



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS – UNICAMP**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG**



Departamento de Geologia e Recursos Naturais (DGRN)

## **Trabalho de Conclusão de Curso**

# **Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT).**

**Amarildo Stabile Junior**

**Orientador:** Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

– Campinas (SP) –

Janeiro de 2012

*Dedico este trabalho especialmente aos amigos:*

*Tiago Casarin Dovichi*

*Thiago de Souza Alves dos Reis*

*Richard Yukio Bartalini*

*Obrigado por me guiarem até aqui...*

*“Ouro desça do seu trono,  
Venha ver o abandono  
De milhões de almas aflitas, como gritam  
Sua majestade, a prata  
Mãe ingrata, indiferente e fria  
Sorri da nossa agonia...”*

(Candeia)

## **Agradecimentos**

Agradeço do fundo do meu coração a toda minha família: pai, mãe, tio(a)s, primo(a)s e especialmente aos meus irmãos Adriano e Lucas por me fortalecerem nesta luta! Sem vocês nada disso seria possível.

Meus sinceros agradecimentos á todos os grandes amigo(a)s que conheci nesses anos: Luís (Clorox), Zé Maria (Zema), Mariana (Pira), Rogério (Finado), Sérgio (B.Negão), Zé Henrique (Ceará Dreams), Danilo (Dilão), Bruno, Fabio (Bilica), Paulo, Samuel (Jow), Felipe, Thiago (Japa), Eric (Bob), Saulo. A turma das antigas que me ensinaram a real Geologia: Alberto (Lixo), Bruno (Pampers), Tobias (Svensson), Alexandre (Cavera), Téó e Rafael (Socorro). As amigas muito especiais: Vanessa (Vê), Helena (Lêlê), Debóra (Minera), Tainá e Mariana (Quinta). Aos parceiros da Geografia: Cris, Diego (Droguinha), Diego Natan, Murilo, Bernard, Alexandre (Sapinho), Renan (Inquérito) e Pedrinho. A toda comunidade de MECA: Lucas (Burca), Guilherme, Pedro (Jacola), Levi, Gabriel (Primão), Juninho, Cássio, Maurício, Isadora e Pedrinho (cheliz).

Agradeço aos funcionários do Instituto de Geociências: Aníbal, Josefina, Margareth, Lúcia, Érica, Laércio e Raimunda pela atenção e ajuda ao longo desses anos.

Agradeço ao professor Ticiano por ter me oferecido a minha primeira oportunidade de pesquisa e por ter acreditado em mim, além da oportunidade de conhecer o belo sertão cearense.

Agradeço ao professor Elson Paiva pela constante ajuda oferecida ao longo destes últimos anos, e por ter me ensinado tantas belezas da Geologia.

Agradeço ao professor Roberto Perez Xavier pela oportunidade de realização deste trabalho e pela confiança depositada em mim em um momento tão especial da minha vida. Obrigado pela paciência e pelos ensinamentos tão gratificantes. Agradeço também a todos que participaram da realização deste trabalho: Giseli, Emílio, Ethiane, Rafael (Boneco), Verônica, e ao grande Rafael (Assis, 2008, 2011) pelo imenso apoio na fundamentação deste trabalho. Agradeço a empresa Gráben Mineração S/A, pelo grande apoio prestado na realização deste trabalho, ao geólogo Ricardo Spreafico, ao geólogo Antônio João Paes de Barros, e a todos funcionários da METAMAT em Peixoto de Azevedo, muito obrigado pelo acolhimento e pelas conversas tão proveitosas.

Sou extremamente grato á minha namorada, companheira, amiga e mulher Marina Mayumi, por fazer parte da minha história durante todos esses anos, pelos momentos que lhe furtei devido a essa paixão chamada geologia e por dividir comigo momentos tão especiais da minha vida! Obrigado por me fazer feliz.

**Muito Obrigado a todos!**

## Resumo

A área de estudo deste trabalho está situada no setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada na porção norte do estado do Mato Grosso. Esta província está inserida no contexto geológico da porção centro-sul do Cráton Amazônico, sendo constituída essencialmente por suítes plutono-vulcânicas de idade paleoproterozóica e coberturas sedimentares associadas.

No segmento leste da província importantes depósitos auríferos vêm sendo estudados e documentados na literatura, como é o caso do Depósito Pé Quente, objeto de estudo deste trabalho. As mineralizações auríferas associadas ao Depósito Pé Quente ocorrem hospedadas em rochas graníticas com composição que varia de monzonito, monzodiorito a granodiorítica, com afinidade geoquímica com as séries cálcio-alcalinas de médio K, meta a peraluminosas e magnesianas, semelhante aos granitos orogênicos do tipo I. Este trabalho se concentrou no estudo de dois corpos mineralizados associados ao Depósito Pé Quente, e que localmente são denominados de Nilva e Rubens.

Para a obtenção dos dados utilizou-se como metodologia a descrição sistemática e coleta de amostras de testemunhos de sondagens (totalizando seis furos), seguidas de estudos petrográficos, com o objetivo de se conhecer as hospedeiras do minério, a distribuição das zonas de alteração hidrotermal e as mineralizações associadas.

Foram reconhecidos três litotipos que hospedam as mineralizações auríferas nestes corpos: (i) albitito, (ii) biotita tonalito e (iii) aplito. Estes litotipos foram submetidos a estágios de alteração hidrotermal que se desenvolveram com a seguinte ordem temporal: (i) alteração sódica; (ii) alteração potássica; (iii) silicificação; (iv) alteração sericítica; (v) carbonatação; (vi) cloritização; (vii) alteração com muscovita grossa (tipo *greisen*); e (viii) epidotização. O minério nos corpos Nilva e Rubens é representado pela paragênese pirita  $\pm$  calcopirita  $\pm$  galena  $\pm$  rutilo, que ocorre de forma preferencialmente disseminada e associada espacial e temporalmente com a alteração com muscovita grossa. Os atributos geológicos dessa mineralização aurífera, como associação genética com rochas graníticas do tipo I, paragênese do minério dominada por pirita e com calcopirita subordinada, mineralizações predominantemente disseminadas e associadas espacial e temporalmente com alteração hidrotermal do tipo *greisen*, mostram similaridades com os modelos genéticos de depósitos do tipo Au pórfiro e depósitos do tipo IRGS (*Intrusion – Related Gold System*).

## Índice de Figuras

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Figura 1.1:</b> Mapa com a localização da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). Em destaque a região de Peixoto de Azevedo, onde se localiza o Depósito Pé Quente. (Modificado de Souza et al., 2005). .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 2  |
| <b>Figura 2.1:</b> Distribuição das províncias geocronológicas e geotectônicas do Cráton Amazônico. A) Divisão do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas proposta por Tassinari & Macambira (1999). B) Distribuição das províncias geotectônicas do Cráton Amazônico proposta por Santos et al., (2000,2001). .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 5  |
| <b>Figura 2.2:</b> Mapa litológico do setor leste da PAAF mostrando as principais unidades aflorantes neste segmento. (Simplificado de Silva et al., 2005). .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 7  |
| <b>Figura 2.3:</b> Mapa geológico de semi-detelhe (1:25.000) do entorno do Depósito Pé Quente. (modificado de Assis, 2011). .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 11 |
| <b>Figura 3.1:</b> Mapa litológico da porção norte do Depósito Pé Quente, exibindo a localização dos corpos de minério Nilva e Rubens. (cedido pela empresa Gráben S/A). .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 12 |
| <b>Figura 3.2:</b> Aspectos macro- e microscópicos do albitito. A) Aspecto macroscópico da rocha. A tonalidade esbranquiçada é dada pela presença de albita e quartzo, enquanto que as pontuações escuras é resultado da cristalização de clorita, muscovita e sericita hidrotermais. B) Matriz holocristalina e textura hipidiomórfica. C) Cristais de albita com sericitização ao longo dos planos de clivagens. D) Albita substituída por calcita hidrotermal. FOTOMICROGRAFIAS: B-D (polarizadores cruzados). .....                                                                                                                                             | 14 |
| <b>Figura 3.3:</b> Aspectos macro – e microscópicos de biotita tonalito. A) Amostra de mão mostrando a tonalidade esbranquiçada da rocha e sua estrutura maciça e isotrópica. B) Matriz holocristalina e textura hipidiomórfica com granulação média. C) Plagioclásio zonado com núcleo sericitizado. D) Biotita substituída por clorita. E) Titanita de formato euédrico e granulação fina. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados. ....                                                                                                                                                                                                                    | 15 |
| <b>Figura 3.4:</b> Características geoquímicas do biotita tonalito. A) Cáter magnésiano dessas rochas segundo o N <sup>0</sup> de Ferro (Fe-number). B) São rochas pertencentes a série cálcio-alcanina (índice de MALI). C) Índice de saturação de alumínio, mostrando que são rochas peraluminosas a metaluminosas. (D e E): Diagramas propostos por Pierce et al. (1984) mostrando que essas rochas foram geradas em ambiente de arco vulcânico. (F e G): Diagramas propostos por Whalen et al. (1987) para discriminação de rochas graníticas. Notar que as amostras referentes ao biotita tonalito incidem no campo destinado aos granitos do tipo I e S. .... | 16 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Figura 3.5:</b> Aspectos macro-e microscópicos do aplito. A) Diques de aplito truncando o biotita tonalito. B) Diques de aplito truncando e engolfando porções do aplito. C) Matriz holocristalina e textura hipidiomórfica. D) Granulação fina e textura fanerítica a subfanerítica .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 17 |
| <b>Figura 4.1:</b> Fotomicrografias (polarizadores cruzados) ilustrando os modos de ocorrência da alteração sódica que afeta o albitito. A) Megacristal de albita hidrotermal exibindo textura “tabuleiro de xadrez”. B) Plagioclásio ígneo substituído por albita hidrotermal. C) Microclínio ígneo substituído por albita hidrotermal. D) Albita hidrotermal posteriormente obliterada pela alteração sericítica e carbonatação.....                                                                                                                                                                                                                                                                         | 18 |
| <b>Figura 4.2:</b> Modos de ocorrência da alteração potássica. A) Forte alteração potássica que confere uma tonalidade vermelho-tijolo ao albitito. Os minerais de coloração esbranquiçada representam o quartzo e a calcita enquanto que as pontuações de tonalidade escura são constituídas por agregados de sericita, clorita e muscovita hidrotermais. B) Aspecto “turvo” dos plagioclásios atingidos pela alteração potássica desenvolvida no albitito (C e D): Plagioclásio primário atingido pela alteração potássica no albitito. E) Formação de microclínio hidrotermal através da substituição do ortoclásio ígneo no aplito. FOTOMICROGRAFIAS: B: luz transmitida; C-E: polarizadores cruzados..... | 20 |
| <b>Figura 4.3:</b> Modos de ocorrência da silicificação hidrotermal. A) Quartzo hidrotermal intersticial com formatos eudrais e reentrâncias nos grãos de plagioclásio presentes na matriz do albitito. B) Vênulas descontínuas de quartzo hidrotermal que truncam os estágios de alteração anteriores presentes no aplito. C) Lamelas ou “flames” de quartzo hidrotermal que truncam cristais de quartzo e plagioclásio da matriz do albitito. D) Quartzo hidrotermal sobreposto á alteração sódica no albitito. E) Vênulas de quartzo hidrotermal cortando o albitito e contendo pirita ± calcoprita. FOTOMICROGRAFIAS: A-D: polarizadores cruzados.. .....                                                  | 21 |
| <b>Figura 4.4:</b> FOTOMICROGRAFIAS (polarizadores cruzados) dos modos de ocorrência da alteração sericítica. A) Cristal de plagioclásio totalmente tomado pela alteração sericítica no albitito. B) Sericitização concentrada no núcleo do plagioclásio zonado presentes no albitito tonalito. C) Cristal de ortoclásio ígneo afetado por alteração sericítica no albitito. D) Alteração sericítica sobreposta á alteração potássica no albitito .....                                                                                                                                                                                                                                                        | 23 |
| <b>Figura 4.5:</b> Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos modos de ocorrência da carbonatação desenvolvida no albitito. (A e B): Substituição do plagioclásio ígneo por calcita fina hidrotermal. C) Calcita euédrica sobreposta a alteração sericítica. D) Calcita intersticial sobreposta a silicificação.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 23 |
| <b>Figura 4.6:</b> Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos modos de ocorrência da cloritização. (A e B): Agregados de clorita fina no albitito. C) Cloritização com estilo intersticial no aplito. D) Pseudomorfo de biotita já totalmente cloritizada presente no biotita tonalito.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 24 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Figura 4.7:</b> Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos modos de ocorrência da alteração com muscovita. A) Formação de muscovita hidrotermal com crescimento radiado no albitito. B) Estilo intersticial da alteração com muscovita, ocorrendo entre o contato dos cristais de plagioclásio presentes na matriz do albitito. C) Plagioclásio ígneo afetado pela alteração com muscovita no albitito. D) Microclínio ígneo substituído por muscovita hidrotermal no albitito. E) Muscovita com crescimento radiado que substitui a calcita hidrotermal no albitito. F) Muscovita hidrotermal na forma de cristais subédrico e hábito placóide presentes na matriz do albitito. ....                                                | 26 |
| <b>Figura 4.8:</b> Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos modos de ocorrência da epidotização no biotita tonalito. A) Formação de epídoto + clinozoisita sobre grão de plagioclásio ígneo. B) Plagioclásio ígneo substituído por epídoto. C) Plagioclásio ígneo substituído por clinozoisita. D) Epidotização sobrepondo alteração com muscovita em cristal de plagioclásio.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 27 |
| <b>Figura 5.1:</b> Minério disseminado. A) cristal de pirita sub-euédrica disseminada na matriz da rocha hospedeira. B) Agregados anédricos de pirita. C) Pirita em associação com muscovita fibro-radial. D) Muscovita fibro-radial bordejando pirita e como inclusões na forma de “ilhas de muscovita”. E) Rutilo concentrado em cavidades na pirita. F) Calcopirita com formato sub-euédrico inclusa na pirita. G) Galena na forma de inclusões micrométricas. H) Galena na forma de inclusões micrométricas. H) Cristais micrométricos de calcopirita euédrica disseminada na matriz da hospedeira. FOTOMICROGRAFIAS: A-B, G-H: (luz refletida); C-D: (polarizadores cruzados); E-F: (imagens de elétrons retro-espalhados (MEV))..... | 29 |
| <b>Figura 5.2:</b> Modos de ocorrência do Au no minério disseminado.(A e B): inclusão sub-euédrica de Au na pirita. C) Calcopirita inclusa na pirita, e hospedando inclusões de Au. D) Au em microfraturas na pirita. FOTOMICROGRAFIAS: A-B: luz refletida; C-D: imagens de elétrons retro-espalhados (MEV) .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 30 |
| <b>Figura 5.3:</b> Espectros (EDS) de fases minerais presentes no minério disseminado. A) Au com concentrações de Ag de 29%. B) Au com concentrações de Ag de 40%. C)Wulfenita. D) Monazita. E) Calcopirita. F) Galena. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 31 |
| <b>Figura 5.4:</b> Fotomicrografias (luz refletida) do minério venular. (A e B):Pirita euédrica a subédrica concentrada na forma de vênulas. C) Galena em contato com as bordas da pirita ou então no contato entre os cristais. D) Calcopirita bordejando e preenchendo microfraturas na pirita.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 31 |
| <b>Figura 5.5:</b> Modos de ocorrência do Au no minério venular. (A e B): Au incluso nos cristais de pirita. C) Au preenchendo microfraturas na pirita. D) Au incluso na calcopirita. (E e F): Au                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |    |

|                                                                                                                                                                                                                                                |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| disseminado na ganga ou nas bordas da pirita. FOTOMICROGRAFIAS: A-E: luz refletida; F: imagem de elétrons retro-espalhados (MEV) .....                                                                                                         | 32 |
| <b>Figura 6.1:</b> Evolução temporal dos tipos de alteração hidrotermal em rochas graníticas hospedeiras dos corpos auríferos Nilva e Rubens no Depósito Pé Quente .....                                                                       | 34 |
| <b>Figura 6.2:</b> Fluxograma mostrando as mudanças físico-químicas relacionadas com a evolução temporal do sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações nos corpos Nilva e Rubens .....                                               | 34 |
| <b>Figura 6.3:</b> Diagramas de estabilidade mineral para as principais fases minerais presentes nas alterações.: A) Sódica, B) Potássica e C) Sericítica. Diagramas empíricos extraídos de Bumham & Ohmoto (1980); Beane & Titley (1981)..... | 37 |

## Sumário

|                                                       |    |
|-------------------------------------------------------|----|
| 1. APRESENTAÇÃO .....                                 | 1  |
| 1.1 Introdução.....                                   | 1  |
| 1.2 – Localização e Vias de Acesso .....              | 2  |
| 1.3- Materiais e Métodos.....                         | 3  |
| 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....                  | 4  |
| 2.1- Cráton Amazônico .....                           | 4  |
| 2.2 - Província Aurífera de Alta Floresta.....        | 6  |
| 3.3 – Depósito Pé Quente .....                        | 9  |
| 3. CONTEXTO GEOLÓGICO DOS CORPOS NILVA E RUBENS ..... | 12 |
| 3.1 - Litotipos.....                                  | 12 |
| 3.1.1 – Albitito .....                                | 13 |
| 3.1.2 – Biotita Tonalito.....                         | 14 |
| 3.1.3 – Aplito.....                                   | 16 |
| 4. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL .....                       | 18 |
| 4.1 – Alteração sódica.....                           | 18 |
| 4.2 – Alteração potássica .....                       | 19 |
| 4.3 – Silicificação.....                              | 19 |
| 4.4 - Alteração sericítica .....                      | 22 |
| 4.5 - Carbonatação .....                              | 22 |
| 4.6 - Cloritização .....                              | 24 |
| 4.7 – Alteração com muscovita grossa.....             | 25 |
| 4.8 - Epidotização .....                              | 25 |
| 5. MINERALIZAÇÃO AURÍFERA .....                       | 27 |
| 6. DISCUSSÕES .....                                   | 33 |
| 6.1 - Evolução do sistema hidrotermal .....           | 33 |
| 6.2 - Modelo Metalogenético.....                      | 39 |
| 7. CONCLUSÕES .....                                   | 42 |
| 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....                   | 44 |



# 1. APRESENTAÇÃO

## 1.1 Introdução

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) compreende uma área com cerca de 500km<sup>2</sup>, distribuída ao longo de uma faixa de direção aproximada NW-SE localizada na região norte do estado do Mato Grosso. Essa província insere-se na porção centro-sul do Cráton Amazônico e é constituída principalmente por suítes plutono-vulcânicas de idades paleoproterozóicas.

A PAAF se tornou uma das principais províncias produtoras de ouro no Brasil, tendo gerado entre as décadas de 70 e 90 uma produção na ordem de 200 a 300 toneladas (Dardenne & Schobbenhaus, 2003). Uma grande parcela dessa produção histórica foi extraída principalmente de depósitos secundários (aluvionares e coluvionares) sendo que, após sua exaustão, depósitos primários filoneanos e disseminados se tornaram a principal forma de extração do minério aurífero (Moreton & Martins, 2005). Os depósitos primários estão alojados principalmente em granitos paleoproterozóicos do tipo I, sub-alcalinos a cálcio-alcalinos, metaluminosos a peraluminosos, de médio a alto potássio, variando em composição de tonalito-granodiorito a sienogranito, provenientes de fonte crustal e arqueana, e que possivelmente se alojaram em ambiente de arco (Paes de Barros, 2007; Assis, 2011).

Porém o conhecimento geológico destes depósitos somente se intensificou a partir da década de 90 com o desenvolvimento de trabalhos de mapeamento regional desenvolvidos pela CPRM (Santos, 2000; Santos *et al.*, 2001; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008), assim como teses de doutorado (Paes de Barros, 2007), dissertações de mestrado (Paes de Barros, 1994; Assis, 2011) e Trabalhos de Conclusão de Curso (Abreu, 2004; Bizotto, 2004; Assis, 2008; Barbuena, 2009; Pajanoti e Agnoletto, 2010; Ramos, 2011) que permitiram uma melhor compreensão da distribuição e dos modelos genéticos referentes a esses depósitos.

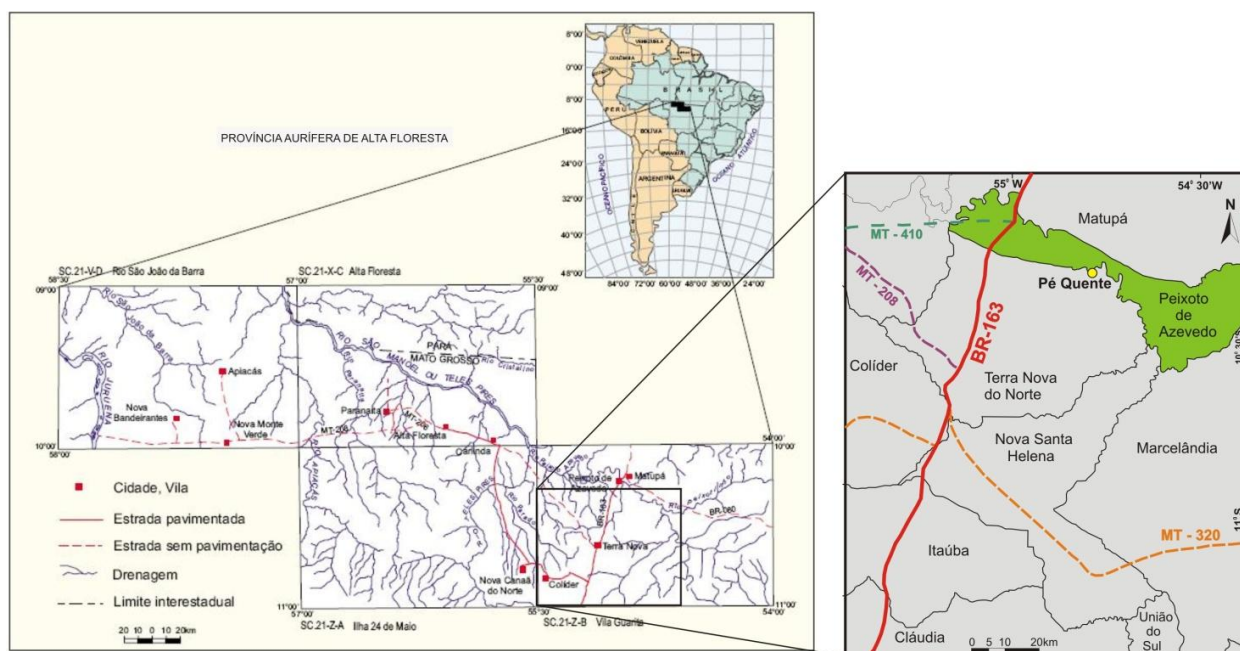
Neste contexto, este trabalho tem como objetivo ampliar o conhecimento dos depósitos auríferos associados a sistemas graníticos da PAAF, por meio do estudo de

caso de dois corpos mineralizados, denominados de Nilva e Rubens que integram o conjunto de mineralizações auríferas do Depósito Pé Quente (Assis, 2011).

## 1.2 – Localização e Vias de Acesso

O Depósito Pé Quente situa-se na porção SW do município de Peixoto de Azevedo, localizado no setor centro norte do estado do Mato Grosso (Figura 1.1). Esse depósito integra uma série de corpos auríferos que localmente são denominados de Nilva, Rubens, Barba e Gabriel.

O acesso a área pode ser feito por rodovia asfaltada partindo da capital Cuiabá seguindo em direção norte até o município de Peixoto de Azevedo, passando pelos municípios de Alcorizal, Rosário Oeste, Nobres, Diamantino, Nova Mutum, Lucas do Rio Verde, Sorriso, Sinop, Itaúba, Nova Santa Helena e Terra Nova do Norte. Da capital Cuiabá até a cidade de Rosário Oeste o deslocamento se dá pela rodovia MT-010, desta até a cidade de Diamantino pela rodovia BR-364, e de Diamantino até Peixoto de Azevedo pela rodovia BR-163 (Figura 1.1).



**Figura 1.1:** Mapa com a localização da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). Em destaque a região de Peixoto de Azevedo onde se localiza o Depósito Pé Quente. (Modificado de Souza et al, 2005).

### 1.3- Materiais e Métodos

---

Para o desenvolvimento deste trabalho utilizou-se dos seguintes materiais e métodos:

- ✓ **Trabalho de campo:** uma etapa de trabalho de campo foi realizada no período de 12 a 21 de Julho de 2011 na região de Peixoto de Azevedo e na área do Depósito Pé Quente. Esta etapa consistiu na descrição detalhada de testemunhos de sondagem (total de 6 furos) dos corpos de minério Nilva e Rubens, e na coleta de amostras para confecção de lâminas petrográficas, com o objetivo de se reconhecer as rochas hospedeiras do minério, a distribuição das zonas de alteração hidrotermal e as mineralizações associadas.
- ✓ **Análise petrográfica:** essa etapa consistiu na descrição petrográfica em luz refletida e transmitida de 40 lâminas delgadas-polidas utilizando-se um microscópio petrográfico convencional (modelo Zeiss Axiophot) com uma câmera fotográfica (modelo Sony Cybershot com resolução de 8.0 megapixels) acoplada, o que permitiu a obtenção de fotomicrografias das fases minerais e das relações texturais identificadas em microscópio. Nesta etapa também foram feitas análises modais para quantificação das fases minerais presentes nas diferentes rochas hospedeiras. Para isso foram analisadas as amostras que se apresentam menos alteradas hidrotermalmente. As abreviações de minerais utilizadas neste trabalho seguiram a recomendação sugerida pela USGS, Subcomissão de Rochas Metamórficas (Siivola & Schid, 2007) e estão indicadas na Tabela 1.

**Tabela 1:** Abreviações de minerais utilizadas neste trabalho.

|               |                          |                   |                 |
|---------------|--------------------------|-------------------|-----------------|
| Ab = Albita   | Carb = Carbonato         | Gn = Galena       | Py = Pirita     |
| Ag = Prata    | Chl = Clorita            | Mc = Microclínio  | Qtz = Quartzo   |
| Ap = Apatita  | Cpy = Calcopirita        | Mnz = Monazita    | Rt = Rutilo     |
| Au = Ouro     | Czo = Clinozoisita       | Ms = Muscovita    | Ser = Sericita  |
| Bt = Biotita  | Ep = Epidoto             | Or = Ortoclásio   | Ttn = Titanita  |
| Cal = Calcita | FK = Feldspato Potássico | Pl = Plagioclásio | Wfn = Wulfenita |

- ✓ **Microscopia Eletrônica de Varredura:** a determinação da composição dos sulfetos assim como das fases menores inclusas nestes, foram realizadas com o auxílio de microscópio eletrônico de varredura pertencente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

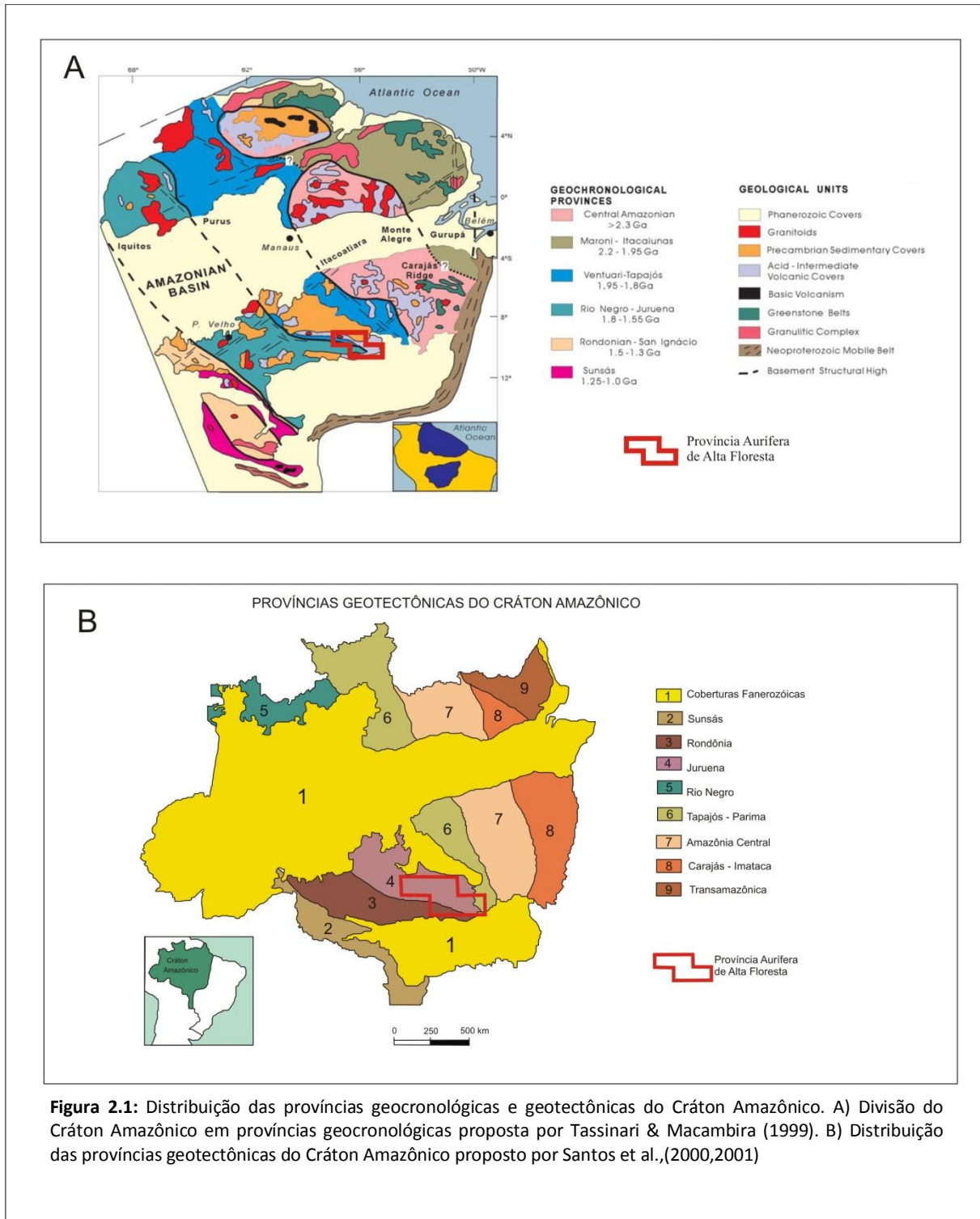
### 2.1- *Cráton Amazônico*

A área de estudo do presente trabalho está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico e suas feições geológicas estão relacionadas à evolução geotectônica deste setor. O Cráton Amazônico é objeto ainda de diversos trabalhos e apresenta uma evolução geotectônica não bem definida e que pode diferir de acordo com os modelos propostos por cada autor. Com os trabalhos mais recentes (Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari *et al.* 1999 ; Santos *et al.* 2000; 2001 ) apoiados em dados geocronológicos, o Cráton foi dividido em diferentes províncias geocronológicas que sugerem uma evolução geológica relacionada ao desenvolvimento de sucessivos arcos magmáticos com a formação de crosta juvenil e retrabalhamento de crosta mais antiga.

Na concepção de Tassinari & Macambira (1999), o Cráton Amazônico pode ser dividido em seis províncias geocronológicas principais: Amazônia Central (>2,3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2.2–1.95 Ga); Ventuari-Tapajós (1.95–1.80 Ga); Rio Negro-Juruena (1.8–1.55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1.55–1.3 Ga), e Sunsás (1.3–1.0 Ga) (Figura 2.1A). Neste contexto a província Amazônia Central representaria um protocráton arqueano que foi amalgamado por processos orogênicos durante o Paleoproterozóico, as províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena são resultados da formação de magma juvenil durante o período de 1,95 a 1,4 Ga, enquanto que a província Sunsás está relacionada ao retrabalhamento de crosta mais antiga. As províncias Maroni-Itacaiúnas e Rondoniana-San Ignácio são, no entanto, resultados de ambos os processos.

Outro autores como Santos *et al.* (2000; 2001) baseando-se em idades U-Pb dividem o Cráton Amazônico em oito províncias geotectônicas com idades que variam entre 3,1 a 0,99 Ga (Figura 2.1B). Neste contexto as províncias Carajás-Imataca,

Transamazônica, Tapajós-Parima, Rondônia e Juruena teriam sido geradas em ambientes de arcos acrescionários e as províncias Amazônia Central, Rio Negro e Sunsás, em ambientes de colisão continental.



## ***2.2 - Província Aurífera de Alta Floresta***

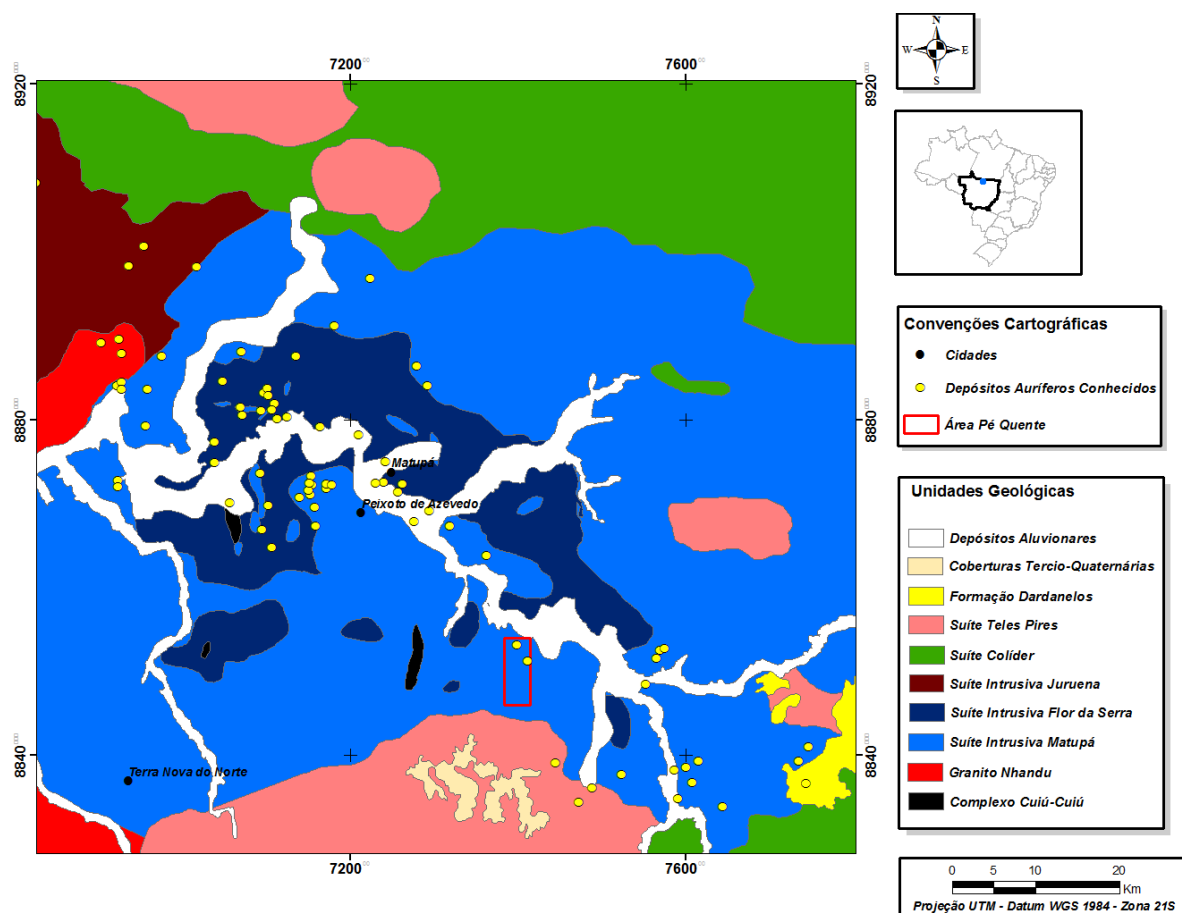
---

O Depósito Aurífero Pé Quente, objeto de estudo deste trabalho, está inserido no contexto geológico da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), denominada também de Domínio Alta Floresta (Santos et al. 2001), Província Mineral de Alta Floresta (Souza et al. 2005), ou Província Aurífera Juruena - Teles Pires (Silva & Abram, 2008).

A PAAF abrange parte das províncias Ventuari – Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro – Juruena (1,8-1,5 Ga), segundo divisão geocronológica proposta por Tassinari & Macambira (1999), ou então Tapajós - Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia – Juruena (1,82-1,54 Ga) de acordo com o modelo proposto por Santos et al. (2000;2001), sendo limitada a norte pelo gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo gráben dos Caiabis.

O embasamento da PAAF, anteriormente descrito como Complexo Xingu (Silva *et al.* 1980; Paes de Barros, 1994) e atualmente denominado de Complexo Cuiú-Cuiú (Pessoa et al, 1977 ; Moreton & Martins, 2005) compreende essencialmente rochas gnáissicas ortoderivadas, com predominância de biotita gnaisses tonalíticos, e subordinadamente gnaisses graníticos e anfibolitos, sendo estes últimos representados por enclaves e lentes inclusas nos gnaisses. As rochas foram afetadas por processos de migmatização em graus variáveis, podendo gerar litotipos como metatexitos e diatexitos (Moreton & Martins, 2005)

No setor leste da PAAF, onde está inserido o Depósito Pé Quente, afloram rochas plutono-vulcânicas Paleoproterozóicas representadas pelo Granito Nhandu (1,889-1,879 Ma) e as suítes intrusivas Matupá (1,872 Ma), Flor da Serra (idade indeterminada), Colíder (1,786-1,781 Ma) e Teles Pires (1,782-1,757 Ma) (Santos, 2000; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008) que podem estar recobertas por rochas sedimentares siliciclásticas da Formação Dardanelos (1,987-1,377 Ma) (Figura 2.2).



**Figura 2.2:** Mapa litológico do setor leste da PAAF ilustrando as principais unidades aflorantes nesse segmento. (Simplificado de Silva et.al, 2005)

O granito Nhandu, termo proposto por Souza (1979), compreende rochas granitóides porfiroblásticas com textura pseudo-rapakivi e de composição granodiorítica – tonalítica que ocorrem no médio curso do Rio Nhandu. Moreton & Martins, 2005 se utilizaram do mesmo termo para designar rochas de natureza subalcalina potássica (shoshonítica) tendo como litologias dominantes sienogranitos e magnetita-biotita monzogranitos, com enclaves dioríticos a quartzo - monzodioríticos, e subordinadamente fácies subvulcânicas representadas por microgranitos, quartzo sienitos finos e granófiros. Paes de Barros (2007) ao se referir a essa unidade descreve as rochas granitóides como metaluminosas a peraluminosas, cálcio-alcalina, de médio K e enriquecidas em  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ , e formadas em ambiente geotectônico pós-colisional estendendo-se entre os campos dos granitos de arcos magmáticos e intraplaca. A idade do granito Nhandu foi estabelecida entre  $1.889 \pm 17$  Ma e  $1.879 \pm 5,5$  Ma (U-Pb em

zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  de -0,91 (Silva & Abram, 2008).

A Suíte Matupá abrange as principais rochas hospedeiras das mineralizações auríferas do Depósito Pé Quente, e é constituída por quatro *fácies* principais: (1) - biotita granito e biotita monzogranito porfiríticos; (2) - hornblenda monzogranito, biotita hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito; (3) - clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético e (4) - granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiros subordinados (Moura, 1998; Moreton & Martins, 2005; Souza et al, 2005). Essas rochas possuem afinidade geoquímica com as séries cálcio-alcálica, metaluminosas a peraluminosas, semelhantes aos granitos do tipo I (Moura, 1998; Souza et al, 2005). Uma idade Pb-Pb em zircão de  $1.872 \pm 12$  Ma foi obtida em rochas da *fácies* 1, além de idades modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) entre 2,34-2,47 Ga e  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  que variam de -2,7 a -4,3 (Moura 1998). Idades  $T_{\text{DM}}$  similares, entre 2,15 e 2,34 Ga, também foram obtidas por Souza et al., (2005), contudo com  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  entre -0,98 e +3,04 (Souza et al., 2005; Silva & Abram, 2008).

A Suíte Intrusiva Flor da Serra é representada por gabro, gabrodiorito, diorito, monzogabro, monzodiorito, diabásio e subordinadamente por traquiandesito (Souza et al. 2005), que ocorrem truncando a Suíte Matupá. De acordo com Moura & Botelho (2002); Silva & Abram (2008) e Souza et al. (2005) essas rochas possuem características geoquímicas tanto de toleióitos continentais intra-placa quanto das séries cálcio-alcálicas de arcos vulcânicos.

A Suíte Colider apresenta contatos tectônicos com a Suíte Matupá e com o Granito Nhandu, e é constituída por uma série de rochas vulcânicas, sub-vulcânicas, piroclásticas e epiclásticas (Souza et al, 2005; Silva & Abram, 2008). As rochas sub-vulcânicas são representadas por microgranito, micro-quartzo monzonito, micromonzonito, micromonzogranito e granófiro, todos associados a derrames de riolitos, dacitos porfiríticos e andesitos localmente microporfiríticos (Moreton & Martins, 2005), enquanto que as rochas vulcanoclásticas são representadas por sedimentos areno-conglomeráticos, por vezes intercalados a lentes conglomeráticas e sedimentos arenosos (Souza et al, 2005). Datações em riolito porfirítico da Suíte Colider pelo método U-Pb em zircão revelam idades de  $1.786 \pm 17$  Ma (JICA/MMAJ, 2000) e de  $1.781 \pm 8$  Ma (Pimentel, 2001). Silva & Abram (2008) obtiveram idade LA-ICP-MS em zircão de  $1.785 \pm 6,3$ . Souza et al., (2005) por sua vez, obtiveram idades modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) de 2,34 Ga, com  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  de -3,75.

A Suíte Intrusiva Teles Pires ocorre na forma de batólitos e *stocks* intrusivos em todas as unidades descritas anteriormente, sendo constituída principalmente por rochas plutônicas e sub-vulcânicas representadas por biotita granito a álcali-feldspato granito, isotrópicos, de coloração avermelhada e granulação média a grossa, e de modo mais localizado, granito porfirítico, microgranito, granito gráfico, granófiro, riebeckita granito, granito *rapakivi* e anti-*rapakivi* (Souza *et al.*, 1979; Silva *et al.*, 1980; Tassinari & Moreton, 2004; Souza *et al.*, 2005). A Suíte Teles Pires apresenta idades U-Pb em zircão de  $1.757 \pm 16$  Ma e  $1.782 \pm 17$  Ma, além de  $T_{DM}$  de 1,94 a 2,28 Ga e  $\epsilon_{Nd(t)}$  de -3,4 a +3,0 (Santos, 2000; Pinho *et al.*, 2003; Silva & Abram, 2008).

Sobrepondo as unidades plutono-vulcânicas ocorrem rochas sedimentares pertencentes à Formação Dardanelos (Grupo Caiabis), representadas principalmente por sequências de arenito e arenito arcoseano, de granulometria média e com estratificação plano-paralela e cruzada acanalada, que são interpretadas como possíveis sistemas de leques aluviais (Moreton & Martins, 2005). Níveis conglomeráticos são também freqüentes nesta sequência. As idades disponíveis para essa formação estão compreendidas entre  $1.987 \pm 4$  Ma a  $1.377 \pm 13$  Ma, e foram obtidas por Saes & Leite (2003) em zircões detríticos, e sugerem idade máxima de 1,44 Ga para o início da sedimentação da Formação Dardanelos (Souza *et al.*, 2005).

### 3.3 – Depósito Pé Quente

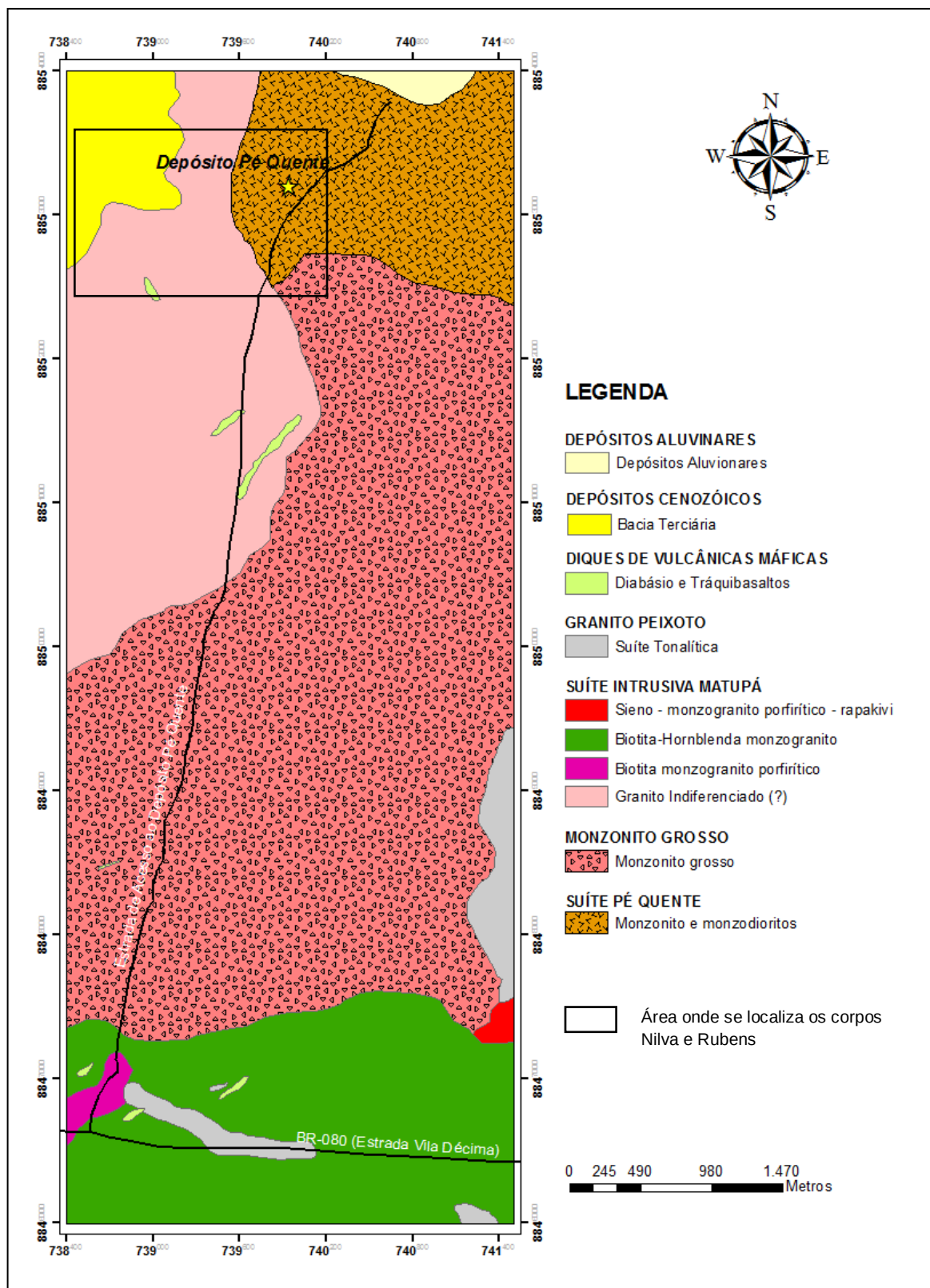
---

Os litotipos que afloram na região onde está situado o Depósito Pé Quente são correlacionáveis, com base nos trabalhos de Moreton & Martins (2005) e Souza *et al.* (2005), aos da *fácies* 4 da Suíte Intrusiva Matupá, que se constitui essencialmente de granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiro subordinados. Essas rochas possuem afinidade geoquímica com as séries cálcio-alcalina, metaluminosas a peraluminosas, semelhantes aos granitos do tipo I.

Em cartografia mais recente e em escala de semi detalhe (1:25.000) na área que compreende o Depósito Pé Quente, Assis (2011) individualizou as seguintes unidades plutônicas: (i) Suíte Pé Quente; (ii) Monzonito grosso; (iii) Granito Indiferenciado; (iv) Biotita monzogranito porfirítico; (v) Biotita-hornblenda monzogranito; (vi) Suíte Tonalítica e; (vii) Sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi* (Fig. 2.3). Segundo este autor, com exceção das suítes Pé Quente e Tonalítica, e do Monzonito grosso, todas as

demais unidades plutônicas, assim como as vulcânicas máficas, são provavelmente correlatas às distintas fácies da Suíte Intrusiva Matupá. Neste contexto, a Suíte Tonalítica pode ser correlata ao Granito Peixoto descrito por Paes de Barros (2007) e a Suíte Pé Quente e o Monzonito Grosso corresponderiam a uma nova suíte intrusiva. Essas últimas são representadas por rochas graníticas pouco evoluídas e fracionadas, pobres em sílica e geradas em ambiente de arcos vulcânicos (Assis, 2011).

Neste cenário, os corpos mineralizados investigados no presente trabalho estão inseridos na área de ocorrência da Suíte Pé Quente e do Granito Indiferenciado ( Fig. 2.3).

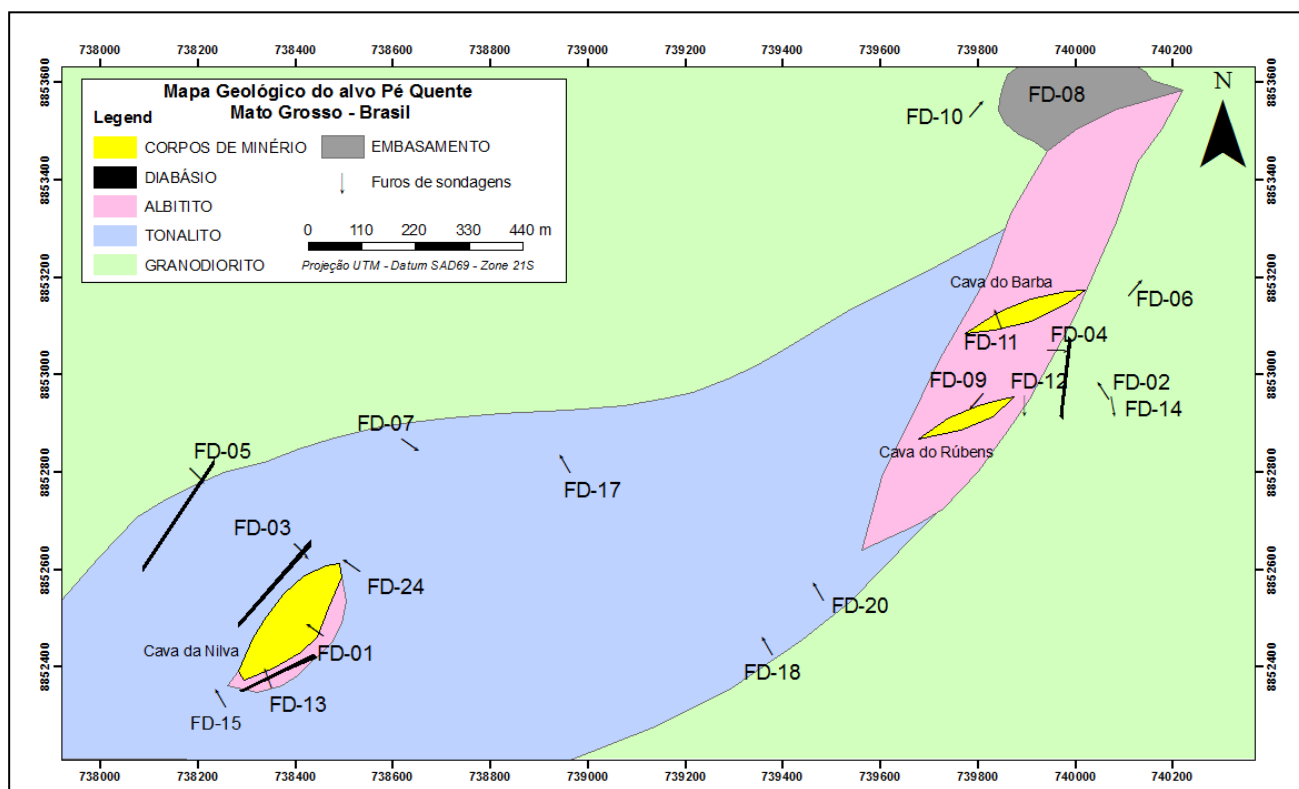


**Figura 2.3:** Mapa geológico de semi-detalhe (1:25.000) do entorno no Depósito Pé-Quente. (modificado de Assis, 2011)

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO DOS CORPOS NILVA E RUBENS

#### 3.1 - Litotipos

Com base na descrição sistemática de seis testemunhos, posteriormente refinados com estudo petrográficos, três litotipos principais que hospedam as mineralizações dos corpos de minério Nilva e Rubens foram definidos (Figura 4.1): (i) Albitito, (ii) Biotita tonalito e (iii) Aplito. As relações de contato entre o albitito e o biotita tonalito não foram observadas em campo ou ao longo de furos de sondagem. O aplito, no entanto, mostra contatos intrusivos bem marcados (*e.g.* corpo da Nilva; Fig 4.1), denotando ser mais jovem que o albitito e o biotita-tonalito. Nas zonas mineralizadas do corpo Rubens, no entanto, o aplito não foi identificado.



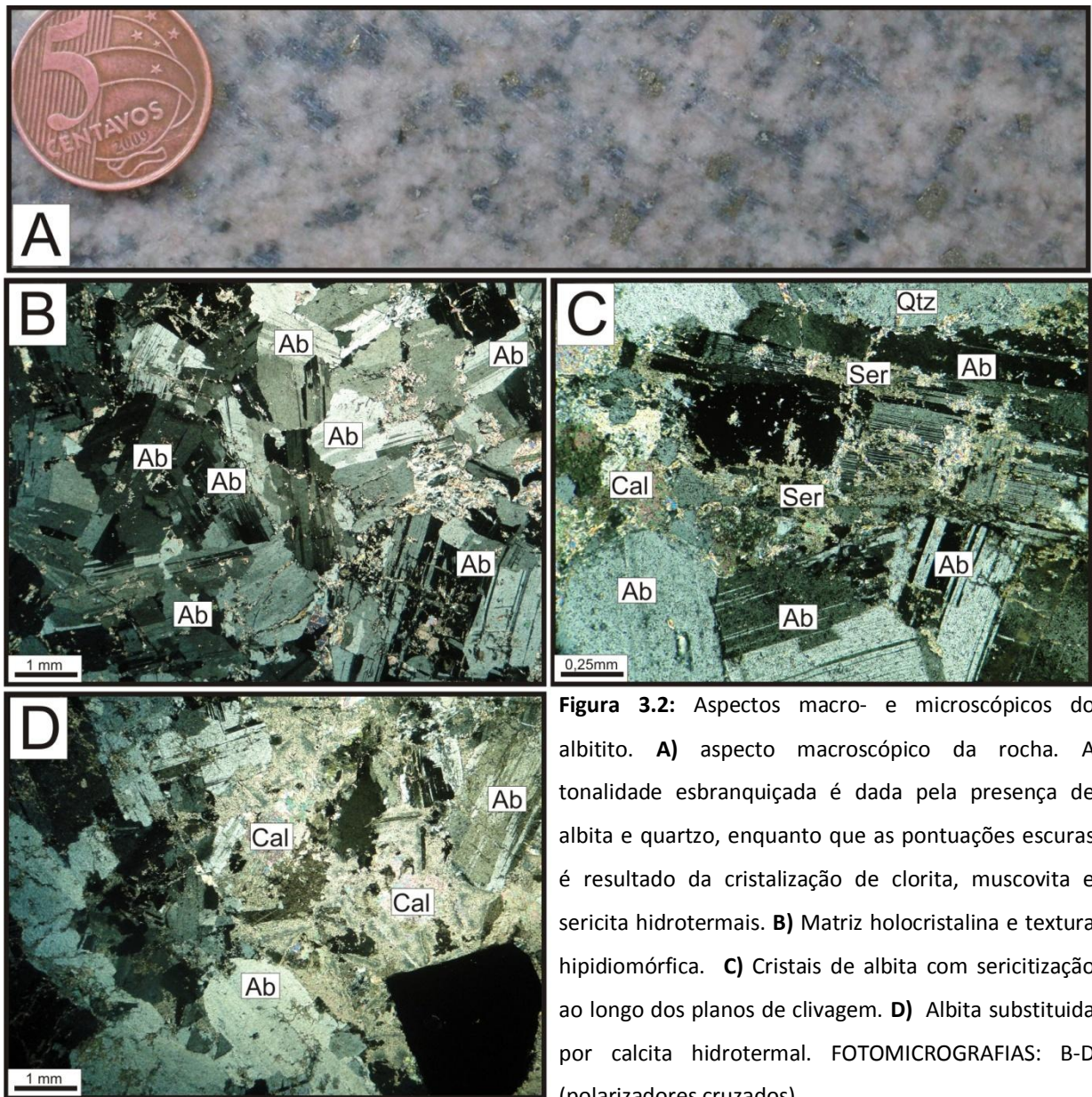
**Figura 4.1:** Mapa litológico da porção norte do Depósito Pé Quente, exibindo a localização dos corpos de minério Nilva e Rubens. (cedido pela empresa Gráben Mineração S/A)

### 3.1.1 – Albitito

---

Representa o principal litotipo hospedeiro das mineralizações auríferas dos corpos Nilva e Rubens do Depósito Pé Quente. Corresponde a um granitóide leucocrático, de coloração acizentada, isotrópico, não magnético, de granulação fina a média e textura inequigranular (Figura 4.2A). Em virtude da intensa alteração hidrotermal sua textura ígnea torna-se parcialmente obliterada devido ao consumo de fases primárias, a exemplo do plagioclásio e feldspato potássico, assim como sua composição modal de difícil determinação. O litotipo apresenta matriz holocristalina, textura granular hipidiomórfica (Figura 4.2B) composta essencialmente por albita (50-60%), quartzo (5-18%) e feldspato potássico (ortoclásio – microclínio; 2-6%), além de apatita e zircão como fases acessórias e pirita. Muscovita e calcita representam fases metassomáticas relacionadas aos estágios posteriores de alteração hidrotermal que afetam a rocha.

A albita exibe formatos tabulares, com dimensões que variam de 0,5 a 3mm e apresenta muitas vezes contatos retos a ondulados com os outros minerais. Exibe uma germinação polissintética com maclas descontínuas, e freqüentemente encontra-se sericitizado (Figura 4.2C) ou com intercrescimento de muscovita hidrotermal e carbonato (Figura 4.2D). O quartzo é geralmente de dimensões variadas (no máximo 2mm), de moderada extinção ondulante e contatos ondulados com os demais minerais da matriz. O feldspato potássico é representado pelo ortoclásio e microclínio sendo o primeiro muito mais abundante. O ortoclásio é normalmente de dimensões sub-milimétricas, embora cristais com até 2mm de diâmetro possam estar presentes, os quais muitas vezes apresentam textura pertítica e contatos irregulares com a matriz. O microclínio é mais escasso e quando presente possui formato subédrico a anédrico e dimensões geralmente sub-milimétricas.



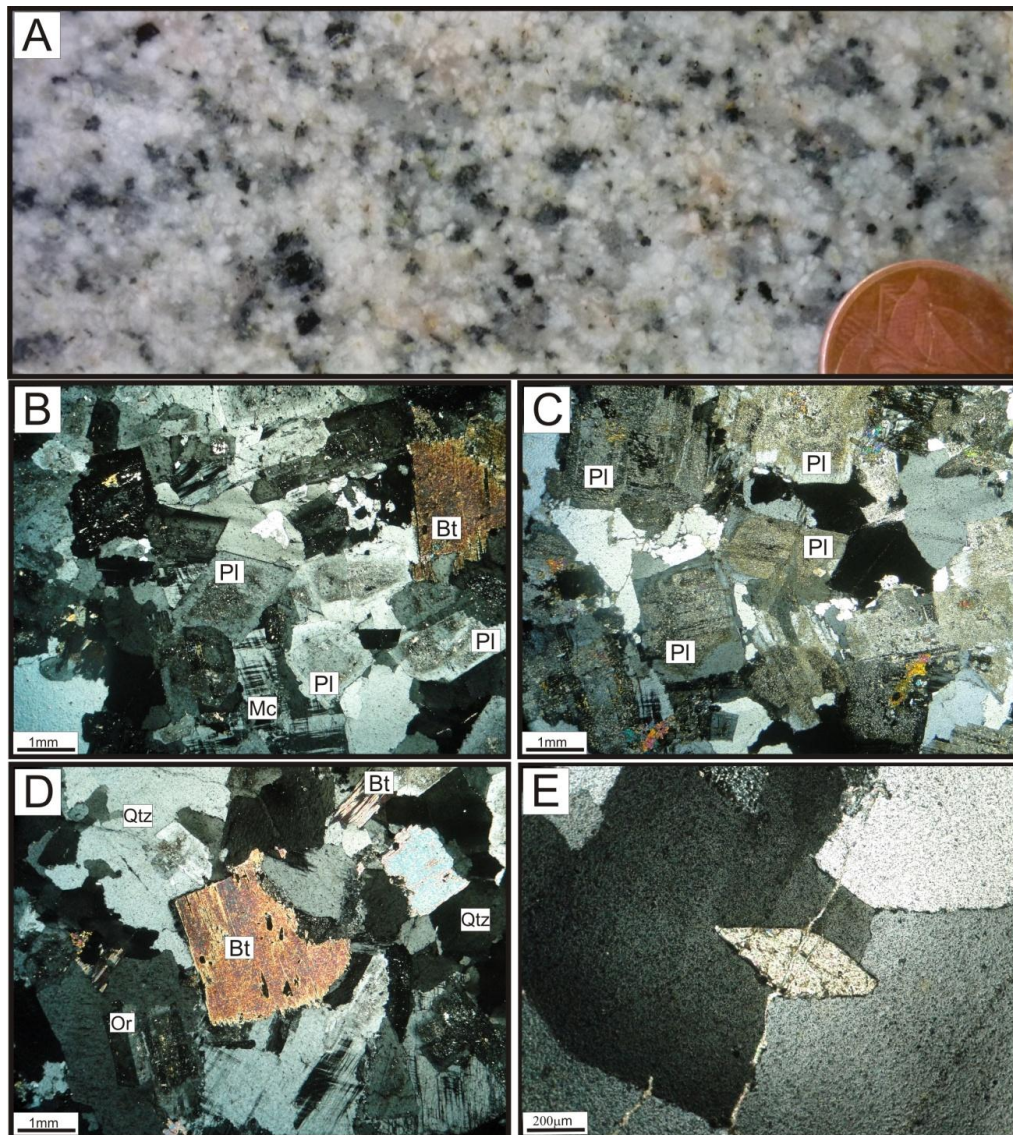
**Figura 3.2:** Aspectos macro- e microscópicos do albitito. **A)** aspecto macroscópico da rocha. A tonalidade esbranquiçada é dada pela presença de albita e quartzo, enquanto que as pontuações escuras é resultado da cristalização de clorita, muscovita e sericita hidrotermais. **B)** Matriz holocristalina e textura hipidiomórfica. **C)** Cristais de albita com sericitização ao longo dos planos de clivagem. **D)** Albita substituída por calcita hidrotermal. FOTOMICROGRAFIAS: B-D (polarizadores cruzados)

### 3.1.2 – Biotita Tonalito

Esse litotipo caracteriza-se por ser de coloração esbranquiçada, leucocrático, inequigranular e não magnético (Figura 4.3A). Apresenta matriz holocristalina, textura hipidiomórfica e granulação média (Figura 4.3B), sendo composto por plagioclásio (40-50%), quartzo (35-40%), feldspato potássico (7-12%) e biotita (~10%), além de titanita e apatita (<5%) como fases acessórias.

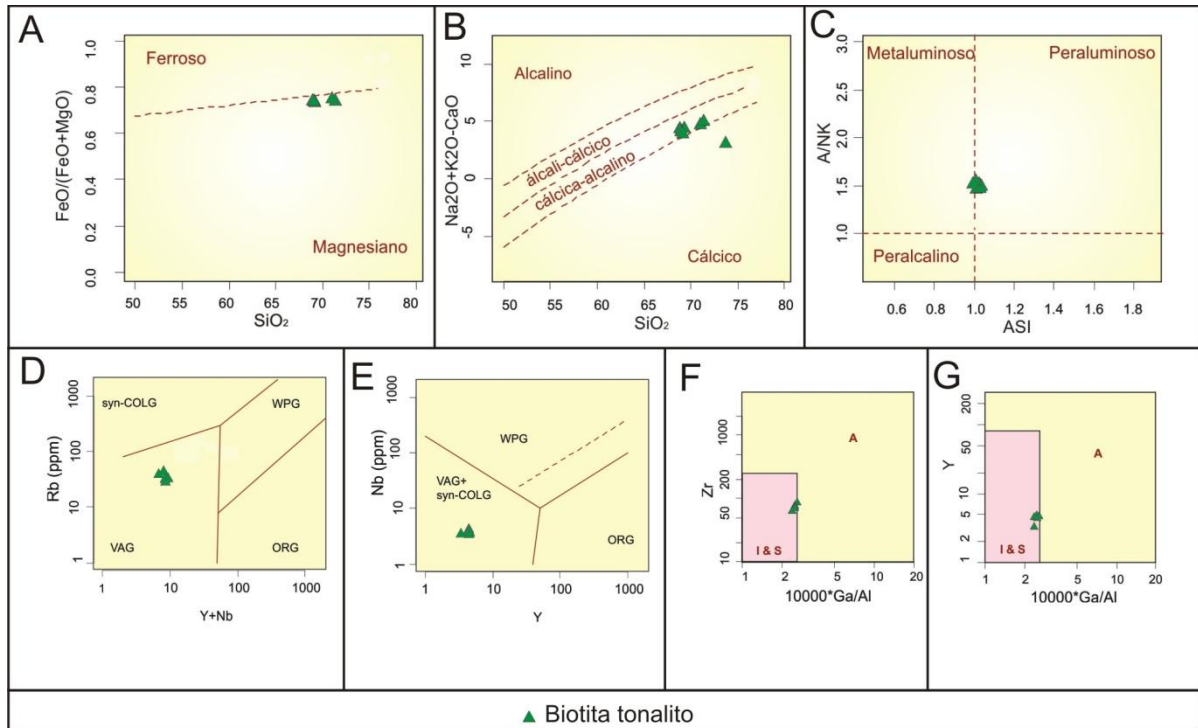
O plagioclásio é geralmente de composição oligoclásio, com contatos planares ou côncavo-convexo, e com típico zoneamento oscilatório com núcleo sericitizado (Fig.

4.3C). O quartzo é representado por cristais de granulação fina a média, extinção ondulante e geralmente em contato direto, ou envolvendo os cristais de plagioclásio. O feldspato potássico embora seja pouco abundante é representado pelo ortoclásio e microclínio, sendo o microclínio ligeiramente mais abundante e representado por cristais de granulação fina a média. O ortoclásio ocorre geralmente na forma de cristais euédricos, com dimensões sub-milimétricas e com germinação do tipo Carlsbad. A biotita forma cristais sub-euédricos e tabulares de granulação média e freqüentemente cloritizados (Fig. 4.3D). A titanita ocorre como a fase acessória mais comum e é representada por cristais euédricos, de granulação fina e dispersos pela matriz da rocha (Fig. 4.3 E).



**Figura 3.3:** Aspectos macro- e microscópicos do biotita tonalito. **A)** Amostra de mão mostrando a tonalidade esbranquiçada da rocha e sua estrutura maciça e isotrópica. **B)** Matriz holocristalina e textura hipidiomórfica com granulação média. **C)** Plagioclásio zonado e com núcleo sericitizado. **D)** Biotita substituída por clorita. **E)** Titanita de formato euédrico e granulação fina. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados

Em termos geoquímicos, Ramos (2011) descreve essas rochas como magnesianas (Figura 3.4A), pertencentes à série cálcio-alcálica (Figura 3.4B) e peraluminosas a metaluminosas (Figura 3.4C). São identificados como granitos gerados em ambiente de arcos vulcânico (Figura 3.4D e E) e do tipo I (Figura 3.4 F e G).



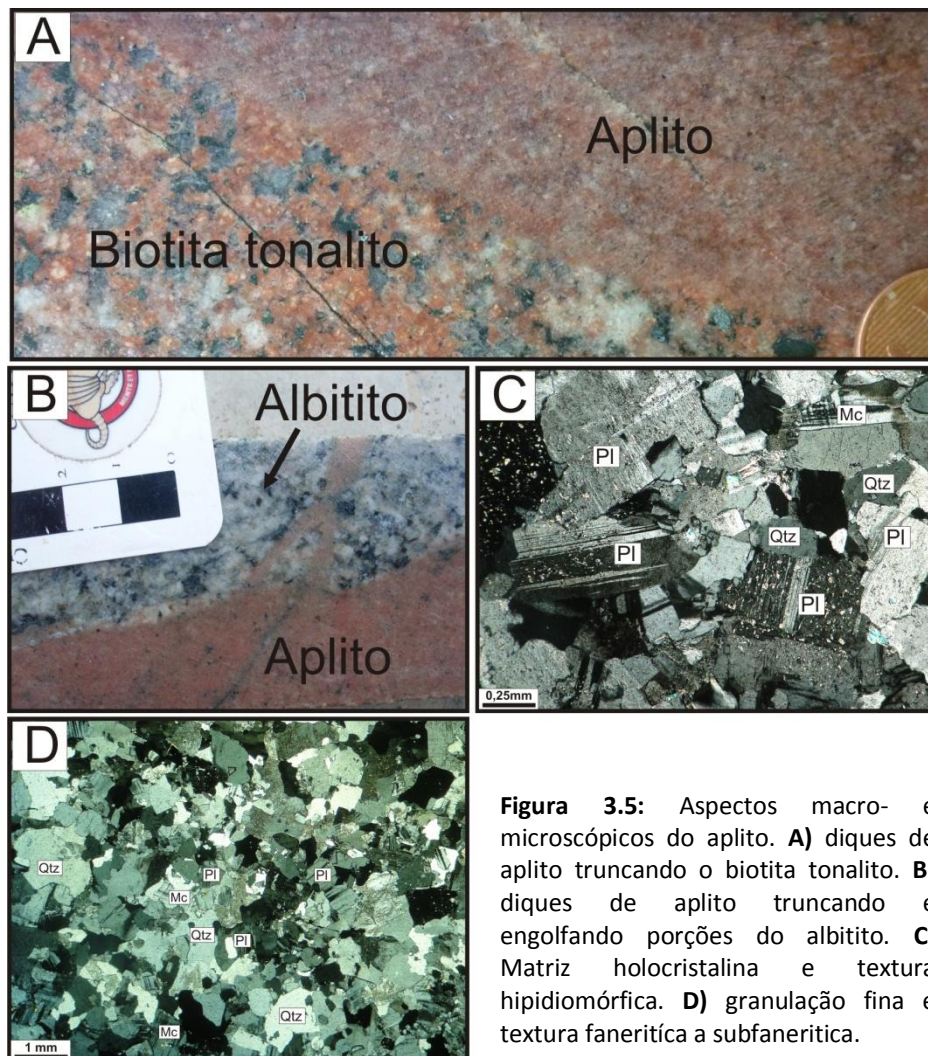
**Figura 3.4:** Características geoquímicas do biotita tonalito. **A)** Caráter magnesiano dessas rochas, segundo o  $N^0$  de Ferro (Fe-number). **B)** Rochas pertencentes a série cálcio-alcálica (índice de MALI). **C)** índice de saturação de alumínio, mostrando que são rochas peraluminosas a metaluminosas. **(D e E)** Diagramas propostos por Pierce et.al (1984) mostrando que essas rochas foram geradas em ambiente de arco vulcânico. **(F e G)** Diagramas propostos por Whalen et al. (1987) para discriminação de rochas graníticas. Notar que as amostras referentes ao biotita tonalito incide no campo destinado aos granitos do tipo I e S. (Dados geoquímicos obtidos por Ramos (2011).)

### 3.1.3 – Aplito

Esse litotipo possui abrangência restrita ao corpo de minério Nilva e ocorre essencialmente na forma de diques truncando os dois litotipos descritos anteriormente (Fig.3.5A e B). Possui coloração rósea a vinho, granulação fina, textura fanerítica fina a sub-fanerítica, inequigranular a levemente porfirítica.

Em termos petrográficos esse litotipo apresenta matriz holocristalina, textura hipidiomórfica (Figura 3.5C) e granulação fina (Figura 3.5D). Textura porfirítica é

incomum e pouco desenvolvida e quando presente é representada por cristais de plagioclásio euédrico e tabular com dimensões de até 1mm de comprimento. A rocha é composta essencialmente por plagioclásio (38-49%), quartzo (30-37%) e feldspato potássico (13-20%), tendo como minerais secundários calcita, muscovita e pirita (<1%). O plagioclásio geralmente é euédrico a subédrico, de granulação fina e exibe contatos retos, às vezes ondulados, com a matriz. Apresenta germinação polissintética e pode estar levemente sericitizado. O quartzo se apresenta como cristais anédricos, de granulação fina, com contatos irregulares com a matriz e freqüentemente com extinção ondulante. O feldspato potássico é representado pelo microclínio (65-70%) e ortoclásio (30-35%). O microclínio forma cristais geralmente subédricos, de granulação fina, com contatos ondulados ou côncavo-convexos com os demais minerais. O ortoclásio está presente sob a forma de cristais subédricos a anédricos, de granulação fina, com contatos ondulados e geralmente apresenta germinação do tipo Carlsbad.



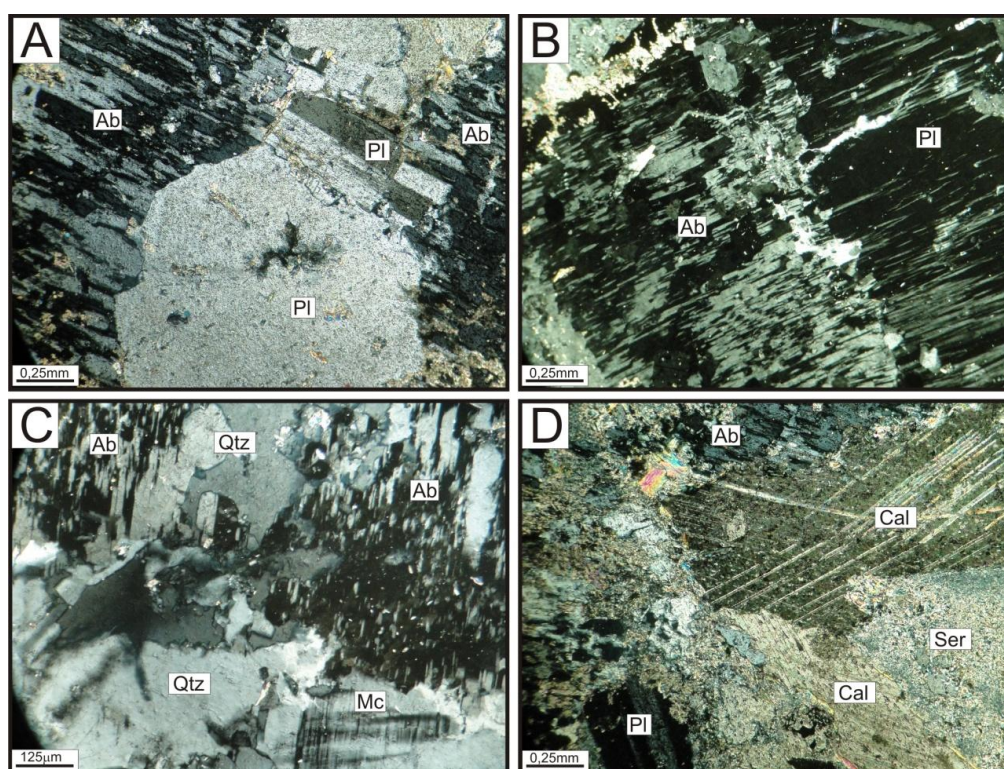
**Figura 3.5:** Aspectos macro- e microscópicos do aplito. **A)** diques de aplito truncando o biotita tonalito. **B)** diques de aplito truncando e engolfando porções do albitito. **C)** Matriz holocristalina e textura hipidiomórfica. **D)** granulação fina e textura fanerítica a subfanerítica.

## 4. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Todos os litotipos reconhecidos na descrição dos testemunhos de sondagem dos corpos auríferos Nilva e Rubens exibem alteração hidrotermal de diferentes tipos e graus de intensidade em setores mais distais e proximais de zonas mineralizadas. Os tipos de alteração hidrotermal reconhecidos estão descritos a seguir, partindo do estágio mais precoce para o estágio mais tardio a se desenvolver.

### 4.1 – Alteração sódica

Corresponde ao estágio de alteração mais precoce e têm sua ocorrência restrita apenas ao albitito. É representada essencialmente pela formação de albita hidrotermal exibindo textura “tabuleiro de xadrez (*chessboard albite*)” (Figura 4.1A) na substituição tanto de plagioclásio como de feldspato potássico ígneos (Figuras 4.1B e C). Esse tipo de alteração ocorre essencialmente nas porções proximais ao minério e pode estar sobreposto pelos estágios de alteração hidrotermal seguintes, principalmente pela carbonatação e sericitização (Figura 4.1D).



**Figura 4.1:** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) ilustrando os modos de ocorrência da alteração sódica que afeta o albitito. **A)** Megacrystal de albita hidrotermal exibindo textura “tabuleiro de xadrez”. **B)** Plagioclásio ígneo substituído por albita hidrotermal. **C)** Microclínio ígneo substituído por albita hidrotermal. **D)** Albita hidrotermal posteriormente obliterada pela alteração sericitica e carbonatação. 18

## 4.2 – Alteração potássica

---

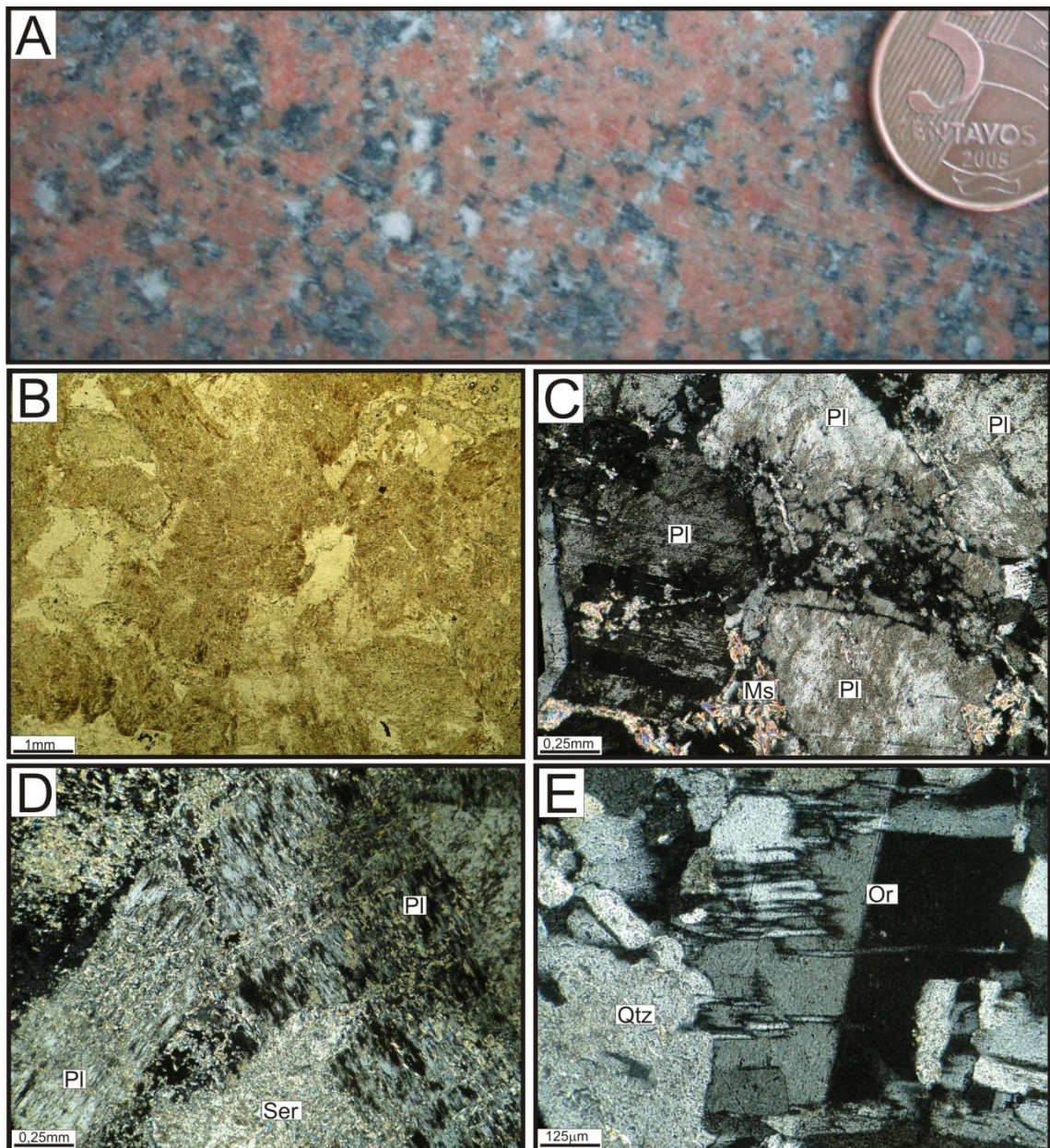
Este tipo de alteração é de distribuição mais abrangente e representado pela assembléia microclínio  $\pm$  hematita  $\pm$  quartzo que afeta com grau de intensidade variável todos os litotipos descritos. Em observação macroscópica é de fácil reconhecimento, pois confere à rocha uma forte tonalidade vermelho-tijolo que afeta parcial ou totalmente cristais de plagioclásio (Figura 4.2A). Nesse tipo de alteração, cristais de plagioclásio geralmente adquirem uma cobertura de coloração castanho-avermelhada e um aspecto “sujo” ou “turvo” que pode atingir todo o cristal (Figs 4.2B a D). A coloração avermelhada observada neste tipo de alteração é resultado da presença de concentrações sub-microscópicas de hematita inclusa no feldspato potássico hidrotermal. Ocorre também formando cristais de microclínio hidrotermal, seja pela substituição do plagioclásio ou mesmo do ortoclásio ígneo (Fig. 4.2E).

## 4.3 – Silicificação

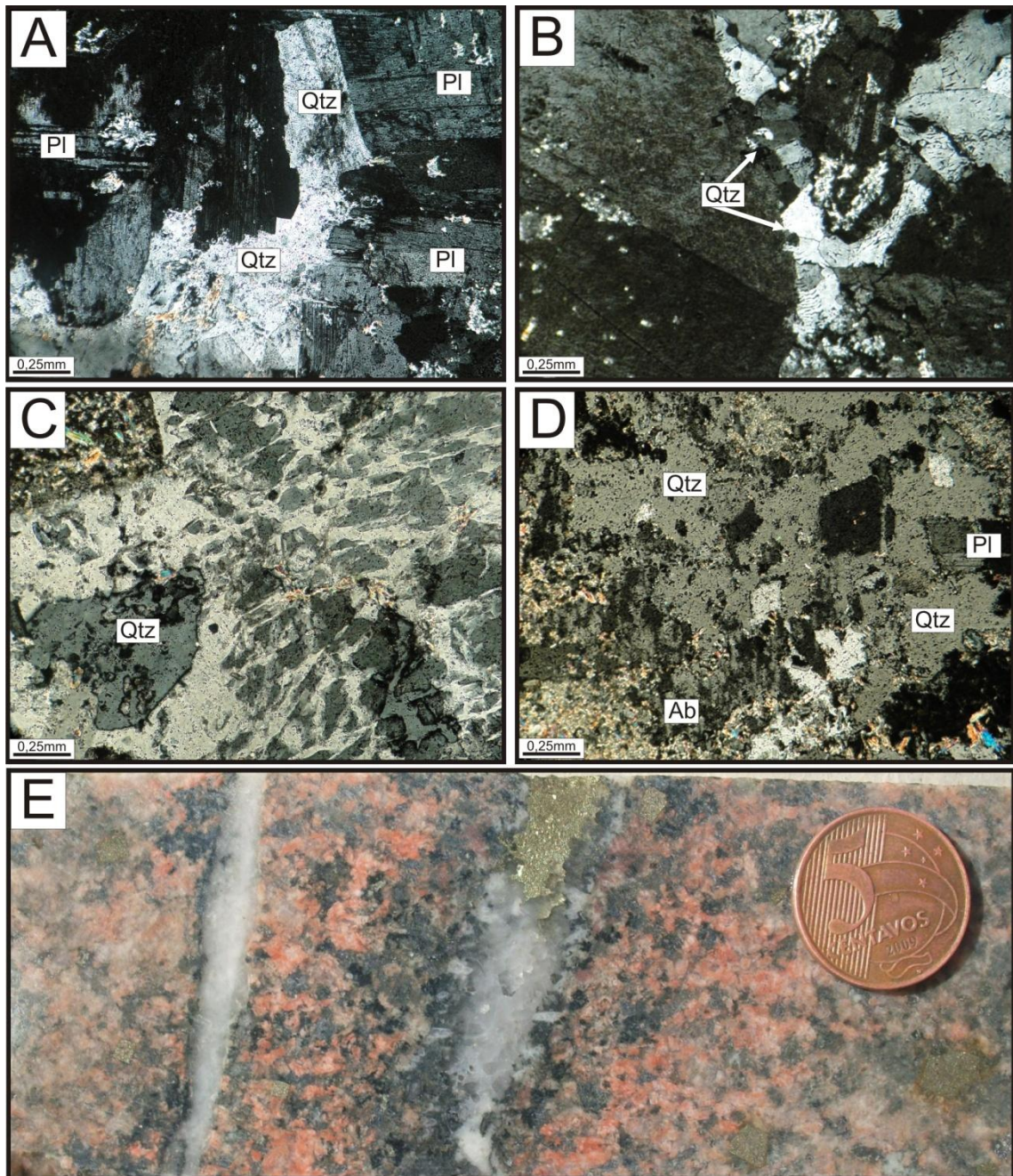
---

Este estágio é representado pelo preenchimento (*infill*) de vênulas, bolsões e espaços intersticiais na matriz de rochas graníticas por quartzo que pode muitas vezes obliterar os limites dos grãos primários da rocha. Ocorre em todos litotipos descritos, sendo menos freqüente o estilo venular.

O modo de ocorrência mais comum é representado pela formação de bolsões, com geração de quartzo anedral, muitas vezes policristalino e de granulação fina a média. O estilo intersticial é também freqüente, e neste caso a silicificação é representada pela formação de quartzo eudral com faces retas e com reentrâncias nos cristais de plagioclásio da matriz (Fig. 4.3A). O estilo venular é menos freqüente e é representado pela geração de vênulas e veios discretos e irregulares compostos de quartzo, com granulação fina e formatos anedrais (Fig 4.3B). A silicificação ocorre também na forma de lamelas ou “flames” sobrepondo o quartzo ígneo ou a albita hidrotermal (Figura 4.3C e D). Pode ocorrer associada a este estágio hidrotermal, principalmente no estilo venular, a formação de pirita  $\pm$  calcopirita, de granulação fina e com formato euédrico (Figura 4.3E) e também calcita fina e plagioclásio.



**Figura 4.2:** Modos de ocorrência da alteração potássica. **A)** Forte alteração potássica que confere uma tonalidade vermelho-tijolo ao albitito. Os minerais de coloração esbranquiçadas representam o quartzo e a calcita, enquanto que as pontuações de tonalidade escura são constituídas por agregados de sericita, clorita e muscovita hidrotermais. **B)** Aspecto “turvo” dos plagioclásios atingidos pela alteração potássica desenvolvida no albitito. **(C e D)** Plagioclásio primário afetado pela alteração potássica no albitito. **E)** formação de microclínio hidrotermal através da substituição do ortoclásio ígneo no aplito. FOTOMICROGRAFIAS: B: luz transmitida; C-E: polarizadores cruzados



**Figura 4.3:** modos de ocorrência da silicificação hidrotermal. **A)** Quartzo hidrotermal intersticial com formatos eudrais e reenclâmias nos grão de plagioclásio presentes na matriz do albitito. **B)** vênulas descontínuas de quartzo hidrotermal que truncam os estágios de alteração anteriores presentes no aplito. **C)** lamemas ou “flames” de quartzo hidrotermal que truncam cristais de quartzo e plagioclásio da matriz do albitito. **D)** quartzo hidrotermal sobreposto á alteração sódica no albitito. **E)** Vênulas de quartzo hidrotermal cortando o albitito e contendo pirita  $\pm$  calcopirita. FOTOMICROGRAFIAS: A-D: polarizadores cruzados

#### **4.4 - Alteração sericítica**

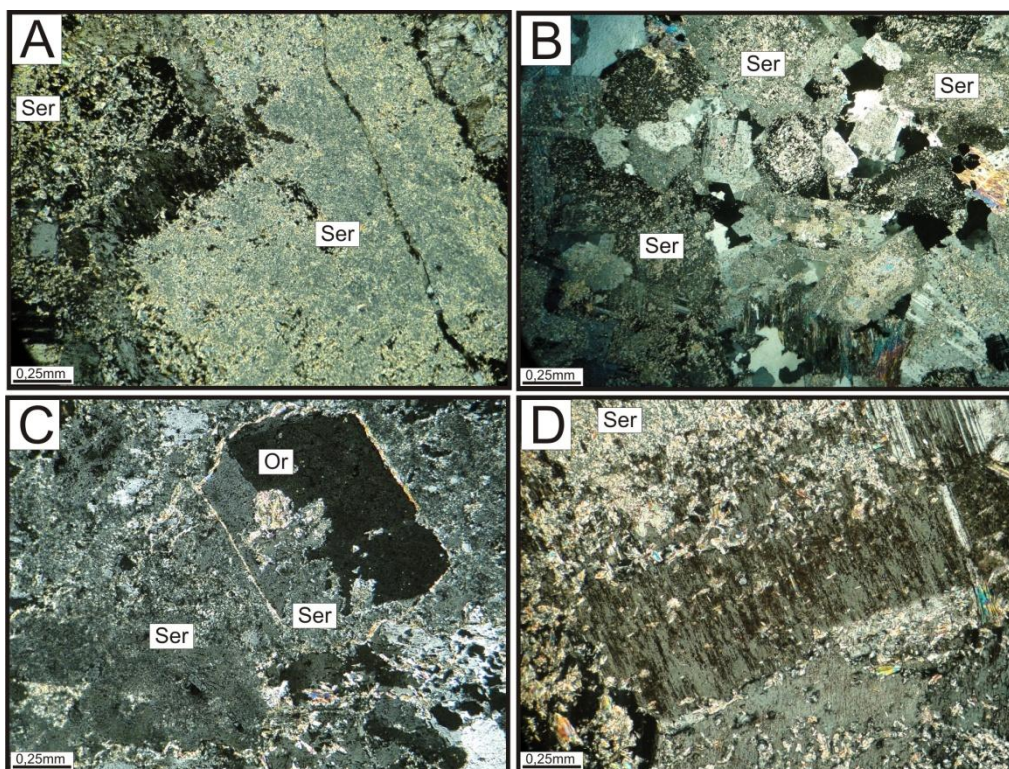
---

Essa alteração apresenta-se bem desenvolvida e de ampla abrangência, principalmente no albitito e no biotita tonalito. Nessas rochas é representada pela assembléia sericita  $\pm$  muscovita  $\pm$  quartzo que altera parcial ou totalmente os feldspatos ígneos, mais comumente o plagioclásio ao longo de seus planos de clivagem (Fig. 4.4A). No biotita tonalito se concentra mais fortemente no núcleo do plagioclásio zonado (Fig. 4.4B), reforçando assim a presença de um zoneamento composicional. Embora menos comum, ocorre também substituindo o feldspato potássico ígneo (Fig. 4.4C). Esse tipo de alteração pode também ocorrer de forma intersticial, circundando os grãos de quartzo e feldspato da matriz e às vezes formando pequenas venulações que acompanham o contorno dos grãos. Sobrepe-se a alteração potássica (Fig. 4.4D) e é comumente sobreposta pela carbonatação e pela alteração com muscovita.

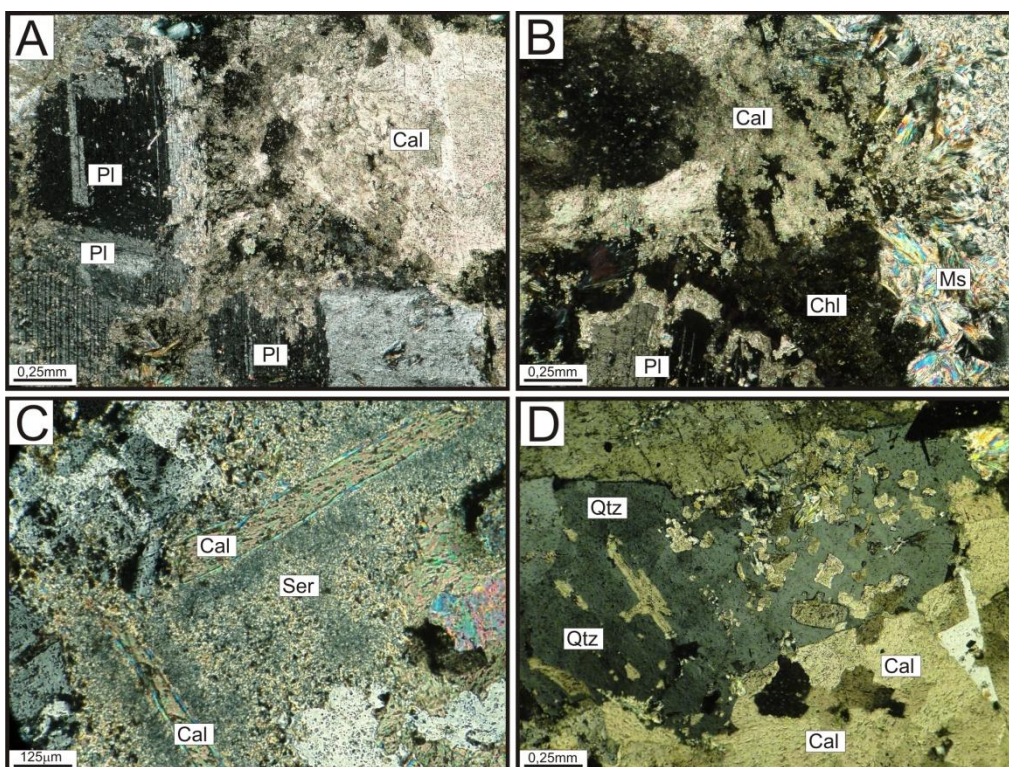
#### **4.5 - Carbonatação**

---

Alteração bastante expressiva e bem desenvolvida. Ocorre em estilo pervasivo à intersticial, podendo também ocorrer na forma de vênulas descontínuas. É representada essencialmente pela formação de calcita anédrica a euédrica e de granulação fina a média. Normalmente substitui o plagioclásio primário formando calcita fina (Figura 4.5A e B), ou então se concentra nos interstícios dos cristais onde forma calcita de granulação média e muitas vezes euédrica, a qual se sobrepe á alteração sericítica (Figura 4.5 C) ou aos bolsões de quartzo hidrotermal (Fig 4.5D). Pirita euédrica e de granulação fina a média pode estar associada a esse estágio hidrotermal.



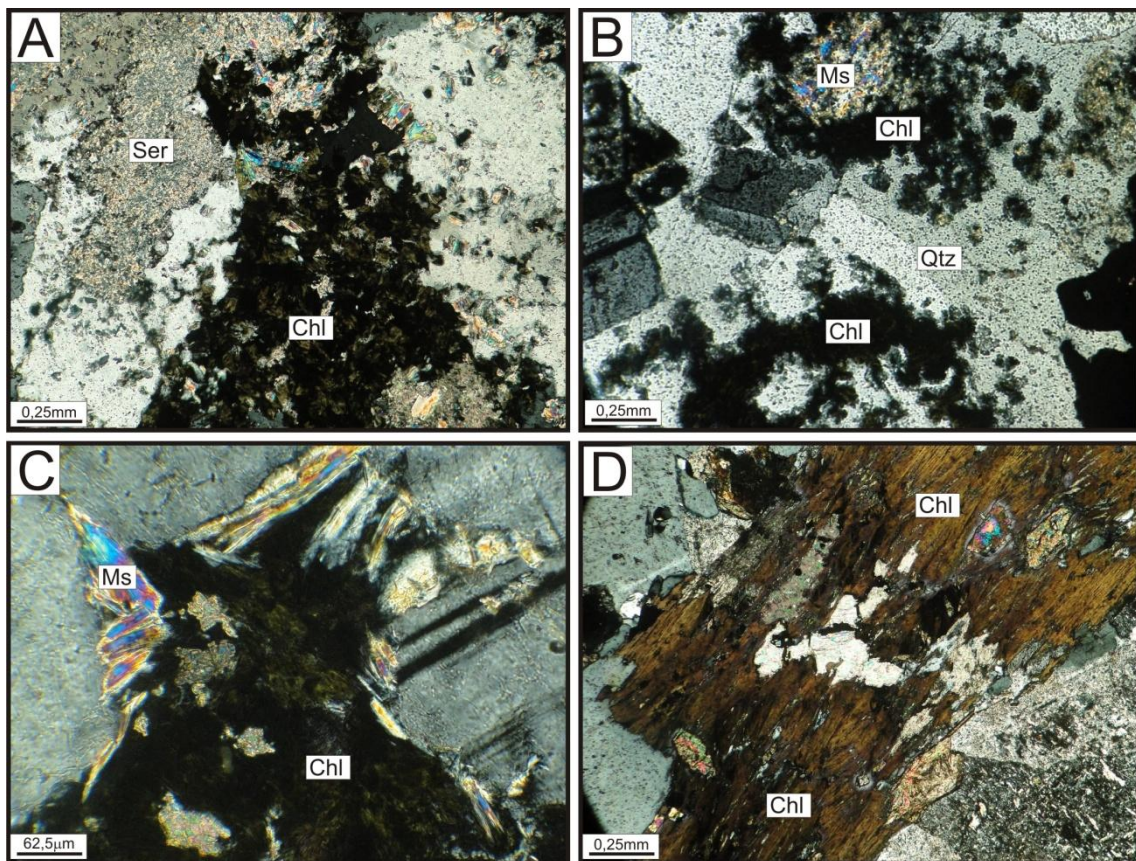
**Figura 4.4:** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos modos de ocorrência da alteração sericítica. **A)** Cristal de plagioclásio totalmente tomado pela alteração sericítica no albitito. **B)** Sericitização concentrada no núcleo do plagioclásio zonado presentes no biotita tonalito. **C)** Cristal de ortoclásio ígneo afetado por alteração sericítica no albitito. **D)** Alteração sericítica sobreposta à alteração potássica no albitito.



**Figura 4.5:** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos modos de ocorrência da carbonatação desenvolvida no albitito. **(A e B):** Substituição do plagioclásio ígneo por calcita fina hidrotermal. **C)** Calcita euédrica sobreposta à alteração sericítica. **D)** Calcita intersticial sobreposta à silicificação.

## 4.6 - Cloritização

A cloritização também tem ocorrência abrangente, sendo responsável pelas pontuações ou agregados de coloração escura presente em todos os litotipos descritos. É comumente representada por clorita magnesiânica (clinocloro) anédrica a euédrica, com cores de birrefringência em tons de castanho que sobrepõe a alterações sericítica e a carbonatação. Geralmente forma agregados de cristais de granulação muito fina a fina (Fig. 4.6A e B) ou então se distribui nos interstícios dos grãos (Fig. 4.6C). No biotita tonalito ocorre essencialmente substituindo a biotita primária com a formação de pseudomorfos (Fig. 4.6D). A clorita de composição rica em Fe (chamosita) é mais escassa e ocorre muitas vezes como uma fina lâmina bordejando cristais de pirita.



**Figura 4.6:** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos modos de ocorrência da cloritização. **(A e B):** Agregados de clorita fina no albitito **C)** Cloritização com estilo intersticial no aplito. **D)** Pseudomorfo de biotita já totalmente cloritizada presente no biotita tonalito.

#### **4.7 – Alteração com muscovita grossa**

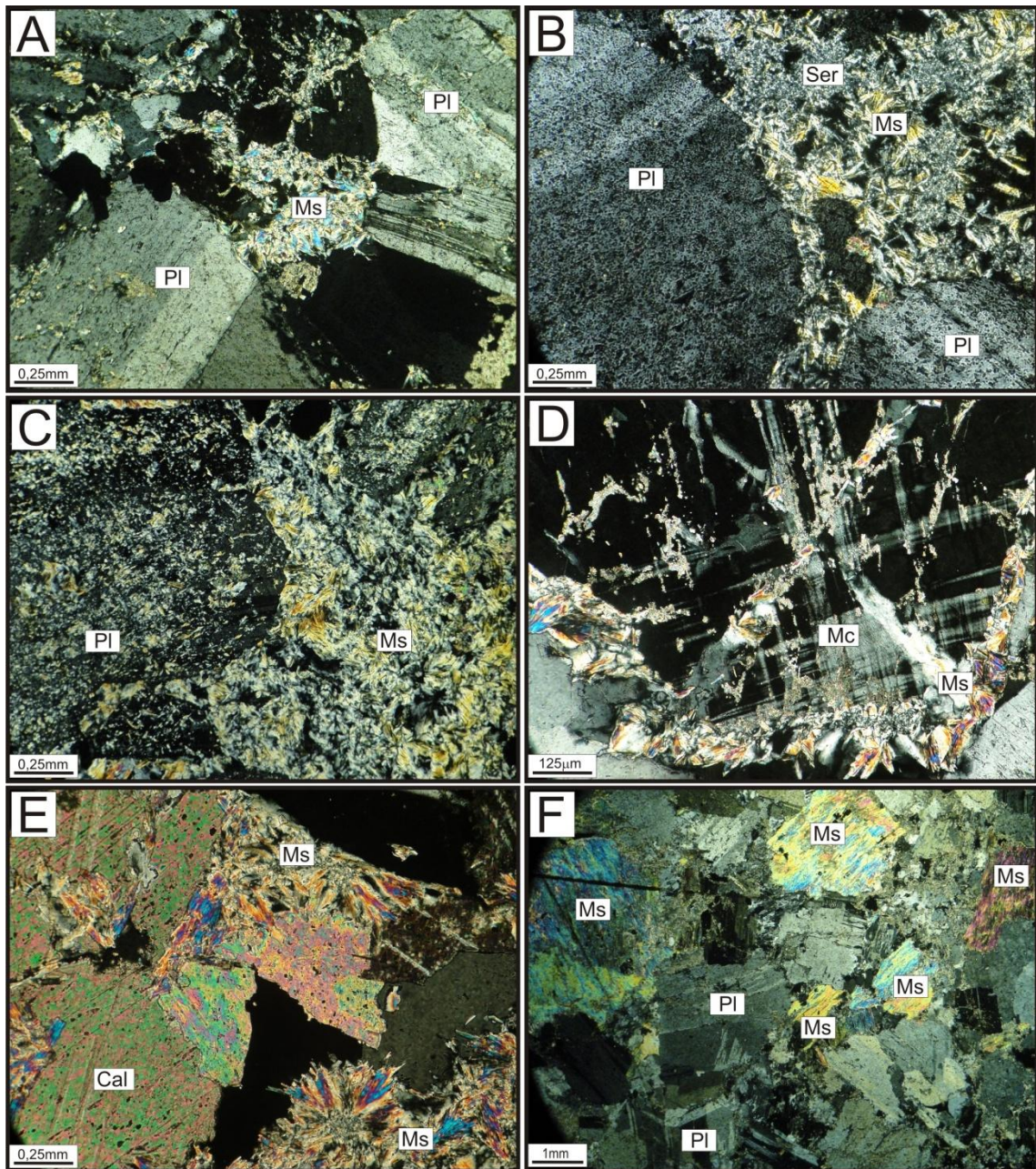
---

Esse tipo de alteração encontra-se bem desenvolvida particularmente nas zonas com sulfetação com altos teores ( $> 2\text{ppb}$ ) de ouro observado tanto no corpo Nilva como no Rubens do depósito Pé Quente. É representada pela formação de muscovita geralmente com textura fibro-radiada, e com sericita e quartzo subordinados (Fig. 4.7A), que se concentram em espaços intersticiais da matriz das rochas (Fig. 4.7B). Ocorre também alterando as bordas e/ou núcleo dos cristais de plagioclásio (Fig. 4.7C) e microclínio (Fig. 4.7D) ígneo, ou então se sobrepõe a cristais de clorita e calcita formados nos estágios hidrotermais anteriores (Fig. 4.7E). Cristais de muscovita grossa, anédrica e com hábito placóide pode ocorrer de forma mais restrita (Figura 4.7F).

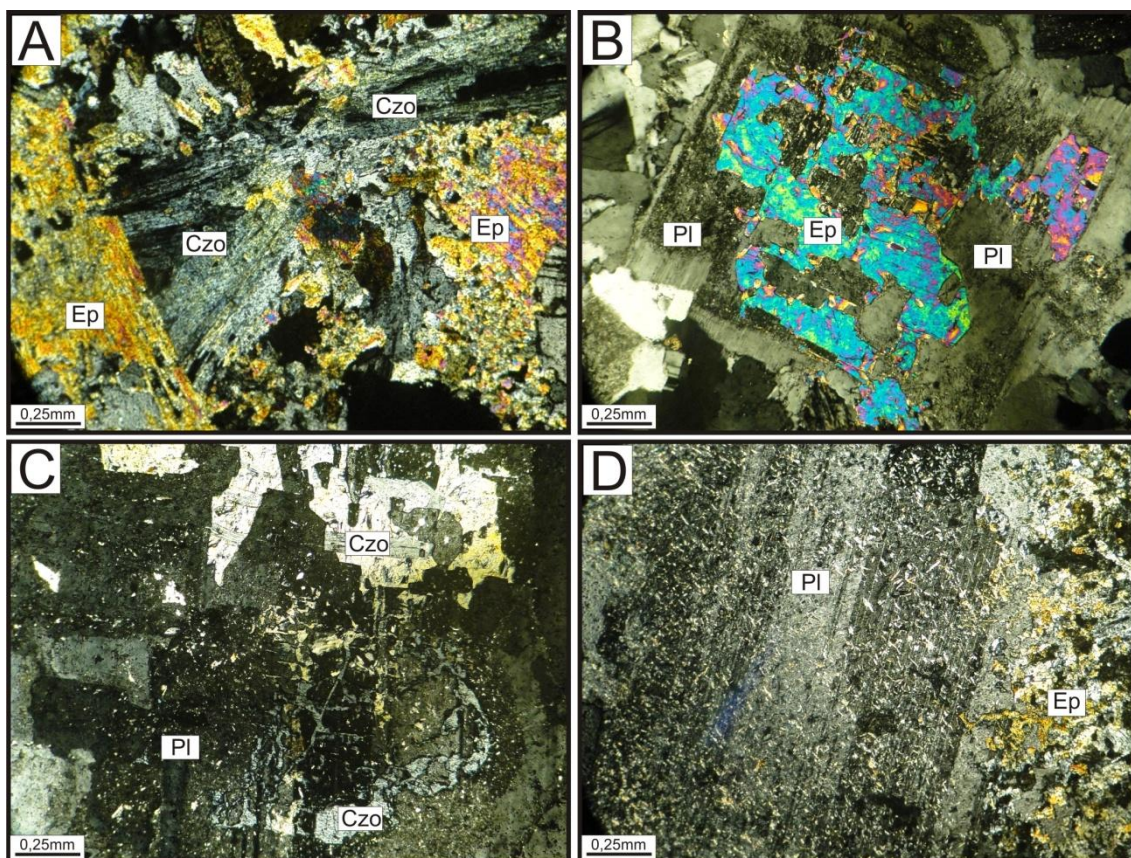
#### **4.8 - Epidotização**

---

Esse tipo de alteração ocorre nas porções mais distais dos corpos de minério investigados e possivelmente representa o estágio de alteração mais tardia, sendo posterior à mineralização aurífera e espacialmente restrita ao biotita tonalito. Possui estilo pervasivo e é representada pela assembléia epidoto + clinozoisita. Ocorre principalmente alterando o plagioclásio ígneo, se concentrando no interior dos grãos e gerando epidoto + clinozoisita de granulação fina a média e de formato anédrico a subédrico (Figs. 4.8 A-C). Ocorre algumas vezes sobrepondo a alteração muscovítica gerada no estágio hidrotermal anterior (Fig. 4.8D).



**Figura 4.7:** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos modos de ocorrência da alteração com muscovita. **A)** Formação de muscovita hidrotermal com crescimento radiado no albitito. **B)** Estilo intersticial da alteração com muscovita, ocorrendo entre o contato dos cristais de plagioclásio presentes na matriz do albitito. **C)** Plagioclásio ígneo afetado pela alteração com muscovita no albitito. **D)** Microclínio ígneo substituído por muscovita hidrotermal no aplito. **E)** Muscovita com crescimento radiado que substitui a calcita hidrotermal no albitito. **F)** Muscovita hidrotermal na forma de cristais subédrico e habito plácoide dispersos na matriz do albitito.



**Figura 4.8:** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do modo de ocorrência da epidotização no biotita tonalito. **A)** Formação de epídoto + clinozoisita sobre grão de plagioclásio ígneo. **B)** Plagioclásio ígneo substituído por epídoto. **C)** Plagioclásio ígneo substituído por clinozoisita. **D)** Epidotização sobrepondo alteração com muscovita em cristal de plagioclásio.

## 5. MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

As mineralizações auríferas identificadas nos corpos Nilva e Rubens, encontram-se hospedadas com maior abundância no albitito e no aplito, que se apresentam intensamente alterados por diversos estágios hidrotermais. A paragênese da mineralização é dominada por pirita  $\pm$  rutilo  $\pm$  ouro  $\pm$  calcopirita  $\pm$  galena. Ocorre de forma disseminada ou em venulações, que estão espacial e temporalmente associada a uma alteração com muscovita grossa.

O minério disseminado é representado essencialmente por pirita euédrica a anédrica, de granulação fina a média e com diâmetro de até 3 mm (Figura 5.1A). Pode ainda formar pequenos agregados fraturados e anédricos (Figura 5.1B). Em muitos casos, a pirita exibe contatos retilíneos com bolsões de muscovita fibro-radial, ou então,

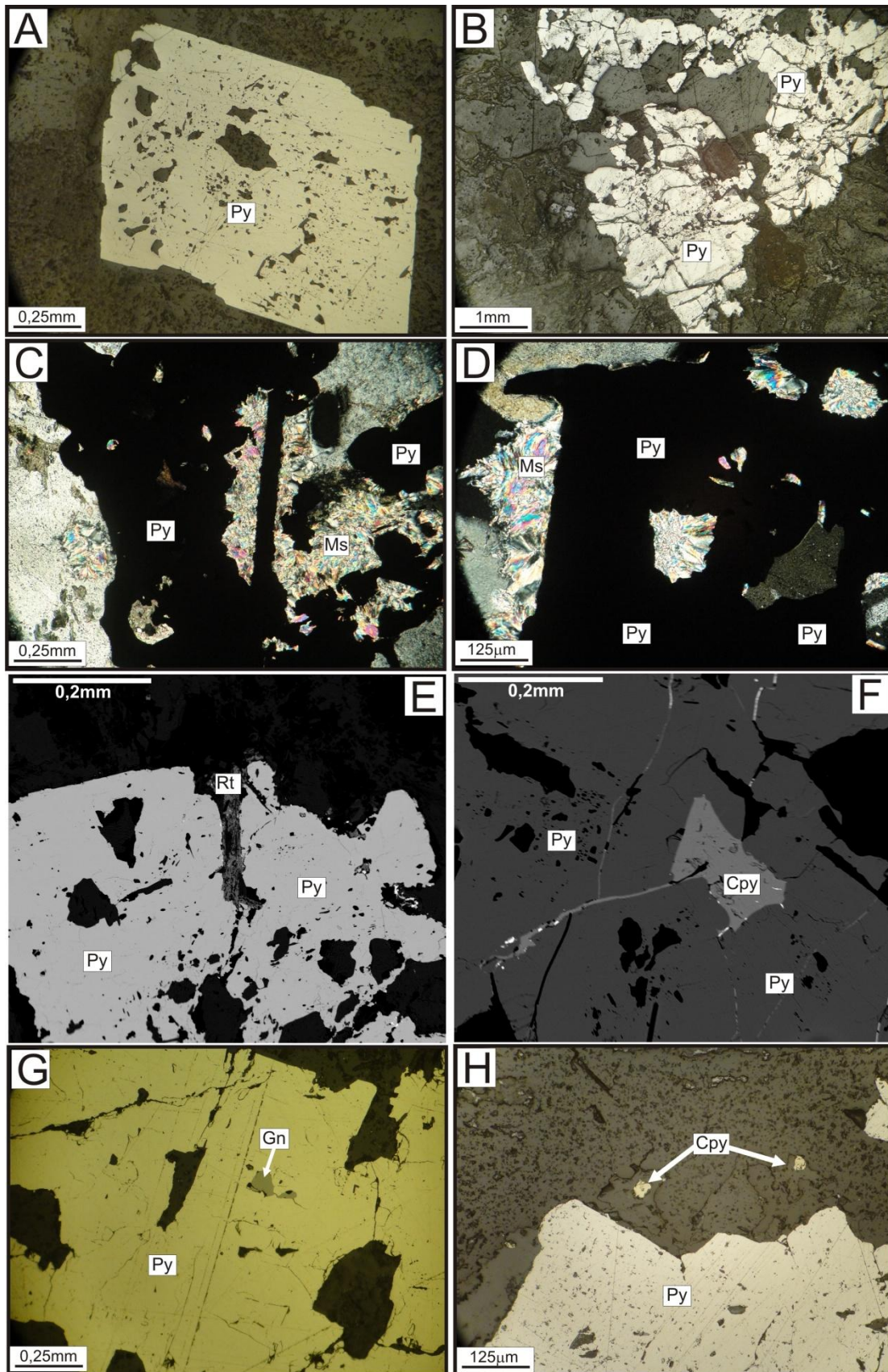
é bordejada por aquele mineral (Figura 5.1C). A muscovita ocorre como inclusões na forma de “ilhas de muscovita” (*muscovite island texture*) na pirita, ou então em contato com as paredes de fraturas ou descontinuidades do cristal (Figura 5.1D).

O rutilo ocorre freqüentemente junto com a pirita, seja na forma de inclusões, ou então bordejando os cristais. Possui dimensões submilimétricas e geralmente formatos anedrais (Fig. 5.1E). A calcopirita, embora menos freqüente que o rutilo, também ocorre essencialmente na forma de inclusões com dimensões submilimétricas, mas com formatos geralmente subédricos (Figs. 5.1F e 5.3E). Subordinadamente pode estar presente como cristais de granulação muito fina e disseminados na matriz da rocha (Fig. 5.1G). Dentre os sulfetos presentes nas zonas mineralizadas, a galena é a mais subordinada ocorrendo como inclusões de formato anédrico na pirita, ou preenchendo fraturas nesse mineral (Figs. 5.1H e 5.3F).

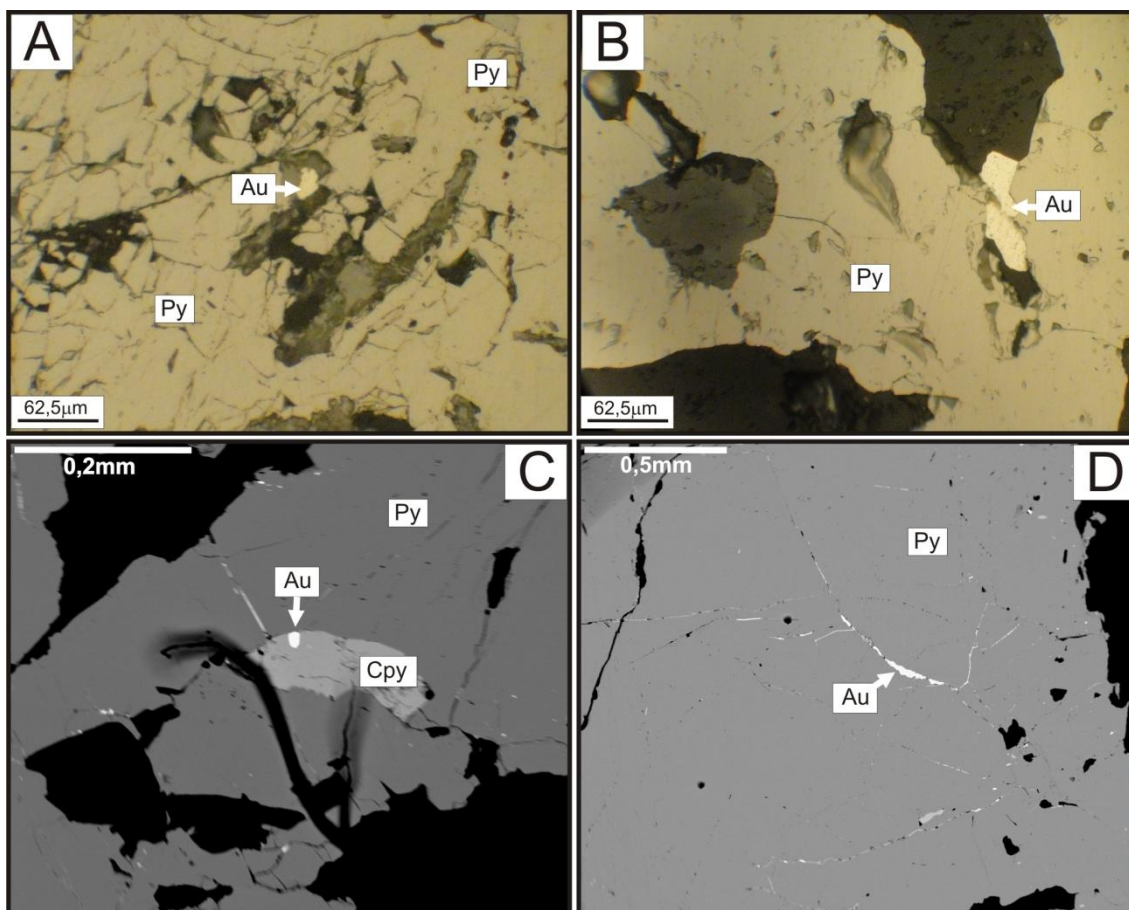
O ouro ocorre como inclusões submicroscópicas (Figs 5.2A-B) ou ao longo de microfraturas na pirita (Fig. 5.2C) e, mais raramente, na calcopirita (Fig. 5.2D). Análises ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) revelaram que a concentração de Ag presente no ouro associado ao minério disseminado varia entre 29 a 40% (Figs. 5.3 A-B). Análises pelo MEV (EDS) ainda constataram a ocorrência, embora muito restrita, de pequenas inclusões de wulfenita ( $\text{PbMoO}_4$ ) (Fig. 5.3C) e monazita na pirita (Fig. 5.3D), além de fases contendo Bi que ocorrem preenchendo microfraturas também na pirita.

A mineralização disseminada pode gradar para uma mineralização venular (Fig. 5.4A), mas que mantêm a mesma paragênese identificada no minério disseminado, sendo ligeiramente mais rica em calcopirita e galena.

A pirita é geralmente euédrica a subédrica e com dimensão submilimétrica (Figura 5.4A e B).



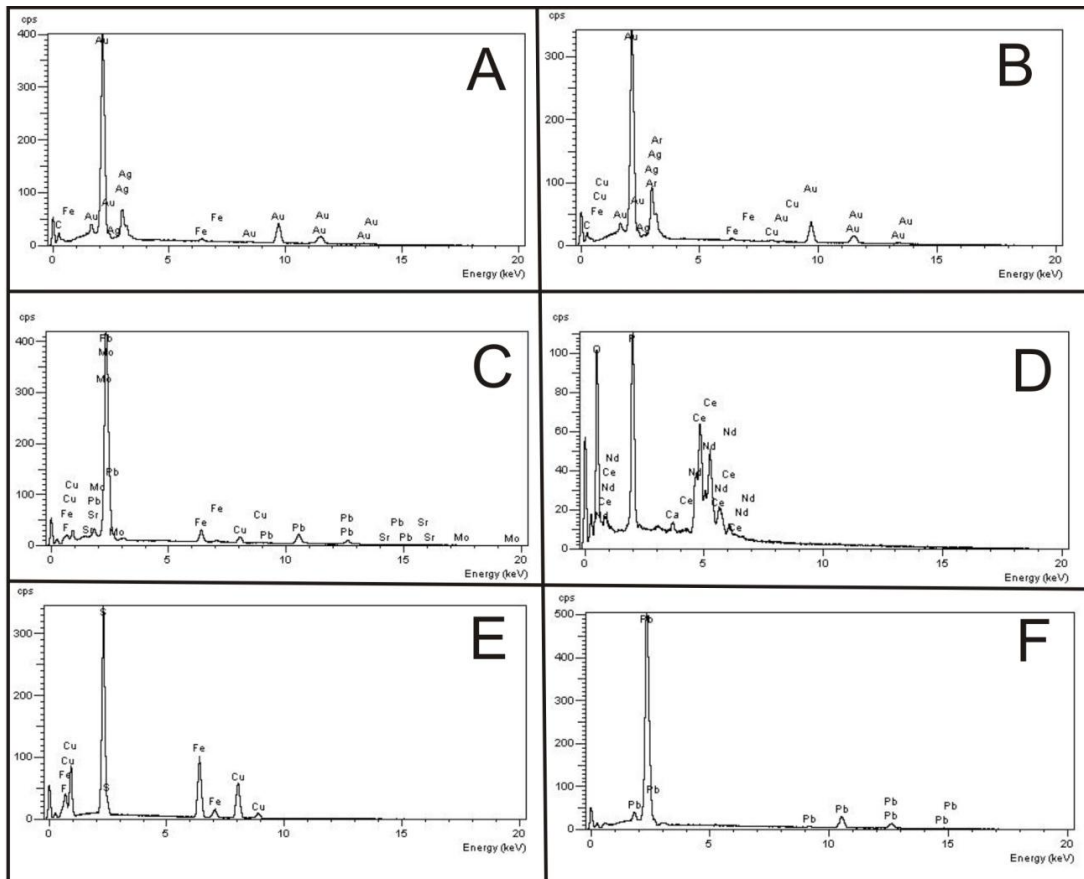
**Figura 5.1:** Minério disseminado: **A)** Cristal de pirita sub-euédrica disseminada na matriz da rocha hospedeira; **B)** Agregados anédricos de pirita; **C)** Pirita em associação com muscovita fibro-radial; **D)** muscovita fibro-radial bordejando pirita e como inclusões na forma de “ilhas de muscovita”; **E)** Rutilo concentrado em cavidades na pirita; **F)** Calcopirita com formato sub-euédrico incluída na pirita; **G)** Galena na forma de inclusões micrométricas. **H)** Cristais micrométricos de calcopirita euédrica disseminada na matriz da hospedeira. FOTOMICROGRAFIAS: A-B, G-H (luz refletida); C-D (polarizadores cruzados); E-F (imagens de elétrons retro-espalhados (MEV))



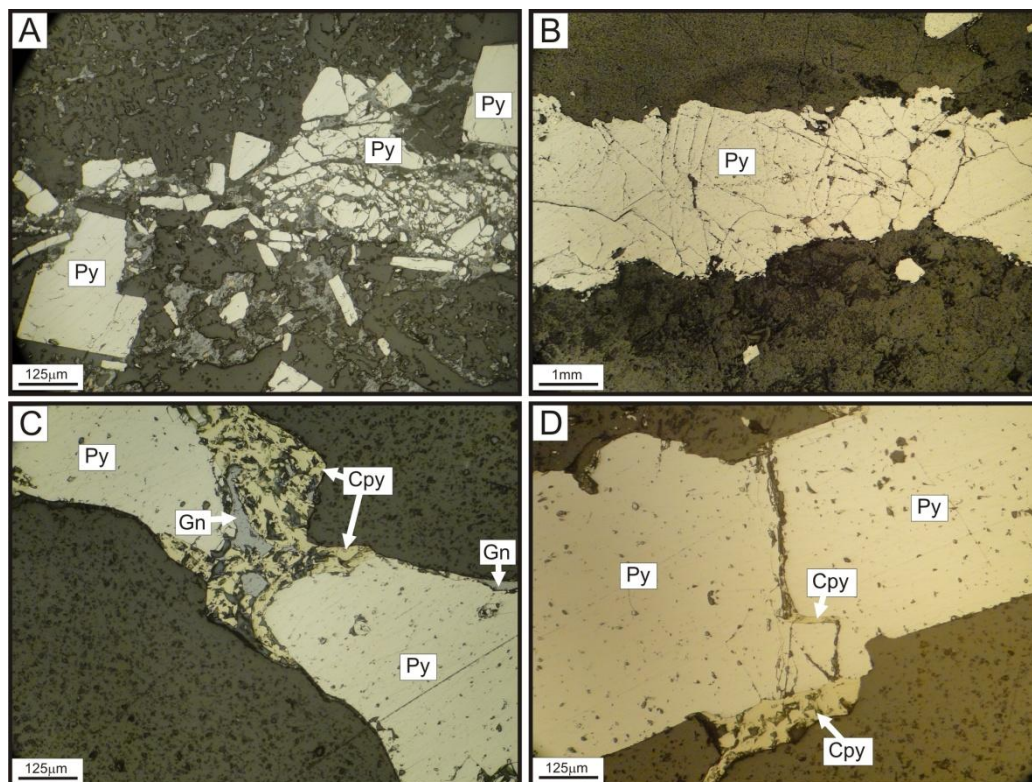
**Figura 5.2:** Modos de ocorrência do Au no minério disseminado: **(A e B)** Inclusão sub-euédrica de Au na pirita; **(C)** Calcopirita inclusa na pirita, e hospedando inclusões de Au; **(D)** Au em microfraturas na pirita. FOTOMICROGRAFIAS: A-B: luz refletida; C-D: imagens de elétrons retro-espalhados (MEV)

A calcopirita é mais abundante do que no minério disseminado e pode ocorrer inclusa, preenchendo fraturas ou bordejando os cristais de pirita (Figura 5.4C e D). A galena ocorre principalmente como inclusões na pirita, e de forma mais restrita nas bordas da mesma (Figura 5.4C). O rutilo ocorre de maneira semelhante à galena, se concentrando geralmente nas fraturas ou em cavidades presentes na pirita e pode formar cristais euedrais de dimensões submilimétricas.

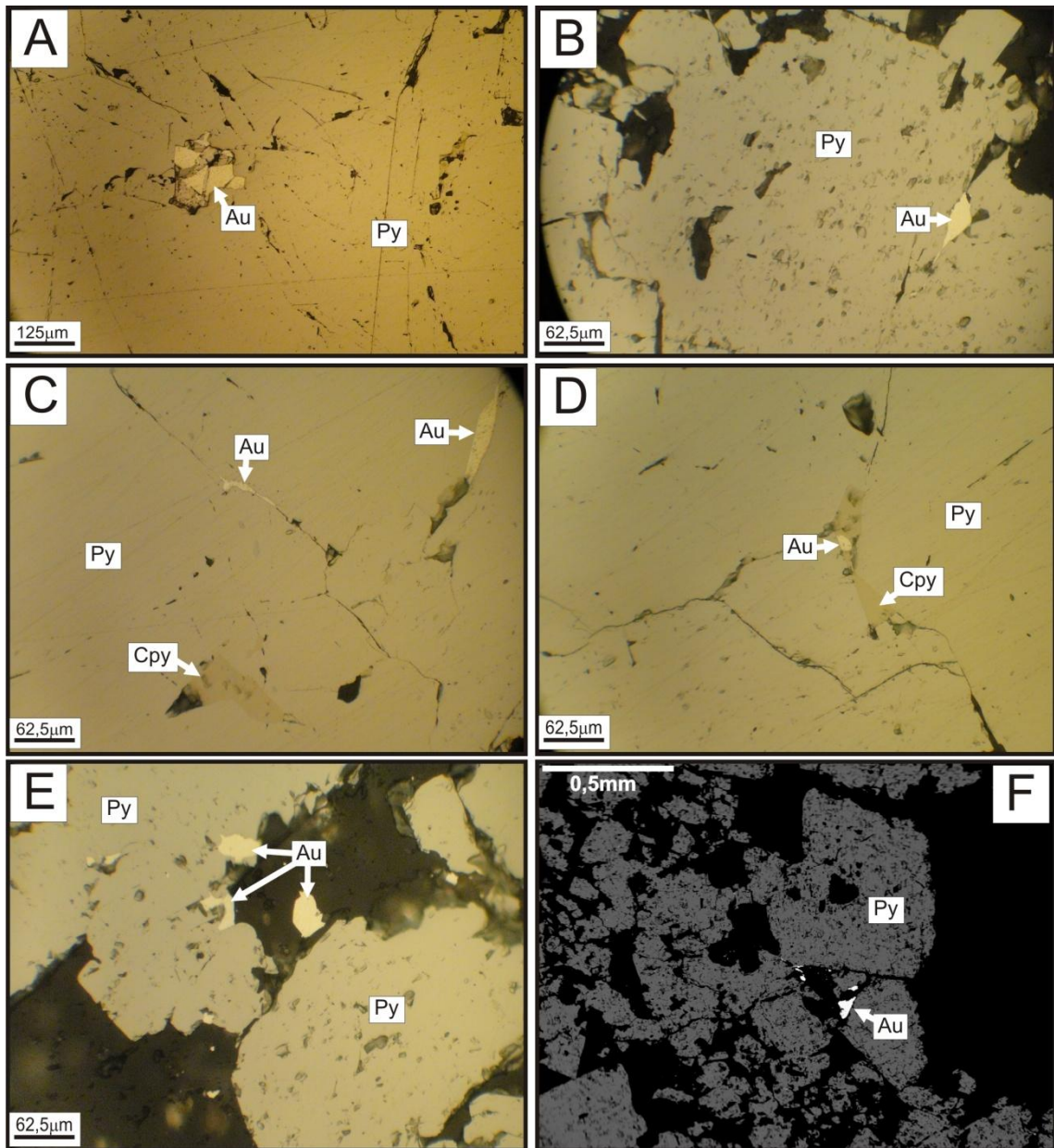
O ouro ocorre geralmente da mesma maneira que no minério disseminado, ou seja, incluso ou preenchendo microfraturas na pirita (Figura 5.5A-C), mas pode também estar incluso na calcopirita (Figura 5.5D), ou mais raramente disseminado na ganga (Figura 5.5E-F). Os teores de Ag presente no ouro associado à essa mineralização venular são mais altos que no minério disseminado, podendo variar de 34 a 60%. Foi também diagnosticada a presença de diminutas inclusões de monazita na pirita.



**Figura 5.3:** Espectros (EDS) de fases minerais presentes no minério disseminado. **A)** Au com concentração de Ag de 29%. **B)** Au com concentração de Ag de 40%. **C)** Wulfenita. **D)** Monazita. **E)** Calcopirita. **F)** Galena.



**Figura 5.4:** Fotomicrografias (luz refletida) do minério venular. **(A e B):** Pirita euédrica a subédrica concentrada na forma de vênulas. **C)** Galena em contato com as bordas da pirita ou então no contato entre os cristais. **D)** Calcopirita bordejando e preenchendo microfraturas na pirita



**Figura 5.5:** Modos de ocorrência do Au no minério venular. **(A e B):** Au incluído nos cristais de pirita. **C)** Au preenchendo microfraturas na pirita. **D)** Au incluído na calcopirita. **(E e F):** Au disseminado na ganga ou nas bordas da pirita. FOTOMICROGRAFIAS: A-E: luz refletida; F: imagem de elétrons retro-espalhados (MEV)

## 6. DISCUSSÕES

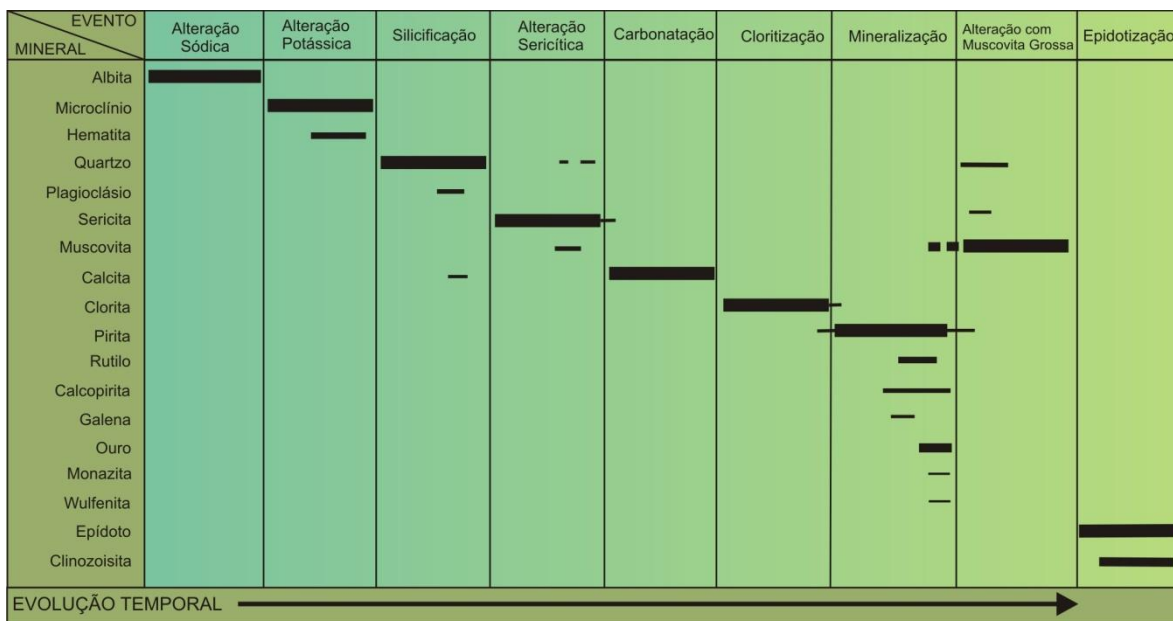
As rochas reconhecidas como hospedeiras das mineralizações nos corpos de minério Nilva e Rubens estão variavelmente afetadas por diversos tipos de alteração hidrotermal, que se sobrepõem temporal e espacialmente. A sequência de formação desses tipos de alteração hidrotermal reflete a evolução dos fluidos durante a interação com as rochas hospedeiras.

O minério nos corpos Nilva e Rubens se concentra mais fortemente no albitito e no aplito, sendo de pouca expressividade no biotita tonalito. Albititos podem ser considerados como rochas de natureza hidrotermal, consequência de forte alteração sódica em um sistema hidrotermal sob condições de altas temperaturas (Pollard, 1983). No entanto, o albitito definido no depósito Pé Quente possivelmente não reflete esta situação devido às seguintes feições: (1) a albita na matriz da rocha ocorre na forma de cristais euédricos a subédricos, tabulares e com germinação polissintética, denotando textura ígnea; (2) a alteração sódica quando observada nos corpos de minério aurífero é geralmente restrita e sem ampla abrangência espacial, representada por albita com textura tabuleiro de xadrez, típica da albita hidrotermal. Nesse contexto, o albitito hospedeiro dos corpos de minério Nilva e Rubens do depósito Pé Quente pode ser considerado como de origem ígnea, provavelmente resultado dos estágios finais de cristalização magmática do mesmo evento magmático que gerou o tonalito.

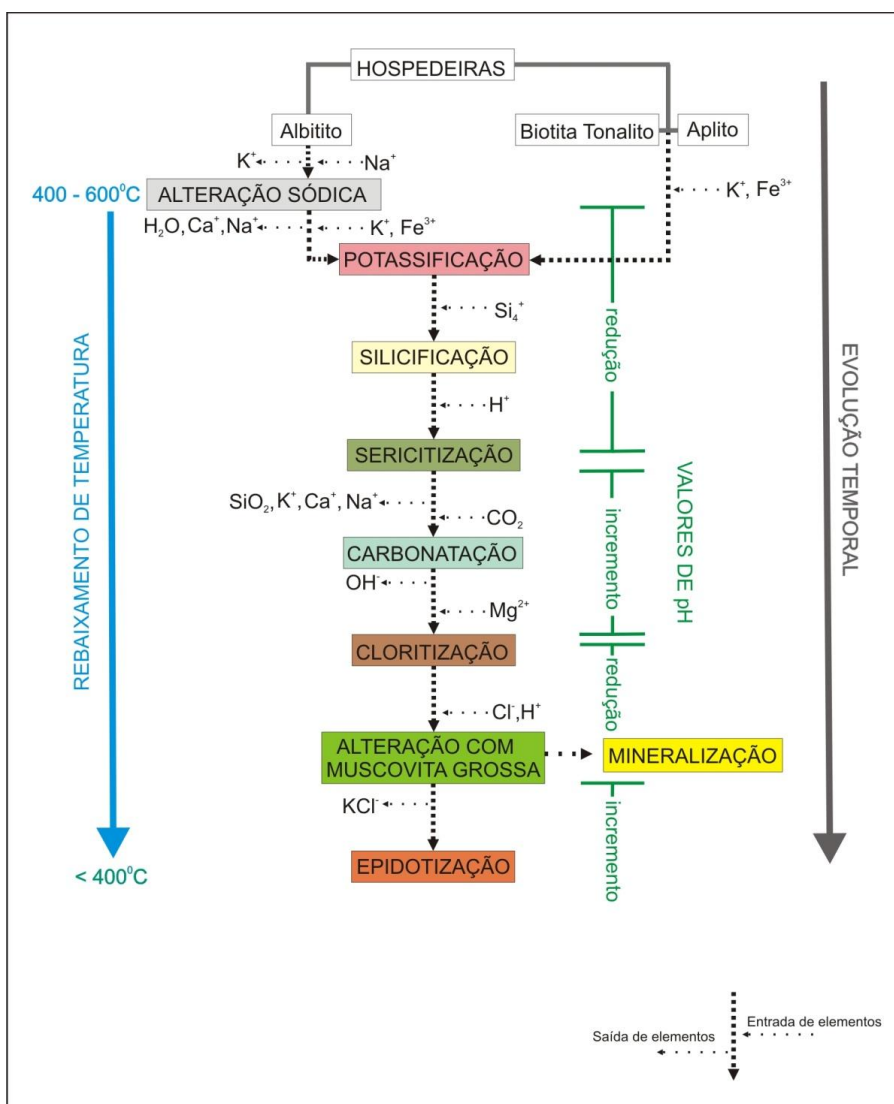
### ***6.1 - Evolução do sistema hidrotermal***

---

A evolução do sistema hidrotermal que gerou as mineralizações auríferas dos corpos Nilva e Rubens do depósito Pé Quente é marcada por um sequenciamento de estágios hidrotermais representados por diferentes assembleias minerais (Figura 6.1), e que refletem as características físico-químicas do fluido durante a evolução do sistema hidrotermal (Figura 6.2)

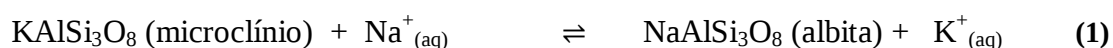


**Figura 6.1:** Evolução temporal dos tipos de alteração hidrotermal em rochas graníticas hospedeiras dos corpos auríferos Nilva e Rubens no Depósito Pé Quente.

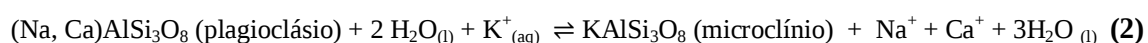


**Figura 6.2:** Fluxograma mostrando as mudanças físico-químicas relacionadas com a evolução temporal do sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações nos corpos Nilva e Rubens.

O estágio inicial do sistema hidrotermal é marcado por uma alteração sódica restrita. Essa alteração afeta exclusivamente o albitito, por meio principalmente da substituição do microclínio ígneo por albita com textura tabuleiro de xadrez. Essa alteração encontra-se representada pela eq.1, onde há a substituição do  $K^+$  do microclínio pelo  $Na^+$  da albita, sob condições de elevada  $aNa^+$ , alto pH (baixa  $aH^+$ ) e baixa a moderadas  $aK^+$  (Fig. 6.3A). Essa alteração processa-se sob temperaturas na ordem de 400 a 600 °C e podem representar as porções mais profundas de depósitos do tipo ouro pórfiro (Seedorff et al, 2008).



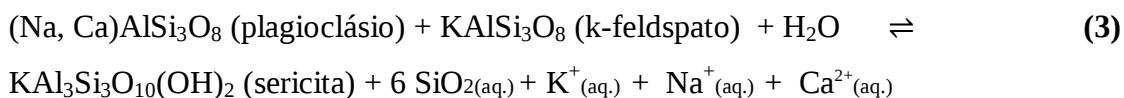
Sobrepondo-se à alteração sódica encontra-se uma alteração potássica bastante expressiva. Essa alteração é representada pela assembléia microclínio + hematita ± quartzo e ocorre freqüentemente substituindo o plagioclásio ígneo (eq.2). Esse estágio hidrotermal se desenvolveu sob condições de maior  $aK^+$  e menor  $aH^+$  (Figura 6.3B) devido a liberação de íons  $K^+$  pela transformação de microclínio para albita durante o desenvolvimento da alteração sódica. Embora não sejam ainda bem esclarecidas as condições de P-T associadas à alteração potássica em sistemas auríferos do tipo pórfiro, dados de inclusões fluidas (Pirajno, 1992) indicam temperaturas entre 320° e 700°C e pressões entre 1,2 e 2 kbar.



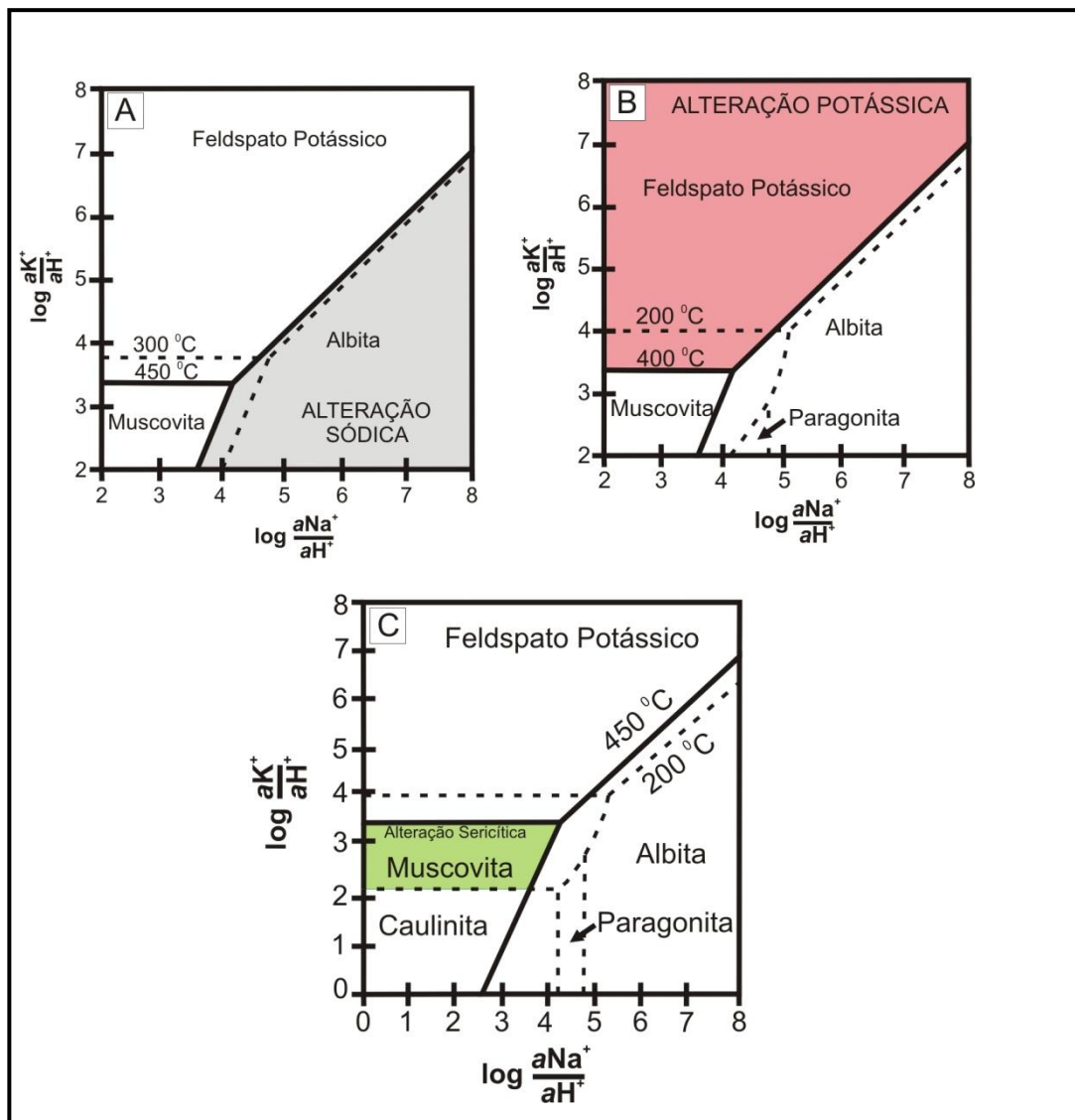
A silicificação representada pela formação de quartzo intersticial e/ou na forma de vênulas, que se sobrepõe as alterações potássica e sódica, pode representar os estágios finais de saturação em uma fase fluida com decréscimo da temperatura durante a cristalização magmática.

Seguindo ainda uma tendência de rebaixamento do pH e da  $aNa^+$  do fluido nesse sistema magmático-hidrotermal, desenvolve-se uma alteração sericítica intersticial e abrangente em todos os litotipos representada pela assembléia sericita ± muscovita ± quartzo. Geralmente sobrepõe-se à alteração potássica, mas pode também alterar o plagioclásio e o K-feldspato ígneo. A alteração sericítica implica em uma maior acidificação do fluido como também no rebaixamento da razão  $aK^+/aH^+$  (Figura 6.3C).

Devido à natureza relativamente mais ácida desse fluido, essa alteração pode ter contribuído para a lixiviação de cátions presentes nos feldspatos segundo a eq. 3.



O estágio de alteração hidrotermal que sucede o da sericítica é o da carbonatação marcado pela formação de calcita fina a média que ocorre principalmente alterando o plagioclásio. Diferentemente da alteração sericítica, a carbonatação se desenvolve necessariamente sob condições de pH neutro a alcalino, de baixa salinidade e com alta pressão parcial de CO<sub>2</sub> (Robb, 2006). A solubilidade dos carbonatos, via de regra, torna-se expressivamente menor com o aumento da temperatura do sistema. Embora intrusões inter-minerais possam realimentar o sistema, seja com fluidos, metais e/ou calor, não se observa nas paragêneses das alterações hidrotermais evidências que sustentem esse aumento de temperatura. Contudo, Barnes (1997) discute que ainda há outros quatro mecanismos que podem engatilhar a precipitação de carbonatos: (1) aquecimento de soluções de baixa salinidade; (2) redução da salinidade do fluido; (3) desgaseificação do CO<sub>2</sub>, com domínio do HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> sobre o ácido carbônico; e (4) aumento do pH do sistema. Como não há, até o momento, evidências petrográficas, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis que sustentem as duas primeiras hipóteses, acredita-se que a precipitação de calcita tenha ocorrido mediante aumento do pH, através da reação de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O, com produção de ácido carbônico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>). Estudos prévios de inclusões fluidas realizados por Assis (2011) indicam a coexistência entre fluidos aquosos e carbônicos primários nas zonas mineralizadas do Depósito Pé Quente. Esses fluidos carbônicos representariam a principal evidência de um sistema que teria passado por desgaseificação e/ou imiscibilidade de fluidos. Neste cenário, a dissociação do ácido carbônico, que ocorre em duas etapas por se tratar de um ácido fraco formado por 2 mols de H, é seguida por leves aumentos do pH do fluido. A elevação do pH, portanto, teria favorecido a atividade do íon carbonato e, conseqüente precipitação de calcita.

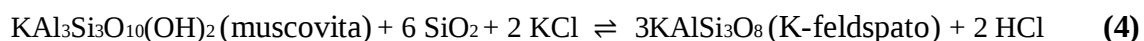


**Figura 6.3:** Diagramas de estabilidade das principais fases minerais presentes nos estágios de alteração hidrotermal definidos nos corpos de minério Nilva e Rubens no depósito Pé Quente. **(A)** sódica, **(B)** potássica e **(C)** sericítica. Diagramas empíricos extraídos de Burnham & Ohmoto (1980); Beane & Tittley (1981).

O estágio posterior é marcado pela formação de clorita que no tonalito ocorre essencialmente substituindo a biotita ígnea, mas que no albitito e no granodiorito pode ocorrer de forma intersticial, muitas vezes sobrepondo-se a carbonatação. Esse estágio pode ter se desenvolvido sob as mesmas condições de pH da alteração carbonática, e com altas razões de  $a\text{Mg}^{2+}/a\text{H}^{+}$ .

A alteração com muscovita geralmente sobrepõe-se a todos os estágios anteriores e é representada pela formação de muscovita de granulação fina a média com sericita e quartzo subordinado. Essa alteração possui ampla distribuição e é cogenética com a mineralização aurífera. Esse estágio representa um fluido ácido e de alta temperatura, semelhante aos fluidos reportados para alteração do tipo *greisen* (Shcherba, 1970; Pirajno, 1992). Porém a utilização do termo *greisen* no presente trabalho segue a

definição de Seedorff et al. (2005, 2008) apenas para designar uma alteração hidrotermal representada pela assembléia muscovita + quartzo. Segundo Pirajno (1992) e Seedorff et al. (2005) a alteração do tipo *greisen* ocorre sob elevadas temperaturas e normalmente está associada ao resfriamento da intrusão granítica. A alteração com muscovita indica um fluido novamente enriquecido em  $K^+$  mas com razão  $aK^+/aH^+$  moderada a baixa. De acordo com a eq.4, que mostra a relação de equilíbrio entre muscovita e K-feldspato, a produção de muscovita em detrimento ao K-feldspato resultaria na dissociação do HCl gerando íons  $H^+$  e  $Cl^-$  que causaria assim um rebaixamento na razão  $aK^+/aH^+$  e aumentaria a acidez do fluido. No albitito são constatadas diversas ocorrências de ortoclásio e microclínio ígneo substituído por muscovita.



O último estágio de alteração a se desenvolver no sistema hidrotermal foi a epidotização, que ocorre nas porções distais do minério e afeta somente o biotita tonalito. Esse estágio é representado pela formação de epidoto + clinozoisita, que substitui o plagioclásio ígneo. Esse estágio possui abrangência restrita e pode representar baixas razões de fluido/rocha.

A paragénese representativa das mineralizações auríferas descrita nos corpos de minério Nilva e Rubens do depósito Pé Quente é constituída essencialmente por pirita  $\pm$   $\pm$  calcopirita  $\pm$  galena  $\pm$  rutilo e associam-se temporal e espacialmente à alteração com muscovita. Esta associação sugere que as mineralizações foram geradas por fluidos ácidos de altas temperaturas que propiciou a formação de uma alteração semelhante às alterações do tipo *greisen* (Seedorff et al., 2005). A presença de calcopirita, e mais raramente, galena como fases inclusas na pirita (sulfeto dominante) pode indicar ligeiro rebaixamento da temperatura (o Cu torna-se menos solúvel com a queda da temperatura) e discreto aumento do pH para condições redox levemente redutoras, visto que o Pb torna-se indisponível no fluidos mediante incremento do pH (Lydon, 1990). Adicionalmente, a presença de hematita nas zonas mineralizadas representaria condições de fluidos mais oxidantes. Neste contexto o Au pode ter sido precipitado através de um aumento na  $fO_2$  e pH do fluido, concomitante à redução de sua temperatura. A passagem do estágio mineralizante para uma alteração a base de epidoto

corresponde a evidências adicionais àquelas observadas durante a precipitação do minério: aumento do estado redox e pH aliado a redução da temperatura.

## **6.2 - Modelo Metalogenético**

---

As mineralizações auríferas descritas nos corpos Nilva e Rubens do depósito Pé Quente apresentam as seguintes características geológicas: (i) associação espacial e temporal com rochas graníticas (tonalito, granodiorito e albitito) do tipo I que se formaram em ambiente de arco magmático; (ii) estilo das mineralizações predominantemente disseminada, com veios subordinados; (iii) alteração hidrotermal bem desenvolvida no entorno das zonas mineralizadas, mas de extensão restrita e marcada por sódica, potássica, silicificação, sericitica, carbonatação, cloritização, tipo greisen e epidotização, nessa ordem temporal; (iv) associação temporal e espacial das mineralizações auríferas com a alteração com muscovita + quartzo; (v) paragênese do minério dominada por pirita  $\pm$  calcopirita  $\pm$  galena  $\pm$  rutilo e ausência de arsenopirita e/ou pirrotita.

O caráter predominantemente disseminado, com ausência de controle estrutural, e sua associação espacial com rochas graníticas sugerem que esses corpos auríferos podem ter se desenvolvido em um sistema magmático – hidrotermal gerado pela colocação de múltiplas intrusões, definidas pelo tonalito, albitito e aplito. Além disso, as rochas graníticas hospedeiras das mineralizações auríferas nos corpos Nilva e Rubens contêm fases acessórias representadas por titanita, apatita, biotita e zircão que podem indicar uma natureza hidratada e possivelmente oxidada.

Os atributos geológicos das mineralizações auríferas nesses dois corpos de minério apresentam semelhanças com duas grandes classes de depósitos: os cupro-auríferos do tipo pórfiro (Pirajno, 1992; Sillitoe, 1991; Corbett & Leach 1998; Seedorff *et al.*, 2005; Robb, 2006; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010) e os do tipo IRGS (*Intrusion – Related Gold System*) (Lang & Baker 2001; Baker 2002; Thompson *et al.*, 1999; Hart, 2007) os quais possuem sua gênese ligada ao desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermal associadas a colocação de plútons graníticos.

Os depósitos do tipo pórfiro são depósitos de escalas variadas e que possuem relação espacial e genética relacionada a intrusões porfiríticas de composição

intermediária a félsica (Kirkham, 1972), e que hospedam mineralizações controladas estruturalmente através de veios, stockworks, fraturas e zonas brechadas (Sinclair, 2007). No entanto o conteúdo em metal nesses depósitos podem ser bastante variado, fato que levou a divisão desses depósitos em subtipos, que são definidos de acordo com o metal que é essencialmente econômico para cada depósito (Kirkham and Sinclair, 1995). Alguns exemplos desses subtipos são: Cu-Au ( $\pm$ Ag, PGE), Cu-Mo-Au ( $\pm$ Ag), e Au ( $\pm$ Ag, Cu, Mo). Neste sentido o termo Au pórfiro tem sido utilizado para se referir a depósitos do tipo pórfiro que contêm concentrações maiores que 0,4 g/ton Au. Esses sistemas Au pórfiros têm sido considerados como os membros finais de um sistema pórfiro contínuo que parte do sistema Cu-Au, passando por Au-Cu, até os sistemas pórfiros que são ricos em Au e pobres em Cu (Sillitoe, 1979, 2000; Seedorff et al., 2005).

Porém, sistemas do tipo Au pórfiro não são uma classe muito comum de depósitos auríferos e alguns exemplos atribuídos a essa classe incluem uma série de depósitos do tipo pórfiro inseridos no Maricunga Belt no Chile que incluem os depósitos de Lobo, Marte, Verde, Pancho, e Cavanha (Vila & Sillitoe, 1991; Vila et al., 1991), alguns prospectos localizados no oeste do Estados Unidos (Canby et al., 1993) e o depósito de La Colossa situado na Colômbia (Sillitoe, 2008; Rodriguez, 2010).

Neste cenário, os atributos geológicos das mineralizações auríferas descritas nos corpos Nilva e Rubens possuem semelhanças com os depósitos pertencentes ao sistema Au pórfiro, mas também há certas diferenças. Os depósitos do tipo pórfiro localizados no Maricunga Belt, assim como o depósito de La Colossa, são de idade Miocênica e se hospedam preferencialmente em rochas pouco evoluídas e pobres em sílica como quartzo-diorito, dioritos e dacitos, que ocorrem encaixadas em rochas vulcânicas, no caso dos depósitos do Maricunga Belt, ou em rochas metamórfica de baixo grau, caso de La Colossa. No Depósito Pé Quente as mineralizações estão hospedadas em rochas da Suíte Pé Quente, que apresentam composição variando de monzonito a monzodiorito (Assis, 2011), ou como no caso dos corpos Nilva e Rubens em albitito aplito. Trata-se, portanto de rochas pouco evoluídas, semelhante aos exemplos de La Colossa e dos depósitos do tipo pórfiro presentes no Maricunga Belt. Porém a idade da mineralização no Depósito Pé Quente é contrastante com a idade miocênica atribuída a esses depósitos, já que embora a Suíte Pé Quente não disponha de dados geocronológicos,

mas levando em conta seu contexto geológico, trata-se de uma suíte de idade possivelmente paleoproterozóica.

As mineralizações nos depósitos do tipo pórfiro do Maricunga Belt estão associadas à alteração potássica (Cavancha e Pancho), argílica intermediária (Lobo e Marte) e clorítica (Verde) que são restritas a sistemas de vênulas. No depósito de La Colossa a mineralização também está associada a uma alteração potássica venular, o que difere do padrão predominantemente disseminado das mineralizações nos corpos Nilva e Rubens que estão associadas a uma alteração com muscovita, ou tipo *greisen*.

A paragênese do minério descrita para os corpos Nilva e Rubens é dominada por pirita com concentrações subordinada de calcopirita, galena e rutilo. Essa relação da pirita como sulfeto dominante e presença de calcopirita subordinada na paragênese do minério é encontrada também nos depósitos de Lobo e Marte, mas nesses depósitos a paragênese inclui também magnetita, hematita, bornita e molibdenita. No caso de La Colossa a pirita também é o sulfeto dominante na paragênese do minério, porém esta ocorre associada com pirrotita, o que não é comum nos sistemas auríferos do tipo pórfiros (Sillitoe, 2000; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2008).

Comparando-se algumas características das mineralizações descritas nos corpos Nilva e Rubens com as atribuídas a classe de depósitos do tipo IRGS, é possível encontrar também certas semelhanças como, por exemplo: associação com rochas graníticas de composição monzonítica a granodiorítica, zonas mineralizadas pobres em sulfetos, baixas concentrações de metais base, ausência de magnetita na paragênese do minério e presença de intrusões aplíticas (Lang & Barker, 2001; Hart, 2005; Hart 2007).

Os tipos de alteração hidrotermal descritos para os depósitos do tipo IRGS incluem as alterações sódica e potássica, geralmente precoces, seguidas por alteração do tipo *greisen* (muscovita grossa) e silicificação, o que é muito semelhante com o padrão observado nos corpos Nilva e Rubens, porém nos depósitos do tipo IRGS essas alterações são arealmente restrita a halos metassomáticos associados a sistemas de fraturas, enquanto que nos corpos Nilva e Rubens as alterações são relativamente mais extensas e também mais intensas podendo, em alguns casos, destruir a textura ígnea da rocha hospedeira. A paragênese do minério reportada para os depósitos do tipo IRGS está associada, via de regra, com a presença de pirrotita e arsenopirita, o que não é condizente com o caso dos corpos Nilva e Rubens.

De acordo com os atributos geológicos listados acima, pode-se afirmar que o padrão das mineralizações encontradas nos corpos Nilva e Rubens possui semelhanças

com os depósitos do tipo Au pórfiro (Sillitoe, 1979, 2000; Seedorff et al., 2005) e do tipo IRGS (*Intrusion – Related Gold System*) (Lang & Baker 2001; Baker 2002; Thompson et al., 1999; Hart, 2007), mostrando que as mineralizações associadas ao Depósito Pé Quente são resultado de um sistema magmático-hidrotermal mais abrangente e que não se enquadra em um único modelo genético de depósito.

## 7. CONCLUSÕES

Esse trabalho possibilitou a caracterização da evolução temporal do paleosistema hidrotermal responsável pelas mineralizações auríferas nos corpos Nilva e Rubens, contribuindo também para ampliar o conhecimento referente à evolução genética do Depósito Pé Quente (Assis, 2011).

O sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações é amplo e caracterizado pela formação de diversos tipos de alterações, que se sucedem temporalmente e espacialmente e afetam todos os litotipos identificados. A evolução temporal desse sistema é representada pela seguinte sequência de estágios hidrotermais: (i) alteração sódica, (ii) alteração potássica, (iii) silicificação, (iv) alteração sericitica, (v) carbonatação, (vi) cloritização, (vii) alteração com muscovita (*greisen*) e (viii) epidotização.

As mineralizações presentes nos corpos Nilva e Rubens estão hospedadas preferencialmente no albitito e nos diques aplíticos, e possuem estilo disseminado a venular, com paragénese do minério representada por pirita ± calcopirita ± galena ± rutilo. Essas mineralizações estão associadas temporalmente e espacialmente à alteração do tipo *greisen*, representada pela assembléia muscovita ± quartzo ± sericita, que denotam fluidos de natureza ácida e de altas temperaturas.

A Suíte Pé Quente, assim como o depósito homônimo, possuem documentação geológica registrada apenas por Assis (2011), cujo trabalho consistiu do mapeamento geológico das unidades aflorantes e do estudo do sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações associadas ao Depósito Pé Quente. Neste sentido, a maior contribuição do presente trabalho para o conhecimento das zonas mineralizadas hospedadas na Suíte

Pé Quente recai na aquisição de dados de sub-superfície, como a análise dos testemunhos de sondagens que cortam os corpos mineralizados denominados de Nilva e Rubens. Através dos testemunhos de sondagens foi possível a identificação de novos litotipos na Suíte Pé Quente, hospedeiros do minério, porém, não alforantes. Esses litotipos incluem o albitito e o biotita tonalito. Adicionalmente, o padrão de alteração hidrotermal descrito neste trabalho está coerente com aquele definido por Assis (2001) para as rochas aflorantes do depósito.

Este trabalho mostrou também que o evento responsável pelas mineralizações auríferas no Depósito Pé Quente representa uma evolução temporalmente mais ampla, ou seja, houve a precipitação de sulfetos e de ouro em distintos momentos da evolução do sistema hidrotermal local. De acordo com Assis (2011), o minério do Pé Quente é cogenético à alteração sódica, enquanto que as zonas mineralizadas dos Alvos Rubens e Nilva estão contemporaneamente associadas à alteração com muscovita fibro-radial (*greisen*). Portanto, a mineralização no Depósito Pé Quente pode estar associada tanto aos estágios mais precoces do sistema hidrotermal, como é o caso da alteração sódica, quanto a estágios mais tardios, exemplificados pela alteração com muscovita.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu M.C. 2004. Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 29p.
- Assis R.R. 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 81p.
- Barbuena D. 2009. Modelagem Metalogenética Regional na Província Aurífera de Alta Floresta (MT) com base na Análise Espacial de Dados Exploratórios. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 63p.
- Baker T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, 97:1111-1117.
- Barnes H.L. 1979. Solubilities of ore minerals. In: Barnes H.L. (ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2ª ed. John Wiley & Sons, pp. 60-404.
- Beane R.E. & Titley S.R. 1981. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. 75th Anniversary volume *Economic Geology*, *Economic Geology*, pp. 235-269.
- Bizotto A.C. 2004. Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 38p.
- Burnham C.W. & Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology*, Special Issue, 8:1- 11.
- Canby, V. M., Noble, D. C., and McKee, E. H., 1993, Porphyry-type gold mineralization of late Neogene age at the Zule volcanic center, Sierra County, California [abs]: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 25, no. 5, p. 17.
- Corbett G.J. & Leach T.M. 1998. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. Special Publication 6, Society of Economic Geologists, 238 p.
- Crerar D.A & Barnes H.L. 1976. Ore solution v. solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 °C to 350 °C. *Economic Geology*, 71:772-794.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2003. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (textos, mapas & SIG)*. CPRM, Brasília, p. 365-449.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 2000. Minerais constituintes das rochas – Uma introdução, 2ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727p.
- Hart C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems. In: Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 95-112.

- Hart C.J.R., Mair J.L., Goldfarb R.J., Groves D.I. 2005. Source and redox controls of intrusion-related metallogeny, Tombstone-Tungsten Belt, Yukon, Canada: Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science, v. 95, p. 339–356.
- Hodgson C.J. 1993. Mesothermal lode-gold deposits, in R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, J.M. Duke(eds.), Mineral deposit modeling, GAC Special Paper, nº 40. Geol. Soc. Of Canada, pp 635-678.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. Mineralium Deposita, 36:477-489.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Moura M.A. 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Moura M.A., Botelho N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro a província aurífera Juruena -Teles Pires (MT). Revista Brasileira de Geociências, 32(3): 377-386.
- Paes de Barros A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Pajanoti B.J. & Agnoletto E. 2010. Aplicação dos Métodos Magnético e Eletromagnético em Alvos Auríferos na Gleba da Liberdade, município de Matupá –MT. Instituto de Ciências Exatas e da Terra. Universidade Federal do Mato Grosso; Trabalho de Conclusão de Curso; 110p.
- Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.D., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 8v.
- Pimentel M.M. 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Brasília: UnB. Relatório Interno.
- Pinho M.A.S.B., Chemale-Jr F., Van Schumus W.R., Pinho F.E.C. 2003. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. Precambrian Research, 126(1) 1-25.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Pollard P.J. 1983. Magmatic and pos-magmatic processes in the formation of rocks associates with rare elements deposits. Trans. Min. Metall., 92:B1-B9.
- Ramos G.S. 2011. Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 82p.

- Robb L. 2006. Introduction to ore-forming processes. Blackwel Publishing, Autralia, p. 373.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 3:113-127.
- Santos J.O.S. 2000. Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2000, A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping an U-Pb and Sm- Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278- 299.
- Seedorff E., Bartib M.D., Stavast W.J.A., Maher D.J. 2008. Root zones of porphyry systems: extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, 103:939–956.
- Shcerba G.N. 1970. Greisens. *Inst. Geol. Rev.*, 12:114-255.
- Sillitoe R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105: 3–41.
- Sillitoe, R. H., 2008, Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 103, p. 663-687.
- Siivola J. & Schmid R. 2007. Liste of mineral abbreviations. UGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster R.P. (ed.) *Mettalogeny and exploration of gold*. Ed. Blackie, London, pp. 164-209.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G. 1980. Geologia. In: BRASIL.Ministério dasMinas e Energia. Projeto RadamBrasil. Folha SC.21 – Juruena. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1980, p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 20).
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223- 243.
- Souza A.M.M; Faria C.A.S.; Landim J.P.P.; Leal J.W.L. 1979. Projeto Mauel: Relatório de progresso. Belém, DNPM-CPRM, 46p.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica dp Craton Amazônico. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Minas Gerais, Anais, SBG-Núcleo Minas Gerais, CD-Rom.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.

Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K., 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita*, 34:323-334.

Vila, T., and Sillitoe, R. H., 1991, Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 86, p. 1238-1260.

Vila, T., Sillitoe, R. H., Betzhold, J., and Viteri, E., 1991, The porphyry gold deposit at Marte, northern Chile: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 86, p.1271-1286.

