondônia é o 3º estado mais populoso e o mais denso da região Norte, sendo o 23º mais populoso do Brasil, apresentando uma população de aproximadamente 1.562.409 habitantes. A população Rondoniense é uma das mais diversificadas do país, composta por migrantes oriundos de todas as regiões do Brasil, dentre as quais, destacam-se os paranaenses, paulistas, mineiros, gaúchos, capixabas, baianos, matogrossenses, cearenses, maranhenses, amazonenses e acreanos (IBGE 2010).

A economia do estado de Rondônia tem como principais atividades a agricultura, a pecuária, a indústria alimentícia e o extrativismo vegetal e mineral. Em 2007, o Produto Interno Bruto (PIB) do estado era de aproximadamente R\$ 15 bilhões, representando 11,2% do PIB da região Norte e 0,56% do PIB nacional. Entre 2002 e 2008, o estado apresentou o 10º maior crescimento acumulado do PIB entre todos os estados brasileiros, com volume acumulado de 35,8%. Rondônia também possui a 8º melhor distribuição de renda e a 4º menor incidência de pobreza de todo o Brasil (IBGE 2010).

### **1.4 Aspectos fisiográficos**

#### **1.4.1 Relevo**

Segundo Rondônia (2002), o relevo do estado pode ser dividido em cinco grandes compartimentos geomorfológicos, sendo eles: (1) Superfícies Regionais de Aplainamento; (2) Serras Constituídas por Rochas Sedimentares; (3) Áreas de Denudação em Rochas Sedimentares Terciárias; (4) Colinas e Morros Associados à Presença Resistentes a Erosão; (5) Sistema Fluvial do Rio Madeira.

O Alvo Sol Nascente, situa-se no compartimento de Superfícies de Aplainamento, sendo que a característica principal desse domínio é a presença de extensas áreas de arrasamento em rochas antigas, cobertas parcialmente por Coberturas Sedimentares Indiferenciadas (Terciário – Quaternário). Outras feições comuns como forte intemperismo químico e formação de capa laterítica também pode ser encontradas. Essas feições apresentadas indicam um relevo poligenético complexo, formado após um período considerável de tempo.

#### **1.4.2 Vegetação**

Três importantes biomas podem ser encontrados no Estado de Rondônia: (1) Floresta Amazônica; (2) Pantanal; (3) Cerrado. A composição vegetal do estado foi agrupada em oito tipologias distintas: (1) Floresta Ombrófila Aberta; (2) Floresta Ombrófila Densa; (3) Floresta

Semidecidual; (4) Floresta de Transição ou Contato; (5) Cerrado; (6) Formação Pioneira; (7) Campinarana; (8) Umiziral, segundo Rondônia (2002).

Dentro da área de estudo, pode-se notar o domínio do bioma Floresta Amazônica, representado pela tipologia de Floresta Ombrófila Aberta, sendo esta responsável por 50% da cobertura vegetal do estado.

#### 1.4.3 Clima

Segundo Rondônia (2002), o estado apresenta clima predominantemente tropical úmido e quente, durante todo o ano, com insignificante amplitude térmica anual e notável amplitude térmica diurna, especialmente no período de inverno.

Segundo a classificação de Kopen, o estado de Rondônia possui um clima do tipo AW – Clima Tropical Chuvoso, com média climatológica, durante os meses de inverno de 18°C e 30 – 34°C durante o verão. A média anual de temperatura do ar varia entre 24 e 26°C, com temperaturas máximas entre 30 e 34°C e mínimas entre 17 e 23°C.

#### 1.4.4 Hidrografia

A rede hidrográfica do estado de Rondônia situa-se no domínio da grande bacia hidrográfica do Amazonas, sendo composta pelo Rio Madeira, seus afluentes e por lagos de várzea que interagem com os rios. Os principais rios encontrados no estado de Rondônia são: Madeira, Machado (Ji-Paraná), Mamoré e Jamari (Rondônia 2002). O Alvo Sol Nascente está inserido na bacia hidrográfica do Rio Jamari, sendo a área representada por diversos afluentes do mesmo.

#### 1.4.5 Solos

Segundo Rondônia (2002), os principais tipos de solos encontrados no estado correspondem a Latossolos, Argissolos, Neossolos, Gleissolos e Cambissolos. Sendo predominante a ocorrência desses solos em condições de terra firme e relevo suave ondulado. O Alvo Sol Nascente apresenta predominância de solos do tipo Latossolos, sendo esses representados por solos de coloração vermelho-alaranjada, mostrando alto grau de intemperismo e formação de carapaça ferruginosa (lateritas).

### 1.5 Justificativa e Objetivos

O estanho é uma das *commodities* minerais que teve na história recente da economia mineral brasileira o privilégio de experimentar dois ciclos de *boom* de preços no mercado internacional. O primeiro período de 1975 – 1985 e o segundo iniciado a partir de 2004. Essa alta

nos preços do estanho torna imprescindível a pesquisa mineral da cassiterita no território nacional, incluindo o Estado de Rondônia.

Dessa maneira, o principal objetivo deste trabalho é revelar os aspectos geológicos e estruturais que controlam a região na qual localiza-se o Alvo e a Mina Sol Nascente, no intuito de melhor orientar os trabalhos futuros de avaliação e pesquisa mineral do depósito e áreas adjacentes.

## **1.6 Métodos de trabalho**

A partir dos objetivos propostos por este trabalho, seguiu-se a seguinte metodologia: **(1)** Pesquisa Bibliográfica; **(2)** Mapeamento Geológico; **(3)** Coleta de concentrado de bateia; **(4)** Estudos petrográficos; **(5)** Elaboração de mapa geológico e de ocorrência mineral; **(6)** Elaboração do relatório final.

### **1.6.1 Pesquisa Bibliográfica**

Esta etapa do trabalho concentrou-se em um levantamento detalhado acerca de publicações que apresentem como tema principal mineralizações primárias e secundárias de estanho, sendo que, devido a sua fundamental importância, deu-se especial valor aos trabalhos referentes à mineralizações de estanho desenvolvidas no estado Rondônia.

O contexto geológico da área em que se insere a Província Estanífera de Rondônia também foi alvo de pesquisa, uma vez que a área de estudo enquadra-se no contexto geológico regional desta província geográfica.

Como o trabalho envolve mapeamento geológico e pesquisa mineral de estanho, métodos prospectivos que se enquadram na busca de concentrações anômalas de cassiterita e técnicas de mapeamento de detalhe e semi-detalhe também foram estudadas.

As pesquisas envolvendo estes temas foram realizadas na internet e na biblioteca da Universidade Estadual Paulista – *Campus Júlio de Mesquita Filho*, localizada na cidade de Rio Claro, São Paulo.

### **1.6.2 Mapeamento Geológico**

Esta etapa envolveu o mapeamento geológico de uma área de 50 km<sup>2</sup> na escala 1:25.000, intitulada Alvo Sol Nascente, além do mapeamento de detalhe de uma área de 0,07 km<sup>2</sup> na escala 1:1.500, denominada de Mina Sol Nascente. Em ambos os mapeamentos coletou-se amostras das rochas aflorantes para posterior análise petrográfica.

Para realização desta etapa utilizou-se os conhecimentos adquiridos ao longo do curso de graduação em geologia e das pesquisas bibliográficas realizadas na etapa anterior. Os materiais

utilizados envolveram os equipamentos básicos de campo como bússola, GPS e caderneta de campo.

#### 1.6.3 Coleta de Concentrado de Bateia

Concomitantemente ao mapeamento geológico, realizou-se trabalhos prospectivos em busca de concentrações anômalas de cassiterita, envolvendo dessa maneira, a coleta de concentrados de bateia nos materiais de sondagem localizados na Mina Sol Nascente.

Foram realizados quatro furos de sondagem, com descrição e coleta de amostras com volume total de vinte litros a cada 0,5 metros.

A análise das amostras selecionadas ficou sob responsabilidade da empresa detentora dos direitos minerários da Mina Sol Nascente, White Solder Metalurgia e Mineração LTDA, sendo realizada no laboratório da própria empresa.

#### 1.6.4 Estudos petrográficos

Para melhor definir a paragênese mineral e aspectos texturais e estruturais das rochas aflorantes na área, realizou-se a coleta de amostras para análise petrográfica sob luz transmitida. Durante a seleção das amostras para laminação, buscou-se identificar rochas que representassem diferentes unidades geológicas e variações petrográficas dentro de unidades semelhantes.

Um total de 10 amostras foram selecionadas, laminadas e analisadas sob luz transmitida, sendo que os estudos foram realizados no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE, pertencente à Universidade Estadual Paulista – *Campus Júlio de Mesquita Filho*, Rio Claro, São Paulo.

#### 1.6.5 Elaboração de Mapa Geológico e de Ocorrência Mineral

Com a interpolação dos dados obtidos pela pesquisa bibliográfica e principalmente pelo mapeamento geológico e resultados das análises dos concentrados de bateia e estudos petrográficos, desenvolveu-se os seguintes mapas: (1) Mapa Geológico/Estrutural – Alvo Sol Nascente; (2) Mapa de Pontos – Alvo Sol Nascente; (3) Mapa Geológico/Estrutural – Mina Sol Nascente, sendo que, a confecção destes produtos se deu com a utilização de *softwares*, como: ArcGis 9.3, Corel Draw X4 e Microsoft Office 2007.

#### 1.6.6 Elaboração do Relatório

Com os dados obtidos nas etapas de trabalho anteriormente descritas e com o auxílio do docente responsável pelo projeto, Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior, realizou-se a confecção do relatório final, sendo este elaborado conforme as regras da ABNT e do professor

coordenador responsável pela disciplina, Prof. Dr. Antônio José Nardy, utilizando-se os mesmos *softwares* listados na etapa anterior.

## 2. PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA

### 2.1 Introdução

A Província Estanífera de Rondônia, criada em 1969 com a finalidade de avaliar o potencial dos recursos estaníferos do estado, compreende dezenas de depósitos de cassiterita, espalhados principalmente nas regiões centro e centro-norte de Rondônia, compreendendo uma área aproximada de 87.000 km<sup>2</sup>, destacando-se como a segunda maior região produtora de estanho do país.

Tal Província está contida na porção sudoeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) e engloba rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, de idades proterozóicas, mesozóicas e cenozóicas. Dentre essas rochas, por estarem associadas às mineralizações primárias de estanho, destacam-se as intrusões graníticas mesoproterozóicas do tipo *rapakivi*, alojadas durante sucessivos episódios magmáticos ocorridos entre 1606 e 974 Ma (Priem *et al.* 1971 e 1989, Waghorn 1974, Isotta *et al.* 1978, Bettencourt *et al.* 1999).

As mineralizações de estanho relacionadas a esses granitos são de origem primária e secundária. As primárias formam depósitos de diferentes estilos estruturais e apresentam-se na forma de endo ou exogreissens, veios, *stockworks* e pegmatitos. As mineralizações secundárias estão relacionadas a processos naturais de intemperismo e erosão das rochas primárias, originando depósitos de placeres classificados em coluvionares, colúvio-elúvionares, eluvionares e aluvionares (Bettencourt, 1988).

### 2.2 Contexto geológico da porção central da Província Estanífera de Rondônia

A porção SW do cráton Amazônico compreende os terrenos Jamari e Roosevelt (Scandolaro *et al.*, 1999; Quadros e Rizotto, 2002) e o bloco Paraguá (Litherland *et al.*, 1989; Tassinari e Macambira 1999), entidades geotectônicas com idade paleoproterozóica. Suturando os blocos Paraguá e Jamari encontra-se o cinturão Nova Brasilândia, com idade em torno de 1,0 Ga, caracterizado por empurrões em condições metamórficas de alto grau e tectônica compressional (Tohver *et al.*, 2002).

Três províncias geocronológicas (sensu Cordani *et al.*, 1979; Litherland *et al.*, 1989; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari & Macambira, 1999) constituem o arcabouço geotectônico do SW do cráton Amazônico: Província Rio Negro – Juruena (1800 – 1550 Ma), Província Rondoniana – San Ignácio (1450 – 1250 Ma) e Província Sunsás (1300 – 1000 Ma).

Os primeiros registros da construção de arco magmático na fase acrecionária da província geocronológica Rio Negro – Juruena (Tassinari *et al.*,) está na associação de rochas de

afinidade cálcio-alcalina (gnaisses tonalíticos e granulitos enderbíticos de idades U-Pb entre 1,85 e 1,6 Ga). Segundo Bettencourt et al., 1999, o alojamento dos granitos, charnockitos, mangeritos subalcalinos, acompanhados por gabros, da Suíte Intrusiva Serra da Providência marca o período final da construção do arco magmático (1,60 – 1,53 Ga.).

A província geocronológica Rondoniana – San Ignacio (U-Pb 1,45 – 1,25 Ga), segundo Bettencourt *et al.*, 2006, apresenta rochas máfico/félsicas de regime extensional no interior do embasamento regional da região central de Rondônia, sendo elas denominadas: Suíte Rio Crespo (U-Pb 1,42 - 1,49 Ga), Suítes Santo Antônio e Teotônio (U-Pb 1,40 Ga), Batólito Alto Candeias (U-Pb 1,34 Ga) e Suíte São Lourenço – Caripunas (U-Pb 1,31 Ga).

Entre 1,1 e 0,95 Ga, o mais jovem evento reconhecido no embasamento das rochas do SW do Cráton Amazônico (evento Sunsás – Aguapeí), deu origem ao magmatismo responsável pelas suítes intrusivas estaníferas Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia (Tohver *et al.*, 2005).

A porção central da Província Estanífera de Rondônia é basicamente constituída por rochas representantes do terreno Jamari, apresentando, por tanto, associações paleoproterozóicas de médio a alto grau metamórfico do Complexo Jamari, mesoproterozóicas relacionadas a intrusões graníticas do tipo *rapakivi*, coberturas neoproterozóicas (Formação Palmeiral) e cenozóicas provenientes de coberturas sedimentares e dendrito-lateríticas indiferenciadas Scandolara *et al.*, (2006).

### 2.2.1 Complexo Jamari

Scandolara *et al.*, (1996, 1999) definem que a unidade designada de Complexo Jamari caracteriza-se pela intercalação de gnaisses ortoderivados e paraderivados, deformados em condições metamórficas de fácies anfibolito de alta temperatura a granulito, com expressiva migmatização. Esses distintos conjuntos litológicos se dispõem em faixas e megalentes alternadas, separadas por cavalgamentos dúcteis frontais e oblíquos que evoluem para transcorrências sinistrais e dextrais.

Essa intercalação litológica seria fruto de dois ambientes distintos genética e temporalmente, sendo o litotipo ortoderivado fruto de ambiência tectônica de margem continental do tipo Andino, com importante contribuição da crosta Tapajós (Payolla *et al.* 2002). As rochas paraderivadas seriam fruto de sequências imaturas, depositadas em bacias intermontanas sobre o arco magmático pré-existente (Santos *et al.* 2000), metamorfizadas por evento tectono termal de idade aproximada de 1,64 Ga.

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, granodiorito e quartzo monzonitos) (Santos *et al.*, 2000; Payolla *et al.*, 2002), enquanto as

paraderivadas caracterizam-se por gnaisses calcissilicáticos, biotita-sillimanita-granada gnaisses, sillimanita-biotita xistos e quartzitos. A idade das rochas paraderivadas, obtidas pela datação U-Pb de zircão detrítico, aponta para início da sedimentação por volta de  $1675 \pm 12$  Ma (Santos *et al.*, 2004).

Segundo Scandolara *et al.* (2006), a estrutura planar mais conspícua é representada por bandamento gnáissico, produto de episódios de caráter contracional e transcorrente. Acompanhando importantes estruturas de cisalhamento é comum a ocorrência de termos petrográficos com trama milonítica e associações mineralógicas indicativas de retrabalhamento em condições metamórficas de fácies anfibolito médio.

Recentes datações U-Pb em zircão de ortognaisses na região de Ariquemes (Santos *et al.*, 2000; Payolla *et al.*, 2002, 2003) confirmam idades de cristalização entre 1760 e 1700 Ma, reforçando assim a idéia de que o primeiro evento tectonometamórfico admitido para a região e impresso em minerais do Complexo Jamari (Santos, 2004) é mais antigo que 1600 Ma. Novas datações U-Pb em zircões com sobrecrecimento metamórfico (Tassinari *et al.*, 1999 Silva *et al.*, 2002; Payolla *et al.*, 2003; Santos, 2004; Bettencourt *et al.*, 2006) indicam um segundo evento de alto grau com idade entre 1330 e 1300 Ma.

#### 2.2.2 Intrusões graníticas mesoproterozóicas

As intrusões mesoproterozóicas do tipo *rapakivi*, encontradas no terreno Jamari, representam sucessivos episódios magmáticos ocorridos entre 1606 e 974 Ma, apresentando características de magmatismo do tipo A (anorogênicos) e intra-placa (Priem *et al.* 1971 e 1989, Waghorn 1974, Isotta *et al.* 1978, Bettencourt *et al.* 1999), sendo agrupadas, segundo Bettencourt *et al.*, (1999), com base em aspectos geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb em zircões), em sete suítes graníticas diferentes: Suíte Intrusiva Serra da Providência (1.606 – 1.532 Ma), Suíte Intrusiva Santo Antônio (1.406 Ma), Suíte Intrusiva Teotônio (Ca. 1387 Ma), Suíte Intrusiva Alto Candeias (1.346 – 1.338 Ma), Suíte Intrusiva São-Lourenço de Caripunas (1.314 – 1.309 Ma), Suíte Intrusiva Santa Clara (1.082 – 1.074 Ma) e Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (998 – 974 Ma).

Além das sete suítes intrusivas definidas por Bettencourt *et al.*, (1999), Payolla *et al.*, (2001 e 2002) definem ainda a Suíte Intrusiva Rio Crespo, que estaria representada por gnaisses graníticos e charnockíticos de idades U-Pb, para os protólitos desses litotipos, de aproximadamente 1.500 Ma (Bettencourt *et al.*, 2006), posicionando, dessa maneira, um evento magmático ocorrido entre os eventos responsáveis pela formação das suítes intrusivas Serra da Providência (U-Pb 1.606 – 1.532 Ma) e Santo Antônio (U-Pb 1.406 Ma).

No contexto das intrusões mesoproterozóicas encontradas no terreno Jamari na porção SW do Cráton Amazônico, por apresentarem ampla distribuição na porção central da Província Estanífera de Rondônia, localizando-se por tanto próximas a área de estudo, as suítes intrusivas Serra da Providência, Rio Crespo, Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia serão abordadas de maneira mais detalhada neste tópico.

#### 2.2.2.1 *Suíte Intrusiva Serra da Providência*

A Suíte Intrusiva Serra da Providência constitui-se de corpos graníticos, charnockíticos, mangeríticos e gabróicos, divididos em diferentes maciços representantes de diferentes episódios magmáticos, sendo assim denominados: Batólito Serra da Providência (1,60 – 1,53 Ga; Bettencourt *et al.* 1999), Charnockito Jaru (1,56 Ga; Payolla *et al.* 2002); Granito Cinza de Samuel (1,55 – 1,54 Ga; Payolla *et al.* 2002); Maciços União e Granito Rosa de Ariquemes (1,52 Ga; Bettencourt *et al.*, 1999; Payolla *et al.* 2002) e Maciço Ouro Preto (1,53 Ga; Santos *et al.*, 2000).

Segundo Scandolara *et al.*, (2006), cinco tipos litológicos principais podem ser encontrados nas rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, separadas em monzogranitos, sienogranitos, charnockitos, quartzo-sienitos, quartzo-monzonitos, sendo que, os três primeiros litotipos ocorrem com maior frequência.

Segundo o mesmo autor, as rochas dessa suíte, intrudidas no Complexo Jamari, são predominantemente maciças, embora ocorram com frequência corpos com foliação tectônica superimposta. Nos granitos deformados ocorre ampla variação estrutural/textural, desde tipos fracamente foliados até protomilonitos, milonitos bandados e ultramilonitos. Apesar da intensa deformação que marca estas rochas, a textura *rapakivi* ainda encontra-se preservada localmente.

Segundo Bettencourt *et al.*, (1995), dados geoquímicos mostram que os granitos da suíte são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, com teores de SiO<sub>2</sub> entre 68 e 72%, álcalis (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) > 8%, FeOt + MgO entre 0.70-0.99 e K/Rb entre 100-300. Sendo assim, essa suíte granítica não apresenta somente analogia textural com os granitos *rapakivi*, mas também assinatura geoquímica compatível com granitos tipo A (Dall'Agnol *et al.*, 1999).

#### 2.2.2.2 *Suíte Intrusiva Rio Crespo*

A Suíte Intrusiva Rio Crespo (Payolla *et al.*, 2001) é representada por gnaisses graníticos e charnockíticos de composição quartzo-feldspática, coloração rosa a esverdeada, com granulação fina a média, fruto de evento metamórfico na fácies anfibolito/granulito. O Bandamento gnáissico é definido pela alternância de bandas compostas de quartzo + plagioclásio + k-feldspato com bandas mais máficas, compostas preferencialmente por: hornblenda + magnetita + titanita + epidoto + granada + ortopiroxênio + clinopiroxênio.

Segundo Bettencourt *et al.*, (2006), o resultado da análise de imagens de catodoluminescência e os dados geocronológicos U-Pb obtidos com a técnica SHRIMP-RG indicaram que os zircões extraídos de um gnaiss de alto grau metamórfico da Suíte Intrusiva Rio Crespo, com idade prévia de 1,43 Ga obtida com a técnica de U-Pb convencional, são compostos por um núcleo de origem ígnea com idade de cerca de 1.5 Ga e sobrecrecimentos de origem metamórfica com idades entre 1.35 e 1.33 Ga.

Consequentemente, a idade de 1.5 Ga é considerada como a idade de cristalização mínima para o protólito do gnaiss e parece ser a primeira evidência de extensão e magmatismo intraplaca tipo A durante o período que precede a fase orogênica do evento Rondoniano – San Ignácio em Rondônia. Os sobrecrecimentos de origem metamórfica seriam interpretados como formados durante o pico metamórfico de tal orogenia (Payolla *et al.*, 2002 e Bettencourt *et al.*, 2006).

#### 2.2.2.3 Suíte Intrusiva Santa Clara

A Suíte Intrusiva Santa Clara está subdividida em diversos maciços, denominados de Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga. Duas associações litológicas, caracterizadas por diferenças petrográficas, idades U-Pb e elementos traços, podem ser observadas.

O primeiro subtipo ou subsuíte apresenta idade U-Pb de  $1082 \pm 5$  Ma, e é caracterizado por apresentar afinidade subalcalina, sendo composto em sua maioria por rochas de granulação grossa a porfírica, classificadas como: quartzo monzonitos, monzonitos e sienogranitos. Rochas como sienogranitos equigranulares, álcali-feldspato granitos e mica-albita granitos também podem ser encontradas em menores proporções (Bettencourt *et al.*, 1999).

Segundo Bettencourt *et al.*, (1999), a segunda subsuíte apresenta afinidade alcalina, de idade U-Pb em torno de 1074 Ma e aparece intrudida nas rochas da subsuíte de afinidade subalcalina nos maciços de Santa Clara e Oriente Novo. Rochas como álcali-feldspato sienitos, sienitos, álcali-feldspato granitos, granitos peralcalinos e feldspato-quartzo granitos porfíricos caracterizam esse conjunto.

#### 2.2.2.4 Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia

A Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia, inicialmente descrita por Kloosterman (1968), inclui vários complexos graníticos, de idades U-Pb de 995 – 974 Ma, agrupadas em diferentes maciços (Ariquemes, Massangana, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá) intrudidos principalmente na porção central da Província Estanífera de Rondônia, formando um cinturão de extensão relativamente pequena, orientados preferencialmente na direção norte-nordeste da Província.

Segundo Bettencourt *et al.*, (1999), pode-se identificar duas subsuítes, uma de afinidade química subalcalina e outra alcalina. Essas subsuítes mostram estreita associação em alguns maciços e as relações de campo sugerem que as rochas alcalinas sejam mais jovens do que as que apresentam afinidade química subalcalina.

As rochas subalcalinas são dominadas por dois litotipos principais: sienogranitos e álcali-feldspato granitos, pórfiros a equigranulares, sendo que, litotipos como topázio-lítio-mica albita granito e quartzo-feldspato topázio granito pórfiro, também podem ser encontrados. As rochas que apresentam afinidade química alcalina são caracterizadas por álcali-feldspato sienitos, álcali-feldspato granito e feldspato-quartzo granito pórfiro (Bettencourt *et al.*, 1999).

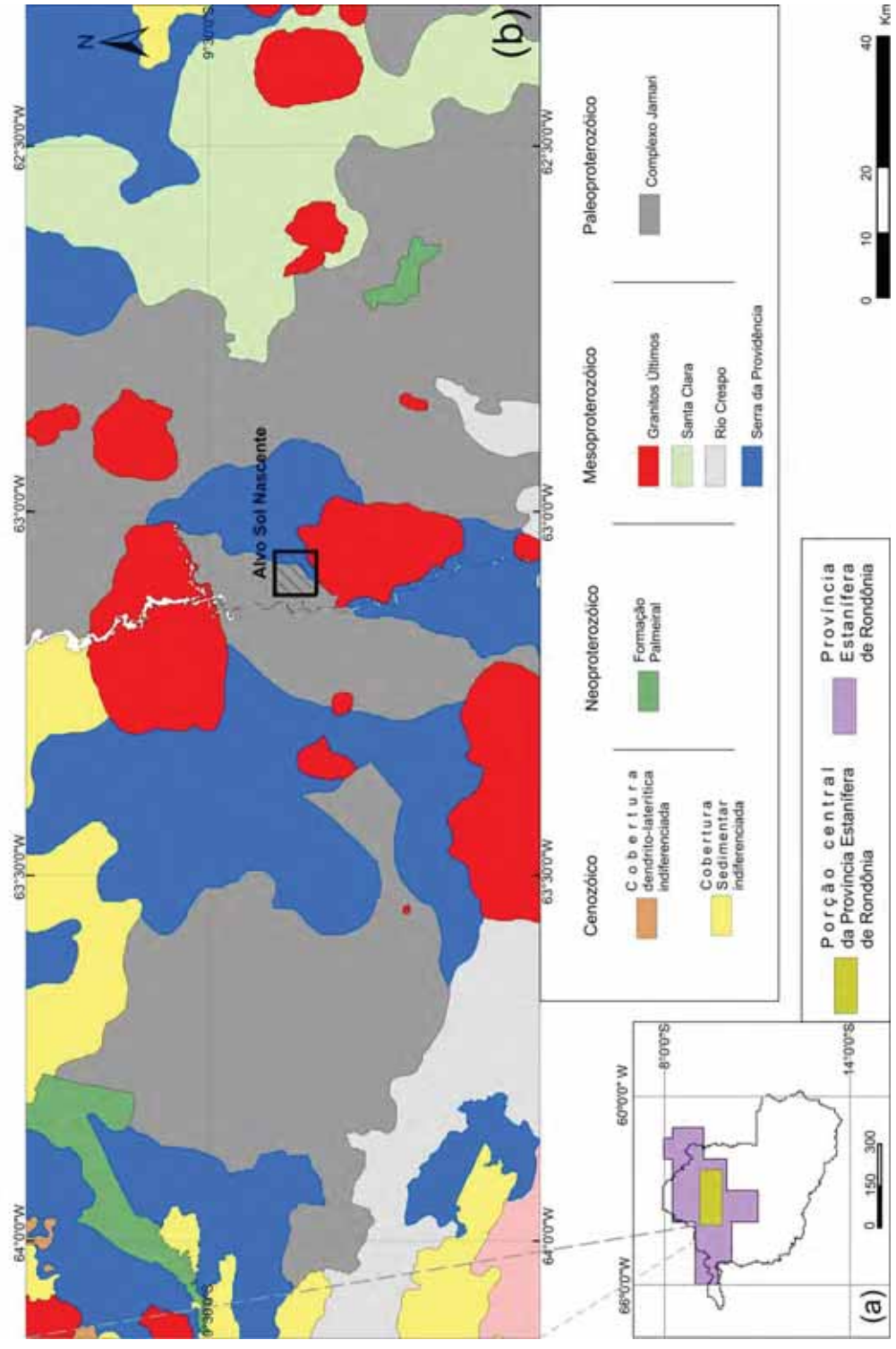
As suítes intrusivas Santa Clara (1082 – 1074 Ma) e Granitos Últimos de Rondônia (995 – 974 Ma), segundo Bettencourt *et al.*, (1999), estariam representando os efeitos magmáticos distais do orógeno colisional Sunsás – Aguapeí na crosta Rondoniana – San Ignacio.

### 2.2.3 Formação Palmeiral

Segundo Scandolaro *et al.*, (2006), os segmentos extensionais de idade meso-neoproterozóica associados ao terreno Jamari definem bacias continentais com influência marinha que constituem a Formação Palmeiral e por rochas máficas incluídas na Formação Nova Floresta.

A Formação Palmeiral é constituída principalmente de ortoconglomerados e arenitos, cuja análise faciológica indicou terem sido depositados por sistema fluvial entrelaçado, com seção tipo bem representada na Serra do Pacaás Novos (Bahia & Pedreira, 1999). Com base na análise de litossomas e estruturas sedimentares esses autores definiram seis litofácies: ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente, arenito com estratificação horizontal, arenito com estratificação cruzada acanalada, arenito com estratificação cruzada planar, arenito com estratificação cruzada sigmoidal e arenito maciço.

# MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO CENTRAL DA PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA



**Figura 2** – Mapa Geológico da Porção central da Província Estanífera de Rondônia, Programa Gis do Brasil CPRM – **(a)** delimitação da porção central da Província Estanífera de Rondônia; **(b)** Mapa geológico da porção central da Província Estanífera de Rondônia e delimitação do Alvo Sol Nascente.

## **2.3 Mineralizações de estanho da Província Estanífera de Rondônia**

### **2.3.1 Mineralizações primárias de estanho**

#### *2.3.1.1 Sistemas Hidrotermais*

Quando existe água suficiente no sistema, intrusões ígneas desenvolvem as chamadas plumas hidrotermais. A água necessária a formação dessas plumas é proveniente das rochas encaixantes e misturada a água magmática juvenil e gases, torna-se o fluido responsável pela definição de suas formas e dimensões.

A longevidade de um sistema hidrotermal depende da realimentação da intrusão com novos fluxos de rochas fundidas. A dimensão do sistema depende da sua longevidade, do volume da intrusão, da quantidade de fluidos disponível e da porosidade e permeabilidade do meio rochoso onde a intrusão se aloja.

Outro aspecto importante a ser considerado em um sistema hidrotermal é o foco térmico, sendo este o ponto de maior temperatura dentro de uma intrusão. Adquire importância fundamental uma vez que a posição da pluma hidrotermal é função da posição do foco térmico da intrusão.

Na primeira fase de vida de uma intrusão, recém alojada em qualquer posição da litosfera onde haja água, as bordas encontram-se pouco cristalizadas e o foco térmico localiza-se em uma posição mais alta, próxima do topo do corpo ígneo. Nesse caso, a tendência é a maior parte da pluma hidrotermal situar-se fora da intrusão. Os depósitos minerais formados nessa fase, dentro da pluma hidrotermal, porém fora da intrusão, são denominados de depósitos periféricos, perivulcânicos ou periplutônicos.

Com o resfriamento da porção externa da intrusão em direção ao núcleo, o foco térmico tende a ocupar posições mais profundas, fazendo com que a pluma hidrotermal desloque-se nesse sentido. Em fase avançada de cristalização, a maior parte da pluma hidrotermal estará dentro da intrusão, e os depósitos minerais, dentro da pluma, serão formados por minerais de minério disseminados na parte apical da intrusão. São denominados como depósitos apicais disseminados, intraplutônicos ou vulcânicos próximos.

Para que um depósito mineral seja considerado como formado em um sistema hidrotermal, precisa atender a três fatores principais: (1) presença, próximo ao depósito, de um corpo ígneo contemporâneo ou pouco mais antigo que o depósito mineral; (2) presença de minério formado a temperaturas elevadas ( $>200^{\circ}\text{C}$ ), por fluidos mineralizadores movidos e, ao menos em parte, expelidos pelo corpo ígneo; (3) presença de alterações hidrotermais co-genéticas ao minério.

Depósitos formados a partir dessas condições mínimas podem apresentar diferenças segundo a composição dos corpos ígneos e ambientes geotectônicos formadores. Apesar de apresentarem diferenças marcantes, esses depósitos podem ser agrupados em três subsistemas: subsistema vulcânico subaquático, subsistema subvulcânico e subsistema plutônico profundo.

Magmas básicos e ultrabásicos geralmente originam-se em temperaturas muito elevadas, entre 1.000° e 1200°C, por isso têm poucos fluidos e raramente geram sistemas hidrotermais importantes. A grande maioria dos plutões que formam sistemas hidrotermais são de composições graníticas.

Existem várias classificações de granitos, que variam conforme o critério usado para caracterizar as rochas (mineralogia ou química) ou os plutões (época de alojamento considerada em relação à orogênese, forma do plutão, etc.). Tratando-se de gênese de depósitos minerais, são particularmente úteis as classificações propostas inicialmente por Chappell & White (1974); complementada por White & Chappell (1977); Ishihara (1981); Kequin et al., (1982); Wang et al., (1983; 1984), e Pupin (1980).

Essas classificações apresentam em comum o reconhecimento da existência de três tipos primordiais de granitos: (a) mantélicos; (b) derivados de refusão de rochas ígneas; (c) derivados da fusão de rochas sedimentares ou metamórficas de derivação sedimentar. Dessa maneira, pode-se imaginar que a composição das mineralizações desenvolvidas em magmas provenientes do manto ou refusão de rochas ígneas será diferente das desenvolvidas em magmas de derivação sedimentar, fazendo destas classificações as únicas que consideram aspectos metalogenéticos das rochas graníticas.

Essas diferenças na composição granítica são devidas, sobretudo, aos ambientes geológicos onde os granitos se desenvolvem. Tratando-se de metalogênese, é de comum acordo entre os autores citados que os granitos de derivação ígnea formarão depósitos minerais de Cu, Mo e Au, enquanto os granitos de derivação sedimentar formarão depósitos minerais de Sn e W (Biondi 2003).

#### 2.3.1.2 *Greisen*

Depósitos de *greisen* são considerados depósitos formados no sistema hidrotermal, subsistema hidrotermal magmático plutônico, formado a partir de granitos de derivação sedimentar, gerando mineralizações ricas em óxidos de Sn e W. As mineralizações formam-se na cúpula de plutões, distribuindo-se de maneira disseminada, sempre associada à extensa zona de alteração hidrotermal, constituindo o *greisen* propriamente dito, e em filões, os chamados *filões de greisen*, geralmente situados acima da porção maciça (*greisen* propriamente dito), posicionados nas rochas encaixantes, sendo responsáveis pelos mais altos teores de minério encontrados nesses depósitos.

Apresentam geometria predominantemente em capuz, que envolve a cúpula das intrusões acima do foco térmico, muito embora esta seja predominante, os *greisens* podem apresentar qualquer formato. Associações com aplitos, pegmatitos e exsudações de quartzo são freqüentes, e os *stockworks* são comuns na região dos filões. A zona maciça (*greisen* propriamente dito) grada para o interior dos plutões, terminando por meio da disseminação dos minerais hidrotermais.

Os *greisens* apresentam certo zoneamento hidrotermal, muito embora este não ocorra de maneira constante ao longo de toda a rocha, sendo assim classificados: (1) *zona de greisenização*; (2) *zona de filitização*; (3) *zona de feldspatização*; (4) *zona de argilização*; (5) *zona de turmalinização*; (6) *zona de topazificação, hematitização, fluoritização e silicificação*.

A *greisenização* propriamente dita corresponde a neoformação de muscovita e quartzo (+albita). Dá origem ao greisen típico, composto por cerca de 60% de quartzo e 40% de mica branca. Desenvolvem-se nas zonas de maior permeabilidade dos granitos, conferida pelas redes de fraturas.

A *feldspatização*, com albita, microclínio, andulária e amazonita, é muito comum. A albitização é mais freqüente do que a microclinização e, não raro, é acompanhada por um enriquecimento em lítio. Embora quase sempre ocorram juntas, normalmente a feldspatização é mais antiga que a greisenização.

A *argilização* é um fenômeno comum junto aos depósitos de estanho. Ela não é pervasiva e não modifica a estrutura das rochas, mas causa uma notável diminuição na densidade destas. Em média esses processos geram uma perda de até 30% de material, refletida na perda quase total dos feldspatos alcalinos e cerca de dois terços de sílica.

A *turmalinização* que pode ser pervasiva corresponde a um forte aporte de boro para a rocha, geralmente associado à fase hidrotermal portadora de Sn. A turmalinização parece ser um fenômeno de menor temperatura que a fase de greisenização e feldspatização, relacionando-se a fases hidrotermais tardias, ocorrendo freqüentemente associado a fraturas.

A greisenização é o tipo de alteração mais comum e mais característico, junto à feldspatização, argilização e turmalinização, são as alterações que afetam os maiores volumes de rocha na região dos depósitos. As outras alterações são mais restritas, limitando-se às proximidades da mineralização ou de fraturas e veios.

A variação do tipo de alteração encontrada em um *greisen* associa-se primordialmente a rocha encaixante do plutão co-genético. As rochas alumino-silicatadas são as encaixantes mais comuns e proporcionam a formação de maiores volumes de alteração. Nessas rochas forma-se todos os tipos de alteração mencionados, sempre associados a *filões de greisen*. Nos raros casos nos quais

as encaixantes são rochas básicas ou ultrabásicas, as zonas de alteração desenvolvem-se menos, os *filões de greisen* são raros ou inexistentes e a filitização é a alteração hipogênica dominante.

A grande maioria dos *greisens* são lavrados pelo seu teor em cassiterita ou wolframita, sendo que *greisens* com berilo, scheelita, molibdenita e columbo-tantalita também são comuns, embora menos frequentes. Pedras preciosas, como rubis, safiras e esmeraldas também podem ocorrer (Biondi 2003).

### 2.3.1.3 Pegmatito

Pegmatitos são rochas essencialmente ígneas, comumente de composição granítica, distinguidas dessas por apresentarem textura extremamente grosseira e cristais com hábitos que apresentem forte crescimento direcional (esqueletais, gráficos e outros). Ocorrem como corpos homogêneos ou zonados, hospedados nas rochas encaixantes da intrusão ígnea que lhe deu origem ou dentro do próprio plúton granítico.

No entanto, o termo “essencialmente ígneo” e “comumente de composição granítica” não estão totalmente corretos, uma vez que passam a desconsiderar a atuação de processos hidrotermais que podem atuar na formação do pegmatito e rochas máficas e ultramáficas que também podem originar pegmatitos (London 2008).

Segundo Biondi (2003), pegmatitos são corpos rochosos com composições gerais iguais às dos granitos, formas tabulares ou lenticulares, espessuras variando de poucos decímetros a várias dezenas de metros e comprimentos variando de poucos metros a algumas centenas de metros. As principais características dos pegmatitos são a dimensão anormalmente grande dos minerais que os constituem e a variedade de espécies de minerais raros presentes.

Segundo o mesmo autor, os corpos pegmatíticos forma-se junto às regiões apicais das intrusões graníticas. Ocorrem dentro ou fora dos plutões, e têm composições mineralógicas que variam com a distância até o foco térmico, constituindo um tipo de zonalidade regional. Os corpos pegmatíticos geralmente apresentam também uma zonalidade interna, caracterizada por variações nas proporções de seus principais constituintes e/ou pela presença de algumas espécies minerais específicas. Geralmente ocorrem em grupos, que, quando numerosos, são denominados “campos pegmatíticos”.

Um pegmatito de composição granítica é constituído essencialmente por elementos como Si, Al, K, Na e Ca. Entretanto, certos elementos que estão dispersos nas rochas graníticas podem-se concentrar nos pegmatitos sob a forma de minerais particulares, tais como berilo (Be), amblygonita e espodumênio (Li), tantalita-columbita (Nb-Ta), apatita e monazita (P, terras raras, Zr, Th, U, etc), cassiterita (Sn) e outros (Vidal & Neto., 2005).

Segundo Johnston (1945), os pegmatitos podem ser classificados em três tipos principais, sendo eles: homogêneos, heterogêneos e mistos. Os pegmatitos homogêneos caracterizam-se por seus minerais essenciais, quartzo, feldspato e micas serem distribuídos regularmente ao longo do corpo, com granulometria que varia de centimétrica a decimétrica, com freqüente intercrescimento gráfico entre quartzo e feldspato, sendo raramente mineralizados.

Os pegmatitos heterogêneos caracterizam-se por seus minerais essenciais apresentarem uma forma geométrica em zonas, composta basicamente por quatro distintas zonas dispostas simetricamente em relação ao centro do pegmatito, descritas como Zona 1 ou Zona de Borda, Zona 2 ou Zona Mural, Zona 3 ou Zona intermediária e Zona 4 ou Zona de Núcleo (Jahns, 1955), Vidal & Neto (2005).

Zona 1 ou Zona de Borda: apresenta espessura fina, variando de alguns centímetros até cerca de 1 metro, podendo apresentar descontinuidade. A textura é preferencialmente aplítica, constituída por feldspatos, quartzo e placas bem desenvolvidas de muscovitas.

Zona 2 ou Zona Mural: pode ser bem desenvolvida em muitos pegmatitos e ausentes em outros. Assemelha-se a um pegmatito homogêneo em sua granulação, composição e estrutura, ocupando o maior volume do corpo, passando gradativamente para a Zona 3.

Zona 3 ou Zona Intermediária: é notável pela sua variedade mineralógica, caracterizada pela presença de feldspatos em cristais gigantes, e diversificados minerais de minério como berilo, columbita-tantalita, espodumênio, cassiterita e outros.

Zona 4 ou Zona de Núcleo: é a porção axial do corpo pegmatítico, e é constituída por um núcleo de quartzo maciço de cores variadas, dispostos simetricamente ou não em relação às outras zonas.

Pegmatitos mistos, segundo a concepção de Rolff (1945), são intermediários entre os homogêneos e os heterogêneos, e apresentam bolsões de quartzo, ao contrário de núcleos individualizados, localizados na massa pegmatítica semelhante à Zona 2 dos pegmatitos heterogêneos. Em torno desses bolsões existe uma zona semelhante à Zona 3. As mineralizações econômicas são geralmente disseminadas Vidal & Neto (2005).

A gênese de corpos pegmatíticos está relacionada a processos de fracionamento magmático do corpo intrusivo, associado ou não a processos hidrotermais que remobilizariam elementos disseminados nas rochas encaixantes, enriquecendo assim o magma residual intrusivo. Dessa maneira, os pegmatitos mais férteis em minerais de elementos raros posicionam-se nas rochas encaixantes da intrusão.

Outro fator importante para formação do tipo pegmatito, quanto aos elementos constituintes, relaciona-se a composição do magma primordial da intrusão, sendo separados em duas famílias principais, sendo elas, segundo Cerny (1991a): LCT, ou seja, enriquecido em

elementos como lítio, cério e tântalo, enriquecimento este característico, mas não exclusivo de granitos do tipo S, ou seja formado por rochas sedimentares e metassedimentares ricas em muscovita; NYF, ou seja, enriquecido em elementos como nióbio, ítrio e flúor, característico de granitos anorogênicos, London (2008).

### 2.3.2 Mineralizações secundárias de estanho

#### 2.3.2.1 Introdução

Os depósitos secundários de cassiterita encontrados na Província Estanífera de Rondônia, estão associados a depósitos de placer, resultantes do intemperismo e denudação dos granitos estaníferos e dos corpos de minérios associados (endo e *exogreisen*), pressupondo-se uma distribuição ampla dos minerais de minério nos sistemas fluviais antigos, atuais e recentes, durante as épocas Pleistoceno-Holoceno ou em épocas mais antigas.

Os principais depósitos estaníferos tipo *placers* são: aluviais associados a rios anastomosados, coluviais, coluviais-eluviais e eluviais. Estes depósitos situam-se no interior ou restringem-se aos flancos dos corpos graníticos, particularmente nas zonas de exocontato dos granitos estaníferos. Além disso, podem também ocorrer associados a rochas metamórficas de alto grau, ao longo de lineamentos e fraturas regionais, portadoras de mineralizações hipógenas, que afetam o embasamento. O padrão de distribuição pode ser radial, semi-radial e linear em relação aos *stocks* e cúpulas de granitos estaníferos.

A seguinte assembléia mineralógica para esses depósitos: quartzo, topázio, cassiterita, zircão, monazita, ilmenita e ilmeno-magnetita. Pequenas quantidades de rutilo, tantalita-columbita, berilo, feldspatos, limonita, turmalina, rutilo, anatásio, amazonita, xenotima, granada, leocoxênio, sillimanita e wolframita podem ser observadas.

Duas sequências quaternárias portadoras de estanho foram identificadas na Província Estanífera de Rondônia, baseadas principalmente em discordâncias erosivas resultantes de mudanças climáticas. A Sequência I é tentativamente correlacionada ao Pleistoceno Médio e relacionada à glaciação Illinoiana, enquanto que a Sequência II, referível ao Pleistoceno Superior – Holoceno está relacionada à glaciação Wisconsiniana.

A sedimentação destas duas unidades foi realizada sob condições climáticas semi-áridas através de grande movimento de massas. Este transporte permitiu o enriquecimento da cassiterita para formar depósitos de *placers* residuais-elutricionais e aluvionares correlacionados ao estágio interglacial Sangamon (Bettencourt et al., 1987).

#### 2.3.2.2 Sequência Depositional I

Segundo Melo *et al.*, (1978) essa sequência foi controlada pela calha de drenagem antiga, assentada sobre rochas granitóides do embasamento metamórfico de alto grau e sobre uma paleossuperfície de idade incerta, miocênico-pleistocênica ou mesmo plio-pleistocênica.

Cinco litotipos principais podem ser encontrados nessa sequência sedimentar, sendo eles: Conglomerado basal, Argila Plástica, Argilas Arenosas Cauliníticas, Areais Arcoseanas e Argilas Lacustres. Duas fácies distintas são discriminadas no Conglomerado Basal, sendo representantes de ambientes deposicionais diferentes.

As duas fácies conglomeráticas discriminadas correspondem a um paraconglomerado de encosta e a um conglomerado do vale principal da drenagem, representantes respectivamente de ambientes deposicionais de fluxo de detritos e fluvial.

O paraconglomerado apresenta espessura variável entre 1 e 6 metros e é constituído de seixos de quartzo com arredondamento moderado e dimensão média em torno de 5 cm, imersos em matriz areno-argilosa caulinítica e sem estruturas primárias. Rumo ao fundo dos vales estes sedimentos podem desaparecer ou gradar para fácies de canal, evidenciadas pela presença de matriz residual grosseira e estruturas primárias representadas por estratificação cruzada planar.

O conglomerado do vale principal da drenagem instalou-se no fundo dos vales e representa fácies distais do paraconglomerado de encosta, porém retrabalhado. A espessura pode variar de 1 a 3 m e os seixos são quase exclusivamente representados por quartzo com dimensões variáveis entre 1 e 5 cm, imersos em matriz arenosa.

As Argilas Plásticas definidas pelo autor representam um pacote de até 0,5 metros de espessura, recobrimo os sedimentos rúdaceos encontrados no centro dos vales descritos anteriormente, apresentando freqüente intercalação com camadas mais arenosas.

As Argilas Arenosas Cauliníticas correspondem a depósitos de encosta (*slope deposits*) e recobrem as vertentes dos vales (rampas), assentando-se sobre os sedimentos anteriores. Próximo ao fundo dos vales mostram-se descoloridas em função de uma provável lixiviação diferencial. São produtos de vários episódios de movimentos de massa, como indicado pelas inúmeras linhas de material clástico grosseiro internas ao pacote. Representam sedimentos de canais de lavagem por correntes espasmódicas e que, para o fundo do vale, configuram lóbulos arenosos que se interdigitam com os sedimentos areno-argilosos dos paleovales.

Em interdigitação com as argilas arenosas caulínicas ocorrem areias arcoseanas, correspondentes aos sedimentos arcoseanos e depósitos de encosta. Morfologicamente formam lóbulos arenosos de encosta que, rumo ao fundo dos vales interdigitam-se com argilas lacustres. Os lóbulos arenosos provocavam o represamento parcial ou total do vale, ensejando a deposição de sedimentos argilosos em lagos de águas muito rasas. Este fenômeno alterou o nível de base local e provocou a formação de terraços laterais em cotas mais altas.

Os placeres estaníferos estão preferencialmente associados aos paleovales e aos sedimentos de canais de lavagem, sendo que nos primeiros encontra-se cassiterita associada aos cascalhos basais, representados pelos conglomerados de encosta e conglomerados do tronco principal da drenagem, podendo atingir até 70 metros de profundidade. Os comprimentos variam entre 3 e 4km, sendo que a mineralização é mais rica na camada basal e muito variável de camada a camada. Os segundos associam-se aos sedimentos argilo-arenosos caulíníticos, apresentando concentrações elevadas de minério a despeito das suas dimensões exíguas e geometria bastante irregular (Bettencourt et al., 1987).

#### 2.3.2.3 Sequência Depositional II

Esta sequência engloba os colúvios de cobertura, as linhas de pedra (*stone lines*), os cascalhos basais e os sedimentos associados ao preenchimento dos vales recentes gerados durante o período interglacial Sangamoniano. Estes sedimentos são controlados pelas calhas dos vales recentes entalhados em uma paleossuperfície de idade pleistocênica, admitida por Melo et al., (1978) como neoplistocênica.

As linhas de pedras são representadas por pedimentos detriticos assentados sobre a paleossuperfície erosiva antiga. Este nível situa-se 0,5 – 10 metros abaixo da superfície atual, estando recoberto por colúvios. A origem desses sedimentos pode estar relacionada a processos de laterização e formação de petroplintitos e plintitos *in situ* ou retrabalhamento de paleossuperfícies laterizadas ou não (com muito ou pouco transporte dos materiais).

Os cascalhos das linhas de pedras são mal selecionados, possuem matriz argilo-arenosa avermelhada e espessura variando desde poucos centímetros a 1,0 metro. São constituídos predominantemente por fragmentos de limonita, plintita, quartzo e sílex angulosos, com granulometria variando de grânulos a seixos.

Os Sedimentos de preenchimento de Vales Recentes apresentam grande importância no contexto das mineralizações encontradas nessa sequência sedimentar, uma vez que as reservas de cassiterita encontram-se geralmente associadas a esses sedimentos. A camada basal é representada por cascalhos mal selecionados, podendo apresentar espessura de até 2 metros, sendo os mesmos constituídos por seixos angulosos de quartzo e, muito raramente, seixos e matacões de granito e *greisen*.

As Coberturas Coluviais ocorrem capeando as linhas de pedra e apresentam espessuras entre 0,5 e 10 metros. São constituídas por argila arenosa homogênea, de coloração marrom-amarelada, sendo comum fragmentos de canga, dispersos caoticamente pelo perfil, com dimensão variando de areia grossa a grânulos.

Os Sedimentos Aluviais Atuais são representados por pacotes bem espessos, principalmente nos rios Preto e Jamari, apresentando-se como depósitos de canais e de transbordamento, sendo que, nas drenagens menores, observa-se material grosseiro residual de pequena espessura.

Os depósitos estaníferos encontrados nessa sequência deposicional estão associados aos vales recentes, colúvios e elúvios. Os primeiros formam corpos que variam entre 3 a 4km, sendo que a coluna sedimentar pode atingir até 12m e a camada conglomerática basal, quando ocorre, pode variar desde poucos centímetros a um máximo de 2 metros. Entretanto, se a mineralização estende-se às camadas arenosas sobrepostas aos cascalhos da base da sequência aluvionar, a espessura mineralizada pode atingir até 3 metros.

Os placeres coluviais ou coluvio-eluviais apresentam idade holocênica e usualmente apresentam volumes modestos e espessura variável de 2 a 10 metros, podendo a cassiterita ser de granulometria grossa, pouco retrabalhada, por efeito de o transporte ocorrer ao longo de todo o perfil vertical do depósito.

Os depósitos estaníferos eluviais ocorrem profusamente na Província Estanífera de Rondônia, incluindo nessa categoria as linhas de pedras. Localizam-se freqüentemente próximos de mineralizações primárias em granitos e rochas do embasamento, bem como sobre sedimentos muito mais antigos já mineralizados. A distribuição dos teores nestes depósitos é irregular e reflete sempre o padrão e a concentração da mineralização primária, no entanto valores elevados são muitas vezes observados (Bettencourt et al., 1987).

## **4. ALVO SOL NASCENTE**

### **4.1 Introdução**

O Alvo Sol Nascente constitui uma área de aproximadamente 50 km<sup>2</sup>, e durante o trabalho de mapeamento, cinco unidades litoestratigráficas puderam ser diferenciadas. O Complexo Jamari marca o embasamento metamórfico mais antigo da área, sobrepostas a essa unidade encontra-se as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência e Rio Crespo respectivamente.

Encerrando os eventos magmáticos intrusivos do mesoproterozóico, a Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia pode ser observada na porção sudeste e noroeste da área. Além das rochas metamórficas e ígneas encontradas no alvo, uma porção sedimentar indiferenciada recente perfaz grande parte da porção oeste da área estudada.

Estruturas associadas a dois eventos deformacionais também puderam ser observadas, sendo que, as principais feições representativas desses eventos aparecem principalmente na forma de foliação milonítica, bandamento gnáissico, dobras e fraturas.

As relações observadas em campo mostram que esses possíveis eventos são pré genéticos a intrusão da Suíte Granitos Últimos de Rondônia e sedimentação da cobertura sedimentar indiferenciada, uma vez que estas rochas não apresentam deformação nem metamorfismo associado.

### **4.2 Unidades litoestratigráficas**

#### **4.2.1 Complexo Jamari**

O Complexo Jamari, das unidades reconhecidas em campo, é a que apresenta maior extensão em área dentro do Alvo Sol Nascente, ocorrendo, visto em planta, como faixas com orientação preferencial Norte – Sul.

As rochas aflorantes encontram-se em bom estado de conservação, embora a ocorrência de tipos extremamente intemperizados seja comum, principalmente próximo a Mina Sol Nascente, resultando em rochas de coloração branco arroxeadas.

Essas rochas apresentam um bandamento gnáissico muito evidente, granulação predominantemente fina, embora tipos com granulação média são encontrados. Texturalmente são classificadas como granoleptoblásticas, fato evidenciado pela orientação preferencial de cristais placóides como biotitas e arranjo equidimensional não ou pouco orientado de cristais de quartzo e feldspato.

Três litotipos marcam essa unidade na área mapeada. O primeiro litotipo apresenta coloração branco acinzentado e os grãos minerais são relativamente maiores do que os encontrados

nos outros dois litotipos, apresentando granulação predominantemente média. São compostos por plagioclásio (35%), quartzo (25%), biotita (25%), hornblenda (10%) e proporções menores de minerais acessórios como zircão e opacos perfazendo 5% da rocha, configurando uma rocha de composição tonalítica classificada como um Hornblenda biotita gnaiss tonalítico.

Apresentam um bandamento gnáissico muito evidente (figura 3a e b), marcado pela alternância de minerais máficos (bandas com aproximadamente 1 mm) e minerais félsicos (bandas com aproximadamente 2 – 3 mm).

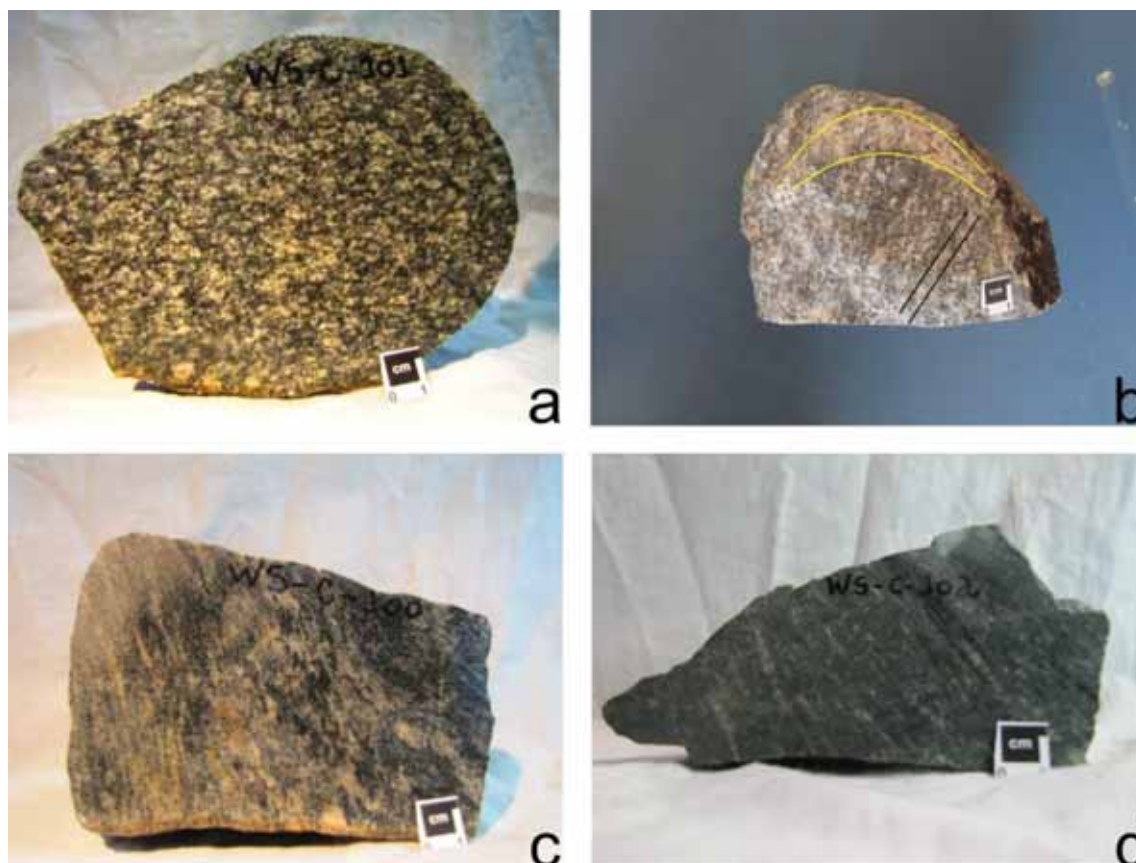
Algumas rochas representantes desse litotipo apresentam-se localmente migmatizadas (figura 3b), apresentando um neossoma formado essencialmente por cristais de plagioclásio, sem estruturação aparente. Esses cristais destacam-se da matriz metamórfica, por formarem “bolsões” discordantes ao bandamento gnáissico e por serem relativamente maiores do que os encontrados no paleossoma.

O segundo litotipo encontrado (figura 3c) apresenta coloração branco acinzentado, sendo que, a granulação dos minerais encontrados é predominantemente fina à média, com predomínio da primeira. São compostos essencialmente por cristais de quartzo (35%), plagioclásio (20%), hornblenda (15%), biotita (20%) e proporções menores granada e opacos, perfazendo aproximadamente 5% da rocha.

Apresentam bandamento gnáissico bem marcado pela alternância de bandas submilimétricas de minerais máficos alternadas com bandas milimétricas de minerais félsicos, configurando um Granada hornblenda biotita gnaiss.

O terceiro litotipo encontro (figura 5d) apresenta coloração predominantemente verde acinzentada, sendo que a granulação dos minerais é predominantemente fina à média, com predomínio da primeira. São compostos essencialmente por cristais de quartzo (35%), plagioclásio (20%), biotita (15%), hornblenda (10%), diopsídio (15%) e proporções menores de minerais opacos (5%), enquadrando-se como um hornblenda biotita diopsídio gnaiss.

A paragênese desses litotipos encontrados, associado com a presença de rochas migmatizadas evidencia a atuação de processos metamórficos de alto grau. As rochas do Complexo Jamari, na área de estudo, foram metamorfizadas na fácies anfibolito à granulito.



**Figura 3** – diferentes litotipos encontrados: **(a)** Hornblenda biotita gnaiss tonalítico; **(b)** Granada hornblenda biotita gnaiss migmatizado, riscos amarelos representando a porção migmatizada e os riscos pretos a foliação da porção paleossomica. **(c)** gnaiss de granulação fina; **(d)** Hornblenda biotita diopsídio gnaiss.

#### 4.2.2 Suíte Intrusiva Serra da Providência

As rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência perfazem a parte leste da área de mapeamento, estendendo-se como uma faixa dobrada, orientada preferencialmente na direção norte-sul, intercaladas com as rochas do embasamento metamórfico do Complexo Jamari.

Encontram-se, no geral, em bom estado de conservação, embora alguns afloramentos apresentem grau de intemperismo acentuado, representado principalmente por processos de caulinição atuando sobre os feldspatos.

Apresentam composição essencialmente quartzo-feldspática (30% quartzo, 20% plagioclásio, 35% K-feldspato, com amplo predomínio de microclínio), embora minerais como biotita (10%) sejam facilmente observados. Minerais acessórios como rutilo, zircão e muscovita perfazem menos de 5% das rochas.

Duas associações litológicas podem ser notadas, a primeira apresenta um bandamento gnáissico pouco proeminente, marcado por bandas milimétricas de minerais máficos (predominantemente biotita) alternadas com bandas um pouco mais espessas de minerais félsicos

(quartzo+feldspatos), como pode ser observado na figura 5a. Em alguns afloramentos esse bandamento é quase ou totalmente ausente macro e microscopicamente, configurando uma rocha predominantemente maciça (figura 6a e b). Essas rochas estariam caracterizando um biotita granito pórfiro.

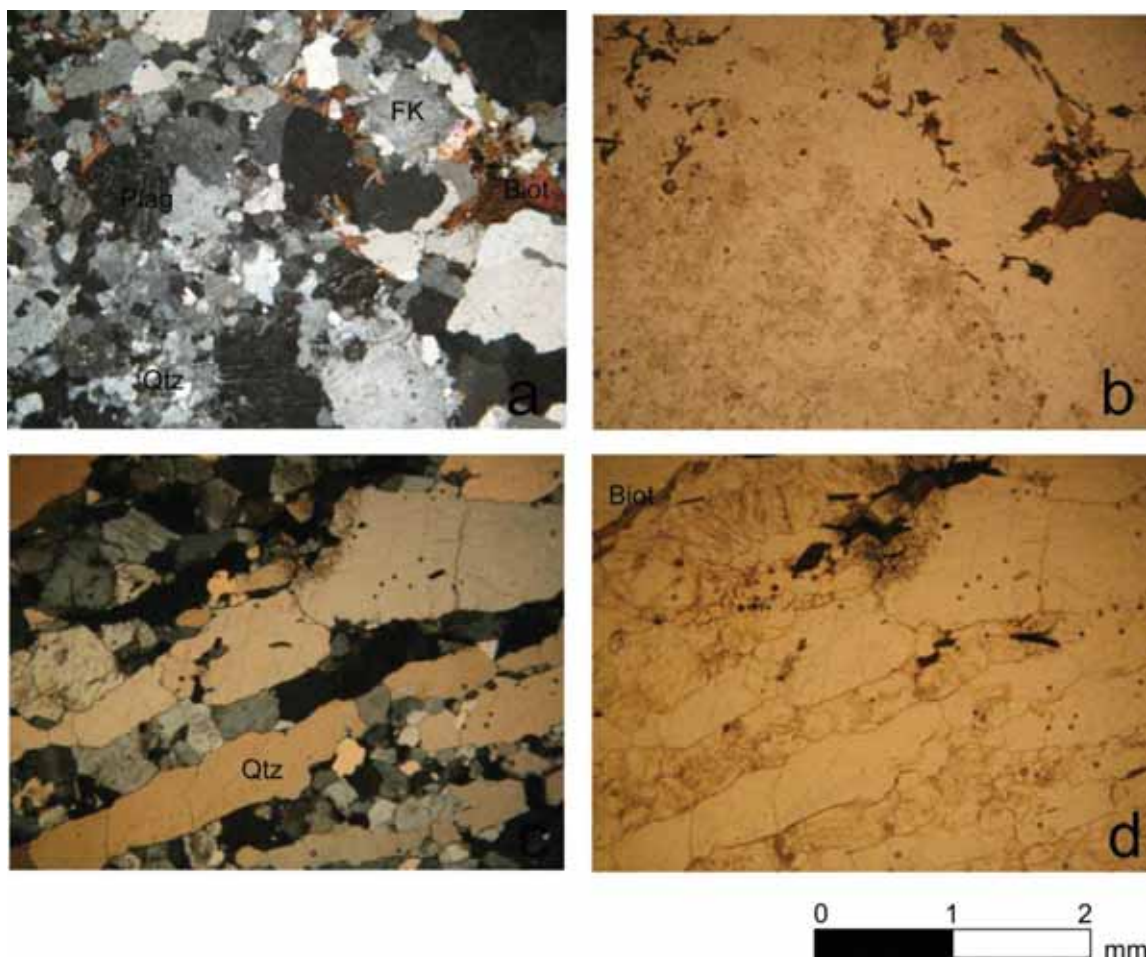
Texturalmente apresentam grãos inequigranulares, sendo que, a granulação pode variar de fina a grossa, representada por grãos porfiríticos de K-feldspato de até 3 centímetros, geralmente com formas subeudrais e matriz fina à média, composta por cristais de biotita, quartzo e feldspato anedrais.

O segundo litotipo encontra-se mais deformado, apresentando um bandamento gnáissico mais evidente, marcado pela alternância de bandas milimétricas de minerais máficos (biotita) e félsicos (quartzo+feldspato), como pode ser observado na figura 5b. Alguns minerais apresentam-se extremamente deformados, fato constatado pelos cristais de quartzo e FK. Os primeiros apresentam estiramento muito bem marcado (figura 5c e 6c e d), enquanto os cristais de FK aparecem comumente estirados e rotacionados (figura 5d).

Provavelmente esse litotipo originou-se de processos tectno-termiais mais acentuados que agiram sobre o biotita granito pórfiro, resultando em um bandamento gnáissico mais evidente e estruturas de deformação mais proeminentes, configurando uma trama milonítica. Essa rocha, segundo Payolla et al., (2001), caracteriza-se como um *augen* gnaiss, e pela constituição mineralógica marcam metamorfismo na fácies anfibolito inferior.



**Figura 5** – (a) biotita sienogranito pórfiro com bandamento gnáissico pouco proeminente (b) *augen* gnaisse, notar os cristais de FK deformados e bandamento gnáissico bem marcado (c) cristais de quartzo estirados com até 2 centímetros; (d) pórfiros de FK deformados e rotacionados, marcando trama milonítica, notar cristais de quartzo estirados e dobrados na superfície dos cristais de FK.



**Figura 6** – (a) Biotita granito pórfiro, correspondente a amostra WS – C – 83 da figura colocada acima; notar bandamento gnáissico pouco desenvolvido, praticamente ausente, estruturas como lineação de estiramento são pouco evidentes, rocha predominantemente maciça ou pouco deformada; (b) idem anterior com nicóis descruzados; (c) *augen* gnaiss, correspondente a amostra WS – C – 80 da figura 5b; Notar trama milonítica bem marcada pelo estiramento de minerais de quartzo; (d) idem anterior com nicóis descruzados.

#### 4.2.3 Suíte Intrusiva Rio Crespo

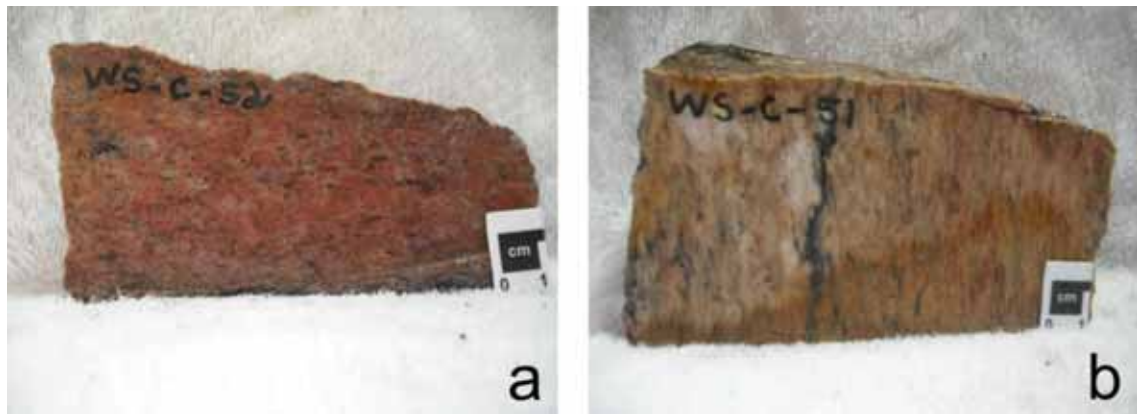
As rochas da Suíte Intrusiva Rio Crespo, na área de mapeamento, encontram-se intrudidas nas rochas do embasamento magmático-metamórfico da região, representados pelo Complexo Jamari e Suíte Intrusiva Serra da Providência. Ocorrem na porção leste do Alvo Sol apresentando baixo grau de intemperismo.

Caracterizam-se por apresentar coloração rósea e grãos inequigranulares, variando de fino a médio, com predomínio do primeiro (figura 7a e b). Os cristais apresentam-se geralmente subeudrais a anedrais.

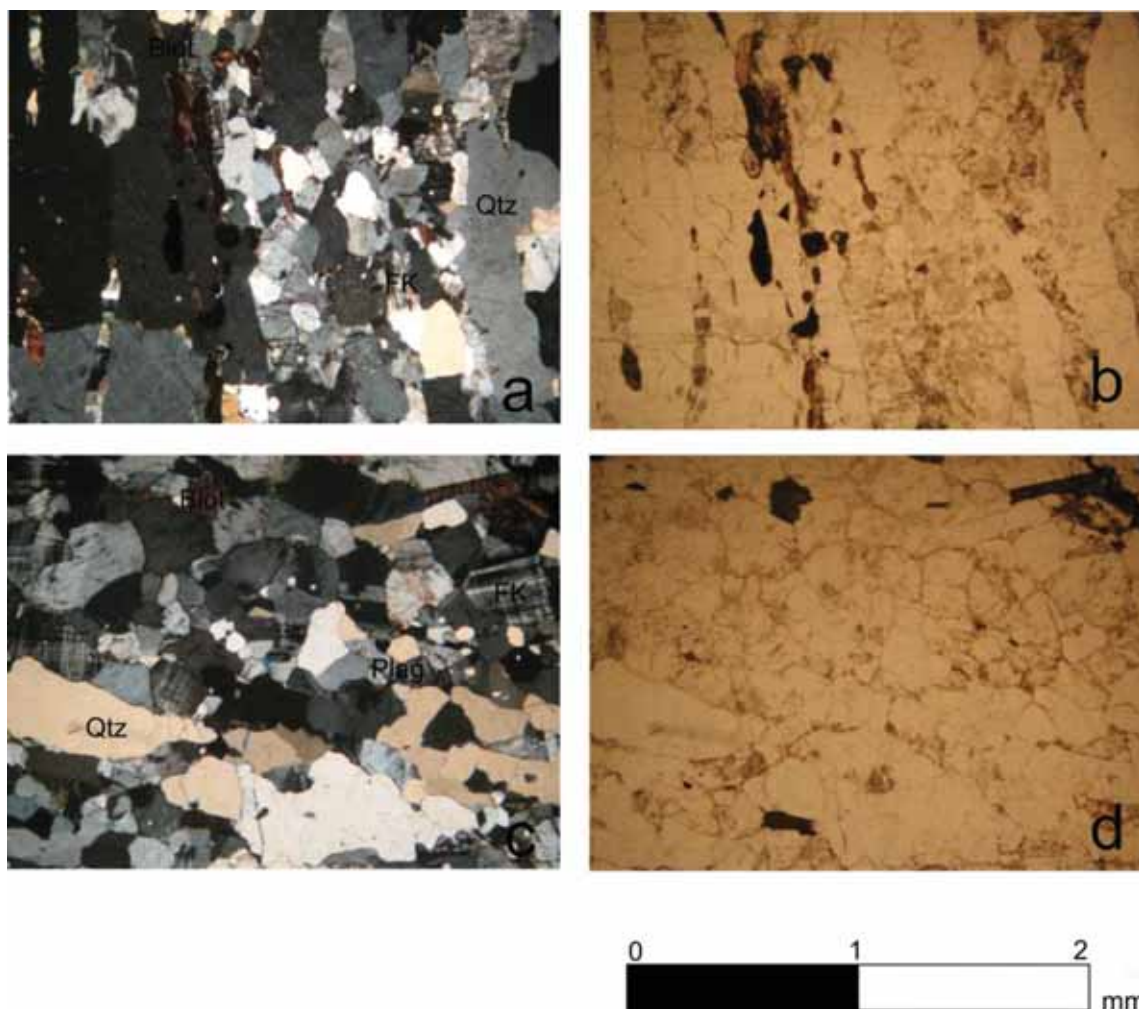
A composição mineralógica é basicamente quartzo-feldspática (35% quartzo, 25% plagioclásio e 30% de feldspato potássico, com amplo predomínio de cristais de microclínio), sendo

que, minerais como biotita (5%) e acessórios que perfazem menos de 5% da rocha, representados por muscovita e zircão também podem ser observados (figura 8c e d).

Estruturalmente essas rochas encontram-se deformadas, sendo que, pode-se observar uma trama milonítica bem marcada por cristais de quartzo com extinção ondulante, estirados sob o plano da foliação (figura 8a e b). Além da foliação milonítica, em alguns afloramentos, um bandamento gnáissico, paralelo a essa foliação, marcado por bandas félsicas (quartzo+feldspatos) alternadas com bandas de minerais máficos pode ser observado (figura 7b).



**Figura 7 – (a)** gnaiss róseo de granulação fina a média; **(b)** gnaiss róseo de granulação fina a média, notar ligeiro bandamento gnáissico, marcado por bandas félsicas quartzo feldspáticas alternadas com bandas de minerais máficos.



**Figura 8** – (a) Cristais de quartzo fortemente estirados, evidenciando trama milonítica; amostra WS – C – 51 da figura anterior (b) idem anterior com nicóis descruzados; (c) composição modal da rocha, muito rica em quartzo e cristais de microclínio; amostra WS-C-52 da figura anterior (d) idem anterior com nicóis descruzados.

#### 4.2.4 Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia

Duas ocorrências correspondentes a Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia puderam ser observadas durante o trabalho de mapeamento realizado no Alvo Sol Nascente. Uma posicionada na porção sudeste, correspondente ao Maciço de São Carlos e outra na porção noroeste do alvo, correspondente ao Maciço Caripuanã.

Apresentam forma circular/semi-circular e estão intrudidas nas rochas do embasamento metamórfico-magmático da região, correspondentes ao Complexo Jamari e suítes intrusivas Serra da Providência e Rio Crespo respectivamente.

Geomorfologicamente formam as porções mais elevadas da área mapeada, resultando, por ação do intemperismo, em grandes blocos arredondados geralmente dispostos no sopé das encostas. As rochas encontradas na porção sudeste apresentam baixo grau de intemperismo, em

contraste com as rochas alojadas na porção noroeste, que dificilmente ocorrem em bom estado de conservação, resultando em rochas extremamente alteradas.

Estruturas ligadas a movimentação magmática podem ser encontradas nas rochas da porção sudeste do alvo, bem evidenciada pelos xenolíticos de até 1 metro de comprimento, representantes das rochas do Complexo Jamari (figura 9a e b). Esses Xenólitos são comumente encontrados próximos a zona de contato com as rochas do embasamento metamórfico.

As rochas da porção sudeste apresentam coloração rosa-avermelhada, por vezes esbranquiçada quando intemperizadas, por efeito da caulinização nos feldspatos. São caracterizadas por apresentarem textura fanerítica a subfanerítica, holocristalina, sendo que os cristais são inequigranulares (figura 10).

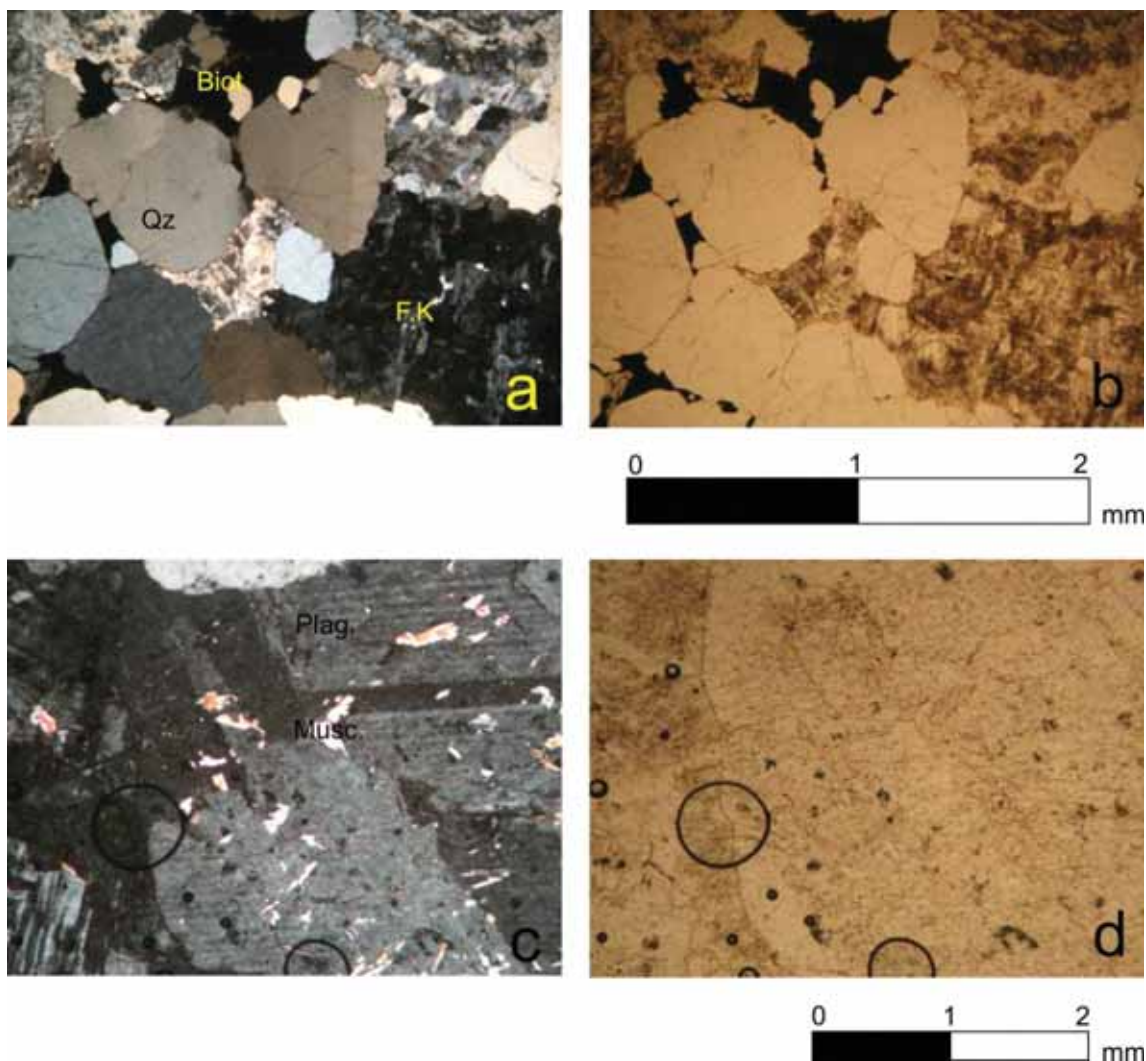
Em alguns afloramentos existe a predominância de cristais de granulação fina, em outros, porém, há predominância de cristais de granulação média, evidenciando, dessa maneira, um possível posicionamento em relação à câmara magmática, sendo que os cristais mais finos são encontrados próximo ao contato com as rochas encaixantes, ou seja, zona de borda, e os cristais mais grossos na porção mais central da intrusão (figura 9c e d).

Além de um posicionamento em relação a câmara magmática, outra hipótese para a diferença de granulação entre os dois litotipos encontrados, seria a ocorrência de diferentes pulsos magmáticos, sendo cada litotipo representante de um pulso diferente.

A composição mineralógica dessas rochas é basicamente quartzo-feldspática (figura 10a e b), embora quantidades relevantes de biotita (em média 12% do total da rocha) sejam comumente observadas. Configuram um biotita sienogranito, uma vez que os feldspatos alcalinos observados em lâmina são predominantes (70% do total de feldspatos). Minerais acessórios como muscovita (figura 10c e d) e zircão, perfazendo menos de 5% da composição da rocha também podem ser observados em lâmina.



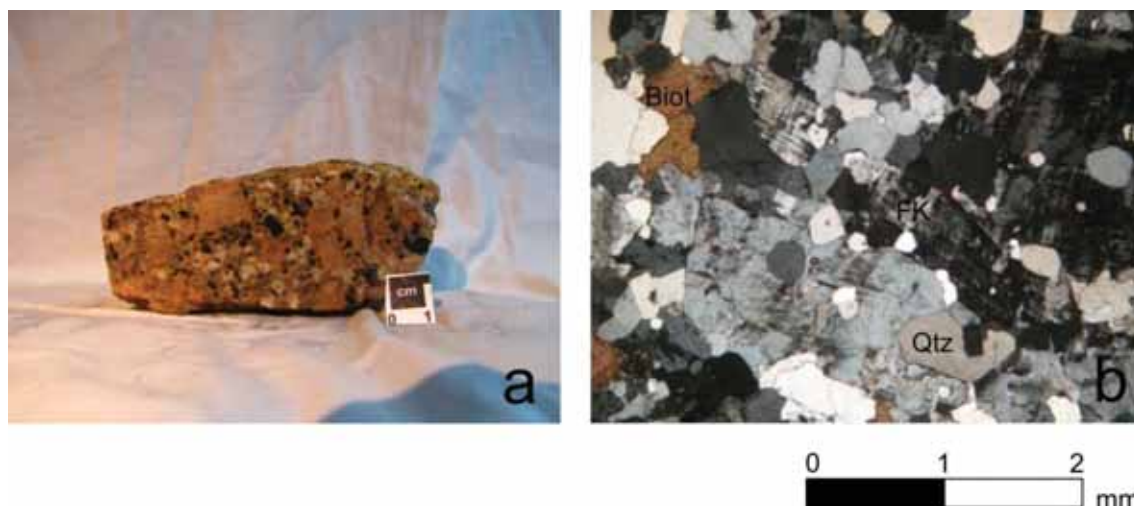
**Figura 9** – (a) Xenólito do Complexo Jamari – pode-se notar foliação bem marcada; (b) Xenólito do Complexo Jamari; (c) Sienogranito de granulação média; (d) Sienogranito de granulação fina-média.



**Figura 10–** (a) Biotita sienogranito, predominância de composição quartzo feldspática e nítida predominância de feldspatos alcalinos; (b) idem anterior, nicóis descruzados; (c) cristais de muscovita e plagioclásio; (d) idem anterior, nicóis descruzados.

As rochas representantes da Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia, encontradas na porção noroeste do Alvo Sol Nascente apresentam composição quartzo-feldspática, como pode ser observado na figura 11b (em média: quartzo 35% e feldspatos 45%), sendo que, quantidades consideráveis de biotita (15%) também podem ser constatadas. Minerais acessórios perfazem aproximadamente 5% da composição total das rochas e são representados principalmente por cristais de muscovita e zircão.

Texturalmente essas rochas são caracterizadas por apresentarem granulação fina à grossa, sendo que, os cristais de FK apresentam-se como megacristais geralmente eudrais de até 3 centímetros (figura 11a), imersos em matriz quartzo-feldspática com formas anedrais à subeudrais de até 2 mm. São rochas faneríticas, holocristalinas e configuram pela composição mineralógica um biotita sienogranito porfirítico (figura 11), uma vez que o total de feldspatos alcalinos supera 70% dos feldspatos totais (figura 11b).



**Figura 11** – (a) Biotita sienogranito porfíritico; pode-se notar cristais FK com até 2 centímetros de comprimento imersos em matriz fina de composição quartzo-feldspática; (b) Composição basicamente quartzo – feldspática. Pórfiros de FK imersos em matriz quartzo-feldspática de granulação fina-média.

#### 4.2.5 Cobertura Sedimentar Indiferenciada

A porção oeste do Alvo Sol Nascente é composta por uma extensa área de cobertura sedimentar indiferenciada, caracterizada por apresentar coloração vermelho-alaranjada, composta por grãos de quartzo medianamente selecionados, arredondados e pouco consolidados. Porções mais argilosas e argilo-arenosas também podem ser reconhecidas dentro dessa unidade.

A espessura é variável por estar assentada sobre rochas do embasamento metamórfico-magmático da região, podendo alcançar até 40 metros. Essa cobertura caracteriza-se por resultar em terrenos que apresentam pouco desnível, formando extensas áreas planas e de fácil reconhecimento em campo. Processos de laterização podem ser comumente observados atuando nessa unidade.

### 4.3 Estrutural

#### 4.3.1 Introdução

Durante o mapeamento realizado no Alvo Sol Nascente, três fases deformacionais puderam ser constatadas, denominadas  $D_{n-1}$ ,  $D_n$  e  $D_{n+1}$ . As feições representativas dessas fases deformacionais podem ser observadas na forma de dobras, fraturas (preenchidas ou não por material quartzoso), foliações tectônicas ( $S_n$  e  $S_{n+1}$ ) e lineações de estiramento e intersecção.

A área foi separada em dois domínios estruturais, separados a partir do último evento deformacional reconhecido, divididos por uma zona de cisalhamento dúctil, responsável pelo dobramento das rochas do embasamento metamórfico-magmático da região, correspondentes às rochas do Complexo Jamari e suítes intrusivas Serra da Providência e Rio Crespo.

#### 4.3.2 Domínios estruturais

Os domínios estruturais, denominados domínio leste e domínio oeste, foram separados a partir de uma zona de cisalhamento de caráter predominantemente dúctil, podendo ser observada no mapa anexo (ANEXO 1), apresenta orientação N-S e mergulho de aproximadamente 70° leste.

Essa zona de cisalhamento foi responsável pelo dobramento da foliação  $S_n$  pré-existente, criando assim, dois máximos preferenciais de concentração para as medidas de tal foliação e intensa zona de milonitização próxima ao plano axial das dobras geradas durante esse evento, criando dessa maneira, uma foliação plano axial denominada  $S_{n+1}$ .

#### 4.3.3 Fases deformacionais

##### 4.3.3.1 Fase deformacional $D_{n-1}$

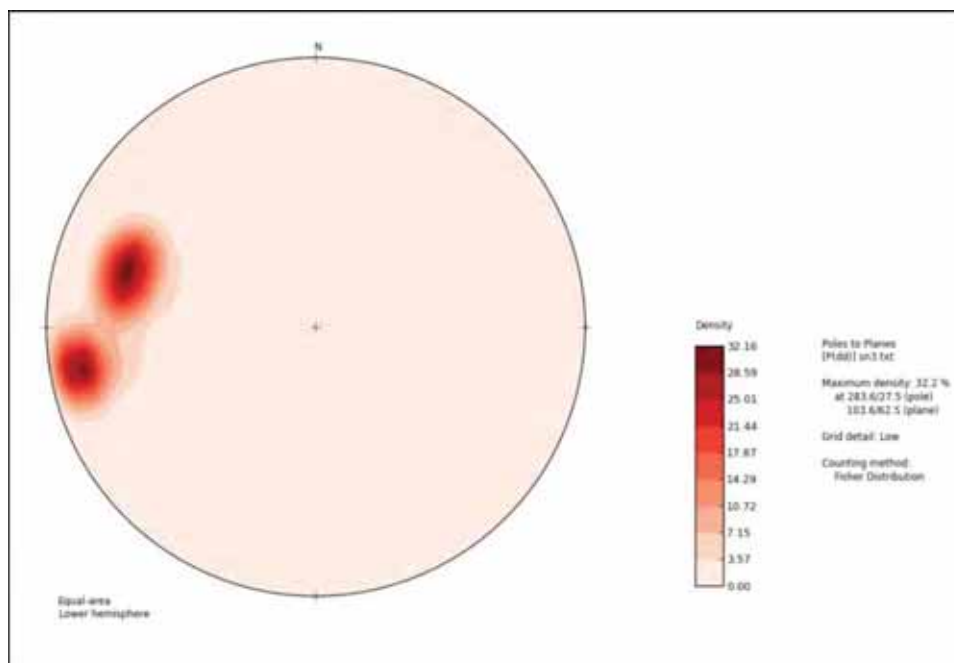
*Essa fase deformacional estaria representando a intrusão das rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência nas rochas do embasamento metamórfico da região (Complexo Jamari), estruturas que evidenciassem a existência de tal fase deformacional não foram constatadas, no entanto, o contexto geológico definido para a região permite caracterizar uma fase deformacional vinculada a tal evento intrusivo.*

##### 4.3.3.2 Fase deformacional $D_n$

Essa fase deformacional afetou as rochas do Complexo Jamari e Suíte Intrusiva Serra da Providência. A principal estrutura representante dessa fase deformacional é a foliação  $S_n$ , marcada pela alternância de bandas máficas e félsicas, tratando-se, por tanto, de um bandamento gnáissico. Tal estrutura encontra-se dobrada, fato que pode ser constatado por cristais de biotita extremamente deformados e pela análise do estereograma abaixo, que mostra dois máximos de concentração.



**Figura 12 – (a)** Bandamento gnáissico marcado pela alternância de bandas félsicas e máficas, tal feição é paralela a foliação  $S_n$ ; **(b)**  $S_n$  dobrada, bem evidente em cristais de biotita.



**Figura 13 – Estereograma – Projeção Equiária, hemisfério inferior** – estereograma referente à foliação  $S_n$ . Foram realizadas 45 medidas, sendo encontrado dois máximos de concentração, como pode ser observado pelos pólos dos planos; os planos estão preferencialmente orientados NW no domínio leste e NE no domínio oeste, apresentando mergulhos da ordem de 80° para NE e 60° para SE respectivamente.

#### 4.3.3.3 Fase deformacional $D_{n+1}$

A fase de deformação  $D_{n+1}$  apresenta caráter dúctil-rúptil e um grande número de elementos estruturais representativos de sua existência podem ser observados. As principais estruturas marcantes desse evento aparecem na forma de dobramentos, fraturamentos, lineamentos e foliação plano axial, afetando as rochas do embasamento metamórfico-magmático da região (Complexo Jamari e suítes intrusivas Serra da Providência e Rio Crespo).

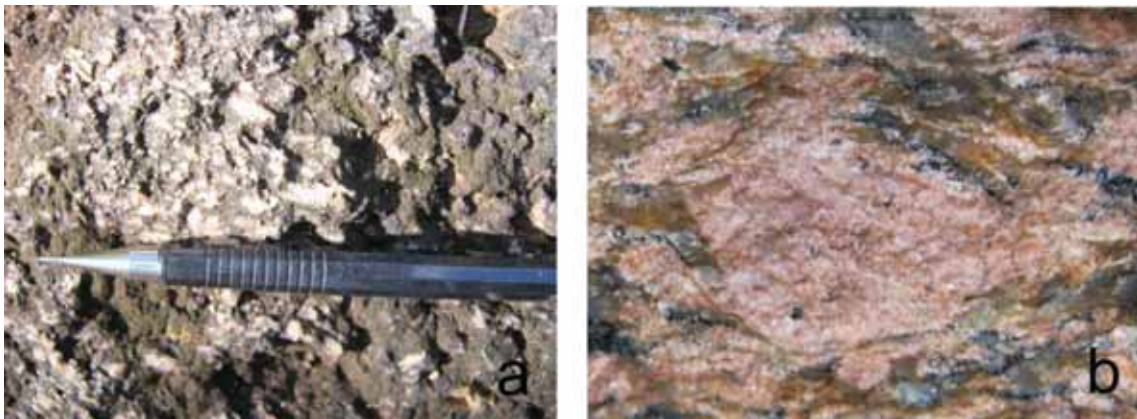
Os dobramentos encontrados nesta fase são essencialmente apertados, responsáveis pelo dobramento da foliação  $S_n$ . Apresentam planos-axiais orientados N-S e mergulhos de 70° para leste e eixos caindo 50° para sul (figura 15 e 20.).

Associado a esses dobramentos pode-se notar intensa milonitização, representada por cristais de FK rotacionados e quartzos com extinção ondulante, marcando uma lineação de estiramento com mergulhos de 70/80° para NEE (figura 14a e b e figura 17). Essa deformação de caráter predominantemente dúctil deu origem a uma foliação milonítica plano axial, denominada  $S_{n+1}$  (figura 16), que quando interceptada pela foliação  $S_n$ , marcam uma lineação de intersecção de atitude paralela ao eixo das dobras  $D_{n+1}$  (figura 18).

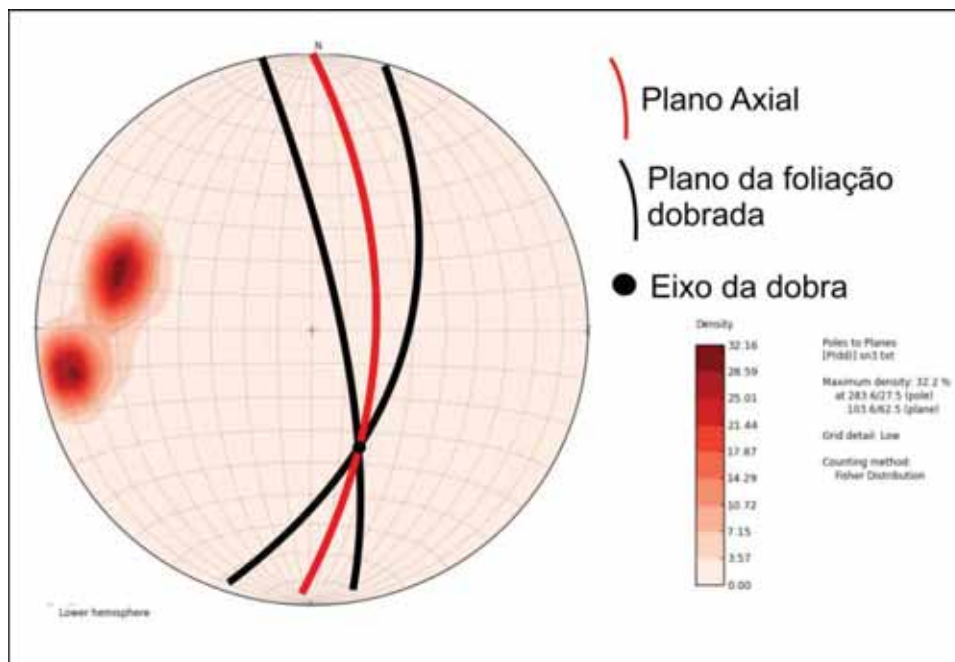
Duas famílias principais de fraturamento podem ser notadas, podendo ou não estar preenchidas por material quartzoso (figura 19 e 20). Uma das famílias apresenta orientação

principal paralela ao plano axial e eixo das dobras  $D_{n+1}$ , essa distribuição espacial permite classificá-la geometricamente como direcional em relação à foliação e oblíqua em relação ao eixo. Estão dispostas paralelamente entre si e apresentam espaçamento pouco denso (1 a 3 metros de distância entre si).

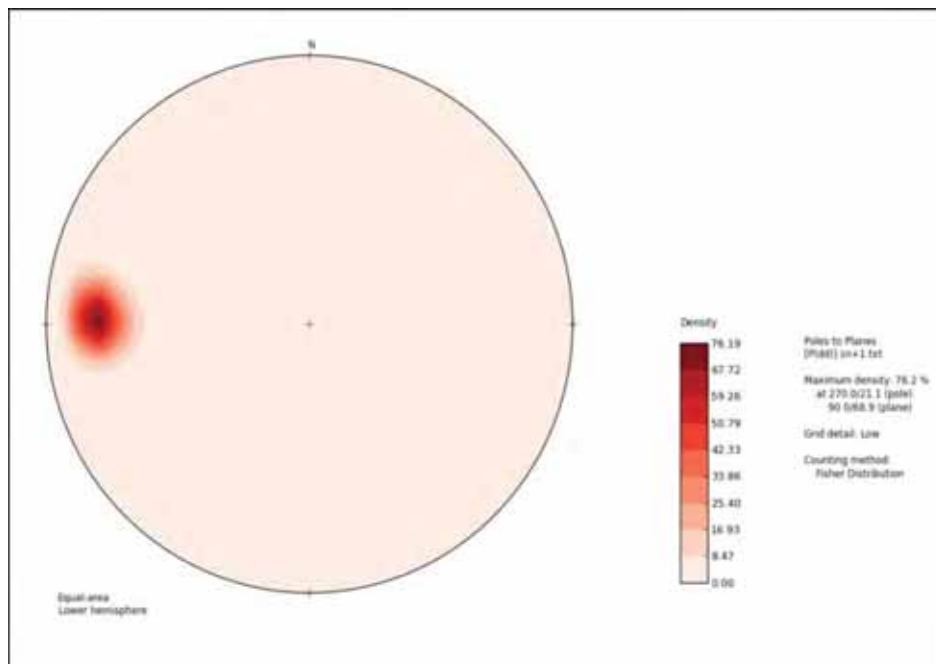
A outra família de fraturamento apresenta plano orientado preferencialmente na direção NNW, mergulhando em média  $70^\circ$  para SWW, dispostas perpendicularmente as fraturas da família anterior. Geometricamente aparecem cruzando os eixos das dobras  $D_{n+1}$  e seccionando o plano axial das mesmas. Apresentam-se paralelas entre si, com espaçamento pouco denso.



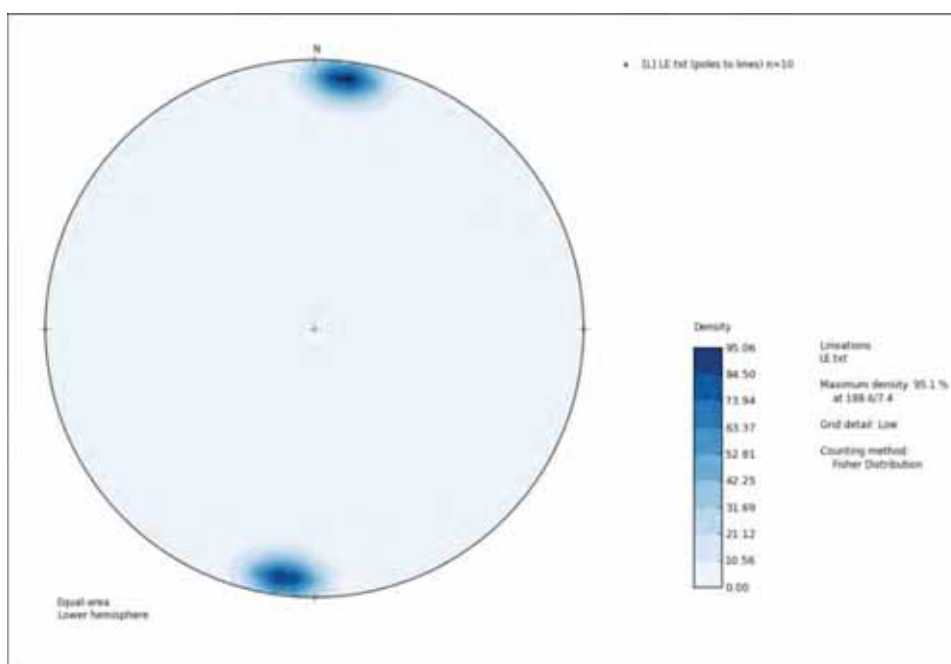
**Figura 14** – (a) cristais de quartzo estirados; (b) Cristal de FK rotacionado e estirado, note cristais de quartzo e biotitas dobrados no contato com o pórfiro.



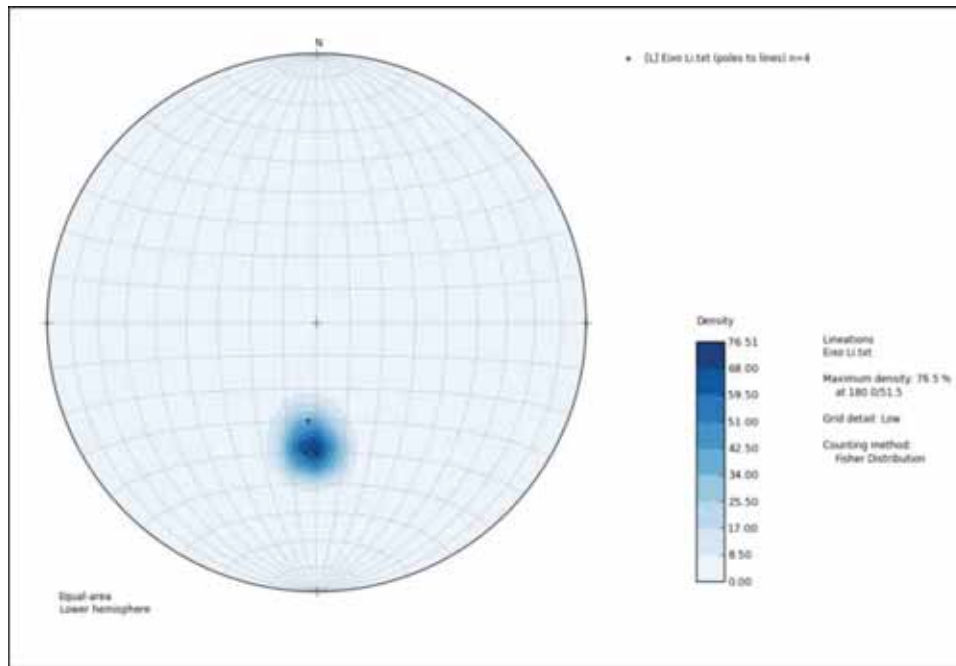
**Figura 15** – Estereograma – Projeção Equiária, hemisfério inferior – estereograma mostrando pólos de concentração máxima da foliação  $S_n$ . Pode-se notar padrão de dobramento, representado pelos planos colocados em preto; plano axial das dobras  $S_{n+1}$  em vermelho e eixo na intersecção dos três planos (círculo preto).



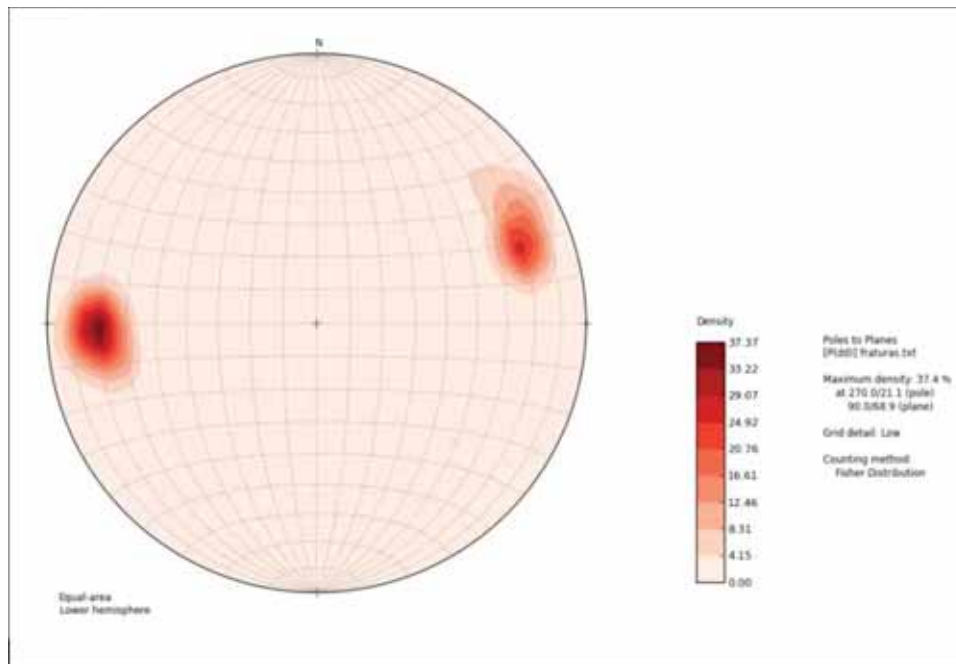
**Figura 16 – Estereograma – Projeção Equiária, hemisfério inferior** – estereograma referente à foliação  $S_{n+1}$ . Foram realizadas 7 medidas, sendo encontrado um máximo de concentração paralelo ao plano axial da sinforma que dividi a área em dois domínios estruturais diferentes. Apresentam direção preferencial N – S e mergulham em média 70° para leste.



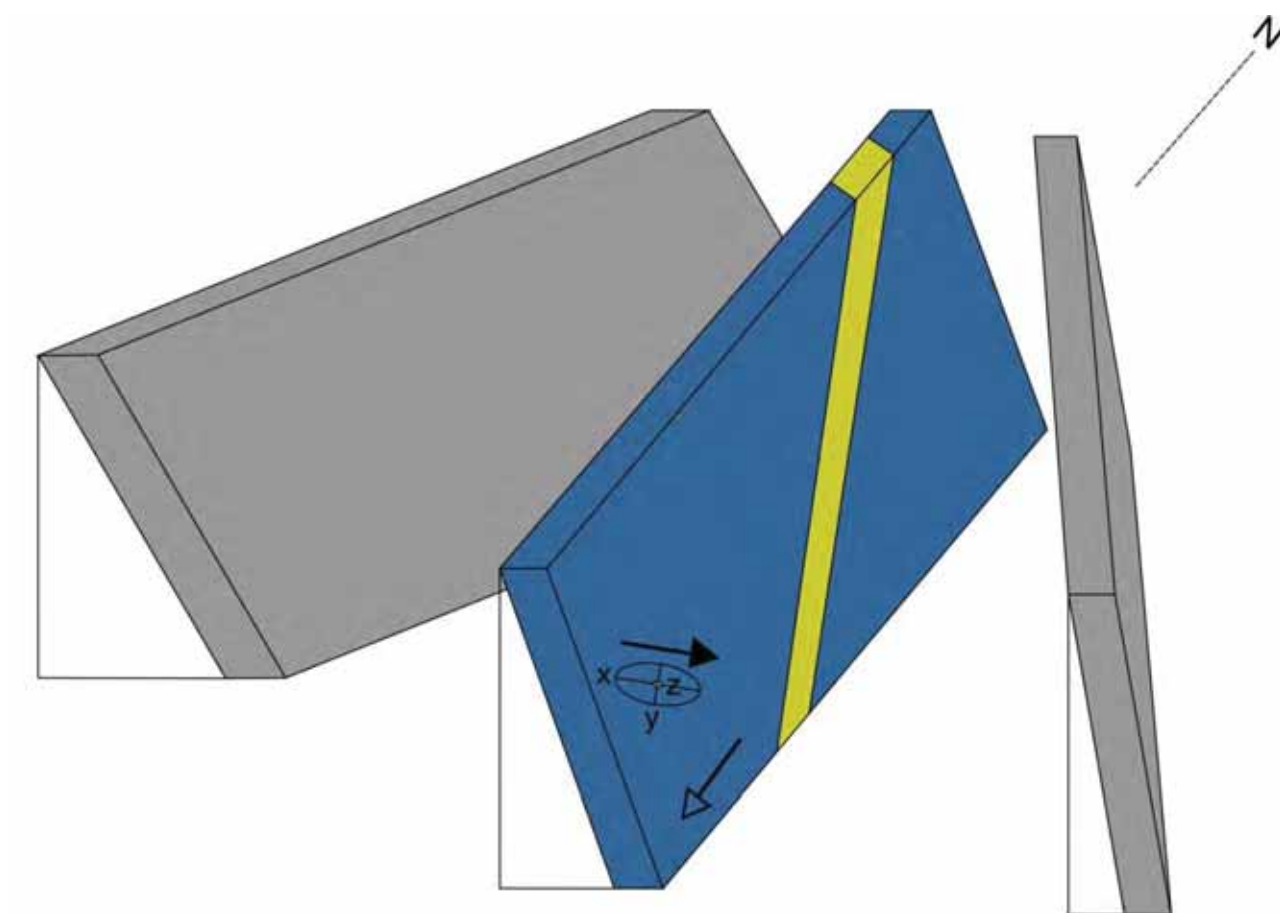
**Figura 17 – Estereograma – Projeção Equiária, hemisfério inferior** – estereograma referente às medidas de lineação de estiramento marcada por cristais de quartzo. As direções preferenciais estão contidas no plano da foliação  $S_{n+1}$ , sendo sua atitude preferencial NEE mergulhando em média 70/80°.



**Figura 18 – Estereograma – Projeção Equiária, hemisfério inferior** – estereograma referente à lineação de intersecção. Foram realizadas 4 medidas, sendo encontrado um máximo de concentração paralelo ao eixo das dobras  $D_{n+1}$ . Apresentam mergulhos de 40/50° para sul.



**Figura 19 – Estereograma – Projeção Equiária, hemisfério inferior** – estereograma representativo das duas famílias principais de fraturamento observadas. Dois máximos de concentração podem ser notados, um paralelo ao plano axial dos dobramentos  $S_{n+1}$  e outro orientado NNW mergulhando para SWW.



### Legenda

→ Lineação de estiramento

↙ Lineação de intersecção  
e eixo de dobra  $D_{n+1}$

Fratura plano axia e foliação milonítica  $S_{n+1}$

Fratura perpendicular  
ao plano axial

Bandamento gnáissico  $S_n$

**Figura 20** – Representação das dobras geradas durante o evento  $D_{n+1}$ , note foliação  $S_n$  dobrada, foliação plano axial, lineação de estiramento e lineação de intersecção paralela ao eixo da dobra. As duas famílias de fraturamento desenvolvidas durante esse evento também podem ser observadas. Todos esses elementos estruturais permitiram o posicionamento do elipsóide de deformação.

#### 4.4 Síntese Evolutiva

A história evolutiva da área de mapeamento tem início no Paleoproterozóico e está relacionada, segundo Scandolara et al. (2006), à construção do arco magmático na fase acrecionária da província geocronológica Rio Negro – Juruena (U-Pb 1.8 – 1.5 Ga), representado pela associação de rochas de afinidade cálcio-alcálica do Complexo Jamari.

Dessa maneira, entende-se que os gnaisses ortoderivados, encontrados na área de estudo, caracterizados por hornblenda biotita gnaisses tonalíticos, sejam fruto desses episódios de construção do arco. Os gnaisses paraderivados, granada hornblenda biotita gnaisses e hornblenda biotita diopsídio gnaisses, por sua vez, estariam, segundo o mesmo autor, representando bacias sedimentares imaturas depositadas sobre o arco magmático recém formado.

Os granitos pórfiros e *augen* gnaisses encontrados, representantes da Suíte Intrusiva Serra da Providência, segundo Scandolara et al. (2006), seriam fruto de episódios magmáticos ocorridos no início do mesoproterozóico.

Estariam marcando o período final da construção do arco magmático da província geocronológica Rio Negro – Juruena, representando assim uma fase de deformação Dn<sub>1</sub>, cuja existência pode ser constatada pelo metamorfismo de fácies granulito nas rochas do Complexo Jamari.

Os gnaisses finos da Suíte Intrusiva Rio Crespo, intrudidas no embasamento recém formado, representado pelas rochas do Complexo Jamari e Serra da Providência, estariam marcando, segundo Scandolara et al., (2006), esforços extensionais no interior do embasamento regional, e colocam-se como pertencentes a província geocronológica Rondoniano – San Ignácio (U – Pb 1,45 – 1,25 Ga), marcando por tanto um evento Dn, responsável pela formação do bandamento gnáissico (foliação Sn), encontrado nas rochas do Complexo Jamari e Serra da Providência.

O último evento tectônico observado na área de estudo apresenta caráter dúctil-rúptil e corresponde a intrusão da Suíte Granitos Últimos de Rondônia, representada pelos maciços São Carlos e Caripuanã, alojados a sudeste e noroeste do Alvo Sol Nascente respectivamente. Associado a esse evento, várias feições estruturais podem ser reconhecidas.

Esse evento deformacional foi responsável pelo metamorfismo na fácies anfibolito das rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência e Rio Crespo e pela instalação de uma zona de cisalhamento que secciona a área em dois domínios estruturais.

Associado a essa zona de cisalhamento pode-se observar também intensa milonitização. Durante esse evento deformacional desenvolveu-se no plano axial das dobras Dn+1 uma foliação Sn+1, marcada principalmente pela reorientação de cristais de biotita.

Após esses eventos magmáticos/metamórficos ocorridos no Meso/Neoproterozóico, eventos deformacionais de grande representatividade não foram observados, uma vez que as rochas da Suíte Granitos Últimos de Rondônia não apresentam deformação nem metamorfismo associado. Pode-se acrescentar, no entanto, um período de intensa sedimentação (cenozóico) na área de estudo, representado pelos sedimentos inconsolidados encontrados na porção oeste do Alvo Sol Nascente, formando extensas áreas planas geomorfologicamente.

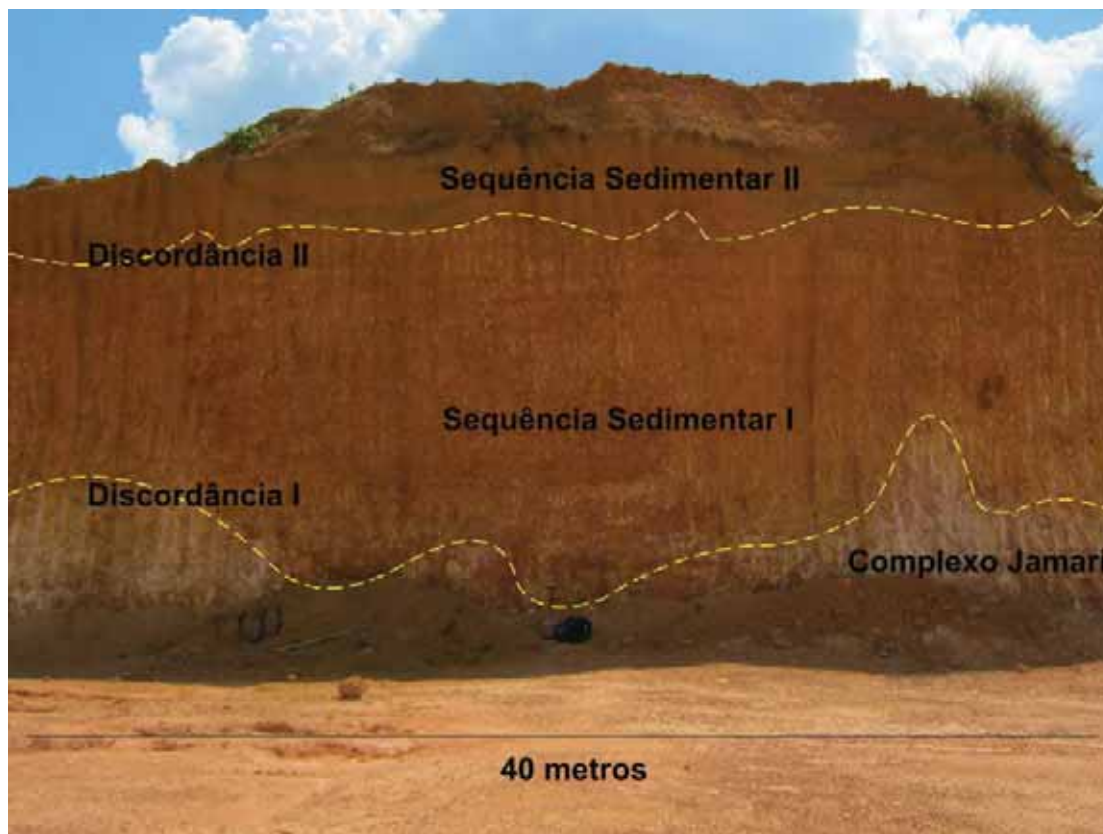
## 5. MINA SOL NASCENTE

### 5.1 Geologia da Mina Sol Nascente

Durante o trabalho de campo realizado na Mina Sol Nascente, três unidades litológicas distintas puderam ser definidas, sendo que a mais velha corresponde ao embasamento metamórfico da região (Complexo Jamari) e as duas mais recentes, sobrepostas a essa, correlacionam-se as duas sequências quaternárias definidas por Bettencourt et al., (1987) citadas anteriormente (figura 21).

Estas unidades estão separadas por discordâncias, que segundo Bettencourt., (1987) apresentam caráter erosivo, marcadas por dois níveis conglomeráticos principais, sendo um representante da discordância do embasamento com a Sequência Sedimentar I e o outro representante da discordância da Sequência Sedimentar II com as rochas do embasamento e coberturas sedimentares mais antigas (Sequência Sedimentar I).

Além das três unidades geológicas definidas, um aparente dique de composição granítica, encaixado nas rochas do Complexo Jamari, parece fazer parte do contexto geológico encontrado na mina, e devido à situação da frente de lavra, que se encontra tomada por água em sua porção mais profunda, onde aparentemente aflora a mineralização primária, pode fornecer informações valiosas a respeito dessa mineralização.



**Figura 21**– Unidades geológicas e discordâncias aflorantes na Mina Sol Nascente.

### 5.1.1 Complexo Jamari

As rochas representantes do Complexo Jamari aflorantes na Mina Sol Nascente apresentam elevado grau de intemperismo, e na maioria das vezes a identificação dessa unidade é possível apenas pela presença de estruturas reliquias da rocha original, como foliação gnáissica bem marcante em determinados afloramentos (figura 22). Aparentemente duas associações de rochas podem ser notadas, embora essa distinção se deva possivelmente a fatores intempéricos e não genéticos.

A primeira associação notada apresenta coloração predominantemente roxa, alternando bandas centimétricas esbranquiçadas de material fortemente caulinizado. A mineralogia primária dessa rocha é de difícil distinção, uma vez que os minerais estão extremamente intemperizados, muito embora, por vezes, pode-se notar bandamento gnáissico, com bandas ricas em minerais máficos (porção mais roxa) e bandas ricas em quartzo e feldspatos caulinizados, bandas esbranquiçadas. A granulometria dessa rocha é predominantemente fina (figura 21a).

O segundo litotipo encontrado apresenta coloração branco-arroxeadada com porções avermelhadas extremamente laterizadas, mostra grau de intemperismo mais acentuado do que o litotipo descrito anteriormente. A composição básica dessa rocha é quartzo-feldspática, formando bandas brancas e caulinizadas, alternadas com bandas mais máficas como pode ser observado na figura 21b.



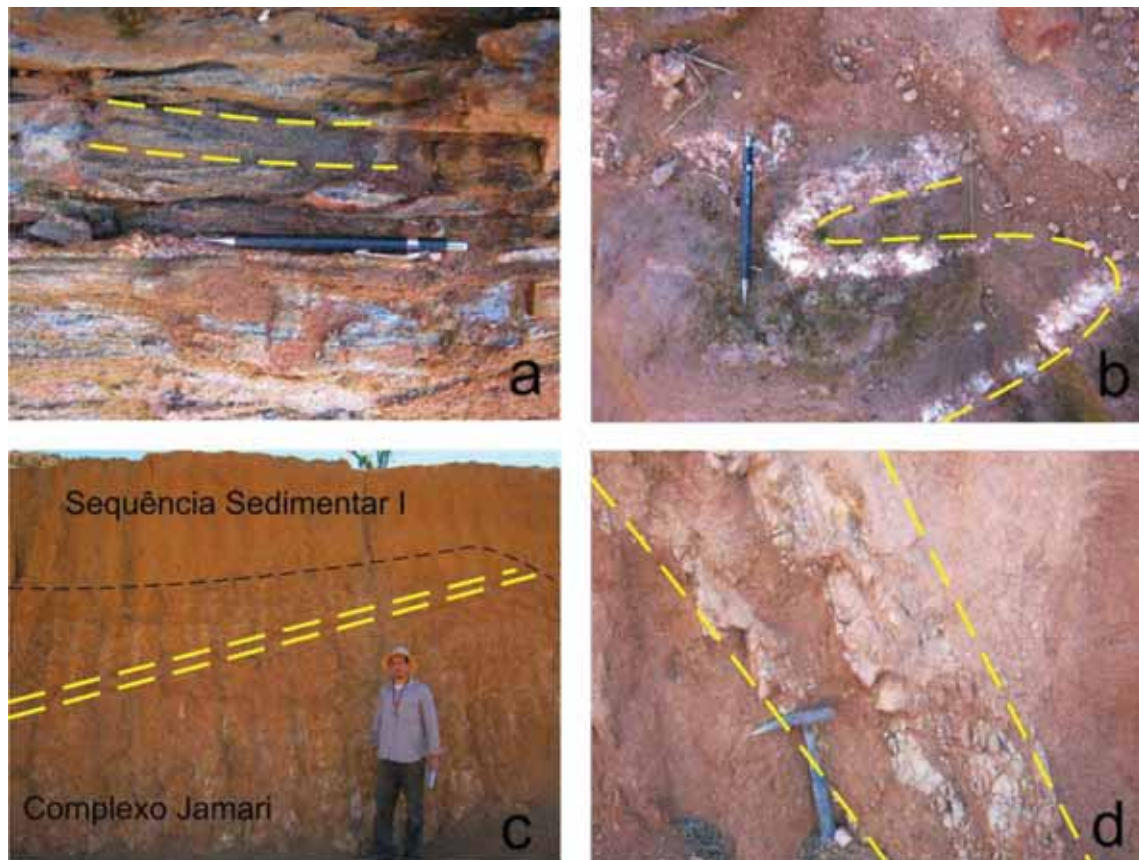
**Figura 21** – (a) litotipo arroxeadado, pouco laterizado; (b) litotipo branco-arroxeadado com porções avermelhadas extremamente laterizadas.

O fator determinante para a separação desses dois litotipos é o grau de intemperismo, uma vez que as rochas encontradas apresentam as mesmas estruturas, composição mineralógica, e contato aparentemente transicional. Essa diferença de coloração deve possivelmente estar relacionada à sua posição em relação ao perfil vertical de alteração da rocha sã, uma vez que a porção mais alterada coloca-se em posições mais altas, tendo passado possivelmente, por processos mais acentuados de intemperismo.

No entanto, pode-se notar também que o bandamento gnáissico no litotipo mais intemperizado é mais evidente, formado por bandas alternadas de minerais félsicos e máficos mais espessas do que as encontradas no litotipo menos intemperizado. Essa diferença evidencia uma variação nas proporções mineralógicas dos litotipos encontrados. Podendo, por tanto, tratar-se de duas associações litológicas distintas geneticamente, pertencentes ao Complexo Jamari.

Pode-se notar nos dois litotipos encontrados estruturas tectônicas bem marcadas, como a presença de foliação, dobras, fraturas, veios de quartzo e de material pegmatítico, com muscovitas centimétricas associadas.

A foliação encontrada apresenta direção principal NNW e os veios quartzosos e pegmatíticos encontram-se preferencialmente encaixados nessas zonas de fraqueza, podendo alcançar até 30 centímetros de espessura. As fraturas encontram-se preenchidas por material laterítico e apresentam duas direções preferenciais, NNW e NNE (figura 22).



**Figura 22** – (a) Em amarelo, foliação principal; (b) Em amarelo, dobras; (c) Em amarelo, fraturas preenchidas por material laterítico e em preto pode-se notar camada conglomerática; (d) Em amarelo, veio de quartzo.

### 5.1.2 Sequência Sedimentar I

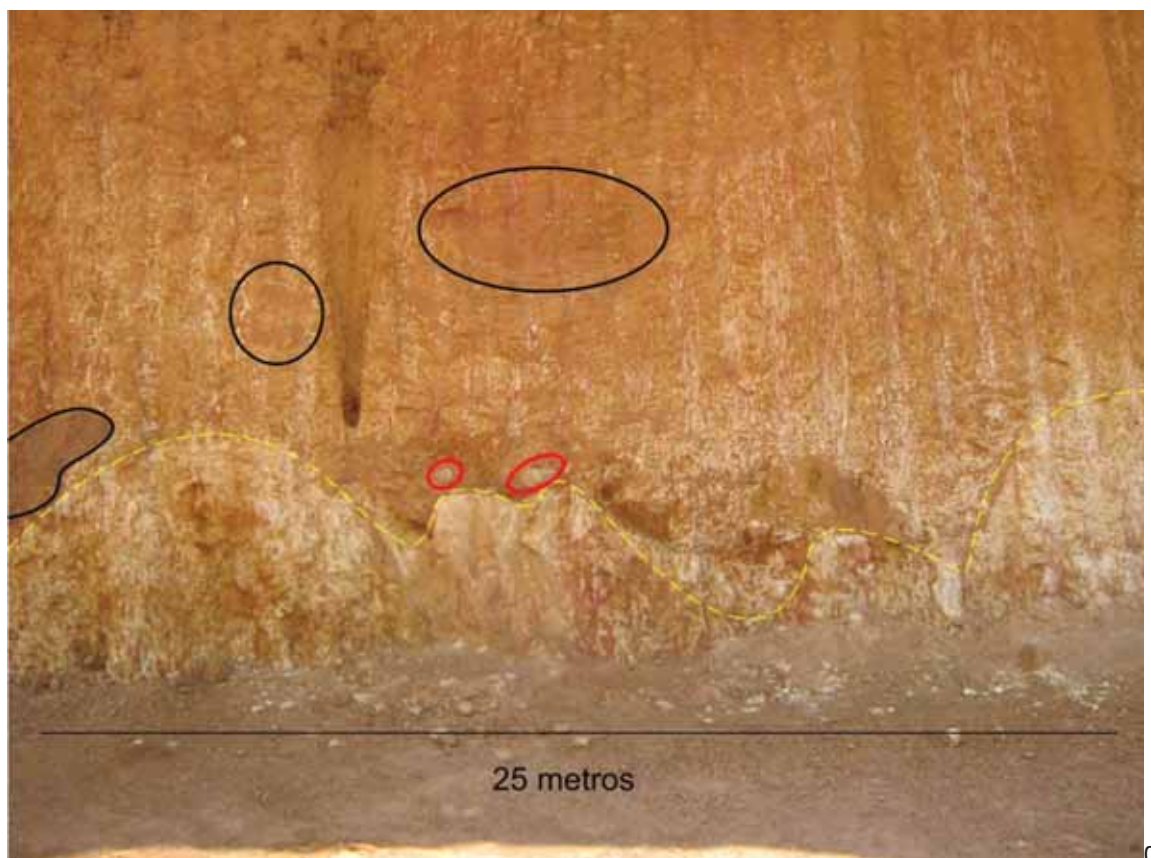
Sobreposta ao embasamento metamórfico do Complexo Jamari encontra-se uma cobertura sedimentar extremamente intemperizada, que pode ser correlacionada a Sequência Sedimentar I, definida por Bettencourt et al., (1987).

Dois litotipos principais podem ser distinguidos nesta sequência, discriminados aqui de conglomerado basal e cobertura arenosa – argilosa – arenoargilosa – argiloarenosa. Feições estruturais que marcassem algum evento tectônico ocorrido durante ou depois a sedimentação desta sequência não foram observadas, indicando que sua sedimentação ocorreu após o último evento tectono-metamórfico da região, ou seja, 0,95 Ga (evento Sunsás – Aguapeí).

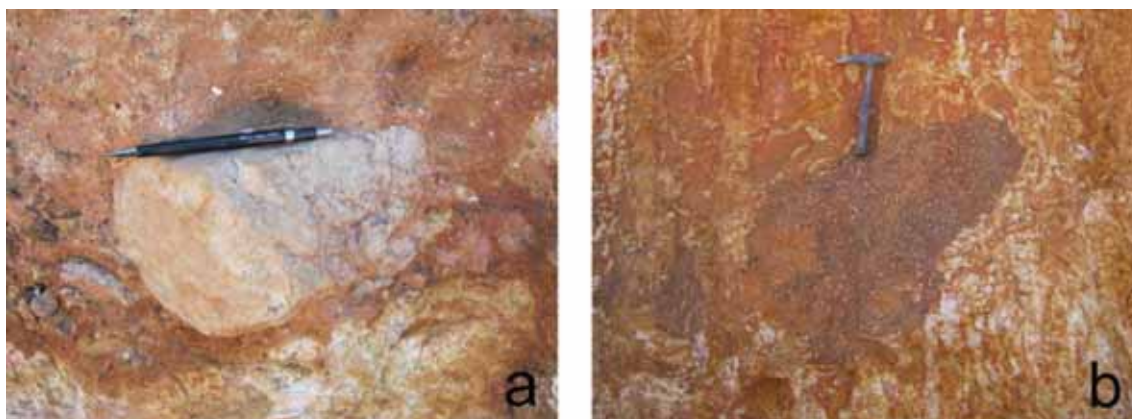
A camada de conglomerado basal faz contato com o embasamento metamórfico (Complexo Jamari) e marca uma discordância entre as duas unidades. Apresenta espessura média de 50 centímetros e é composta essencialmente por seixos de quartzo de até 30 centímetros de diâmetro (figura 23 e 24a), pouco arredondados e imersos em matriz essencialmente argilosa de coloração avermelhada, indicando um provável fluxo de detritos.

A cobertura arenosa – argilosa – arenoargilosa – argiloarenosa (figura 23 e 24b) sobreposta ao conglomerado basal apresenta espessura máxima de 20 metros, coloração branco avermelhada, e muitas vezes a distinção entre essa litologia e o embasamento metamórfico, devido ao alto grau de intemperismo dessas unidades, só é possível através da identificação da camada conglomerática que marca o contato entre elas.

Esse litotipo apresenta sedimentos essencialmente arenosos e argilosos, sendo que, na maioria das vezes arenoargilosos e argiloarenosos. As porções mais pelíticas apresentam “bolsões” lateríticos e as porções arenosas apresentam-se em estágios avançados de caulinição (figura 23 e 24), indicando uma provável interdigitação entre argilas e areias arcosenas.



**Figura 23** – Em preto, porções mais pelíticas laterizadas; Em vermelho, seixos de quartzo; Em amarelo, contato entre o embasamento e a Sequência Sedimentar I.



**Figura 24** – (a) Camada conglomerática de matriz areno-argilosa com seixo de quartzo de aproximadamente 15 cm de diâmetro; (b) Porção areno-argilosa, mostrando alto grau de laterização e caulínização, abaixo do martelo “bolsão” de material muito laterizado, provavelmente fruto de processos mais avançados de laterização.

### 5.1.3 Sequência Sedimentar II

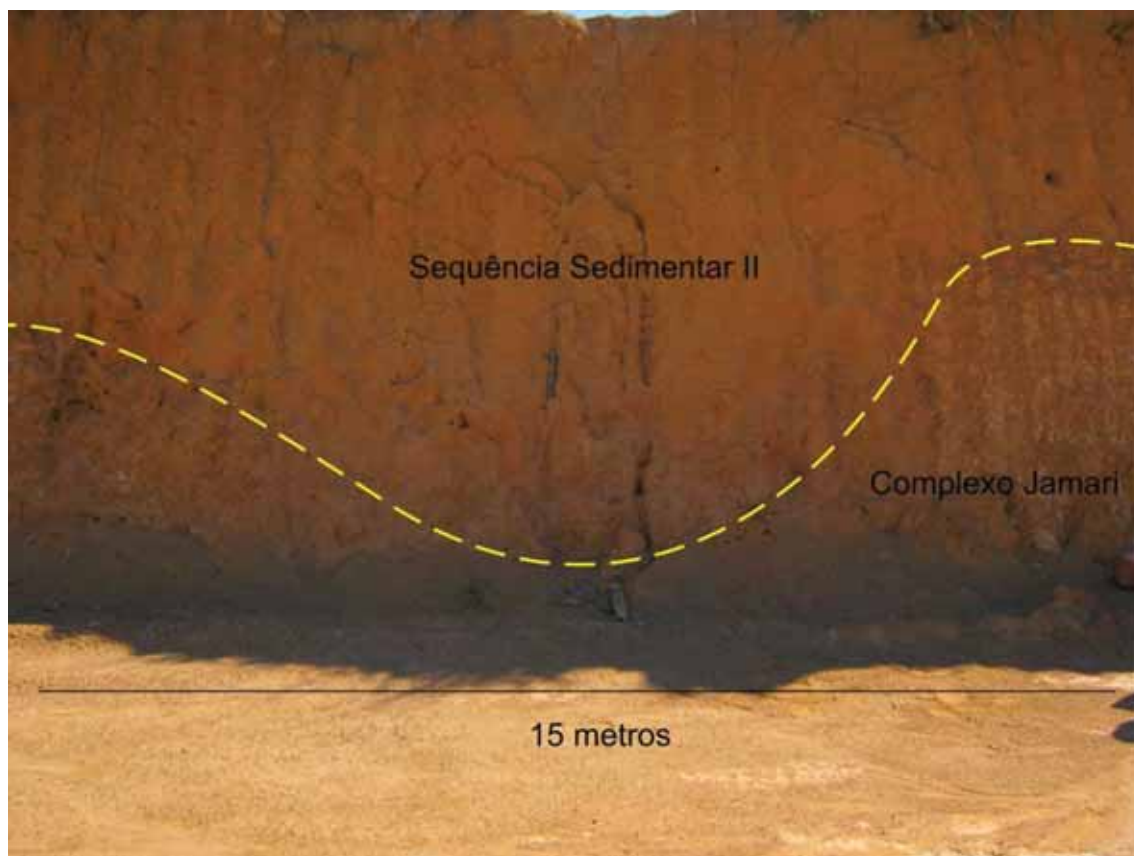
Sobreposta a Sequência Sedimentar I e ao embasamento metamórfico do Complexo Jamari, encontra-se uma cobertura sedimentar mais recente, associada à Sequência Sedimentar II, denominada por Bettencourt et al., (1987). Três litotipos podem ser separados no contexto

geológico da Mina Sol Nascente, um mais basal representado por uma camada conglomerática, uma linha de pedra laterítica e uma camada superior, representada por sedimentos coluviais - aluvionais arenosos pouco consolidados ou inconsolidados. Por vezes, a forma das camadas conglomeráticas em contato com o embasamento metamórfico ou sedimentar, permite a interpretação de paleocanais, como pode ser observado na figura 25.

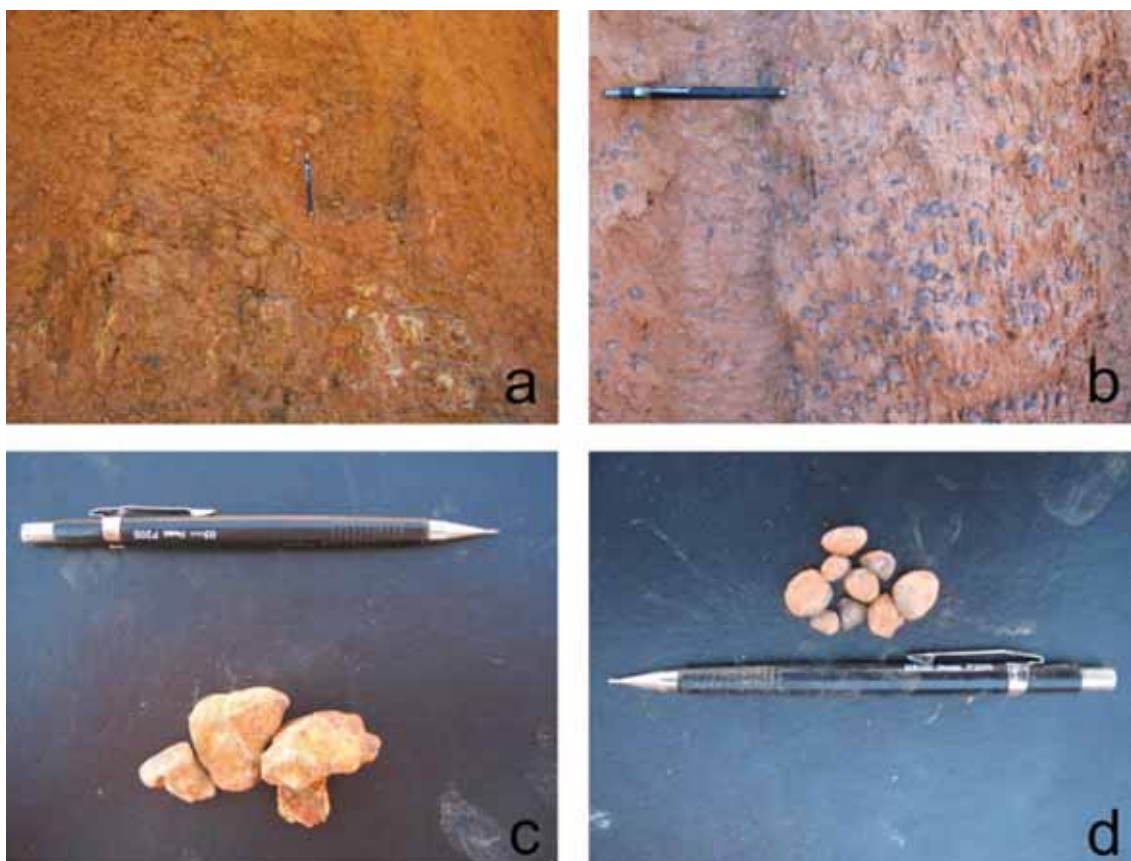
A camada conglomerática (figura 26a) apresenta espessura média de 30 centímetros e caracteriza uma discordância entre as unidades sotopostas. Assenta-se sobre as rochas metamórficas do Complexo Jamari e sobre a Sequência Sedimentar I apresentando seixos de quartzo e material laterítico de até 5 cm, com médio grau de arredondamento (figura 26c), imersos em matriz essencialmente arenosa.

A linha de pedra (figura 26b) é composta essencialmente por seixos lateríticos de aproximadamente 2 ou 3 centímetros, com grau de arredondamento muito acentuado (figura 26d), imersos em matriz arenosa de coloração alaranjada, alcançando espessura máxima de 1 – 1,5 metros.

A cobertura coluvionar arenosa inconsolidada (figura 25) encontrada acima da linha de pedra e por vezes da camada conglomerática que marca o início desta sequência, apresenta coloração vermelho alaranjada, espessura máxima de 4 metros e é predominantemente formada por material quartzoso medianamente selecionado e com baixo grau de arredondamento.



**Figura 25** – Em amarelo pode-se notar o desenho de um possível paleocanal da Sequência Sedimentar II.



**Figura 26** – (a) camada conglomerática; (b) linha de pedra; (c) grãos lateríticos da camada conglomerática; (d) grãos lateríticos da linha de pedra.

## 5.2 Mineralização primária de cassiterita

Durante o trabalho de campo realizado na Mina Sol Nascente, alguns aspectos importantes, puderam ser observados a respeito da mineralização primária de estanho que possivelmente ocorre na mina.

Primeiramente, maiores estudos a respeito da mineralização dentro da mina não puderam ser realizados, uma vez que a cava encontrava-se tomada pela água, sendo que, as rochas aflorantes na porção seca, tratavam-se de rochas sedimentares e do embasamento metamórfico (Complexo Jamari).

No entanto, alguns aspectos devem ser levados em conta. As mineralizações primárias de estanho no estado de Rondônia, são reconhecidamente relacionadas às suítes intrusivas mesoproterozóicas, mais estritamente as suítes intrusivas Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia. Estão relacionadas a processos hidrotermais cogenéticos às intrusões e aparecem principalmente na forma de *greisens* e pegmatitos ou na associação entre esses tipos.

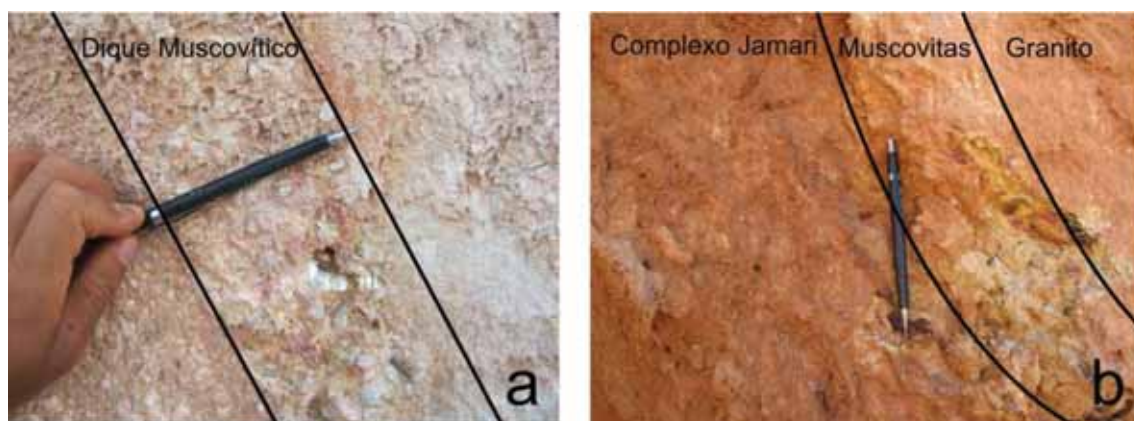
Para que mineralizações hidrotermais ocorram, como definido no tópico de sistemas hidrotermais, é de relevante importância que haja uma intrusão magmática próxima, uma vez que essa intrusão fornecerá calor e água necessária para que o sistema hidrotermal se desenvolva. Como pode ser observado no mapa geológico (ANEXO 01), existem duas intrusões relacionadas à Suíte

Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia próximas a área onde se instalou a mina, conferindo, portanto, um aspecto importante para uma possível mineralização primária.

No entanto, evidências de processos hidrotermais que marcassem uma mineralização do tipo *greisen* não puderam ser observadas. Por outro lado, diques muscovíticos ocorrem com certa frequência nas rochas do Complexo Jamari, formados principalmente por cristais centimétricos de muscovita (figura 27a e b).

Além da presença de diques muscovíticos, vale ressaltar aqui, a presença de um dique aplítico, de composição quartzo-feldspática e textura aparentemente granítica, sendo que, a parede desse dique é limitada dos dois lados por uma camada de cristais de muscovita de até alguns centímetros, dispostos perpendicularmente ao contato com as rochas encaixantes.

A presença desse dique associado aos diques muscovíticos poderia estar indicando um processo de diferenciação magmática associado a um processo hidrotermal, que pode ter remobilizado elementos das rochas encaixantes, enriquecendo o magma residual diferenciado, formando assim uma possível mineralização pegmatítica fora do plúton granítico. As características do dique aplítico associam-se muito com as características da Zona 01 ou Zona de Borda, definida no tópico de pegmatitos apresentado anteriormente.



**Figura 27** – (a) Dique muscovítico intrudido nas rochas do Complexo Jamari; (b) Dique aplítico com muscovitas delimitando o contato com as rochas do Complexo Jamari.

### 5.3 Mineralização secundária de cassiterita

A mineralização secundária de estanho encontrada na Mina Sol Nascente apresenta-se na forma de placeros, sendo que, pode-se distinguir pelo menos duas fases de mineralização, separadas pela camada conglomerática que marca o contato da Sequência Sedimentar II com a Sequência Sedimentar I.

Com a análise dos furos de sondagem, mesmo que de forma preliminar, uma vez que o número de sondagens efetivadas é pequeno, pode-se notar que a mineralização da Sequência Sedimentar II apresenta maior homogeneidade e teores médios mais elevados do que a encontrada na

Sequência Sedimentar I, estando mais rica em minério quanto mais próximo a superfície do terreno, como pode ser observado nos gráficos da figura 29. Quanto mais próximo aos conglomerados basais que marcam o contato com a Sequência Sedimentar I, mais pobre em minério essa sequência se torna, ou seja, a mineralização relaciona-se mais estreitamente com os sedimentos arenosos coluviais-aluviais acima da camada conglomerática (figura 29 e 30).

A mineralização encontrada na Sequência Sedimentar I também se apresenta de maneira mais ou menos homogênea ao longo de todo o perfil, sendo que, picos com teores mais elevados de estanho podem ser observados constantemente em camadas essencialmente argilosas com ou sem laterita associada. Ao contrário do que foi observado na Sequência Sedimentar II, não existe uma tendência de diminuição nos teores de Sn com a profundidade, sendo que, a camada conglomerática basal apresenta em alguns furos teores mais elevados do que os encontrados nos sedimentos sobrepostos (figura 29 e 30).

As tabelas com as descrições dos furos de sondagem podem ser observadas nas páginas anexadas a esse trabalho (ANEXO 03), as descrições são feitas de 0,5 em 0,5 metro. Os furos foram realizados com trado motorizado. As colunas discriminam a metragem, o peso líquido de cada amostra, a % estanho, a descrição da amostra e a unidade geológica na qual se enquadram. Nas figuras abaixo, existe a linha de teor mínimo necessário para aproveitamento econômico pela empresa, estipulado em 200 ppm.

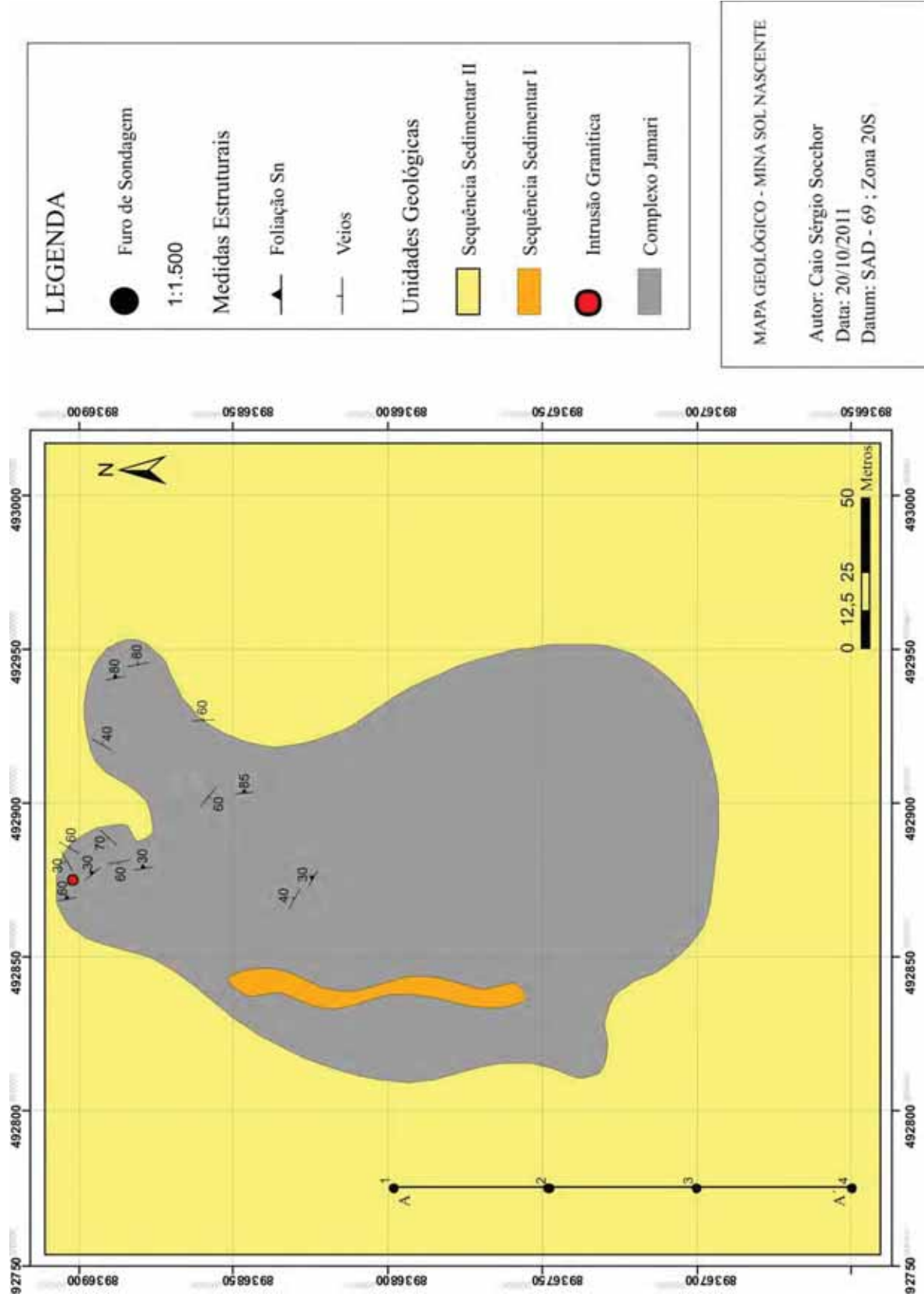
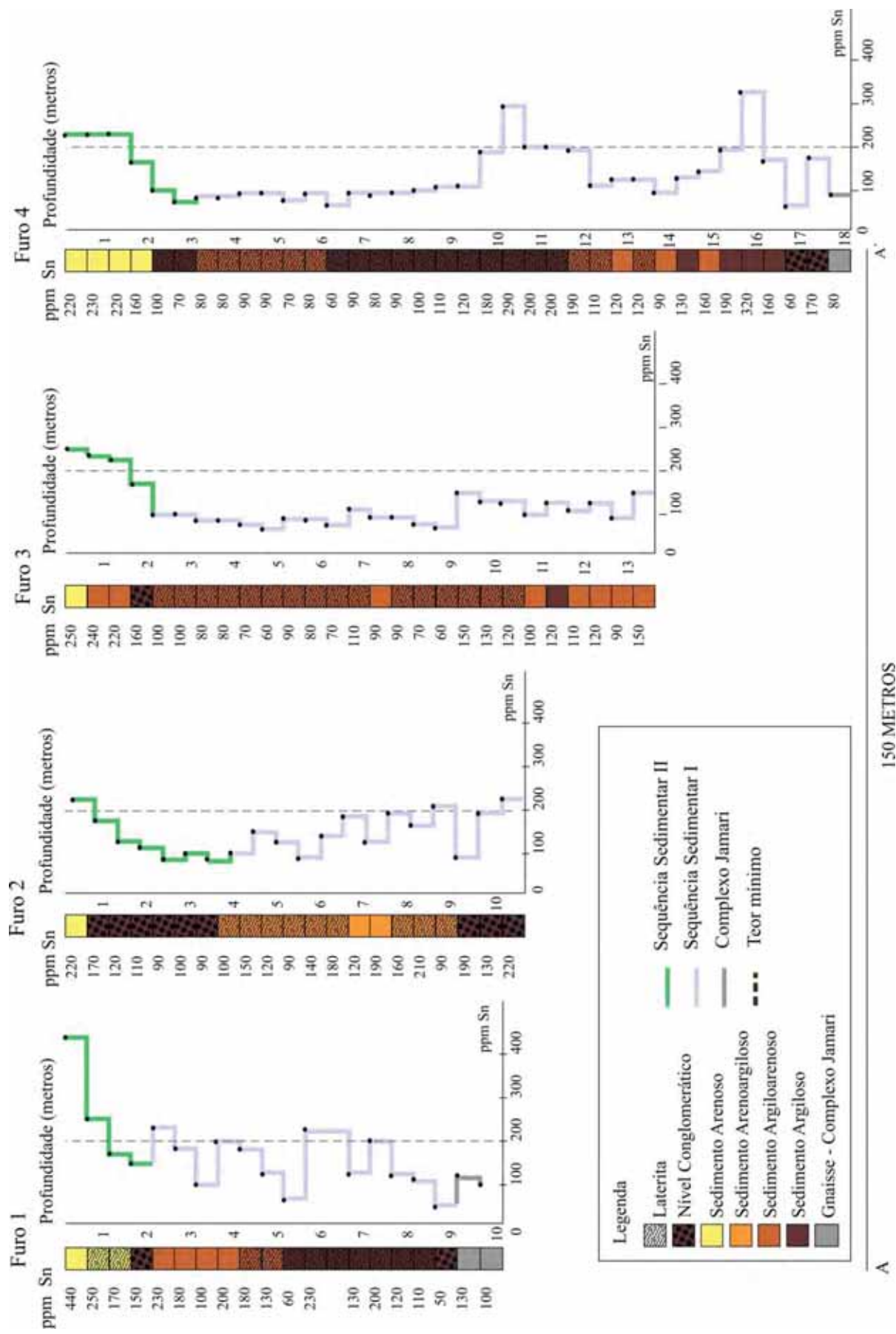
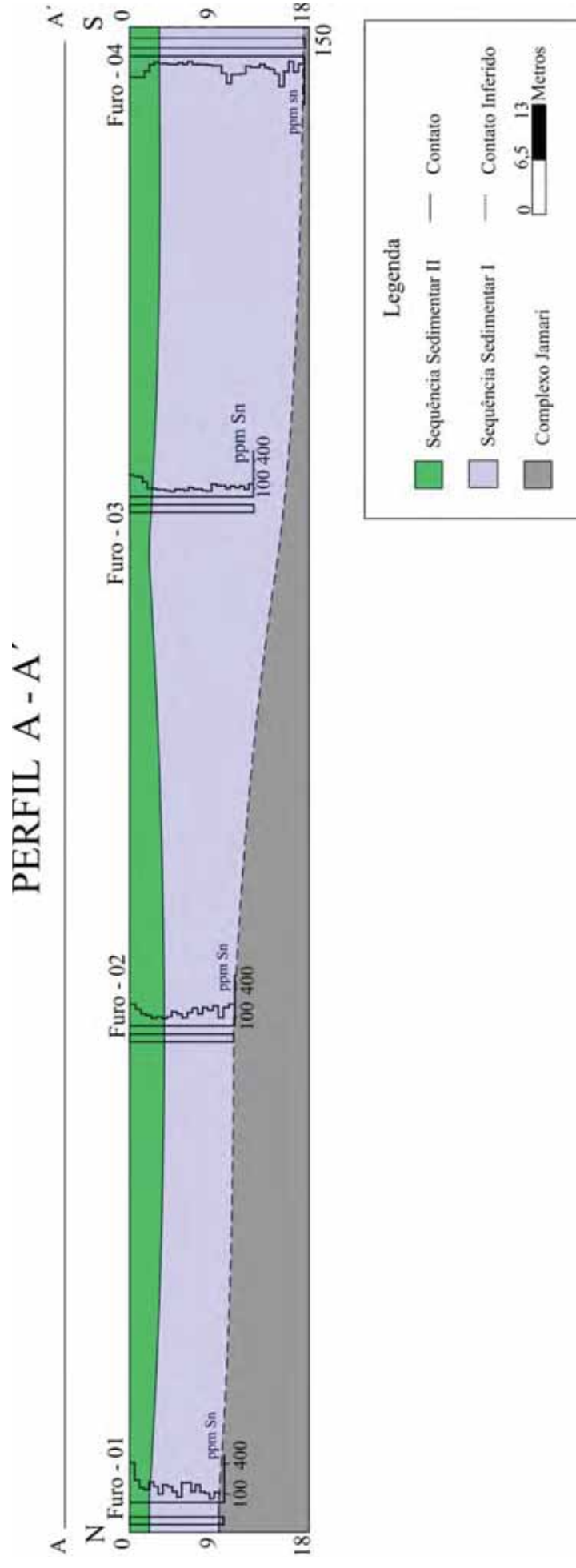


Figura 28 – Mapa Geológico da Mina Sol Nascente.



**Figura 29** – Colunas de descrição dos furos de sondagem; Gráfico mostrando a variação da profundidade com os teores de Sn.



**Figura 30** – Perfil Geológico dos furos de sondagem da Mina Sol Nascente. Gráfico ao lado dos furos mostra a concentração de estanho com relação às unidades geológicas discriminadas durante o mapeamento.

## 6. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com o desenvolvimento das atividades de campo, complementadas com os trabalhos de gabinete, foi possível o reconhecimento de cinco unidades geológicas distintas, classificadas pela literatura como Complexo Jamari, Suíte Intrusiva Serra da Providência, Suíte Intrusiva Rio Crespo, Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia e Coberturas Sedimentares indiferenciadas.

O Complexo Jamari, segundo Scandolaro et al., (2006), pode ser dividido em duas associações litológicas distintas. A primeira associação litológica é composta por rochas ortoderivadas de composição granodiorítica, tonalítica, quartzo-diorítica e diorítica. Segundo Payolla et al., (2002), termos migmatizados também podem ser encontrados. Na área de estudo essas rochas aparecem como gnaisses de granulação fina-média e composição essencialmente tonalítica, ocorrendo em alguns locais como migmatitos e são denominadas hornblenda biotita gnaisses tonalíticos.

A segunda associação litológica é representada por rochas paraderivadas, configurando segundo Scandolaro et al., (2006), como biotita sillimanita granada gnaisses, gnaisses calcissilicáticos, sillimanita biotita xistos e quartzitos. As rochas representantes dessa associação podem ser encontradas no Alvo Sol Nascente, separadas como gnaisses calcissilicáticos (hornblenda biotita diopsídio gnaisses) e hornblenda granada biotita gnaisses.

Os biotita granitos pórfiros e *augen* gnaisses da Suíte Intrusiva Serra da Providência, encontrados na área de estudo, são coerentes com a descrição de Scandolaro et al., (2006), que define termos maciços e milonitizados, sendo grandantes para os últimos, quanto mais próximo a zonas de cisalhamento dúcteis de direção NNW – SSE sub-verticais, correspondentes ao Sistema Transpressivo Sinistral Ji-Paraná.

Dessa maneira, a feição encontrada em campo, para essa unidade geológica, estaria representando exatamente esse arranjo espacial, marcado pela proximidade das rochas miloníticas com a zona de cisalhamento dúctil de direção N-S e mergulho 70° Leste encontrada na área.

As rochas da Suíte Intrusiva Rio Crespo, definidas por Payolla et al., (2001), são representadas por gnaisses graníticos e charnockíticos de composição quartzo feldspática, coloração rosa a esverdeada, granulação fina a média, fruto de evento metamórfico na fácies anfibolito/granolito.

Representações dessas rocha nas área de estudo podem ser encontradas, configurando gnaisses finos de coloração rosa e composição granítica. Encontram-se extremamente deformadas, marcando uma foliação milonítica paralela a zona de cisalhamento dúctil.

O último registro de evento magmático reconhecido na área de mapeamento está representado pelas rochas da Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia, representados pelas

rochas do maciço de São Carlos e Caripuanã. As rochas do Maciço São Carlos, marcadas por biotita sienogranitos finos a médios de coloração avermelhada e do Maciço Caripuanã, marcadas por biotita sienogranitos pórfiros são coerentes com as rochas definidas por Bettencourt et. al., (1999).

Elementos estruturais representantes de pelo menos dois eventos deformacionais podem ser reconhecidos nas rochas do embasamento metamórfico-magmático da região. O primeiro evento  $D_n$ , foi responsável pelo metamorfismo e bandamento gnáissico das rochas do Complexo Jamari e Suíte Intrusiva Serra da Providência.

O evento  $D_{n+1}$  foi responsável pelo dobramento, metamorfismo e milonitização, com geração de foliação  $S_{n+1}$  nas rochas do embasamento magmático-metamórfico. O metamorfismo apresentado pelas rochas das suítes intrusivas Serra da Providência e Rio Crespo indicam fácies anfíbolito.

Segundo Scandolara et al., (2006), três eventos tectno-termais teriam atuado sobre as rochas da porção SW do Cráton Amazônico, região centro-leste de Rondônia. O primeiro teria se desenvolvido em torno de 1605 Ma, idade de resfriamento em monazita relacionada a evento metamórfico de fácies granulito. O segundo teria se desenvolvido entre 1334 e 1339 Ma em monazita e entre 1300 e 1332 Ma em titanita, sendo este, o principal evento tectno-termal da região, com pico em fácies anfíbolito superior com dobramento, migmatização e verticalização do bandamento gerado em  $D_n$ . O terceiro evento estaria relacionado a metamorfismo em fácies anfíbolito inferior entre 1200 e 1115 Ma.

Uma comparação entre os eventos deformacionais encontrados na área mapeada e definidos pela bibliografia permitem uma associação do evento  $D_{n+1}$  do Alvo Sol Nascente com o evento  $D_{n+1}$ , responsável pelo dobramento da foliação  $S_n$  encontrada nas rochas do Complexo Jamari e Serra da providência, migmatização de porções do Complexo Jamari e geração de uma foliação  $S_{n+1}$  paralela a zona de cisalhamento dúctil desenvolvida.

Quanto às mineralizações encontradas no Alvo Sol Nascente, pode-se separar evidências de dois tipos de mineralizações, separadas em primárias e secundárias, sendo que, pelo menos duas fases de mineralização secundária podem ser reconhecidas, uma relacionada à Sequência Sedimentar I e outra relacionada à Sequência Sedimentar II, definidas por Bettencourt et al., (1987).

As mineralizações Primárias de cassiterita no estado de Rondônia são reconhecidamente relacionadas a processos hidrotermais, principalmente associados aos dois últimos eventos magmáticos do mesoproterozóico, representados pelas suítes intrusivas Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia.

A área de estudo, por tanto, apresenta grande possibilidade de desenvolvimento de mineralizações primárias hidrotermais de estanho, uma vez que apresenta duas intrusões graníticas

relacionadas à Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia. Essas intrusões forneceriam água e calor necessário para a instalação do sistema hidrotermal.

Estudos mais aprofundados a respeito da mineralização primária possivelmente encontrada na Mina Sol Nascente não puderam ser efetuados, uma vez que grande parte da frente de lavra encontrava-se tomada pela água, restando na porção aflorante, as coberturas sedimentares mais recentes e rochas estéreis do Complexo Jamari.

No entanto, pode-se notar com certa frequência a ocorrência de diques pegmatíticos e uma intrusão de composição granítica, sendo que, o contato intrusão/rocha encaixante é marcado por cristais centimétricos de muscovita, resultando em textura e composição mineralógica muito semelhantes à Zona de Borda 01 do zoneamento encontrado em depósitos pegmatíticos.

Esses veios pegmatitos estão preferencialmente encaixados na foliação milonítica plano-axial, desenvolvida durante o evento  $D_{n+1}$ , podendo, dessa maneira, estar refletindo algum tipo de controle estrutural para o depósito.

Quanto à mineralizações secundárias, com o número de dados analisados, pode-se notar, de maneira preliminar, teores mais constantes e interessantes na Sequência Sedimentar II, estando mais ricos em cassiterita quanto mais próximos a superfície do terreno. Relacionam-se predominantemente com os sedimentos arenosos da porção coluvionar-aluvionar dessa sequência. As mineralizações encontradas na Sequência Sedimentar I não apresentam tendências verticais e litológicas claras, distribuindo-se mais ou menos homoganeamente ao longo dos furos de sondagem.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: and introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17:1-29.

BATISTA, R.I.; BOTELHO, J.M.L. Rondônia – O espaço Geográfico.

BETTENCOURT, J.S.; LEITE JR, W.B.; GORAIEB, C.L.; SPARREBERGER, I.; BELLO, R.M.S.; PAYOLLA, B.L. 2004. Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics.

BETTENCOURT, J.S.; LEITE JR, W.B.; RUIZ, A.S.; MATOS, R.; PAYOLLA, B.L.; TOSDAL, R.M. 2009. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview.

BETTENCOURT, J.S.; MUZZOLON, R.; PAVOLLA, B.L.; DALUIGNA, L.G.; PINHO, O.G. 1988. Depósitos estaníferos secundários da região central de Rondônia. In: SCHOBBEANHAUS, C. & COELHO, C.E.S coord. *Depósitos Minerais do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM.

BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.M.; LEITE JR, W.B.; PAYOLLA, B.L. 1997. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications.

BIONDI, J.C. 2003. Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros, c.3, p.100 – 107, 162 – 186.

BONOTTO, D.M.; LEITE JÚNIOR, W.B. PAYOLLA, B.L.; BETTENCOURT, J.S.; SILVEIRA, E.G. 2008. Dose de exposição radiométrica de granitos do estado de Rondônia, Brasil.

CPRM, 2007. *Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia*. Programa Geologia do Brasil, 153p. Porto Velho – RO.

CUTER, J.C. 2005. Formação e evolução da indústria do estanho no Brasil.

ISOTTA, C.A.R.; CARNEIRO, J.M.; KATO, H.F.; BARROS, R.J.S., 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Porto Velho. DNPM/CPRM, v.I, II e III. (relatório final).

LEITE JUNIOR, 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.

LONDON, D. 2008. Pegmatites c.1 – 3 p.3 – 33.

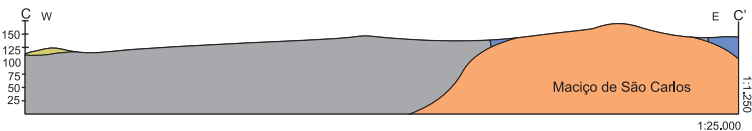
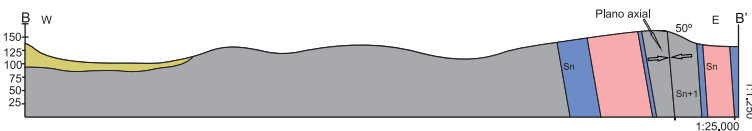
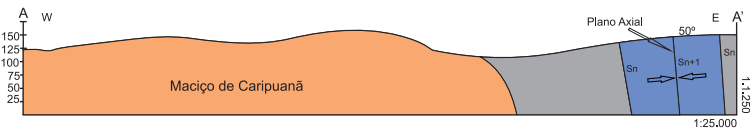
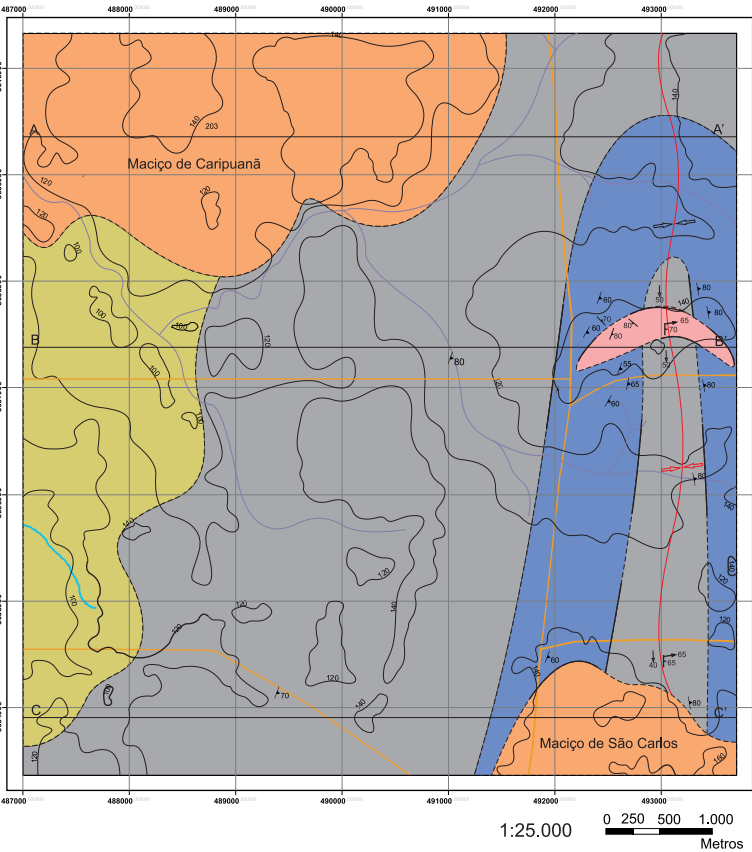
PAYOLLA, B.L.; BETTENCOURT, J.S.; KOZUCH, M.; LEITE JR, W.B.; FETTER, A.; VAN SCHMUS, W.R., 2002. *Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Cráton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints*. Precambrian Research, v.119, p.141-169.

SANTOS, J.O.S. & LOGUERCIO, S.O.C.; 1984. *A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto tapajós e Parecis-Alto Xingu*. In SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; HASMUS, H.E. coord. Geologia do Brasil MME/DNPM, p.93-127. Brasília – DF.

SCANDOLARA, J.E; FUCK, R.A; DA SILVA, L.C; DANTAS, E.L; TOHVER, E., 2006. *Charnokitos e Granitos Tipo A Mesoproterozóico do Centro-Leste de Rondônia, Margem SW do Cráton Amazônico, Brasil: Geoquímica e Petrologia*.

VIDAL, F.W.H & NOGUEIRA NETO, J.A.; 2005. *Minerais de Pegmatitos*. Contribuição Técnica Elaborada para o Livro Rochas e Minerais Industriais do Ceará, p. 67-81.

# MAPA GEOLÓGICO - ESTRUTURAL - ALVO SOL NASCENTE



| Idade             | Unidades Litoestratigráficas                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
|-------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Cenozóico         | <b>Cobertura Sedimentar Indiferenciada:</b> Sedimentos areno-argilosos de coloração avermelhada a alaranjada, pouco consolidados, formados essencialmente por grãos quartzosos medianamente selecionados.                                                                                                                                                                                                                      |
| Neoproterozóico   | <b>Suite Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia:</b> Biotita sienogranitos de coloração avermelhada e termos equigranulares de granulação fina-média (Maciço de São Carlos) a pórfiros (Maciço Carapana).                                                                                                                                                                                                                      |
| Mesoproterozóico  | <b>Suite Intrusiva Rio Crespo:</b> Gnaisses miloníticos de composição quartzo-feldspática de coloração rósea e granulação fina-média.<br><b>Suite Intrusiva Serra da Providência:</b> Biotita granitos porfíricos e Gnaisses porfíricos milonitizados ( <i>augen</i> -gnaisses), brancos com bandamento marcado pela alternância de camadas milimétricas de biotita alternadas com camadas centimétricas de quartzo+feldspato. |
| Paleoproterozóico | <b>Complexo Jamari:</b> Gnaisses fortemente foliados. Associação de gnaisses ortoderivadas e paraderivadas.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |

| Convenções Geológicas                                  | Convenções Geográficas           |
|--------------------------------------------------------|----------------------------------|
| Foliação Sn                                            | Estrada                          |
| Zona de cisalhamento e dobra sinformal                 | Drenagem                         |
| Eixo de dobra// Lineação de intersecção                | Curva de Nível (20 em 20 metros) |
| Contato inferido                                       |                                  |
| Contato aproximado                                     |                                  |
| Foliação Sn+1                                          |                                  |
| Fraturas e fraturas preenchidas por material quartzoso |                                  |
| Lineação de estiramento                                |                                  |
|                                                        | <b>Localização</b><br>           |

| Mapa de Geológico - Estrutural - Alvo Sol Nascente                                                     |                                                                                     |                                                                            |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|
| Trabalho de Conclusão de Curso - TCC                                                                   |                                                                                     |                                                                            |
| <br><b>unesp</b><br>UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA<br>"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"<br>Campus de Rio Claro | Anexo 01                                                                            | GEOLOGIA DO ALVO E DA MINA SOL NASCENTE, MUNICÍPIO DE RIO CRESPO, RONDÔNIA |
|                                                                                                        | Datum: Sad - 1969 - UTM - ZONA 20S                                                  |                                                                            |
|                                                                                                        | Autor: Caio Sérgio Socchor<br>Orientador: Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior |                                                                            |
|                                                                                                        | Rio Claro - São Paulo - 2011                                                        |                                                                            |

# MAPA DE PONTOS - ALVO SOL NASCENTE



## **ANEXO 03 – DESCRIÇÃO DOS FUROS DE SONDAGEM**

**Furo 01 – Trado Motorizado**

| <b>Metragem (m)</b> | <b>Peso Úmido (Kg)</b> | <b>% Sn</b> | <b>Descrição</b>                        | <b>Unidade Geológica</b> |
|---------------------|------------------------|-------------|-----------------------------------------|--------------------------|
| 0 – 0,5             | 16                     | 0,044       | Sedimento arenoso<br>inconsolidado      | Seq. Sedimentar II       |
| 0,5 – 1,0           | 20                     | 0,025       | Sedimento arenoso com<br>lateríta       | Seq. Sedimentar II       |
| 1,0 – 1,5           | 20                     | 0,017       | Sedimento arenoso com<br>lateríta       | Seq. Sedimentar II       |
| 1,5 – 2,0           | 21                     | 0,015       | Camada conglomerática                   | Seq. Sedimentar II       |
| 2,0 – 2,5           | 16,6                   | 0,023       | Sedimento argiloarenoso                 | Seq. Sedimentar I        |
| 2,5 – 3,0           | 18,5                   | 0,018       | Sedimento argiloarenoso                 | Seq. Sedimentar I        |
| 3,0 – 3,5           | 20,4                   | 0,010       | Sedimento argiloarenoso                 | Seq. Sedimentar I        |
| 3,5 – 4,0           | 21,6                   | 0,021       | Sedimento argiloarenoso                 | Seq. Sedimentar I        |
| 4,0 – 4,5           | 23,4                   | 0,018       | Sedimento argiloarenoso<br>com lateríta | Seq. Sedimentar I        |
| 4,5 – 5,0           | 21,0                   | 0,013       | Sedimento argiloarenoso<br>com lateríta | Seq. Sedimentar I        |
| 5,0 – 5,5           | 22,0                   | 0,006       | Sedimento argiloso com<br>lateríta      | Seq. Sedimentar I        |
| 5,5 – 6,0           | 23,0                   | 0,023       | Sedimento argiloso com<br>lateríta      | Seq. Sedimentar I        |
| 6,0 – 6,5           | --                     | --          | Sedimento argiloso com<br>lateríta      | Seq. Sedimentar I        |
| 6,5 – 7,0           | 23                     | 0,013       | Sedimento argiloso com<br>lateríta      | Seq. Sedimentar I        |
| 7,0 – 7,5           | 14                     | 0,020       | Sedimento argiloso com<br>lateríta      | Seq. Sedimentar I        |
| 7,5 – 8,0           | 18                     | 0,012       | Sedimento argiloso com<br>lateríta      | Seq. Sedimentar I        |
| 8,0 – 8,5           | 33                     | 0,011       | Sedimento argiloso com<br>lateríta      | Seq. Sedimentar I        |
| 8,5 – 9,0           | 23                     | 0,005       | Camada conglomerática                   | Seq. Sedimentar I        |
| 9,0 – 9,5           | 15                     | 0,013       | Gnaiss alterado                         | Complexo Jamari          |
| 9,5 – 10            | 21,4                   | 0,010       | Gnaiss alterado                         | Complexo Jamari          |

**Furo 02 – Trado Motorizado**

| <b>Metragem (m)</b> | <b>Peso Úmido (Kg)</b> | <b>% Sn</b> | <b>Descrição</b>                               | <b>Unidade Geológica</b> |
|---------------------|------------------------|-------------|------------------------------------------------|--------------------------|
| 0 – 0,5             | 28,2                   | 0,022       | Sedimento arenoso<br>inconsolidado             | Seq. Sedimentar II       |
| 0,5 – 1,0           | 19,0                   | 0,017       | Camada conglomerática                          | Seq. Sedimentar II       |
| 1,0 – 1,5           | 19,8                   | 0,012       | Camada conglomerática                          | Seq. Sedimentar II       |
| 1,5 -2,0            | 21,0                   | 0,011       | Camada conglomerática                          | Seq. Sedimentar II       |
| 2,0 – 2,5           | 21,0                   | 0,009       | Camada conglomerática                          | Seq. Sedimentar II       |
| 2,5 – 3,0           | 21,4                   | 0,010       | Camada conglomerática                          | Seq. Sedimentar II       |
| 3,0 – 3,5           | 27,0                   | 0,009       | Camada conglomerática                          | Seq. Sedimentar II       |
| 3,5 – 4,0           | 25,4                   | 0,010       | Sedimento arenoargiloso<br>com laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 4,0 – 4,5           | 12,6                   | 0,015       | Sedimento arenoargiloso<br>com laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 4,5 – 5,0           | 16,4                   | 0,012       | Sedimento arenoargiloso<br>com laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 5,0 – 5,5           | 20,6                   | 0,009       | Sedimento arenoargiloso<br>com laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 5,5 – 6,0           | 14,4                   | 0,014       | Sedimento arenoargiloso<br>com pouca laterita  | Seq. Sedimentar I        |
| 6,0 – 6,5           | 8,4                    | 0,018       | Sedimento arenoargiloso<br>com pouca laterita  | Seq. Sedimentar I        |
| 6,5 – 7,0           | 12,6                   | 0,012       | Sedimento arenoargiloso                        | Seq. Sedimentar I        |
| 7,0 – 7,5           | 9,2                    | 0,019       | Sedimento arenoargiloso                        | Seq. Sedimentar I        |
| 7,5 – 8,0           | 9,2                    | 0,016       | Sedimento arenoargiloso<br>com laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 8,0 – 8,5           | 14,0                   | 0,021       | Sedimento arenoargiloso<br>com laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 8,5 – 9,0           | 10,6                   | 0,009       | Sedimento arenoargiloso<br>com laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 9,0 – 9,5           | 7,0                    | 0,019       | Camada conglomerática                          | Seq. Sedimentar I        |
| 9,5 – 10            | 9,6                    | 0,013       | Camada conglomerática                          | Seq. Sedimentar I        |
| 10 – 10,5           | 6,0                    | 0,022       | Camada conglomerática                          | Seq. Sedimentar I        |

**Furo 03 – Trado Motorizado**

| <b>Metragem (m)</b> | <b>Peso Úmido (Kg)</b> | <b>% Sn</b> | <b>Descrição</b>                                       | <b>Unidade Geológica</b> |
|---------------------|------------------------|-------------|--------------------------------------------------------|--------------------------|
| 0 – 0,5             | 21,2                   | 0,025       | Sedimento arenoso<br>inconsolidado                     | Seq. Sedimentar II       |
| 0,5 – 1,0           | 17,6                   | 0,024       | Sedimento argiloarenoso                                | Seq. Sedimentar II       |
| 1,0 – 1,5           | 20,0                   | 0,022       | Sedimento argiloarenoso                                | Seq. Sedimentar II       |
| 1,5 – 2,0           | 18,8                   | 0,016       | Camada conglomerática                                  | Seq. Sedimentar I        |
| 2,0 – 2,5           | 18,0                   | 0,010       | Sedimento argiloarenoso<br>com laterita grossa         | Seq. Sedimentar I        |
| 2,5 – 3,0           | 15,8                   | 0,010       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 3,0 – 3,5           | 23,0                   | 0,008       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 3,5 – 4,0           | 20,2                   | 0,008       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 4,0 – 4,5           | 23,0                   | 0,007       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 4,5 – 5,0           | 27,0                   | 0,006       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 5,0 – 5,5           | 20,0                   | 0,009       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 5,5 – 6,0           | 22,0                   | 0,008       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 6,0 – 6,5           | 24,6                   | 0,007       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 6,5 – 7,0           | 20,4                   | 0,011       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 7,0 – 7,5           | 23,2                   | 0,009       | Sedimento argiloso com<br>areia fina                   | Seq. Sedimentar I        |
| 7,5 – 8,0           | 32,6                   | 0,009       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 8,0 – 8,5           | 28,6                   | 0,007       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 8,5 – 9,0           | 31,8                   | 0,006       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 9,0 – 9,5           | 10,2                   | 0,015       | Sedimento argiloso com<br>areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I        |
| 9,5 – 10,0          | 12,0                   | 0,013       | Sedimento argiloso com                                 | Seq. Sedimentar I        |

|             |      |       |                                                     |                   |
|-------------|------|-------|-----------------------------------------------------|-------------------|
|             |      |       | areia fina e laterita grossa                        |                   |
| 10,0– 10,5  | 16,0 | 0,012 | Sedimento argiloso com areia fina e laterita grossa | Seq. Sedimentar I |
| 10,5 – 11,0 | 18,0 | 0,010 | Sedimento argiloso com areia fina                   | Seq. Sedimentar I |
| 11,0 – 11,5 | 13,0 | 0,012 | Sedimento argiloso                                  | Seq. Sedimentar I |
| 11,5 – 12,0 | 15,0 | 0,011 | Sedimento argiloso com areia fina                   | Seq. Sedimentar I |
| 12,0 – 12,5 | 15,0 | 0,012 | Sedimento argiloso com areia fina                   | Seq. Sedimentar I |
| 12,5 – 13,0 | 17,2 | 0,009 | Sedimento argiloso com areia fina                   | Seq. Sedimentar I |
| 13,0 – 13,5 | 14,6 | 0,015 | Sedimento argiloso com areia fina                   | Seq. Sedimentar I |

**Furo 04 – Trado Motorizado**

| <b>Metragem (m)</b> | <b>Peso Úmido (Kg)</b> | <b>% Sn</b> | <b>Descrição</b>                        | <b>Unidade Geológica</b> |
|---------------------|------------------------|-------------|-----------------------------------------|--------------------------|
| 0 – 0,5             | 18,0                   | 0,022       | Sedimento arenoso<br>inconsolidado      | Seq. Sedimentar II       |
| 0,5 – 1,0           | 16,2                   | 0,023       | Sedimento arenoso médio a<br>fino       | Seq. Sedimentar II       |
| 1,0 – 1,5           | 20,0                   | 0,022       | Sedimento arenoso médio a<br>fino       | Seq. Sedimentar II       |
| 1,5 – 2,0           | 20,2                   | 0,016       | Sedimento arenoso médio a<br>fino       | Seq. Sedimentar II       |
| 2,0 – 2,5           | 24,0                   | 0,010       | Sedimento argiloso com<br>laterita      | Seq. Sedimentar I        |
| 2,5 – 3,0           | 21,8                   | 0,007       | Sedimento argiloso com<br>laterita      | Seq. Sedimentar I        |
| 3,0 – 3,5           | 22,3                   | 0,008       | Sedimento argiloarenoso<br>com laterita | Seq. Sedimentar I        |
| 3,5 – 4,0           | 24,2                   | 0,008       | Sedimento argiloarenoso<br>com laterita | Seq. Sedimentar I        |
| 4,0 – 4,5           | 18,2                   | 0,009       | Sedimento argiloarenoso<br>com laterita | Seq. Sedimentar I        |
| 4,5 – 5,0           | 20,6                   | 0,009       | Sedimento argiloarenoso<br>com laterita | Seq. Sedimentar I        |
| 5,0 – 5,5           | 26,2                   | 0,007       | Sedimento argiloarenoso<br>com laterita | Seq. Sedimentar I        |
| 5,5 – 6,0           | 21,8                   | 0,008       | Sedimento argiloarenoso<br>com laterita | Seq. Sedimentar I        |
| 6,0 – 6,5           | 28,0                   | 0,006       | Sedimento argiloso com<br>laterita      | Seq. Sedimentar I        |
| 6,5 – 7,0           | 21,2                   | 0,009       | Sedimento argiloso com<br>laterita      | Seq. Sedimentar I        |
| 7,0 – 7,5           | 23,0                   | 0,008       | Sedimento argiloso com<br>laterita      | Seq. Sedimentar I        |
| 7,5 – 8,0           | 23,0                   | 0,009       | Sedimento argiloso com<br>laterita      | Seq. Sedimentar I        |
| 8,0 – 8,5           | 26,0                   | 0,010       | Sedimento argiloso com<br>laterita      | Seq. Sedimentar I        |
| 8,5 – 9,0           | 26,2                   | 0,011       | Sedimento argiloso com<br>laterita      | Seq. Sedimentar I        |

|             |      |       |                                      |                   |
|-------------|------|-------|--------------------------------------|-------------------|
| 9,0 – 9,5   | 19,3 | 0,012 | Sedimento argiloso com laterita      | Seq. Sedimentar I |
| 9,5 – 10,0  | 26,0 | 0,018 | Sedimento argiloso com laterita      | Seq. Sedimentar I |
| 10,0 – 10,5 | 6,3  | 0,029 | Sedimento argiloso com laterita      | Seq. Sedimentar I |
| 10,5 – 11,0 | 12,6 | 0,020 | Sedimento argiloso com laterita      | Seq. Sedimentar I |
| 11,0 – 11,5 | 16,0 | 0,019 | Sedimento argiloarenoso com laterita | Seq. Sedimentar I |
| 11,5 – 12,0 | 13,3 | 0,11  | Sedimento argiloarenoso com laterita | Seq. Sedimentar I |
| 12,0 – 12,5 | 14,2 | 0,012 | Sedimento argiloarenoso              | Seq. Sedimentar I |
| 12,5 – 13,0 | 10,6 | 0,012 | Sedimento argiloarenoso com laterita | Seq. Sedimentar I |
| 13,0 – 13,5 | 19,1 | 0,009 | Sedimento argiloarenoso              | Seq. Sedimentar I |
| 13,5 – 14,0 | 15,6 | 0,013 | Sedimento argiloso                   | Seq. Sedimentar I |
| 14,0 – 14,5 | 15,0 | 0,016 | Sedimento argiloso com areia fina    | Seq. Sedimentar I |
| 14,5 – 15,0 | 14,0 | 0,019 | Sedimento argiloso                   | Seq. Sedimentar I |
| 15,0 – 15,5 | 14,2 | 0,032 | Sedimento argiloso                   | Seq. Sedimentar I |
| 15,5 – 16,0 | 10,4 | 0,016 | Sedimento argiloso                   | Seq. Sedimentar I |
| 16,0 – 16,5 | 28,0 | 0,006 | Camada conglomerática                | Seq. Sedimentar I |
| 16,5 – 17,0 | 11,4 | 0,017 | Camada conglomerática                | Seq. Sedimentar I |
| 17,0 – 17,5 | 19,0 | 0,008 | Rocha gnáissica alterada             | Complexo Jamari   |
| 17,5 – 18,0 | 28   | 0,009 | Rocha gnáissica alterada             | Complexo Jamari   |