



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA E METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO OURO ROXO,
PROVÍNCIA TAPAJÓS, JACAREACANGA-PA.**

Dissertação apresentada por:

ÂNGELA SUÉLEM ROCHA VELOSO

Orientador: Prof. Dr. Márcio Dias Santos (UFPA)

**BELÉM
2011**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

V443g Veloso, Ângela Suélem Rocha
Geologia e metalogênese do depósito aurífero Ouro Roxo,
Província Tapajós, Jacareacanga-PA / Ângela Suélem Rocha Veloso;
Orientador: Márcio Dias Santos – 2011
xxii, 105 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-
Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

1. Ouro – Província Tapajós. 2. Cisalhamento. 3. Ouro Roxo. 4.
Suite Tropas. I. Santos, Márcio Dias, *orient.* II. Universidade Federal
do Pará. III. Título.

CDD 22. ed.: 553.41098115



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOLOGIA E METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO OURO
ROXO, PROVÍNCIA TAPAJÓS, JACAREACANGA-PA**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

ANGELA SUELEM ROCHA VELOSO

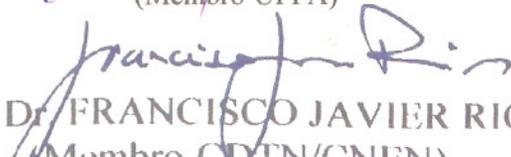
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data de Aprovação: 25 / 05 /2011

Banca Examinadora:


Prof. Dr. MÁRCIO DIAS SANTOS
(Orientador-UFPA)


Prof. Dr. RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS
(Membro-UFPA)


Prof. Dr. FRANCISCO JAVIER RIOS
(Membro-CDTN/CNEN)

À minha inesquecível mãe-avó (*in memoriam*)
Honória Veloso.

E aos meus mestres e amigos que me
ensinaram como começar: Marcio Santos e
Netuno Villas.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará e ao PPGG pelo suporte administrativo e acadêmico.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudo durante o período de realização deste trabalho.

À AMERIX MetalsCorp pelo suporte logístico, técnico e financeiro, na pessoa do Presidente da empresa Laurence Sneed e ao geólogo chefe do projeto, na época, Wiverson Souza.

Ao Projeto PRONEX (MCT-FINEP)- “Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província Mineral de Carajás e províncias adjacentes” pelo suporte financeiro em várias etapas deste trabalho.

Ao orientador Prof. Dr. Márcio Dias Santos pela grandiosa orientação, paciência e dedicação em todos os momentos em que precisei. Pelo grande amigo e algumas vezes PAI.

Ao professor Dr. Raimundo Netuno Villas pela valiosa colaboração, especialmente com relação aos testes microtermométricos e discussões sobre a evolução geológica e metalogenética da área de estudo. Pelo, também grande amigo e conselheiro.

Ao Prof. Dr. Jean Michel Lafon pela ajuda na interpretação dos dados geocronológicos da área de estudo.

Ao Prof. Dr. Joel Macambira pela ajuda na interpretação da paragênese mineral do depósito.

Ao prof. Dr. Claudio Nery Lamarão, chefe do laboratório de microscopia eletrônica de varredura (IG-UFGA), pela ajuda nas análises de MEV.

Ao CDTN-MG (Centro de desenvolvimento de tecnologia nuclear de Minas Gerais), na pessoa do Prof. Dr. Francisco Javier Rios, que disponibilizou o laboratório de inclusões fluidas para a realização de testes microtermométricos e pela importante contribuição acerca do sistema de fluidos do depósito estudado.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP), que disponibilizou o laboratório de microsonda eletrônica para a realização de microanálises de minerais, especialmente ao técnico Marcos Mansueto.

À técnica do laboratório (PARA-ISO), Rosemary Monteiro, pela sua paciência em me orientar durante o tratamento das amostras para a determinação da composição isotópica.

Aos colegas que fiz em Belo Horizonte os quais foram de grande importância durante o período em que estive lá, principalmente no que diz respeito ao manuseio dos equipamentos: Lucília de Oliveira e Tatiana de Lima, Ana Rosa Pereira e Lucas Amorim.

Ao colega James Trindade pela contribuição valiosa no desenvolvimento e tratamento dos dados geocronológicos juntamente com o Prof. Dr. Marco Toro.

À minha colega do grupo de metalogênese(GGE), Érica Santiago, por ter me auxiliado nas normas de editoração das referências bibliográficas.

À minha família que mesmo fora do contexto acadêmico me apoiou e incentivou nos momentos mais difíceis deste trabalho.

RESUMO

O depósito aurífero Ouro Roxo está localizado próximo à vila São José, às margens do rio Pacu, distante em torno de 36km da sede do município de Jacareacanga, na porção oeste da Província Aurífera do Tapajós, sudoeste do Estado do Pará. O depósito Ouro Roxo consiste em um sistema hidrotermal de veios de quartzo, hospedado em granitóides milonitizados da Suíte Intrusiva Tropas, de idade paleoproterozóica, e controlado estruturalmente por uma zona de cisalhamento N-S denominada Ouro Roxo-Canta Galo. Os granitóides hospedeiros são granodioritos e tonalitos oxidados, calcioalcalinos, tipo I, com magnetita e titanita, típicos de arco magmático. A zona de cisalhamento é do tipo dúctil-rúptil oblíqua, de baixo a médio ângulo, que afetou os granitóides transformando-os em protomilonitos e milonitos intercalados com zonas de brechas. Os protomilonitos são caracterizados pela predominância de porfiroclastos de plagioclásio, com pouca matriz constituída por fengita, clorita e quartzo, que gradam para milonitos, chegando a formar porções restritas de ultramilonitos com quase 100% de matriz. Nos milonitos, a foliação é definida pela clorita, biotita e fengita que formam feixes orientados (planos C) em torno da direção NNE-SSW mergulhando para ESE. Grãos de quartzo estirados definem uma lineação que indica a direção do movimento oblíquo para NNW. Feições de cisalhamento são freqüentes nessas rochas, tais como, *mica-fish*, sombras de pressão, calda de recristalização, microboudinagem, etc., que evidenciam uma cinemática sinistral para o cisalhamento. Filões e corpos tubulares de quartzo mineralizados ocorrem encaixados nos milonitos, concordantes com a foliação e envolvidos por halos de alteração hidrotermal bem desenvolvidos. Além da silicificação e sulfetação, mais concentradas nos corpos mineralizados, três tipos de alteração hidrotermal foram reconhecidas nos halos de alteração: 1) alteração propilítica: clorita+fengita+carbonato. Quatro gerações de clorita foram identificadas, sendo a última venular; 2) alteração fílica: fengita+quartzo+carbonato+pirita, com três gerações de fengita reconhecidas. 3) carbonatação com três gerações de carbonato, sendo a última venular. Além do quartzo magmático e do quartzo microcristalino dos milonitos, foram reconhecidas cinco gerações de quartzo hidrotermal nos filões, sendo a última em forma de vênulas. O minério está relacionado principalmente com o quartzo. O minério é constituído basicamente por pirita e calcopirita, além de bismutinita, bismuto nativo e ouro. Além da pirita associada com ouro, ocorre uma geração precoce magmática (pirita1) e uma geração venular tardia deste sulfeto (pirita3). Duas gerações de calcopirita foram identificadas, sendo que a segunda substitui a pirita2 associado com o minério. Além do quartzo, clorita, fengita e carbonato

constituem os principais minerais de ganga. Azurita, bornita e covelita são minerais supergênicos de cobre provenientes da alteração da calcopirita. O estudo das inclusões fluidas revelou três tipos de fluidos relacionados com o depósito Ouro Roxo: 1) fluido aquoso do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{FeCl}_2$ de salinidade baixa a moderada que ocorre em cristais de quartzo 3, com $T_h=180-280^\circ\text{C}$; 2) salmoura do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ que ocorre nos quartzos 4 e 6, com $T_h=270-400^\circ\text{C}$ que sofreu diluição provocada por mistura com água meteórica, baixando sua salinidade e temperatura ($T_h=120-380^\circ\text{C}$); 3) fluido aquocarbônico de média salinidade que ocorre nos quartzos 3 e 4, com $T_h=230-430^\circ\text{C}$. O fluido aquocarbônico foi interpretado como o fluido mineralizante relacionado com o cisalhamento, com T_h mais baixa em rochas mais rasas e T_h mais alta em maior profundidade. As salmouras foram relacionadas geneticamente a um evento magmático aproximadamente contemporâneo ao cisalhamento (Granito Maloquinha?), com T_h mais baixa no final do processo residual magmático. As condições de temperatura e pressão de formação do depósito Ouro Roxo foram estimadas pelo geotermômetro da clorita e isócoras calculadas a partir dos dados microtermométricos. Os valores de T-P situam-se entre 315 e 395°C e 2 a $4,2$ kb. Dois mecanismos podem ter provocado a deposição do minério: 1) interação fluido-rocha com reações de hidrólise (alterações propilítica e fílica) e sulfetação associada provocaram aumento de $f\text{O}_2$ e redução de $f\text{S}_2$; 2) mistura dos fluidos aquocarbônico e salmoura magmática com aumento de $f\text{O}_2$ e diminuição de pH. Estes dois mecanismos favoreceram a deposição do ouro em sítios de transtensão da zona de cisalhamento. A idade de formação do minério, obtida pelo método Pb-Pb em pirita, foi estimada em 1858 ± 130 Ma. O erro muito elevado a torna apenas uma idade de referência que evidencia uma relação temporal da mineralização e do cisalhamento com a granitogênese Maloquinha. O ambiente orogênico de arco magmático, o estilo filoneano do depósito, o controle estrutural pela zona de cisalhamento, a alteração hidrotermal (propilítica+fílica+carbonatação), a associação metálica (Au+Cu+Bi), e o fluido mineralizante (aquocarbônico de média salinidade) e a participação de salmoura magmática na deposição do minério são compatíveis com um modelo híbrido (orogênico com participação magmática) para a gênese do depósito aurífero Ouro Roxo.

Palavras-chaves: Ouro-Província Tapajós. Cisalhamento. Ouro Roxo. Suíte Tropas.

ABSTRACT

The OuroRoxo gold deposit is located near São José Village at Pacuriver margin, far around 36 km from Jacareacanga city, western Tapajós Gold Province, SW portion of Para State. The OuroRoxo deposit comprises a hydrothermal system of sulfide quartz veins hosted by mylonitegranitoidTropas Intrusive Suitof Paleoproterozoic age. The ore bodies are controlled by a N-S trending shearing known as OuroRoxo-CantaGalo shear zone. The host granitoids are oxidized calc-alkaline granodiorite and tonalite with magnetite and sphene, characterized as magmatic arc granitoids. The OuroRoxoCantaGalo shear zone is a sinistral oblique ductile-brittle shear of low to middle angle which has turned the granitoids into protomylonites and mylonitesinterlayed with breccias zones. The protomylonites are characterized by predominance of porfiroclasts over the matrix composed by phengite, chlorite and quartz which grade into mylonites and minor ultramylonites with almost 100% of matrix. The mylonitic foliation is defined by chlorite, biotite and phengite along NNE-SSW direction dipping to ESE. Stretched quartz grains define a lineation which indicates the oblique tectonic movement to NNW. Shear features such as mica-fish, shadow pressure, tail recrystallization and microboudinage are ubiquitous in these rocks and indicate a sinistral kinematics for shearing. The ore bodies are quartz veins and pipes hosted by mylonites and breccias, surrounded by prominent alteration halos and concordant to mylonitic foliation. Besides silicification and sulfidation more concentrated in the ore bodies, three types of hydrothermal wall-rock alteration were recognized in alteration halos: 1) propilitic alteration: chlorite+phengite+carbonate. Four chlorite generations were identified, the last one being veinlets; 2) phylic alteration: phengite+quartz+carbonate+pyrite, with three phengite generations; 3) carbonatization with three generations of carbonate, the last one being veinlets. Besides magmatic quartz and microcrystalline quartz of mylonites, five generations of hydrothermal quartz were recognized in the lodes, the last one being veinlets. The ore shoots are mainly made up by pyrite and chalcopyrite, with minor bismutinite, native bismuth and gold. Besides the pyrite associated to gold and an earlier pyrite magmatic generation, late pyrite veinlets occur. Two generations of chalcopyrite were identified and the second one substitutes the pyrite² associated to ore. The main gänge minerals are quartz, chlorite, phengite and carbonate. Azurite, bornite and covellite are copper supergenic minerals derived from alteration of chalcopyrite. Three kinds of fluids were identified in vein quartz of the OuroRoxo deposit: 1) low-to-middle salinity aqueous fluid within the H₂O-NaCl-MgCl₂-

FeCl₂ system which occurs in quartz 3, with Th=180-280°C; 2) brines within the H₂O-NaCl-CaCl₂ system which occur in quartz 4 and 6, with Th=270-400°C, and underwent dilution brought about by mixing with meteoric water, lowering its salinity and temperature (Th=120-380); 3) middle-salinity aquocarbonic fluid which occurs in quartz 3 and 4, with Th=230-430°C. The aquocarbonic fluid was interpreted as ore fluid related to shear zone with higher Th in ductile conditions. The brines origin was related to a magmatic event coeval to shearing, with lower Th in the end of the residual magmatic process. The temperature and pressure conditions of OuroRoxo deposit formation were estimated using the hydrothermal chlorite geothermometer and the isochors calculated from the fluid inclusion microthermometric data. Values range from 315 to 390°C and 2,0 to 4,2 kb. Two mechanisms were regarded to be the main cause for gold deposition. 1) Fluid- rock interaction brought about increasing of fO₂ and reduction of fS₂ during hydrolysis (propylitic and phyllic alteration) and sulfidation reactions; 2) Mixing between aquocarbonic fluid and magmatic brines induced an increasing of fO₂ and decreasing of pH. These two mechanisms would favor gold deposition in transtension sites of the shear zone. The age of ore formation, obtained by Pb-Pb method in pyrite, was estimated around 1858±130Ma. The large error of that age turn it as reference age only which shows a time relationship between the mineralization, the shearing and the Maloquinha granite event. The orogenic magmatic arc environment, the veining style, the structural control by the shear zone, the hydrothermal alteration (propylitic + phyllic + carbonatization), the metallic association (Au + Cu + Bi), the middle-salinity aquocarbonic ore fluid and the participation of magmatic brines in ore deposition, are all consistent to a hybrid model (orogenic with magmatic participation) for the genesis of the OuroRoxo gold deposit.

Key words: Gold-Tapajós Province. Shearing, Ouro Roxo, Tropas Suit.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | |
|--|-----------|
| Figura 1.1- Mapa de localização da área do Projeto vila Porto Rico, às margens do rio Pacu, onde situa-se o depósito Ouro Roxo..... | 3 |
| Figura 2.1- Províncias geocronológicas do cráton Amazônico, com destaque para a cinturão Tapajós-Paima (em lilás). A Província Tapajós está realçada (hachurada) e a figura menor mostra a localização do cráton Amazônico (em vermelho) na América do Sul..... | 11 |
| Figura 3.1- Mapa geológico da Província Aurífera do Tapajós..... | 14 |
| Figura 3.2- Evolução tectono-geológica proposta para a Província Mineral do Tapajós e sua relação com a mineralização de ouro..... | 25 |
| Figura 4.1- Imagem de satélite do Projeto Vila Porto Rico, em amarelo (a). Visão panorâmica das cavas do Ouro Roxo Norte em (b) e do Ouro Roxo Sul em (c)..... | 27 |
| Figura 4.2- Fotografia de testemunho de furo de sondagem de granodiorito da Suíte Intrusiva Tropas, com orientação protomilonítica nas porções afetadas pelo cisalhamento..... | 28 |
| Figura 4.3- Fotografia de campo de monzogranito porfirítico de coloração cinza rosado, com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, da Suíte Intrusiva Parauarí, presente na área do depósito Ouro Roxo..... | 29 |
| Figura 4.4- Fotografia de campo de sienogranito equigranular, isotrópico, de coloração vermelha a róseo, da Suíte Intrusiva Maloquinha, presente na área do depósito Ouro Roxo..... | 29 |
| Figura 4.5- Mapa geológico da região da vila Porto Rico, mostrando a zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo e os alvos auríferos, com destaque para os três setores do Ouro Roxo (Norte, Médio e Sul)..... | 30 |
| Figura 4.7- Fotografias de afloramento. a) brecha alterada com fragmentos de rocha granitóide. b) Milonito alterado com foliação N-S, mergulhando 60° para E..... | 31 |
| Figura 4.6- Mapa geológico de detalhe da área do depósito Ouro Roxo. Modificado de Souza (2007)..... | 32 |
| Figura 4.6- Seções geológicas (E-W) transversais (AB e CD) à zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo, mostrando as porções mineralizadas na seqüência de brechas/milonitos..... | 33 |
| Figura 4.8- Fotografias de veios de quartzo mineralizados com halo de alteração bem desenvolvido (interior de galeria subterrânea)..... | 34 |
| Figura 4.9- Fotografias de veios de quartzo mineralizados do depósito Ouro Roxo, na direção principal do cisalhamento (N-S). a) Veio alterado sem sulfetos (afloramento). b) Com sulfetos (interior de galeria)..... | 34 |
| Figura 5.1- Fotografia de testemunho de furo de sondagem de metagranodiorito porfirítico levemente foliados da Suíte Intrusiva Tropas..... | 36 |
| Figura 5.2- Fotomicrografado aspecto textural do metagranodiorito, mostrando foliação incipiente caracterizada pela orientação das micas (clorita-Clo) e (biotita-Bt) (a) e junção tríplice no quartzo em (b)..... | 36 |

| | |
|---|----|
| Figura 5.3- Fotomicrografias de cristais de plagioclásio alterados, mostrando sericitização incipiente, com porções do mineral parcialmente preservadas (a) e sericitização mais acentuada, em que a alteração afetou todo o cristal (b)..... | 37 |
| Figura 5.4- Fotomicrografia de cristais de feldspato potássico perítico..... | 37 |
| Figura 5.5- Fotomicrografia do aspecto intersticial do quartzo, ocupando fraturas entre cristais de plagioclásio..... | 37 |
| Figura 5.6- Fotomicrografia de cristais de hornblenda (Horn) alterados. a) Cristal prismático parcialmente cloritizado b) Cristais corroídos e alterados substituídos por clorita (Clo) e carbonato (Carb), com inclusões de quartzo (Qtz) e magnetita (Mag)..... | 38 |
| Figura 5.7- Fotomicrografia de biotita (Bt) alterando para clorita (Clo), com inclusões de pequenos cristais de zircão com halos pleocróicos..... | 38 |
| Figura 5.8- Fotomicrografia de minerais acessórios do granodiorito. A) Agregado de cristais de titanita (Tit) com seção losangular associada com hornblenda (Horn) e magnetita (Mag) B) Cristal de allanita (Alla), com corrosão no centro e fraturado em uma extremidade..... | 39 |
| Figura 5.9- Fotomicrografia de cristais anédricos de magnetita (Mag) associada com feldspato potássico (F-k), biotita (Bt) e hornblenda (Horn)..... | 39 |
| Figura 5.10- Fotografia de testemunho de furo de sondagem do protomilonito mostrando feições macroscópicas de deslocamento e rotação de fragmentos por fraturas de cisalhamento (seta)..... | 40 |
| Figura 5.11- Fotomicrografia de protomilonito derivado dos metagranodioritos, mostrando discreta foliação definida pelos minerais micáceos (clorita e fengita) e pelo quartzo recristalizado (a) e deslocamento e rotação dos fragmentos de plagioclásio por fraturas de cisalhamento (b)..... | 40 |
| Figura 5.12- Fotografia de testemunho de furo de sondagem em milonito mostrando o aumento da proporção matricial da rocha e diminuição do tamanho e quantidade dos porfiroclastos de plagioclásio..... | 41 |
| Figura 5.13- Fotomicrografias de feições da trama milonítica nos metagranodioritos. a) Planos C definidos por feixes orientados de biotita e clorita do milonito. b) <i>mica-fish</i> em fengita de cinemática sinistral..... | 41 |
| Figura 5.14- Fotomicrografia de milonito, mostrando o aspecto amendoado de porfiroclasto de plagioclásio envolvido por mica branca, clorita e quartzo, e sombra de pressão gerada por quartzo microcristalino recristalizado, de cinemática sinistral..... | 42 |
| Figura 5.15- Fotomicrografias de porfiroclasto de plagioclásio em milonito, mostrando o deslocamento e rotação de fragmentos de plagioclásio, gerados por fraturas de cisalhamento em (a) e microboudinagem em (b)..... | 42 |
| Figura 5.16- A, Fotomicrografia de quartzo em milonito, mostrando porfiroclasto estirado em uma matriz de quartzo recristalizado em (a) (Amostra 26/54-129,28m, LT, Nicóis X 10x) e agulhas de quartzo em (b) (27/61-189,33m, LT, Nicóis X 20x)..... | 42 |

- Figura 5.17-** Fotografia de testemunho de furo de sondagem de ultramilonito, mostrando o aumento da matrix da rocha em relação à quantidade dos porfiroclastos de plagioclásio em (a) e fotomicrografia mostrando a forte foliação milonítica definida pela orientação e deformação dos minerais micáceos (clorita e fengita) em (b)..... 43
- Figura 5.18-** Rocha hidrotermalizada que hospeda os corpos mineralizados do depósito Ouro Roxo. a) Fotografia de testemunho de furo de sondagem de rocha hidrotermalizada com sulfeto disseminado, cortada por veios de quartzo sulfetado b) Fotomicrografia de rocha hidrotermalizada composta por clorita, sericita e quartzo microcristalino..... 44
- Figura 5.19-** Fotomicrografias do metagranodiorito, mostrando a alteração do anfibólio para clorita I e carbonato 1..... 45
- Figura 5.20-** Fotomicrografias do metagranodiorito, mostrando a alteração da biotita (Clo) para clorita (Bt) 1..... 45
- Figura 5.21-** Fotomicrografia do metagranodiorito, mostrando a alteração de cristais de plagioclásio para sericita..... 45
- Figura 5.22-** Cloritização nos milonitos. a) Fotografia de testemunho de furo de sondagem mostrando a cloritização (clorita 2) nos milonitos b) Fotomicrografia mostrando a cloritização opressiva (Clorita 2) em milonito..... 47
- Figura 5.23-** Fotomicrografias mostrando sericitização em milonitos. a) Pseudomorfos de sericita em porfiroclastos de plagioclásio em milonito. b) Pseudomorfos reliquiar de plagioclásio amendoado envolvido por massa de sericita + quartzo..... 47
- Figura 5.24-** Fotografia de testemunhos de furos de sondagem do halo de alteração. Massa de clorita 3+ fengita 3 com vênulas de quartzo 7 e de pirita 3, em (a) (Amostra 27/48 111,88m). Brecha silicosa em (b) (Amostra 36/16-188,16m)..... 48
- Figura 5.25-** Fotografias de testemunhos de furo de sondagem de alteração venular. a) Vênulas de carbonato 3 cortando o milonito. b) Vênulas de clorita 4 cortando milonito..... 48
- Figura 5.26-** Fotografias de testemunhos de furo de sondagem mostrando veio de quartzo mineralizado em (A) e veio maciço de sulfeto em (B) (Amostra 43/53 56,16m)..... 49
- Figura 5.27-** Fotomicrografias de quartzo dos veios mineralizados do depósito Ouro Roxo. a) Quartzo 3, 4 e 5 (Amostra 36/79 188m) LT, Nicóis X, 2,5. b) Quartzo 4 e 5 (Amostra 36/69 124,5m) LT, Nicóis X, 5x..... 50
- Figura 5.28-** Fotomicrografia de quartzo 6 com turmalina em quartzo de veio mineralizado..... 51
- Figura 5.29-** Fotografia de testemunho de furo de sondagem de vênulas de quartzo 7, cortadas por vênulas com pirita 3..... 51
- Figura 5.30-** Fotomicrografias da pirita 2 com Au que ocorre nos veios de quartzo mineralizados..... 51
- Figura 5.31-** Fotomicrografias da pirita 1 de cinemática sinistral nos milonitos, mostrando o caráter pretérito da pirita magmática, evidenciado pela deformação durante a atuação dos esforços, LT, Nicóis //, 20x (a) e LR, Nicóis //, 20x (b) (Amostra 30/44-109,86m)..... 51

- Figura 5.32-**Fotomicrografias de cristais euédricos de pirita₃ (Py₃) pós-mineralização, sem relação aparente com a mineralização. Amostra 30/43 109,69m, LT Nicóis // 10x **(a)** e **(b)** (Amostra 30/44 109,86m, LR Nicóis // 20x)..... **52**
- Figura 5.33-**Fotomicrografias de cristais xenomórficos de calcopirita (Cpy) em **(A)** (Amostra - ORN 26/58-131,98m, LT, Nicóis // 20x) e cristal de calcopirita (Cpy₁) sendo substituído por azurita (Azu) em **(B)** (Amostra 26/58-131,98m, LR, Nicóis // 20x)..... **52**
- Figura 5.34-** Fotomicrografias da calcopirita (Cpy) sendo substituída por covelita (Cov) em **(a)** (Amostra 43/53 56,16m, LR, Nicóis // 20x) e por bornita (Born) em **(b)** (Amostra 36/69 124,5m, LR Nicóis // 20x)..... **52**
- Figura 5.35-**Fotomicrografia de cristal de pirita₂ associado com ouro e bismutinita, exibindo substituição por calcopirita₂ em suas bordas. Espectrograma EDS da calcopirita **(A)**, pirita **(B)**, bismutinita **(C)**, e ouro **(D)**, com seus respectivos picos. (Amostra 36/69 124,5m, LR, Nicóis // 20x)..... **53**
- Figura 5.36-** Fotomicrografia e espectrograma EDS de cristal de bismutinita (Bit) com substituição de bismuto nativo (Bi) nas bordas do cristal. (Amostra 36/69 124,5m, LR, Nicóis // 20x)..... **53**
- Figura 5.37-** Sequência paragenética do depósito Ouro Roxo. Os números correspondem às diferentes gerações de minerais..... **56**
- Figura 6.1-** Fotografias de detalhe em afloramento de sigmoidesinistral formado por estiramento de restos de granitóides (protólito) em **(A)** e foliação milonítica com boudinagem em **(B)**. Fotografia de testemunho de furo de sondagem mostrando feição de deformação rúptil, com pequenas falhas e deslocamentos em vênulas de quartzo em **(C)**, Amostra 26/55 131,98m. **57**
- Figura 6.2-** Fotografia do traço da falha Ouro Roxo na área da do Sr. Acélio, região da Vila Porto Rico **(a)** e detalhe da intercalação de leitos de brecha (clara) e milonito (escuro) **(b)**..... **58**
- Figura 7.1-** Fotomicrografia de cristais de quartzo₃ e 4, mostrando feição de corrosão nas bordas do quartzo 3. LT, Nicóis X 5x. Amostra 36/79 188,0m..... **60**
- Figura 7.2-** Fotomicrografias de IF aquosas bifásicas primárias de quartzo₃ de veio, apresentando F=0,85 **(a)** e **(b)** e inclusão monofásica secundária **(b)**. LT, Nicóis // 50x. Amostra 30/37-86,30 m..... **60**
- Figura 7.3-** Fotomicrografia de IF aquosas bifásicas pseudosecundárias em quartzo₃ de veios. LT, Nicóis // 20x. Amostra 36/69 124,5m..... **61**
- Figura 7.4-** Fotomicrografia de IF bifásicas pseudosecundárias em quartzo₄ de veio mineralizado do depósito Ouro Roxo. LT, Nicóis // 5x. Amostra 27/53 126,59m..... **61**
- Figura 7.5-** Fotomicrografia de IF bifásicas secundárias (trilhas) em quartzo₆ de veio mineralizado do depósito Ouro Roxo. LT, Nicóis // 5x, Amostra 36/69 124,5m..... **61**
- Figura 7.6-**Fotomicrografias de IF aquosas saturadas em quartzo₄ e 6 de veio mineralizado. **a)** IF trifásicas pseudosecundárias em quartzo₄. LT, Nicóis // 10x, Amostra 30/37 86,30m. **b)** IF trifásicas e polifásicas primárias em quartzo₆. LT, Nicóis // 10x. Amostra 03/23 170,75m..... **62**

- Figura 7.7-** Fotomicrografia de IF aquosas polifásicas pseudosecundárias em quartzo 4 de veiom mineralizado do depósito Ouro Roxo. LT, Nicóis // 10x, Amostra 30/37 86,30m..... **62**
- Figura 7.8-** Fotomicrografias de IF aquocarbônicas primárias em quartzo 3 de veios. **a)** IF trifásicas. **b)** IF bifásicas. Amostra 08/24 48,46m.LT, Nicóis// 50x (a) e 40x (b)..... **63**
- Figura 7.9-** Fotomicrografias de IF aquo-carbônicas bifásicas primárias em quartzo 4 de veio, LT, Nicóis // 20x. Amostra 36/67 117,14m..... **63**
- Figura 7.10-** Histograma de frequência das temperaturas do ponto eutético (Te) referente às IF aquosas não saturadas em quartzo 3, 4 e 6 do depósito Ouro Roxo..... **65**
- Figura 7.11-** Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo -Tfgelo- (**a**) e salinidade (**b**) referente às IF aquosas não saturadas em quartzo 3, 4 e 6 do depósito Ouro Roxo. **66**
- Figura 7.12-** Histograma de frequência das temperaturas do ponto eutético (Te) referente às IF aquosas saturadas em quartzo 4 e 6 do depósito Ouro Roxo..... **67**
- Figura 7.13-** Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo -Tfgelo- (**a**) e fusão do CO₂-TfCO₂-(**b**), referente às IF aquocarbônicas em quartzo 3 e 4 do depósito Ouro Roxo. **68**
- Figura 7.14-** Diagrama TfCO₂ X ThCO₂ para a determinação da composição molar de CO₂-CH₄, usando a temperatura de fusão do CO₂ (TfCO₂) e a temperatura de homogeneização do CO₂ para o líquido (ThCO₂-L), das IF aquocarbônicas dos quartzos 3 e 4, modificado de Shepherd, *et al.* (1985)..... **69**
- Figura 7.15-** Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização (Th) referentes às IF aquosas não saturadas em quartzo 3, 4 e 6 do depósito Ouro Roxo..... **70**
- Figura 7.16-** Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização (Th) referentes às IF saturadas em quartzo 4 e 6 do depósito Ouro Roxo..... **71**
- Figura 7.17-** Amostras das IF saturadas do quartzo 4 (círculo) e do quartzo 6 (quadrado) plotadas no diagrama H₂O-NaCl-CaCl₂, campos e isothermas segundo Williams-Jones & Samson (1990). As composições dessas amostras, calculadas a partir deste diagrama, estão representadas na tabela 5..... **72**
- Figura 7.18-** Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total (Th) referentes as IF aquocarbônicas em quartzo 3 e 4 do depósito Ouro Roxo..... **73**
- Figura 7.19-** Diagrama Te x salinidade destacando dois diferentes fluidos aquosos encontrados nos veios mineralizados do depósito Ouro Roxo..... **75**
- Figura 7.20-** Diagrama TDH x Th destacando o caracter homogêneo do aprisionamento dos fluidos aquosos em quartzo 4 e 6 do depósito Ouro Roxo, com TDH menor que Th_T..... **76**
- Figura 7.21-** Diagrama Th x salinidade dos fluidos aquosos, mostrando a variação de salinidade dos fluidos no quartzo 3, a diluição dos fluidos nos quartzos 4 e 6 e o estrangulamento nas inclusões do quartzo 6..... **76**

- Figura 7.22-** Modelo esquemático mostrando os vários processos que podem controlar a evolução dos fluidos aquosos ou a composição das inclusões fluidas, em termos de temperatura e salinidade (Shepherd et al. 1985)..... **77**
- Figura 7.23-** Evolução dos fluidos do depósito Ouro Roxo, mostrando o fluido mineralizante aquocarbônico, salmoura magmática e os processos de mistura e diluição que afetaram os fluidos..... **78**
- Figura 7.24-** Histograma das temperaturas de cristalização da clorita hidrotermal do depósito Ouro Roxo, calculadas a partir de 22 análises, com base na equação $T^{\circ}\text{C} = 321,98 (\text{Al}^{\text{IV}}) - 61,92$, mostrando as temperaturas de cristalização da clorita do granodiorito (baixa temperatura) e as cloritas dos veios mineralizados e venulares de clorita (maior temperatura)..... **80**
- Figura 7.25-** Condições de P-T (área cinza) para a formação do depósito aurífero Ouro Roxo, no campo de estabilidade da muscovita + clorita. As temperaturas de 315 e 390°C foram calculadas pelo geotermômetro da clorita. As isócoras **S4** e **S6** são de salmouras do quartzo 4 e 6 respectivamente, enquanto que a isócora **A4** é de inclusão aquocarbônica do quartzo 4..... **81**
- Figura 8.1 -** Diagrama das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a amostra analisada de pirita, associada..... **84**
- Figura 9.1-** Modelo genético esquemático, mostrando a relação dos fluidos mineralizantes com o cisalhamento oblíquo e com o granito Maloquinha (**a**) e o controle estrutural dos corpos mineralizados pelo cisalhamento (**b**)..... **86**

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|-----------|
| Tabela 1- Abertura química para as amostras de pirita do depósito Ouro Roxo..... | 9 |
| Tabela 2- Coluna estratigráfica da Província Tapajós (Modificada de Santos <i>et al.</i> 2001,2004). * Orogêneses Mundurucus e Tropas (Santos <i>et at.</i> 2004)..... | 15 |
| Tabela 3- Principais tipos de alteração hidrotermal desenvolvido nos litotipos do depósito Ouro Roxo..... | 54 |
| Tabela 4: Tabela de classificação das IF, de acordo com a geração de quartzo..... | 59 |
| Tabela 5- Proporção de NaCl e CaCl ₂ (em peso %) e salinidade (% peso equiv. NaCl+ CaCl ₂) das IF saturadas dos quartzos 4 e 6 plotadas no diagrama H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ (Fig. 7.19)..... | 72 |

LISTA DE ABREVIATURAS

Qtz: quartzo,
K-f: Feldspato potássico,
Plag: Plagioclásio,
Bt: Biotita,
Horn: Hornblenda
Tit: Titanita,
Carb: Carbonato,
Clo: Clorita,
Fen: Fengita
Ser: Sericita,
Tur: Turmalina
Py: Pirita,
Cpy: Calcopirita,
Cov: Covelita,
Az: azurita,
Bor: Bornita
Mag: Magnetita,
Bit: Bismutinita,
Bi: Bismuto nativo
Au: Ouro
Th: Temperatura de homogeneização
Te: Temperatura do ponto eutético
TfCO₂: Temperatura de fusão do CO₂
ThCO₂: Temperatura de homogeneização do CO₂
Tfgelo: Temperatura do gelo
TDH: Temperatura de dissolução da halita

LISTA DE SIGLAS

ORN: Ouro Roxo Norte

ORM: Ouro Roxo Médio

ORS: Ouro Roxo Sul

ZC: Zona de Cisalhamento

P: Primária

PS: Pseudo-secundária

S: Secundária

LT: Luz transmitida

LR: Luz refletida

L: Líquido

V: Vapor

SUMÁRIO

| | |
|--|--------------|
| DEDICATÓRIA..... | iv |
| AGRADECIMENTOS..... | v |
| RESUMO..... | vii |
| ABSTRACT..... | ix |
| LISTA DE ILUSTRAÇÃO..... | xi |
| LISTA DE TABELAS..... | xvii |
| LISTA DE ABREVIATURAS..... | xviii |
| LISTA DE SIGLAS..... | xix |
| SUMÁRIO..... | xx |
| | |
| 1 INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO..... | 2 |
| 1.2 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA E JUSTIFICATIVA..... | 2 |
| 1.3 OBJETIVOS DA DISSERTAÇÃO..... | 4 |
| 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO..... | 5 |
| 1.4.1 Pesquisa bibliográfica..... | 5 |
| 1.4.2 Trabalhos de campo..... | 5 |
| 1.4.3 Trabalhos Laboratoriais..... | 5 |
| 1.4.3.1 Petrografia..... | 6 |
| 1.4.3.2 Microscopia eletrônica de varredura..... | 6 |
| 1.4.3.3 Microtermometria das inclusões fluidas..... | 6 |
| 1.4.3.4 Microsonda eletrônica..... | 7 |
| 1.4.3.5 Análises isotópicas de Pb..... | 7 |
| | |
| 2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA TAPAJÓS NO CRÁTON AMAZÔNICO..... | 10 |
| | |
| 3 GEOLOGIA REGIONAL..... | 12 |
| 3.1 GRUPO JACAREACANGA..... | 12 |
| 3.2 COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ..... | 13 |
| 3.3 FORMAÇÃO VILA RIOZINHO..... | 15 |
| 3.4 SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO..... | 16 |
| 3.5 SUÍTE INTRUSIVA TROPAS..... | 16 |

| | |
|---|-----------|
| 3.6 SUÍTE INTRUSIVA PARAUARÍ..... | 17 |
| 3.7 SUÍTE INTRUSIVA INGARANA..... | 18 |
| 3.8 MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO PÓS-TECTÔNICOS..... | 19 |
| 3.8.1 Grupo Iriri..... | 19 |
| 3.8.2 Suíte Intrusiva Maloquinha..... | 21 |
| 3.8.3 Formação Buiuçu..... | 21 |
| 3.8.4 Diabásio Creporí..... | 22 |
| 3.8.5 Suíte Intrusiva Teles Pires..... | 22 |
| 3.8.6 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca..... | 22 |
| 3.9 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA PROVÍNCIA TAPAJÓS..... | 23 |
| 3.10 DEPÓSITOS AURÍFEROS DA PROVÍNCIA TAPAJÓS..... | 26 |
| 4 CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO OURO ROXO..... | 27 |
| 4.1 INTRODUÇÃO..... | 27 |
| 4.2 SUÍTE INTRUSIVA TROPAS..... | 28 |
| 4.3 SUÍTE INTRUSIVA PARAUARI..... | 28 |
| 4.4 SUÍTE INTRUSIVA MALOQUINHA..... | 29 |
| 4.5 CORPOS MINERALIZADOS..... | 31 |
| 5 PETROGRAFIA DAS ROCHAS ASSOCIADAS AO DEPÓSITO OURO ROXO..... | 35 |
| 5.1 PROTÓLITOS..... | 35 |
| 5.2 ROCHAS DO CISALHAMENTO..... | 39 |
| 5.2.1 Protomilonitos..... | 39 |
| 5.2.2 Milonitos..... | 40 |
| 5.2.3 Ultramilonito..... | 43 |
| 5.3 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL..... | 43 |
| 5.3.1 Alteração dos Protólitos..... | 44 |
| 5.3.2 Alteração das rochas do cisalhamento..... | 46 |
| 5.3.3 Halos de alteração hidrotermal dos corpos mineralizados..... | 47 |
| 5.3.4 Veios e charutos de quartzo mineralizados..... | 49 |
| 5.4 SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DO DEPÓSITO OURO ROXO..... | 54 |
| 6 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO DEPÓSITO OURO ROXO..... | 57 |
| 7 SISTEMA DE FLUIDOS DO DEPÓSITO OURO-ROXO..... | 59 |

| | |
|---|-----------|
| 7.1 PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS DOS VEIOS MINERALIZADOS..... | 59 |
| 7.1.1 Petrografia das IF aquosas não saturadas..... | 59 |
| 7.1.2 Petrografia das inclusões fluidas aquosas saturadas..... | 61 |
| 7.1.3 Petrografia das inclusões fluidas aquocarbônicas..... | 62 |
| 7.2 MICROTERMOMETRIA..... | 64 |
| 7.2.1 Resultados dos testes microtermométrico de resfriamento..... | 64 |
| 7.2.2 Resultados dos testes microtermométrico de aquecimento..... | 69 |
| 7.3 ORIGEM E EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE FLUIDOS DO DEPÓSITO OURO ROXO..... | 73 |
| 7.3.1 Fluido aquocarbônico..... | 73 |
| 7.3.2 Fluidos aquosos..... | 74 |
| 7.4 MECANISMO DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO OURO..... | 78 |
| 8 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS DE Pb..... | 83 |
| 9 MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO OURO ROXO E CONCLUSÕES | 85 |
| 9.1 MODELO GENÉTICO PARA O DEPÓSITO OURO ROXO..... | 85 |
| 9.2 PRINCIPAIS CONCLUSÕES..... | 87 |
| 9.3 PROPOSIÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS..... | 88 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 90 |
| ANEXOS..... | 98 |

1- INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (Silva, 1984) compreende uma área com mais de 100 000 km² na região entre as cidades de Jacareacanga (a oeste), Itaituba (ao norte) e Castelo dos Sonhos (ao sul), sudoeste do Estado do Pará. A Província Tapajós foi a região mais produtora de ouro do país nas três últimas décadas do século passado, com uma produção oficial acumulada de 211,5 t (Faraco *et al.* 1997) ou, segundo estimativas não oficiais, mais de 900 t, com uma produção anual de 60 a 80 t entre 1975 e 1990 (Santos *et al.* 2001) que correspondeu a mais da metade da produção anual brasileira nas décadas de 1970 e 1980 (Thorman *et al.* 2001).

A lavra do ouro neste período ocorreu exclusivamente por meio da atividade garimpeira, principalmente em depósitos aluvionares, e coluvionares e mais recente e restritamente em zonas oxidadas de depósitos primários, chegando a envolver mais de 80 000 garimpeiros atuando em torno de 360 garimpos cadastrados pelo Serviço Geológico do Brasil, CPRM (Faraco *et al.* 1997). O alto teor e a facilidade de exploração dos depósitos residuais concorreram para a extraordinária produção de ouro nas décadas de 1970 e 1980 que caracterizou a região do Tapajós como um verdadeiro Eldorado. Entretanto, a baixa tonelagem dos depósitos residuais não permitiu vida longa para este ciclo que começou a declinar nos anos 1990 com a exaustão desses depósitos. A migração da atividade garimpeira para os depósitos primários, com maior reserva, mas exigindo técnicas de exploração mais complexas e onerosas, restringiu o ciclo garimpeiro na região que está praticamente encerrado, abrindo perspectivas para a mineração empresarial.

A partir da década de 1990, a região do Tapajós tem sido alvo de trabalhos geológicos mais sistemáticos, tanto de mapeamento básico, realizados pela CPRM (Faraco *et al.* 1997; Almeida *et al.* 2000; Klein & Vasques 2000; Bahia & Quadros 2000; Ferreira *et al.* 2000; Vasques & Klein 2000), como também de exploração mineral por diversas empresas de mineração. Já foram registrados pela CPRM em torno de 140 depósitos primários na região do Tapajós.

O trabalho de exploração mineral no depósito Ouro Roxo, situado no vale do rio Pacu (região da Vila Porto Rico) e objeto da presente dissertação, teve início com a Rio Tinto Desenvolvimentos Minerários (RTDM) entre 1993 e 1996, a qual realizou 26 furos com 4 840 m de sondagem no alvo Ouro Roxo. Em 1997, a New Bullet Group Inc. adquiriu a concessão da área, a qual foi renegociada para a Amerix Precious Metals Corporation que adquiriu os direitos minerários do alvo Ouro Roxo e iniciou nova campanha de exploração. O depósito

aurífero Ouro Roxo está hospedado em rochas granitóides milonitizadas da Suíte Intrusiva Tropas e controlado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo e direção norte-sul (zona de cisalhamento Ouro Roxo-Cantagalo). Apesar do conhecimento geológico em escala de semi-detalhe já alcançado, principalmente pelo trabalho de exploração dos corpos mineralizados do depósito Ouro Roxo, seu modelo genético ainda precisa ser melhor definido.

1.1- LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito Ouro Roxo, inserido na Província Aurífera do Tapajós (PAT), está localizado no município de Jacareacanga, porção SW do Estado do Pará, distante cerca de 42 km em linha reta da sede deste município (Fig. 01). O acesso ao depósito Ouro Roxo pode ser feito somente por via aérea em vôos comerciais até o município de Itaituba e, a partir daí, em vôos fretados até a pista de pouso da Vila Porto Rico na margem do rio Pacu. A partir da Vila Porto Rico, pode-se utilizar transporte rodoviário em estrada vicinal até o depósito Ouro Roxo, ou transporte fluvial de pequeno porte até a Vila São José e de lá até o Ouro Roxo por meio rodoviário. Pode-se chegar à área também por meio de taxi aéreo até a cidade de Jacareacanga e de lá utilizar transporte fluvial de pequeno porte, pelo rio Pacu, até a vila São José.

1.2- APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA E JUSTIFICATIVA

Embora muitos depósitos auríferos da PAT tenham sido classificados com base em dados insuficientes e alguns permaneçam sem classificação, a grande maioria está relacionada com intrusões graníticas e/ou zonas de cisalhamento, as quais constituem, portanto, os dois principais controles genéticos das mineralizações auríferas na PAT.

De acordo com Sillitoe (1991) e Sillitoe & Thompson (1998), nos depósitos relacionados com intrusões graníticas cálcio-alcálicas (tipo I), a mineralização pode ser tanto filoniana como disseminada e os fluidos mineralizantes são tipicamente salinos. Depósitos auríferos porfíricos (ouro pórfiro) é um tipo particular, nos quais o minério é normalmente disseminado e hospedado em granitóides subvulcânicos porfíricos e associado com alteração K-silicática. Segundo Roberts (1987), Groves & Foster (1991), Groves *et al.* (1998) e Goldfarb *et al.* (2005), os depósitos auríferos orogênicos são associados a zonas de cisalhamento e estruturalmente controlados. A mineralização é normalmente filoniana e associada com alteração fílica e carbonática e os fluidos mineralizantes são tipicamente aquocarbônicos de baixa salinidade.

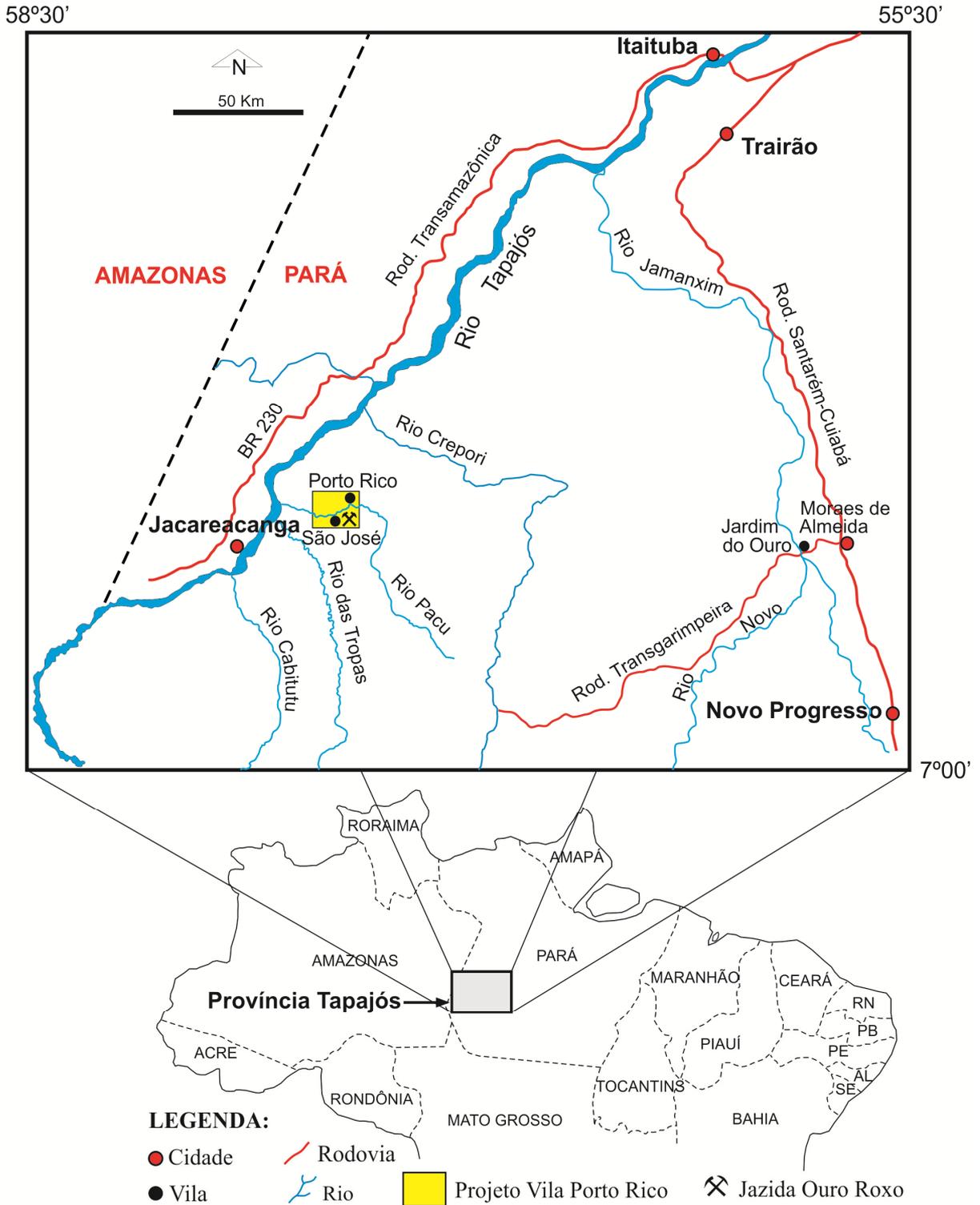


Figura 1.1 - Mapa de localização da área do projeto vila Porto Rico, às margens do rio Pacu, onde se situa o depósito Ouro Roxo.

Para dimensionar a importância das zonas de cisalhamento e do magmatismo félsico, bem como as interações entre esses dois processos na gênese das mineralizações auríferas, serão necessários trabalhos detalhados específicos nos diversos depósitos, sobretudo na área

de metalogênese. Os trabalhos de exploração mineral e mineração que estão sendo realizados nos depósitos auríferos da Província Tapajós por diversas empresas de mineração, alguns em fase de lavra e outros em fase de definição de reservas, como é o caso do depósito Ouro Roxo, abrem excelentes perspectivas de cunho científico em parceria com as empresas de mineração que poderão contribuir significativamente para aprofundar o nível de conhecimento do quadro metalogenético da PAT.

Nesse contexto, os dados geológicos já obtidos no depósito Ouro Roxo indicam um controle estrutural dos filões auríferos por cisalhamento, o que permitiu classificá-lo como um depósito orogênico. Dados microtermométricos das inclusões fluidas obtidos por Almeida *et al.* (2004) e Frantz *et al.* (2005) indicam a presença tanto de fluidos metamórficos como de fluidos interpretados como magmáticos. Além disso, dados geocronológicos obtidos por Frantz *et al.* (2005) indicam idades similares da mineralização e dos granitóides hospedeiros (Suíte Tropas). Deste modo, um modelo genético consistente para o depósito Ouro Roxo precisaria esclarecer o papel do magmatismo Tropas, ou até mesmo outro evento magmático, na gênese da mineralização, ou seja, o depósito é somente orogênico ou híbrido (Santos 1995)? Se o depósito for tipicamente orogênico, o magmatismo teria atuado apenas como fonte de calor que ativou o sistema de fluidos da área. Por outro lado, se o magmatismo teve participação genética na gênese da mineralização, o depósito seria considerado híbrido.

1.3- OBJETIVOS DA DISSERTAÇÃO

O objetivo central da presente dissertação foi definir um modelo genético consistente para o depósito aurífero do Ouro Roxo, com base em trabalho geológico de detalhe dos corpos mineralizados e rochas hospedeiras, envolvendo mineralogia, petrografia, análise estrutural, estudo dos fluidos mineralizantes e análises de isótopos radiogênicos do minério. Os objetivos específicos da dissertação são:

- Definir o estilo, forma e dimensões dos corpos mineralizados, com base em mapeamento geológico de detalhe a partir principalmente de seções geológicas de testemunhos de sondagens realizados pela empresa Amerix Metals Corp.
- Caracterização estrutural da zona de cisalhamento na área do depósito Ouro Roxo para definir o tipo e a cinemática do movimento tectônico, bem como o controle estrutural dos corpos mineralizados.
- Caracterização petrográfica e mineralógica do minério e suas rochas hospedeiras.
- Caracterização dos processos hidrotermais que afetaram as rochas hospedeiras e deram origem ao depósito aurífero.

- Caracterização do sistema de fluidos do depósito Ouro Roxo, com base no estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas.
- Determinação das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em pirita do depósito Ouro Roxo com o objetivo de definir a idade da mineralização.
- Estimar as condições de temperatura e pressão de formação do depósito Ouro Roxo com base nos dados microtermométricos das inclusões fluidas e do geotermômetro da clorita.

1.4- MATERIAIS E MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO

Para alcançar os objetivos propostos, foram adotados os seguintes procedimentos metodológicos de investigação:

1.4.1- Pesquisa bibliográfica

Durante todas as etapas deste trabalho foram realizadas pesquisas bibliográficas sobre geologia da Província Tapajós e seus depósitos auríferos, sobre depósitos orogênicos e aqueles relacionados com sistemas graníticos (depósitos auríferos relacionados a intrusões), sobre sistemas hidrotermais, sobretudo aqueles relacionados a depósitos auríferos, e sobre inclusões fluidas. Além disso, foram utilizados alguns trabalhos específicos sobre o depósito Ouro Roxo, tais como Almeida *et al.* (2004), Frantz *et al.* (2005) e relatórios internos da empresa Amerix Metals Corp.

1.4.2- Trabalhos de campo

Foi realizada uma única etapa de trabalho de campo, com duração de dez dias, para reconhecimento geológico da área, descrição de testemunhos de sondagens, coleta de amostras de afloramento e de testemunhos, além de medidas das atitudes e elementos estruturais presentes na área. Um segundo conjunto complementar de amostras de testemunho de veios de quartzo mineralizados foi enviado pela empresa Amerix Metals Corporation, detentora dos direitos minerários na época. Foram analisados 15 furos de sondagens e coletadas, no total, 71 amostras de testemunhos e de afloramento, incluindo as rochas hospedeiras e o minério. As rochas que hospedam o depósito Ouro Roxo foram submetidas à intensa alteração hidrotermal e deformação pelo cisalhamento, mas suas feições ígneas primárias estão, em parte, preservadas em poucas amostras estudadas, o que permitiu caracterizar os principais tipos de alteração hidrotermal e elaborar seções geológicas mostrando a passagem dos granitos hospedeiros relativamente preservados para as zonas fortemente hidrotermalizadas e mineralizadas.

1.4.3- Trabalhos Laboratoriais

1.4.3.1-Petrografia

Foram confeccionadas 42 lâminas polidas para estudos petrográficos do minério e das rochas hospedeiras e 13 lâminas bipolidas de amostras de veios de quartzo para estudo petrográfico das inclusões fluidas (IF), ambos realizados no laboratório de Metalogênese do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando um microscópico petrográfico Zeiss Axioplan 2.

Na petrografia do minério e rochas hospedeiras, as lâminas foram examinadas sob luz transmitida e refletida para definir a composição mineralógica e as relações texturais entre as fases minerais metálicas e de ganga do minério e de suas rochas hospedeiras. Nas rochas hospedeiras mais preservadas (pouco alteradas e deformadas), procurou-se identificar as texturas e os minerais primários (magmáticos). Nas rochas mais deformadas e alteradas, procurou-se caracterizar a nova paragénese mineral e o arranjo textural impostos pelo cisalhamento e os processos hidrotermais associados. As feições anisotrópicas das rochas deformadas permitiram definir a cinemática do cisalhamento, enquanto que as fases minerais metálicas e de ganga e suas relações de substituição permitiram propor uma sequência paragenética para o minério. A caracterização petrográfica das inclusões fluidas permitiu definir os principais tipos de inclusões, suas formas, tamanhos e distribuição nos cristais de quartzo associados ao minério, e uma classificação preliminar dessas inclusões, necessária para iniciar os estudos microtermométricos.

1.4.3.2-Microscopia eletrônica de varredura

Análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) em lâminas polidas selecionadas foram realizadas para complementar os estudos petrográficos no sentido de melhor definir as fases minerais metálicas e não metálicas, tanto do minério como das rochas hospedeiras. Análises qualitativas e semi-quantitativas, com base em espectros de EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*), além de captura de imagens do tipo elétrons retroespalhados, foram realizadas no laboratório de microscopia eletrônica de varredura do Instituto de Geociências da UFPA (LABMEV-UFPA), em um microscópio eletrônico LEO-1430. As lâminas analisadas foram previamente metalizadas com carbono e o equipamento operou com um feixe de corrente de elétrons de 90 μ A, voltagem de aceleração constante de 20 kv e distância de trabalho de 15 mm.

1.4.3.3-Microtermometria das inclusões fluidas

O sistema de fluidos do depósito Ouro Roxo foi caracterizado com base no estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas em veios e de zonas mineralizadas com silicificação proeminente. Os testes microtermométricos foram realizados no laboratório

de microtermometria do CDTN(Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear), que faz parte do CNEN (Comissão Nacional de Energia Nuclear) na UFMG, e no laboratório de Metalogênese (LabMet) do IG/UFPA, utilizando, nos dois laboratórios, uma platina Linkam THMSG600 acoplada a um microscópio OLYMPUS BX51 (CDTN) e a um microscópio Zeiss Axioskop 40 (LabMet-IG/UFPA). Os testes microtermométricos consistiram em ciclos de resfriamento e de aquecimento em inclusões fluidas, provocados respectivamente pela circulação de nitrogênio líquido através da amostra no interior da platina e por uma resistência elétrica controlada eletronicamente pela platina. Inicialmente foram realizados os testes de resfriamento, os quais permitiram a obtenção das temperaturas do ponto eutético (Te), fusão do gelo (Tfg), fusão do hidrato (Tfh) e fusão do clatrato ((Tfc) e fusão do CO₂ (Tf_{CO₂}), estabelecidas por mudanças de fases características. Posteriormente, foram realizados os testes de aquecimento, pelos quais foram obtidas as temperaturas de homogeneização (parcial e total) das inclusões fluidas. As medidas microtermométricas obtidas constituem a principal base de dados a partir dos quais foram estimadas a pressão, densidade, temperatura e composição dos fluidos estudados (propriedades PVTX), conforme critérios estabelecidos por Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985), Wilkins (1990), Van Den Kerkhof & Hein (2001), Wilkinson (2001).

1.4.3.4- Microsonda eletrônica

Vinte e duas análises químicas de clorita hidrotermal do depósito Ouro Roxo foram realizadas em microsonda eletrônica para fins geotermométricos, conforme critérios estabelecidos por Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988). A interação entre as temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita e os dados microtermométricos permitiu estimar as condições de T e P de formação da mineralização do Ouro Roxo. As análises foram realizadas no laboratório de microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da USP em uma microsonda eletrônica modelo JEOL *superprobe* JXA-8600, cujas condições operacionais usadas nas análises de WDS foram: tensão de aceleração de 15 KV, corrente de feixe de 5 μm e tempo de contagem do feixe de 10 s. Para tal fim, foram utilizadas lâminas polidas metalizadas com carbono.

1.4.3.5- Análises isotópicas de Pb

Análises isotópicas de Pb, em pirita do depósito aurífero Ouro Roxo, foram realizadas pelo método da lixiviação do Pb, com o objetivo de obter a assinatura isotópica de Pb e a idade da mineralização. A metodologia Pb-Pb baseia-se na desintegração radioativa em cadeia dos isótopos radioativos ²³⁸U e ²³⁵U, originando respectivamente dois isótopos urogênicos de

Pb(^{206}Pb e ^{207}Pb), e do ^{232}Th para o isótopo toriogênico ^{208}Pb . Além desses, existe o isótopo ^{204}Pb , normalmente expresso em razões em relação aos demais isótopos de Pb, pois ele é considerado relativamente estável, com uma meia vida muito elevada ($t^{1/2} = 1,4 \times 10^{17}$ anos, segundo Faure (1977)). Desse modo, o ^{204}Pb é usado como isótopo de referência para a avaliação dos acréscimos sofridos pelos outros três, já que sua abundância é considerada inalterada desde a formação da Terra (Pb primordial). A técnica de lixiviação de Pb tem sido empregada em sulfetos, óxidos e outros minerais para a obtenção de idades isotópicas, por meio das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Frei & Kamber 1995). Segundo estes autores, se houver equilíbrio entre as fases e o sistema isotópico for fechado, é possível determinar a idade do material se as frações lixiviadas do material analisado alinharem no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Em depósitos minerais sulfetados, a galena é o mineral ideal para os estudos da composição isotópica do Pb. Na ausência da galena, a assinatura isotópica de muitos depósitos minerais tem sido determinada com eficiência em feldspatos e sulfetos de ferro (Gulson 1986; Ho *et. al.* 1994). Essa evolução da composição isotópica do Pb pode ser expressa na forma de três equações fundamentais:

$$(1) (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_8 t} - 1)$$

$$(2) (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_5 t} - 1)$$

$$(3) (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_2 t} - 1), \text{ onde:}$$

o primeiro membro representa as razões isotópicas do Pb no mineral hoje, o segundo membro corresponde às razões isotópicas iniciais do Pb no momento da formação do mineral e o último representa a quantidade de Pb radiogênico produzido pela desintegração do U ou Th, sendo t o tempo decorrido desde o fechamento do mineral para o U ou idade de cristalização, e λ (λ_2 , λ_5 e λ_8) a constante de desintegração para cada isótopo de U e Th. Observadas essas equações, certas premissas são fundamentais para o funcionamento do método, tais como: as rochas investigadas devem ser cogenéticas, apresentar a mesma idade e ter evoluído dentro de um sistema fechado, onde as mudanças das razões isotópicas sejam causadas somente pelo decaimento radioativo.

As idades das rochas podem ser determinadas quando as razões isotópicas atuais de um conjunto de amostras cogenéticas são plotadas em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e definem um alinhamento cuja inclinação é dada por uma expressão matemática correspondente à equação de uma reta linear $(Y - Y_0)/(X - X_0) = A$, obtida pela divisão da equação 2 pela equação 1 (acima), gerando a equação abaixo:

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} \times (e^{\lambda_{5t}} - 1)/(e^{\lambda_{8t}} - 1) \text{ ou, considerando que } ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 137,88$$

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 137,88 \times (e^{\lambda_{5t}} - 1)/(e^{\lambda_{8t}} - 1)$$

As análises isotópicas em pirita do depósito Ouro Roxo foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA (Pará-Iso), utilizando um espectômetro de massa com fonte de plasma acoplado indutivamente (ICP-MS). O cálculo das regressões e das idades foi feito segundo York (1969) e Ludwid (1980), com base nos programas Isoplot (v. 2.70) e PbDat (v. 1.24) de Ludwid (1993), do próprio Pará-Iso. As composições isotópicas do Pb foram corrigidas do efeito de discriminação de massa utilizando-se o fator $0,12 \pm 0,03\%$ por u.m.a. As razões isotópica e as idades foram calculadas com desvio padrão de 2σ os resultados lançados nos diagramas isocrônicos convencionais.

Para minimizar os efeitos da contaminação, durante a lixiviação de Pb, foi utilizado aproximadamente 1g da amostra analisada, a qual foi dissolvida para produzir solução sobrenadante que foi lixiviada em 6 etapas (L1 – L6). O procedimento utilizado foi modificado de Frei & Kamber (1995) e BJORLYKKE *et al.* (1990), conforme indicado na tabela 1. O resíduo da amostra analisada foi solubilizado com HBr (0,5N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1X8 (200-400 mesh), condicionada com HBr (0,5N). A coleta de Pb foi feita com HCl (6N), concentrado com 2µl de H₃PO₄ (0,25N). O concentrado final de Pb foi depositado em filamento simples de rênio para a análise isotópica no ICP-MS. A contaminação de Pb total no processo analítico variou entre 28 pg e 191 pg durante o período das análises isotópicas e foi calculada com auxílio do padrão NBS-981.

Tabela 1- Abertura química para as amostras de pirita do depósito Ouro Roxo.

| | Lixiviados | Reagente | Tempo | T°C |
|----------|------------|-----------------------|--------|------|
| Abertura | L1 | 4 ml mistura forte* | 15 min | ~110 |
| | L2 | 4 ml HBr (1N) | 4 h | ~110 |
| | L3 | 4 ml HCl (2N) | 12 h | ~110 |
| | L4 | 4 ml HCl (6N) | 6 h | ~110 |
| | L5 | 4 ml água régia (50%) | 24 h | ~110 |
| | L6 | 4 ml água régia (50%) | 24 h | ~110 |

*Mistura forte = 12 HBr (1,5): 1 HCl (2N)

2- CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA TAPAJÓS NO CRÁTON AMAZÔNICO

A Província Aurífera do Tapajós está localizada na porção centro-sul do cráton Amazônico (Fig. 2.1). Evidências geocronológicas, petrológicas, estruturais e metalogenéticas indicam que a Província Tapajós faz parte de uma unidade geotectônica maior denominada cinturão orogênico Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2000) aproximadamente equivalente à província geotectônica Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999), de idade paleoproterozóica e que atravessa o cráton Amazônico de NW a SE. Santos *et al.* (2006) propõem a expansão dos limites geográficos do cinturão Tapajós-Parima para leste e norte, cujas dimensões alcançam aproximadamente 2500 km de comprimento e 260 a 520 km de largura.

Compõem o cinturão Tapajós-Parima quatro domínios, separados por bacias sedimentares e pelo cinturão K'Mudku: domínio Parima (em Roraima e Venezuela), domínio Uaimiri (em Roraima e Amazonas), domínio Tapajós (no Pará) e domínio Alta Floresta (em Mato Grosso), este último redefinido por Santos *et al.* (2006) como domínio Matupá. Os dois primeiros domínios ocorrem no Escudo das Guianas e os dois últimos no Escudo Brasil Central, separados pela sinéclise do Amazonas, que encobriu boa parte do cinturão Tapajós-Parima. Segundo Santos *et al.* (2000, 2001), apesar da relativa escassez de dados geológicos nos domínios Parima e Uaimiri, os quatro domínios exibem feições geológicas muito semelhantes definidas pelas seguintes características seguintes: 1) evolução no período Paleoproterozóico, entre 2,03 e 1,88 Ga; 2) orientação geral NNW-SSE; 3) constituídos principalmente por rochas graníticas cálcio-alcálicas típicas de arcos magmáticos; e 4) semelhante metalogenia aurífera.

A oeste do cinturão Tapajós-Parima, ocorrem duas províncias paleoproterozóicas mais jovens (Rio Negro e Rondônia-Juruena) que foram acrescentadas ao cráton entre 1,82 e 1,54 Ga. O cinturão Tapajós-Parima representa crosta nova adicionada ao continente arqueano situado a leste (Província Amazônia Central), durante parte do Paleoproterozóico (2,03 - 1,88 Ga) em um sistema de subducção oceano-continente. Além dos arcos magmáticos graníticos, ocorrem mais restritamente, na parte oeste da Província Tapajós, rochas sedimentares e basaltos oceânicos. Granitos intracratônicos tipo A da Suíte Maloquinha (1,86-1,87 Ga), Teles Pires (~1,76 Ga) e Cachoeira Seca (~1,19 Ga) cortam rochas do Cinturão Tapajós-Parima.

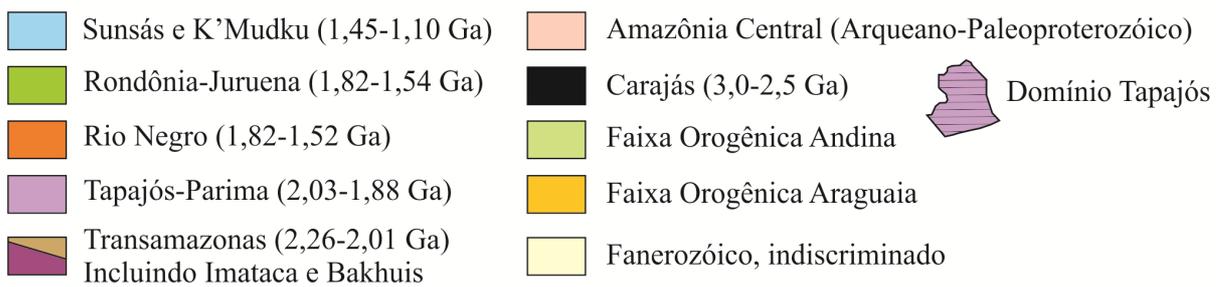
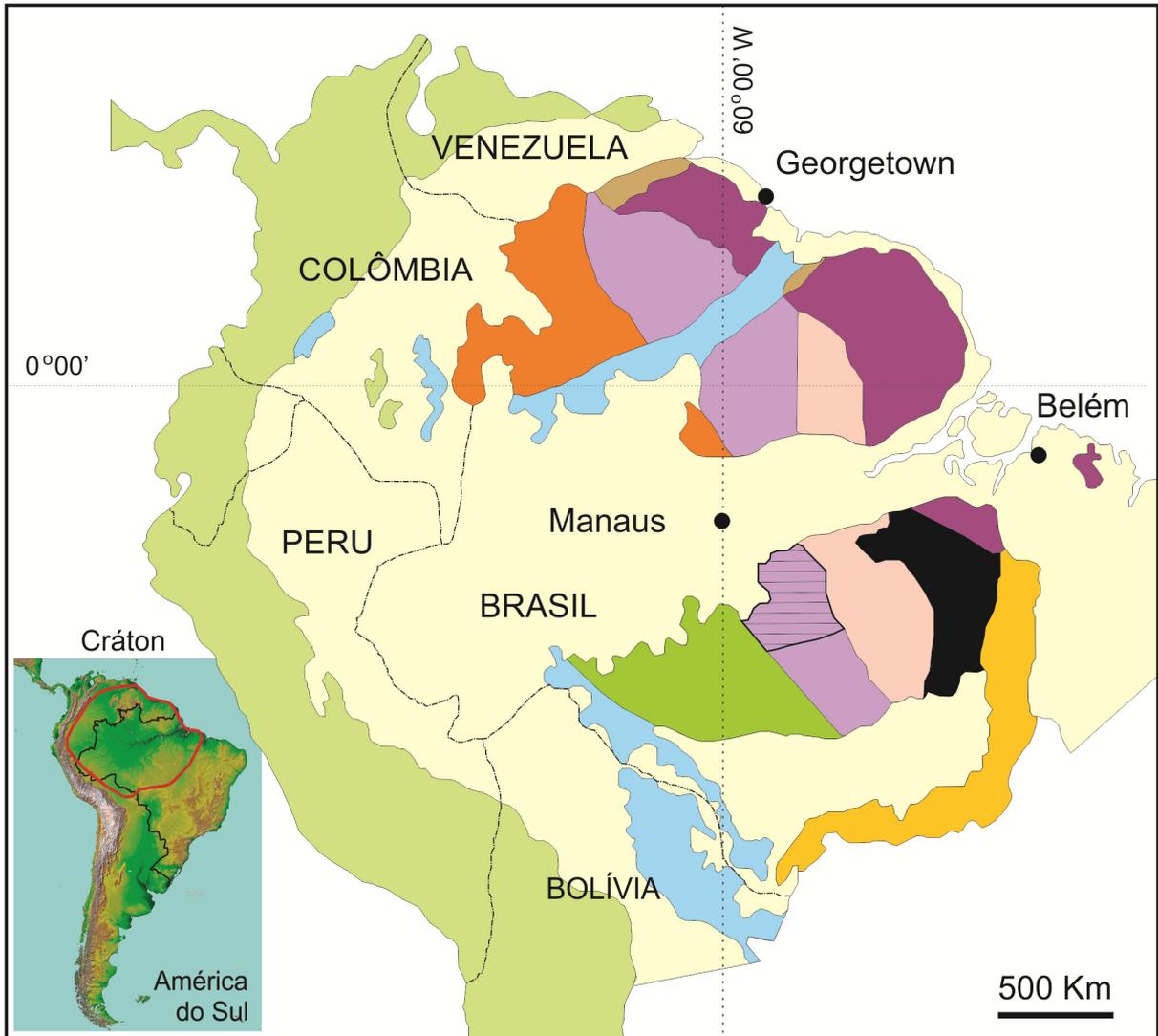


Figura 2.1- Províncias geocronológicas do cráton Amazônico, com destaque para a cinturão Tapajós-Paima (em lilás). A Província Tapajós está realçada (hachurada) e a figura menor mostra a localização do cráton Amazônico (em vermelho) na América do Sul.

Fonte: Santos *et al.* (2006).

3- GEOLOGIA REGIONAL

Até a década de 1970, grande parte das unidades litológicas da região do Tapajós estava reunida no Complexo Xingu como embasamento indiferenciado (Santos *et al.* 1975). O detalhamento dos trabalhos na região (Bizarella *et al.* 1980) permitiu individualizar, no lugar do Complexo Xingu, uma seqüência supracrustal (Grupo Jacareacanga), duas suítes de granitóides (Complexo Cuiú-Cuiú e Suíte Intrusiva Parauari) e uma suíte máfica intrusiva, denominada Ingarana-Jutaí (Fig. 3.1). Posteriormente, Ricci *et al.* (1999) e Santos *et al.* (2001) identificaram, respectivamente, a Suíte Intrusiva Creporizão e a Suíte Intrusiva Tropas, ambas de granitóides (tabela 1). Além disso, as características geológicas e metalogenéticas da região do Tapajós levaram Faraco *et al.* (1997) a definir aquela região como Província Aurífera do Tapajós (PAT), de idade paleoproterozóica.

3.1- GRUPO JACAREACANGA

É considerada a unidade mais antiga da Província Tapajós, com idade entre 2 100 e 2 000 Ma (período Riaciano do Paleoproterozóico). Como esta unidade é uma seqüência supracrustal vulcanossedimentar, deve ter sido depositada sobre uma unidade ainda mais antiga (embasamento) ainda não identificada na Província Tapajós.

O Grupo Jacareacanga ocorre restritamente na parte oeste da PAT, com direção geral NNW-SSE (Fig. 3.1), sendo constituído por três unidades litológicas principais:

- 1- Metabasaltos oceânicos que ocorrem mais a oeste e são considerados como a seqüência inferior do Grupo Jacareacanga (actinolita e clorita xistos).
- 2- Seqüência metaturbidítica, que ocorre na porção leste da área de abrangência do Grupo Jacareacanga e é considerada como a seqüência superior do grupo. É constituída por sericita xistos, sericita quartzitos e filitos, que são as rochas dominantes (xistos Sai-Cinza) do Grupo Jacareacanga, e
- 3- Rochas metassedimentares químicas (*chert* e formação ferrífera) intercaladas nos turbiditos.

Os dois principais minerais metamórficos nas rochas do Grupo Jacareacanga são a actinolita (nos metabasaltos) e a sericita (nas rochas metassedimentares), indicando metamorfismo de fácies xisto verde para as rochas dessas unidades. O Grupo Jacareacanga foi considerado inicialmente como uma seqüência do tipo *greenstonebelt* (Bizarella *et al.* 1980) e mais recentemente como uma seqüência acrescionária (Santos *et al.* 2000). Idades U–Pb em cristais de zircão herdados na seqüência metaturbidítica entre 2 875 e 2 008 Ma podem ser

indícios da crosta pré-Tapajós (embasamento) ainda não encontrada, provavelmente formada em ambiente trás-arco (Santos *et al.* 2001, 2004). Estes autores interpretaram as idades entre 2125 e 2098 Ma (período Riáciano do Paleoproterozóico) como possível intervalo para o magmatismo relacionado ao rifteamento das bacias oceânicas onde foram depositadas as rochas do Grupo Jacareacanga.

3.2- COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ

Pessoa *et al.* (1977) e Bizzinella *et al.* (1980) atribuíram idade arqueana a paleoproterozóica a um conjunto de granitóides de composição tonalítica que ocorrem na região dos rios das Tropas e alto rio Crepori e rio Novo, ao qual denominaram de Complexo Cuiú-Cuiú (Fig. 3.1). Segundo Santos *et al.* (2001), esta unidade é constituída por grandes plútons cálcio-alcálicos sintectônicos de composição tonalítica, diorítica e granodiorítica, com xenólitos de metabasaltos toleíticos e meta-andesitos cálcio-alcálicos, e cortados localmente por veios trondhjémíticos. Os xenólitos são constituídos principalmente por andesina, hornblenda e epidoto que indicam metamorfismo na fácies anfíbolito. Os batólitos são bandados e alongados na direção NW-SE paralela à foliação das rochas do Grupo Jacareacanga. Santos *et al.* (1997, 2000) obtiveram, pelo método U-Pb em zircão, idade de 2006 ± 3 Ma para o tonalito Conceição, um representante típico desta unidade. Entretanto, idades U-Pb em diversos granitóides definiram o intervalo entre 2040 e 1998 Ma para o Complexo Cuiú-Cuiú (Santos *et al.* 2001). Os granitóides desta unidade foram interpretados como componentes de um arco de ilha primitivo da orogenia inicial que deu origem à Província Tapajós (Santos *et al.* 2001 e 2004).

No baixo curso do rio Jamanxim, Santos *et al.* (2004) descreveram um hornblenda monzogranito a quartzo monzonito metaluminoso com textura porfirítica rapakivi, sem evidência de deformação e metamorfismo, com idade U-Pb em zircão (SHRIMP e TIMS) de 1997 ± 5 Ma, o qual possivelmente representa a granitogênese rapakivítica mais antiga no cráton Amazônico (Santos *et al.* 2004). O Quartzo Monzonito Santa Helena e a Suíte Rapakivi Cumarú são rochas semelhantes descritas respectivamente por Pessoa *et al.* (1977) e Bizzinella *et al.* (1980). Outro exemplo daquele evento é o batólito Rio Claro para o qual Vasquez & Klein (2000) obtiveram uma idade Pb-Pb de 1997 ± 3 Ma por evaporação. O Monzogranito Jamanxim é mais antigo que os granitóides Creporizão, com idade intermediária entre aquelas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão (Santos *et al.* 2004)². Para estes autores, o Monzogranito Jamanxim representa um arco magmático continental formado nos últimos estágios do desenvolvimento do arco Cuiú-Cuiú.

Tabela 2-Coluna estratigráfica da Província Tapajós * Orogêneses Mundurucus e Tropas

| EON ERA | PERÍODO | IDADE (Ma) | UNIDADE | ROCHAS | AMBIENTE TECTÔNICO |
|-------------------------------------|---|--------------------|---|--|--------------------------------------|
| Fanerozóico | | | | Coberturas sedimentares indiferenciadas | Bacias continentais |
| Mesoproterozóico 1600-1000 Ma | Esteniano | 1186 | Suíte intrusiva Cachoeira Seca | Gabros e troctolitos | Rift |
| Paleoproterozóico 2500 – 1600 Ma | 1,8 Ga Orosiriano Tropas* Mundurucus* 2,05 Ga Riaciano | ~1760 | Suíte Teles Pires | Granitos tipo A e rochas vulcânicas associadas | Pluma relacionada a rift continental |
| | | ~1778 | Diabásio Crepori | Diques e sills toleíticos | Rift continental |
| | | 1790-1870 | Formação Buiçu | Rochas psamo-pelíticas | Rift continental |
| | | 1864-1877 | Suíte Maloquinha | Granitos tipo A | Underplating pós-colisional |
| | | 1870-1880 | Grupo Iriri | Rochas Vulc. Fels./interm. | |
| | | ~1880 | Suíte Ingarana | Gabro, anortosito | |
| | | 1879-1891 | Suíte Parauari | Granito, granodiorito | Arco magmático 5 |
| | | | Form. Abacaxis e Sequeiro | Siltitos e grauvas | Sedimentação intra-Arco |
| | | 1892-1907 | Suíte Tropas | Tonalito, granito e meta-andesito | Arco de ilhas 4 |
| | | | 1957-1980 | Suíte Creporizão | Monzogranitos |
| | ~1997 | Granito Jamanxim | Monzogranitos | Arco magmático 2 | |
| | ~2000 | Fm. V. Riozinho | Andesito, traquito, riolito | | |
| | 1998-2040 | Complexo Cuiú-Cuiú | Tonalitos, meta-andesitos, metabasaltos | Arco de ilhas 1 | |
| | 2000-2100 (?) | Grupo Jacareacanga | Metaturbiditos, chert, Bif, metabasaltos. | Bacia trás-arco, magmatismo oceânico. | |

Fonte: Modificada de Santos *et al.* 2001,2004), *(Santos *et at.* 2004).

3.3- FORMAÇÃO VILA RIOZINHO

Lamarão *et al.* (2002) definiram no alto curso do rio Jamanxim e riozinho das Arraias, próximo à Vila Riozinho, uma seqüência vulcânica félsico-intermediária denominada Formação Vila Riozinho, constituída por andesito basáltico, traquiandesito basáltico, traquito e riolito, com assinatura geoquímica calcio-alcalina de alto K a shoshonítica. As idades Pb-Pb em zircão de 2000 ± 4 e 1998 ± 3 Ma indicam que essas rochas devem representar um evento

vulcânico do arco Cuiú-Cuiú ou do Jamanxim. Lamarão *et al.* (2005) argumentaram que a presença de cristais de zircão herdados de idade arqueana e a assinatura isotópica de Nd (ϵ_{Nd} 2,0 e TDM 2,28 Ga) sugerem que essas rochas podem ter se formado por mistura de magma juvenil paleoproterozóico contaminado pela assimilação com rochas arqueanas, ou pela interação com magma derivado de fonte arqueana, ou ainda por refusão de uma crosta siálica com idade em torno de 2,2 Ga, a partir de *underplating* de magmas máficos.

3.4- SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO

Ricci *et al.* (1999) denominaram de Suíte Intrusiva Creporizão a um conjunto de plútons monzograníticos protomiloníticos na porção SW da Província Tapajós (Fig. 3.1), com idade em torno de 40 Ma mais jovem que o Complexo Cuiú-Cuiú. Segundo Santos *et al.* (2001), aquela suíte é constituída por plútons cálcio-alcálicos tarditectônicos de composição monzogranítica e granodiorítica, intrusivos nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú. Estes autores identificaram rochas vulcânicas máficas e intermediárias metamorfisadas associadas aos granitóides Creporizão, cuja associação mineralógica indica grau metamórfico anfíbolito baixo. Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão em três amostras da suíte indicaram idades entre 1980 e 1957 Ma (Santos *et al.* 2001). Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade U-Pb em zircão (SHRIMP e TIMS) de 1968 ± 7 Ma para o monzogranito Joel, situado 12 km a leste da vila de Creporizão, área tipo desta unidade. Os granitóides Creporizão foram interpretados por Santos *et al.* (2001, 2004) como componentes de um arco magmático continental, enquanto Vasquez *et al.* (2001) consideraram esses granitóides como pós-colisionais, relacionados à orogênese Cuiú-Cuiú.

Lamarão *et al.* (2002) obtiveram, pelo método da evaporação do Pb em zircão, idades Pb-Pb de 1981 ± 2 Ma e 1983 ± 8 Ma para um plúton granítico denominado por eles de Granito São Jorge Antigo, o qual parece representar atividade magmática precoce relacionada ao arco magmático Creporizão.

3.5- SUÍTE INTRUSIVA TROPAS

Santos *et al.* (2001) propuseram designar de Suíte Intrusiva Tropas aos granitóides que ocorrem no baixo curso do rio das Tropas (depósito Ouro Roxo), na porção oeste da Província Tapajós, com idades mais antigas que os granitóides da Suíte Parauari. A Suíte Tropas é constituída por granodioritos, tonalitos, monzogranitos, quartzo dioritos, andesitos e basaltos cálcio-alcálicos, com xenólitos de metabasaltos e meta-andesitos do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Creporizão (Ferreira *et al.* 2000). Datações U-Pb em zircão e titanita nessas rochas

indicaram idades entre $1\,892 \pm 6$ a $1\,907 \pm 9$ Ma (Santos *et al.* 2001, 2004). Rochas da área tipo desta unidade foram datadas, pelo método U-Pb TIMS em zircão e titanita, por Santos *et al.* (2004) que obtiveram idade de $1\,893 \pm 3$ Ma para o tonalito Ouro Roxo, hospedeiro do depósito aurífero homônimo, na região do rio Pacu, e idades de $1\,897 \pm 3$ e $1\,894 \pm 3$ Ma para o tonalito Tropas, mais ao sul, no baixo curso do rio das Tropas. Estes mesmos autores obtiveram idade U-Pb SHRIMP em zircão e titanita de $1\,907 \pm 9$ Ma para o granodiorito São Jorge, no alto curso do rio Jamanxim, porção leste da Província Tapajós. Por outro lado, Lamarão *et al.* (2002) caracterizaram a rocha hospedeira do depósito aurífero São Jorge como monzogranito, com idade Pb-Pb em zircão de $1\,891 \pm 3$ Ma, correlacionada ao evento Tropas e denominada por eles de Granito São Jorge Jovem.

Os granitóides da Suíte Tropas foram interpretados por Santos *et al.* (2001, 2004) como orogênicos e componentes de um arco de ilhas primitivo (arco Tropas) formado em torno de 1,9 Ga. Estes autores consideraram as formações sedimentares Abacaxis e Sequeiro, que ocorrem localmente nas áreas dos depósitos Abacaxis e Maués, como formações de bacias intra-arco, relacionadas ao arco Tropas. Estas formações são constituídas por siltitos e grauvacas com grãos de zircão clásticos derivados dos granitóides Tropas, e são intrudidas pelos granitóides Parauarí. Por outro lado, Vasquez *et al.* (2002) interpretaram os granitóides da Suíte Tropas como pós-colisionais (pós-tectônicos) em relação à orogênese Cuiú-Cuiú.

3.6- SUÍTE INTRUSIVA PARAUARÍ

Santos *et al.* (1975) denominaram de Granito Parauari as rochas graníticas que hospedam os corpos de minério aurífero no depósito Rosa de Maio, situado ao norte do rio Tapajós, na bacia do rio Parauari. Pessoa *et al.* (1977), Bizzinella *et al.* (1980) e Faraco *et al.* (1997) salientaram que os granitóides Parauari não são deformados e ocorrem em toda a extensão da Província Tapajós (Fig. 3.1), característica que os diferencia dos granitóides Cuiú-Cuiú, normalmente deformados e de ocorrência mais restrita (porção SW da Província Tapajós). Considerando a variedade composicional desta unidade, Faraco *et al.* (1997) a denominaram de Suíte Intrusiva Parauari, constituída por granitóides (granitos, granodioritos e tonalitos), rochas vulcânicas félsicas e rochas máficas plutônicas e vulcânicas. Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão, realizadas por Santos *et al.* (2000, 2001) em rochas desta unidade, indicam tratar-se de dois eventos magmáticos. Foi mantida a denominação Suíte Intrusiva Parauarí para a unidade mais jovem (1891 a 1879 Ma) que ocorre nas áreas dos depósitos Rosa de Maio (área tipo), Penedo, Caroyal e Uruá, constituída por sienos e monzogranitos, e rochas vulcânicas félsicas associadas, com assinatura

geoquímica cálcio-alcálica. Idades de cristalização entre 1879 ± 11 e 1891 ± 3 Ma foram obtidas pelos métodos Pb-Pb e U-Pb em zircão em diversos corpos da Suíte Parauari (Brito *et al.* 1999, Klein & Vasquez 2000, Santos *et al.* 2000, 2001, 2004 e Lamarão *et al.* 2002). Segundo Lamarão *et al.* (2005), a assinatura isotópica de Nd obtida no Granito Jardim do Ouro (ϵ_{Nd} 1,88-1,89 Ga de -5,21 a -1,82 e TDM de 2,43 a 2,32 Ga) sugere a interação de uma fonte juvenil com uma fonte crustal mais antiga.

As rochas máficas intrusivas (gabro Ingarana, anortosito Jutáí) e extrusivas que ocorrem associadas, no tempo e no espaço, aos granitóides Parauari, foram incluídas em uma outra unidade denominada por Bahia & Quadros (2000) de Suíte Intrusiva Ingarana. As rochas mais antigas, predominando granodioritos e tonalitos, foram incluídas por Santos *et al.* (2001) na Suíte Intrusiva Tropas com idades entre 1 892 e 1 907 Ma.

As rochas graníticas da Suíte Parauari foram interpretadas por Santos *et al.* (2001, 2004) como granitóides orogênicos tarditectônicos, componentes de um arco magmático continental formado entre 1877 e 1885 Ma. Por outro lado, Almeida *et al.* (2000) e Vasquez *et al.* (2002) consideraram estes granitóides como pós-tectônicos, relacionados ao estágio tardio da colisão do arco Cuiú-Cuiú.

3.7- SUÍTE INTRUSIVA INGARANA

As intrusões gabróicas aflorantes nos igarapés Ingarana e Bom Jardim, na porção centro-norte da Província Tapajós, foram denominadas de Gabro Ingarana por Pessoa *et al.* (1977) e incluídas posteriormente por Santos *et al.* (2001) na Suíte Intrusiva Parauari. Entretanto Bahia & Quadros (2000) identificaram outros corpos correlacionados a esta unidade e elevaram-na à hierarquia de suíte (Fig. 3.1). A Suíte Ingarana é constituída por augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, além de monzogabros, dioritos e monzodioritos subordinados, de caráter cálcio-alcálico de alto K, com enriquecimento em alumínio (Bahia & Quadros, 2000; Almeida *et al.* 2000).

Vasquez *et al.* (2000) obtiveram idade de cristalização de 1887 ± 3 Ma, pelo método Pb-Pb em zircão, para um leuconorito da Suíte Ingarana. Santos *et al.* (2004) dataram corpos da área tipo desta unidade, pelo método U-Pb SHRIMP em zircão e baddeleyita, e obtiveram idades entre 1880 ± 7 e 1881 ± 11 Ma. O Anortosito Jutáí, na porção norte da Província Tapajós, com idade U-Pb SHRIMP em titanita de 1878 ± 8 Ma (Santos *et al.* 2001), e o olivina gabro Rio Novo, na foz do rio Novo, afluente do rio Jamanxim, devem ser correlacionados à Suíte Intrusiva Ingarana.

3.8- MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO PÓS-TECTÔNICOS

Diversas unidades na Província Tapajós foram formadas em ambiente intra-continental extensional foram afetadas somente por deformação rúptil, sem evidência de metamorfismo regional, como o Grupo Iriri (1,87-1,88 Ga), Suíte Intrusiva Maloquinha (1,86-1,88 Ga), Formação Buiuçu (1,79-1,87 Ga), Diabásio Creporí (~1.78 Ga), Granito Teles Pires (~1.76 Ga) e Gabro Cachoeira Seca (~1.19 Ga).

3.8.1- Grupo Iriri

Forman et al. (1972) denominaram de Formação Iriri a um conjunto de rochas vulcânicas félsicas que ocorrem ao longo do rio Iriri, compreendendo riolitos, riodacitos e dacitos, normalmente porfiríticos, e rochas piroclásticas (tufos, ignimbritos e brechas), além de granófiros e andesitos subordinados. As rochas da Formação Iriri foram inicialmente incluídas, juntamente com os granitos Maloquinha, no Grupo Uatumã, considerado como um grande evento vulcano-plutônico anorogênico que teria afetado quase todo o cráton Amazônico (Ramgrab & Santos 1974; Silva *et al.* 1974; Santos *et al.* 1975; Pessoa *et al.* 1977), elevado posteriormente à categoria de supergrupo (Santos, 1977 in Cunha *et al.* 1981). A Formação Irirofoi elevada à categoria de grupo por Pessoa *et al.* (1977), que o subdividiram nas formações Salustiano (inferior), constituída por derrames félsicos a intermediários, e Aruri (superior), composta por rochas piroclásticas, além de uma sequência híbrida, com derrames e rochas piroclásticas, que foi posteriormente incluída na Formação Aruri por Santos *et al.* (2000). Almeida et al. (2000) incluíram os derrames intermediários em uma terceira formação denominada Formação Bom Jardim.

Os diversos trabalhos sobre o vulcanismo Iriri atestam sua grande extensão no cráton Amazônico e indicam a existência de mais de um evento vulcânico relacionado a esse vulcanismo (Lamarão *et al.* 1999, 2002). Juliani *et al.* (2005) descreveram o Grupo Iriri como um sistema vulcano-piroclástico gerado em complexos de caldeiras vulcânicas que alcançaram mais de 50 km de diâmetro, relacionados à colocação rasa de plútons cálcio-alcalinos tardi a pós-tectônicos do arco magmático da Suíte Parauari, contrapondo-se, portanto, à interpretação anorogênica deste expressivo vulcanismo. Essa nova interpretação do vulcanismo Iriri dificulta a sua inclusão, juntamente com a Suíte Maloquinha, no Supergrupo Uatumã que passa a ser uma superunidade questionável. Segundo Juliani *et al.* (2005), as unidades pré-caldeira compreendem derrames intermediários e as sin-caldeira correspondem a extensas e espessas camadas de derrames e rochas piroclásticas (tufos e ignimbritos). O evento pós-caldeira é representado por vulcões compostos e domos de riolito e ignimbrito que se colocaram em torno e no interior das caldeiras. Esses *stocks* tardios

geraram sistemas epitermais de baixa e alta sulfetação nas crateras dos vulcões anelares (Juliani *et al.* 2005).

Formação Bom Jardim

Segundo Almeida *et al.* (2000), a Formação Bom Jardim é representada predominantemente por derrames intermediários cálcio-alcálicos de alto K (andesitos e dacitos), normalmente porfiríticos, e rochas vulcanoclásticas, sobrepostos aos granitos Parauari (Fig. 3.1). Juliani *et al.* (2005) descreveram também lavas e tufos riolíticos, basaltos amigdaloidais e fluxos traquíticos, traquiandesíticos e latíticos subordinados, e interpretaram as rochas desta unidade como remanescentes erosivos de estratovulcões pré-caldeira associados ao rifteamento trás-arco da subducção Parauari.

Formação Salustiano

A Formação Salustiano (Pessoa *et al.* 1977) é constituída por derrames de riolitos, riodacitos, dacitos e latitos, além de ignimbritos e tufos cálcio-alcálicos de alto K (Bahia & Quadros 2000). Localmente apresentam textura porfirítica e diversos graus e estilos de alteração hidrotermal (Nunes *et al.* 2000, Nunes 2001, Correa Silva *et al.* 2001, Juliani *et al.* 2001, 2005). Datações geocronológicas em riolitos forneceram idades U–Pb SHRIMP, em zircão, de 1870 ± 8 Ma (Santos *et al.* 2000), e idades Pb–Pb, por evaporação em zircão, de 1888 ± 2 Ma (Dall’Agnol *et al.* 1999).

Formação Arurí

A Formação Arurí (Pessoa *et al.* 1977) compreende um conjunto de rochas piroclásticas (tufos, ignimbritos e brechas vulcânicas) da parte superior do Grupo Iriri (Fig. 3.1). A gênese destas rochas foi relacionada ao caráter explosivo do magma félsico da Formação Aruri que gerou grande quantidade de material piroclástico, em parte retrabalhado e depositado em ambiente subaquoso (Bahia & Quadros 2000). Brechas hidrotermais desta unidade hospedam sistemas epitermais bem preservados, de alta e baixa sulfetação, mineralizados a ouro (Juliani *et al.* 2001, 2005; Nunes *et al.* 2000; Corrêa Silva *et al.* 2001).

Segundo Juliani *et al.* (2005), os derrames da Formação Salustiano e as rochas piroclásticas da Formação Aruri foram formadas por vulcanismo sin-caldeira, entre 1,87 e 1,88 Ga. O vulcanismo pós-caldeira é representado por intercalações de derrames e tufos félsicos e intermediários (dacitos e riolitos), além de brechas piroclásticas, característicos de vulcões compostos. Brechas hidrotermais associadas a essas rochas hospedam depósitos auríferos epitermais de alta e baixa sulfetação. *Stocks* e diques de monzogranito com textura granofílica cortam as rochas do embasamento e as formações Bom Jardim e Salustiano, mas

não cortam as rochas vulcânicas superiores da Formação Aruri. Granófiros riolíticos e riódacíticos, relacionados com o sistema hidrotermal, e diques pórfíricos colocados em estruturas anelares e radiais, cortam todas as unidades vulcânicas e os monzogranitos granofíricos.

3.8.2- Suíte Intrusiva Maloquinha

A Suíte Intrusiva Maloquinha (Almeida *et al.* 1977) compreende batólitos elípticos e circulares alinhados segundo lineamentos regionais de direção NW-SE, cuja área-tipo é a localidade Maloquinha no alto curso do rio das Tropas (Fig. 3.1). Os batólitos são formados por granito alaskítico, biotita granitos, anfibólio granitos, granodioritos, granitos sódicos e granófiros (Dall’Agnol *et al.* 1994, 1997, 1999).

Almeida *et al.* (2000) caracterizaram as fácies biotita granito e anfibólio biotita granito como predominantes na Suíte Maloquinha. Os granitos das duas fácies são subalcalinos a alcalinos, peraluminosos com características químicas compatíveis com os granitos tipo A, típicos de ambiente extensionais intracontinentais (Brito *et al.* 1997; Vasquez *et al.* 2002, Lamarão *et al.* 2002). Santos *et al.* (2000, 2001) obtiveram, pelo método U-Pb em zircão, idades entre 1864 ± 18 e 1877 ± 12 Ma para granitos da Suíte Maloquinha, enquanto que Vasquez *et al.* (1999) e Lamarão *et al.* (2002) obtiveram, pelo método da evaporação do Pb em zircão, idades Pb-Pb entre 1880 ± 9 e 1882 ± 4 Ma para essas rochas. Datações geocronológicas em zircões herdados em granitos desta unidade revelaram idades U-Pb de 2679 ± 10 Ma, indicando fonte crustal para esses granitos que apresentam idade modelo Sm-Nd arqueana entre 2535 a 2850 Ma (Santos *et al.* 2001).

Lamarão *et al.* (2005) caracterizaram em granitos da Suíte Maloquinha, na porção leste da Província Tapajós, uma assinatura isotópica de Nd (ϵ_{Nd} 1,88 Ga de -0,72 a -2,45 e TDM de 2,28 a 2,23 Ga) compatível com fontes paleoproterozóicas. Entretanto, Santos *et al.* (2000) obtiveram, em alguns granitos desta unidade, uma assinatura isotópica de Nd (ϵ_{Nd} 1,87 Ga de -2,84 a -6,67 e TDM de 2,53 a 2,60 Ga) que indica participação de crosta arqueana em sua origem, o que é compatível com as idades neoarqueanas em zircões herdados encontradas por Santos *et al.* (2001).

3.8.3- Formação Buiçu

A Formação Buiçu é uma seqüência predominantemente psamo-pelítica que ocorre nas margens do rio Tapajós, a NE e SW de Jacareacanga, nas margens do rio Creporí, próximo ao rio Tapajós, e próximo ao rio Jamaxim (Fig. 3.1). É constituída por corpos de arenitos e arenitos arcossianos, além de conglomerados, siltitos, argilitos e tufos com estratificação

plano-paralela, localmente cruzada e com marcas de onda (Almeida *et al.* 2000; Ferreira *et al.* 2000; Klein & Vasquez 2000; Bahia & Quadros 2000).

Conglomerados desta unidade contêm seixos de rochas vulcânicas do Grupo Irirí cuja idade em torno de 1,87 Ga representa a idade máxima da Formação Buiuçu, a qual é cortada por diques do Diabásio Creporí, cuja idade (~1,79 Ga) corresponde à idade mínima das rochas desta formação. Com base na baixa maturidade mineralógica e textural e nas estruturas primárias identificadas nas rochas da Formação Buiuçu, Bahia *et al.* (2000) sugeriram ambiente de deposição continental, possivelmente relacionado a canais fluviais entrelaçados, para esta unidade.

3.8.4- Diabásio Creporí

O Diabásio Creporí (Santos & Loguercio 1984), originalmente denominado de Sill Creporí por Pessoa *et al.* (1977), é constituído por diques de direção predominante N-S e sills de diabásio, olivina diabásio e microgabro toleítico, que ocorrem nas margens do rio Creporí, próximo ao rio Tapajós, cortando rochas sedimentares da Formação Buiuçu. Datações geocronológicas realizadas por Santos *et al.* (2000) indicaram idades U-Pb SHRIMP, em baddeleyita, de 1778 ± 9 Ma para o Diabásio Crepori. Almeida *et al.* (2000) identificaram uma assinatura alcalina para as rochas máficas atribuídas ao Diabásio Crepori, na porção oeste da Província Tapajós. Entretanto, a ocorrência de quartzo nessas rochas indica uma afinidade toleítica, típica de basaltos continentais.

3.8.5- Suíte Intrusiva Teles Pires

A era Paleoproterozóica na Província Tapajós se encerra com um segundo pulso de magmatismo anorogênico representado por plútons graníticos circulares a elípticos alcalinos tipo A, denominados Suíte Intrusiva Teles Pires, que ocorrem na parte nordeste da Província Tapajós (Fig. 3.1). Granitos rapakivi e rochas vulcânicas associadas também ocorrem mais restritamente. Datações geocronológicas no granito Teles Pires revelaram idade U-Pb em zircão em torno de 1760 ± 12 Ma (Santos *et al.* 2001). Prazeres *et al.* (1979) denominaram de Granito Porquinho um batólito constituído por leucogranitos, localizado no interflúvio dos rios Branco e Aruri, com alta potencialidade para estanho. Santos *et al.* (2001) obtiveram uma idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão de 1786 ± 14 Ma para o Granito Porquinho, que o levaram a correlacioná-lo com o magmatismo da Suíte Teles Pires.

3.8.6- Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

Quadros *et al.* (1998) propuseram a denominação de Suíte Intrusiva Cachoeira Seca para um expressivo corpo que aflora entre os cursos dos rios Crepori e Jamaxim na porção

centro-NE da Província Tapajós, originalmente descrito por Pessoa *et al.* (1977). Segundo Bahia & Quadros (2000), esta unidade é constituída por diques de olivina gabro, olivina gabronorito, olivina diabásio, troctolito e diorito que cortam granitóides Parauarí e Maloquinha, além de rochas sedimentares da Formação Buiuçu. Pessoa *et al.* (1977) caracterizaram as rochas desta unidade como basaltos alcalinos, parcialmente saturados em sílica, enquanto que Quadros *et al.* (1998) atribuíram a essas rochas uma natureza toleítica saturada em sílica. Datações geocronológicas em diabásios desta unidades indicaram idade U-Pb em zircão de $1\,099 \pm 28$ Ma e idades K-Ar em plagioclásio de $1\,072 \pm 18$ Ma (Pessoa *et al.* 1977) e idades U-Pb em baddeleyita de $1\,186 \pm 12$ Ma (Santos *et al.* 2001).

3.9- EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

As principais feições estruturais regionais da PAT são lineamentos de direção NNW-SSE a NW-SE retilíneos ou sinuosos, contínuos ou descontínuos, estendendo-se por dezenas a algumas centenas de quilômetros e bem evidentes em imagens de satélites e dados geofísicos (Klein *et al.* 2002). Dados de campo indicam que esses lineamentos correspondem a falhas subverticais transcorrentes sinistras e zonas de cisalhamento rúptil-ductil. Os sistemas transcorrentes têm sido interpretados como resultantes de um evento compressivo progressivo e episódico com a tensão compressiva máxima (σ_1) em torno da direção E-W (Santos *et al.* 2000; Klein e Vasquez 2000). Essas estruturas regionais devem ter controlado a colocação das diversas gerações de granitóides e corpos máficos intrusivos paleoproterozóicos, bem como o estabelecimento das bacias sedimentares da PAT (Klein *et al.* 1997, Almeida *et al.* 2000, Klein e Vasquez 2000). Além disso, é provável que algumas dessas estruturas possam ter sido reativadas durante a evolução da PAT, embora esses eventos não sejam ainda bem conhecidos (Klein *et al.* 2002).

Segundo Santos *et al.* (2001), as rochas do Grupo Jacareacanga exibem proeminente foliação metamórfica (S_1) de direção NNW-SSE com mergulhos fortes para SSW. O acamamento primário (S_0) é subparalelo à foliação S_1 , indicando forte transposição estrutural ao longo da seqüência. As grandes feições estruturais das rochas do Grupo Jacareacanga são interpretadas como uma sucessão regional de dobras isoclinais cujos eixos orientam-se na mesma direção da foliação S_1 . Os granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú exibem um padrão de deformação similar e mesma orientação regional do Grupo Jacareacanga, indicando que as duas unidades foram deformadas sob o mesmo regime compressional (D_1) que ocorreu, segundo Klein *et al.* (2002), entre 2 005 e 1 997 Ma. A deformação D_1 pode ter sido

simultânea ao pico do metamorfismo, que foi datado em torno de 2,0 Ga por Santos *et al.* (2001) pelo método Rb-Sr em turbiditos (rocha total).

Um segundo evento de deformação (D_2) é representado pela deformação rúptil-ductil que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão entre 1,97 e 1,95 Ga, por meio de um sistema de falhas transcorrentes de direção NW-SE (Klein *et al.* 2002). Esse evento afetou as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, mas não afetou os granitóides da Suíte Tropas e as unidades mais jovens da PAT. Um terceiro evento de deformação (D_3) corresponde a zonas de cisalhamento dúctil-rúptil transcorrente sinistral de direção média N-S, que cortam as estruturas D_1 . A deformação D_3 afetou a Suíte Creporizão e a Suíte Tropas entre 1 894 e 1 883 Ma, mas não afetou a Suíte Parauari, cuja idade (1 887-1 885 Ma) representa a idade mínima da deformação D_3 (Klein *et al.* 2002). Eventos deformacionais mais jovens que D_3 são eminentemente rúpteis, gerados durante a colocação dos plútons graníticos da Suíte Maloquinha e relacionados à tectônica extensional (Santos *et al.* 2001, Klein *et al.* 2002).

O cinturão orogênico Tapajós-Parima é um orógeno acrescionário do tipo andino (Fig. 3.2), no qual uma crosta oceânica (a oeste) colidiu com um continente (a leste). Este cinturão formou-se na era Paleoproterozóica, entre 2,05 e 1,87 Ga, sendo parcialmente mais jovem que a orogenia Transamazônica (2,25 a 2,0 Ga) reconhecida em toda a América do Sul. Durante o ciclo orogênico Tapajós-Parima, cinco sucessivas granitogêneses (sin a tardi-tectônicas) ocorreram na Província Tapajós no período Orosiriano da era Paleoproterozóica e formaram arcos magmáticos relacionados à subducção oceano-continente, os quais migraram de oeste para leste. Segundo Santos *et al.* (2004), ocorreram duas orogêneses distintas durante o ciclo orogênico Tapajós-Parima. A primeira orogênese, denominada Mundurucus (2,04 a 1,96 Ga), iniciou-se com a formação do arco de ilhas primitivo Cuiú-Cuiú (2,04 a 2,0 Ga), seguido da formação dos arcos magmáticos continentais Jamanxim ou Cumaru (~2,0 Ga) e Creporizão (1,98 a 1,96 Ma). Após um hiato de aproximadamente 50 Ma, começou a segunda orogênese, denominada Tropas, que também iniciou com a formação de um arco de ilhas primitivo (Tropas, 1,90 a 1,89 Ga), seguido da formação do arco magmático continental Parauari (1,89 a 1,88 Ga) que marca o fim do ciclo orogênico. Por outro lado, Vasquez *et al.* (2001) consideraram que houve apenas uma orogênese (Cuiú-Cuiú), sendo que os granitóides Creporizão, Tropas e Parauari foram interpretados como pós-colisionais (pós-tectônicos) em relação ao desenvolvimento do arco Cuiú-Cuiú. Quase todas as datações geocronológicas em grãos de zircão herdados dos granitóides dos arcos magmáticos resultaram em idades paleoproterozóicas, somente 20 a 140 Ma mais antigas que as idades dos arcos, indicando que a contribuição da crosta arqueana para a geração dos arcos foi mínima ou ausente. Os dados

isotópicos de Sm–Nd também indicam uma natureza juvenil para os granitóides dos arcos (Santos *et al.* 2000), os quais são compatíveis com idades modelo transamazônicas no intervalo 2,26 a 2,10 Ga.

Os eventos acrescionários foram seguidos por um sexto evento magmático vulcano-plutônico, intra-cratônico, tardi a pós-tectônico (pós-colisional) entre 1,88 a 1,86 Ga (Grupo Iriri e Suite Maloquinha), relacionado com fusão parcial da crosta arqueana do cráton Amazônico. Atividades magmáticas e sedimentares intra-cratônicas pós-tectônicas ou anorogênicas, relacionadas com rifteamento da crosta, ocorreram no final do período Orosiriano e início do Estateriano, tais como a Formação Buiuçu (1,87 a 1,79Ga), Diabásio Crepori (~1,78 Ga), Granito rapakivi Teles Pires (~1,76 Ga) e, já no Mesoproterozóico, os álcali basaltos da Suíte Cachoeira Seca (~1,19 Ga).

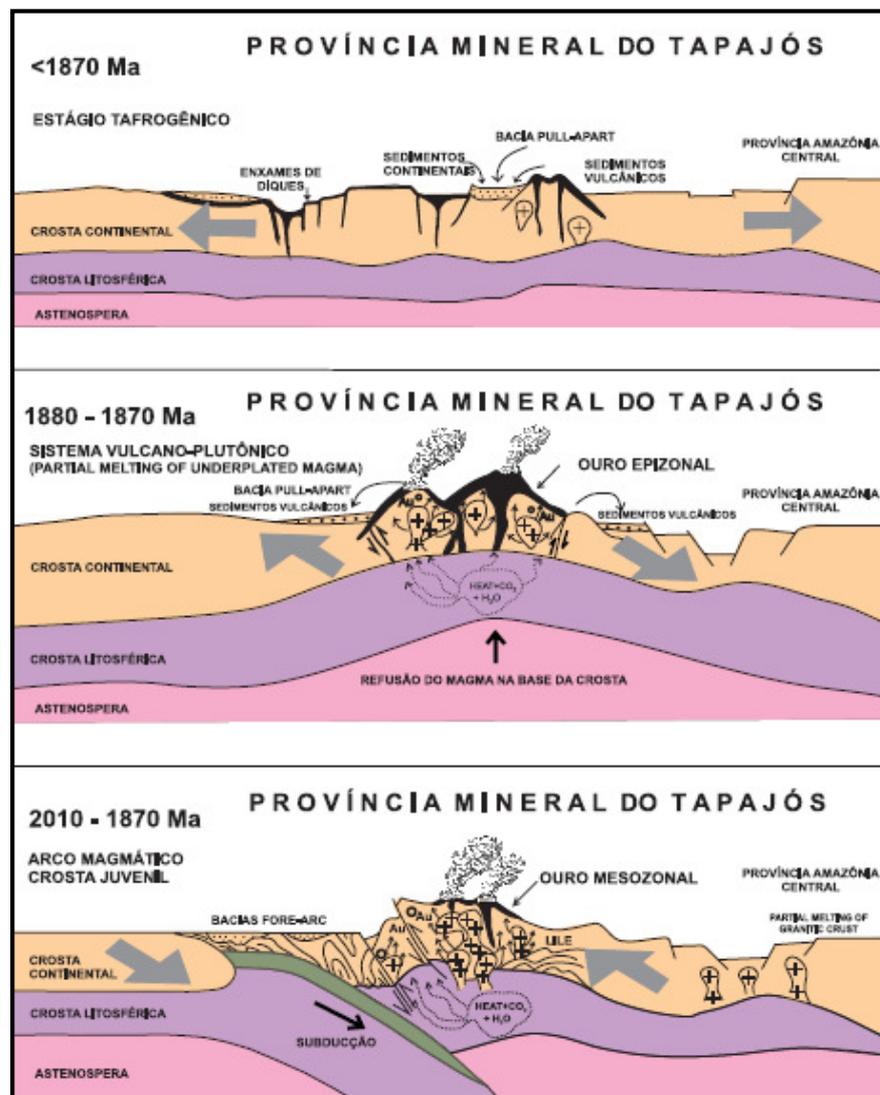


Figura 3.2- Evolução tectono-geológica proposta para a Província Mineral do Tapajós e sua relação com a mineralização de ouro.
Fonte: Coutinho, 2008.

3.10- DEPÓSITOS AURÍFEROS DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

Os dados geológicos até agora obtidos sobre a geologia da Província Tapajós e os depósitos auríferos primários mais estudados desta província permitiram a elaboração de uma classificação preliminar para esses depósitos em três grupos:

- 1- Depósitos orogênicos, segundo definição de Groves *et al.* (1998): veios de quartzo auríferos em zonas de cisalhamento que ocorrem principalmente na parte W e SW da Província Tapajós (Santos *et al.* 2001). São depósitos mesozonais que se encontram hospedados tanto em sequências vulcanossedimentares do Grupo Jacareacanga (Ex. Buiuçu, Tapajós, Maués), como em granitóides cálcio-alcálicos oxidados de arco magmático do Complexo Cuiú-Cuiú e Suíte Tropas (Ex. Patinhas, Goiano, Ouro Roxo, Cantagalo e Pepeu).
- 2- Depósitos relacionados a intrusões graníticas (*Intrusion-related gold deposits*), segundo definição de Sillitoe (1991): depósitos filonianos (Ex. Limão, Mamoal, Batalha) e disseminados tipo *stockwork* (Jutaí, Carneirinho e Abacaxis), epizonais, relacionados espacial e geneticamente com granitóides cálcio-alcálicos oxidados de arco magmático das Suítes Creporizão e Parauari e granitos alcálicos da Suíte Maloquinha, que ocorrem principalmente na parte N, E e SE da Província Tapajós (Santos *et al.* 2001).
- 3- Depósitos epitermais (Dreher *et al.* 1998; Jacobi, 1999; Nunes, 2001; Correa Silva *et al.* 2001; Juliani *et al.* 2004, 2005): depósitos filonianos e disseminados de alta e baixa sulfetação que ocorrem mais restritamente na parte central da Província Tapajós, hospedados em rochas vulcânicas e piroclásticas félsicas pós-caldeira, além de granófiros e diques porfiríticos tardi-tectônicos, do Grupo Iriri (Ex. Joel, David, V3). O minério ocorre em estruturas anelares e fraturas radiais de caldeira, associado com crostas silicosas e cavidades preenchidas por sílica (silicificação), hematita, pirofilita e alunita, alteração argílica e propilítica (depósitos de alta sulfetação), ou alteração potássica (adulária) e sericitização (depósitos de baixa sulfetação).

As composições dos isótopos de chumbo dos depósitos auríferos sugerem duas fases mineralizantes em 1,96 Ga e 1,88 Ga (Coutinho *et al.* 2000). Estes dois eventos mineralizantes estariam relacionados às duas orogêneses identificadas por Santos *et al.* (2004) e posicionados após o pico do metamorfismo nas duas orogêneses, em condições pós-colisionais. O evento mais antigo (1,96 Ga) coincide com a fase tardia da Suíte Creporizão, interpretada por Vasquez *et al.* (2001) como pós-colisional. O evento mais novo (1,88 Ga) é contemporâneo com o Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Maloquinha, considerados como eventos magmáticos pós-colisionais.

4- CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO OURO ROXO

4.1 INTRODUÇÃO

O depósito Ouro Roxo consiste em um sistema filoniano de veios de quartzo sulfetados, mineralizados a ouro, que compreende três setores denominados Ouro Roxo Norte, Ouro Roxo Médio e Ouro Roxo Sul (Figuras 4.1 **a**, **b** e **c**). Os corpos de minério estão hospedados em granodioritos e dioritos milonitizados da Suíte Intrusiva Tropas, de idade paleoproterozóica, e instalados ao longo de uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil de baixo a médio ângulo e direção N-S, denominada Ouro Roxo-Canta Galo.

Granitóides da Suíte Parauari, Granito Maloquinha e riolitos da Formação Salustiano do Grupo Iri são as unidades litoestratigráficas que também ocorrem na região de Vila Porto Rico, onde está situado o depósito Ouro Roxo. Entretanto, serão aqui descritas somente as unidades mais intimamente relacionadas com o depósito.



Figura 4.1- Imagem de satélite do Projeto Vila Porto Rico, em amarelo (**a**). Visão panorâmica das cavas do Ouro Roxo Norte em (**b**) e do Ouro Roxo Sul em (**c**).

4.2- SUÍTE INTRUSIVA TROPAS

Corresponde à unidade mais antiga e dominante na região das vilas Porto Rico e São José, às margens do rio Pacu, onde situa-se o depósito Ouro Roxo (Fig. 4.5). É a unidade encaixante do depósito Ouro Roxo, ocorrendo entre o rio das Tropas, ao sul, e o rio Tapajós, ao norte, na parte oeste da PAT. É constituída por granitóides mesocráticos, de coloração cinza escura a esbranquiçada e composição granodiorítica, tonalítica à diorítica. Normalmente são porfiríticos e isotrópicos, mas apresentam uma tênue orientação protomilonítica nas porções que foram afetadas pelo cisalhamento (Ouro Roxo-Canta Galo), de direção N-S (Figura 4.2). O mineral mais abundante nessas rochas é o plagioclásio, seguido de hornblenda, biotita, quartzo e feldspato potássico. Os minerais opacos são representados principalmente por magnetita e pirita. Santos *et al.* (2001, 2004) dataram essas rochas pelo método U-Pb em zircão e titanita em rochas que ocorrem na área do depósito e obtiveram idades entre 1907 ± 9 e 1892 ± 6 Ma.



Figura 4.2- Fotografia de testemunho de furo de sondagem de granodiorito da Suíte Intrusiva Tropas, com orientação protomilonítica nas porções afetadas pelo cisalhamento. (FURO-27/62 198,20m).

4.3-SUÍTE INTRUSIVA PARAUARI

Granitóides da Suíte Parauari ocorrem amplamente na Província Tapajós. Na área do depósito, região do rio Pacu, ocorrem a leste das vilas Porto Rico e São José, cortando os granitóides da Suíte Tropas (Fig. 4.5). Nesta área os granitóides Parauari são representados por batólitos não deformados de formas irregulares com certo alongamento segundo *trend* regional NW-SE. São constituídos por sienos e monzogranitos de coloração cinza, textura inequigranular de granulação média a grossa e porfirítica de granulação média, com biotita e hornblenda (Fig. 4.3). Normalmente são isotrópicos, apresentando localmente, porém, uma

incipiente orientação dabiotita e fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, marcando o fluxo magmático. Raramente apresentam foliação protomilonítica.

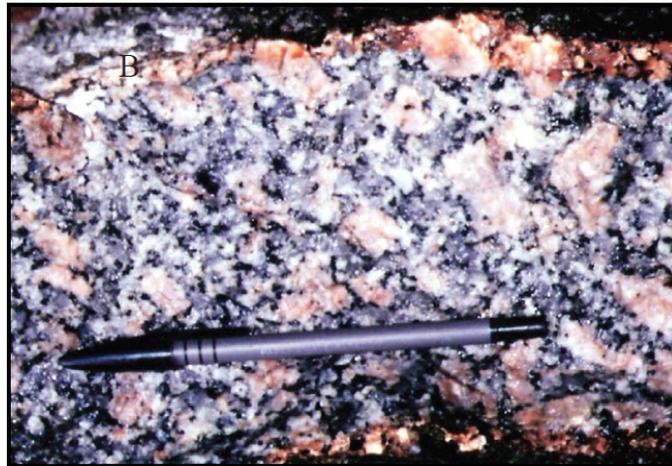


Figura 4.3- Fotografia de campo de monzogranito porfirítico de coloração cinza rosado, com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, da Suíte Intrusiva Parauari, presente na área do depósito Ouro Roxo.
Fonte: Vasquez *et al.* 2008.

4.4-SUÍTE INTRUSIVA MALOQUINHA

Batólitos e *stocks* graníticos, circulares e elipsoidais, com certa orientação segundo as direções N-S e NW-SE, da Suíte Maloquinha, cortam os granitóides Tropas e Parauari na região do rio Pacu, a leste e a oeste das vilas Porto Rico e São José e do depósito Ouro Roxo (Fig. 4.5). Estes *plutons* são constituídos por sienogranitos e alcaligranitos, com biotita e hornblenda, leucocráticos de coloração vermelha a rósea, isotrópico, normalmente equigranular de granulação média (Fig. 4.4).



Figura 4.4- Fotografia de campo de sienogranito equigranular, isotrópico, de coloração vermelha a rósea, da Suíte Intrusiva Maloquinha, presente na área do depósito Ouro Roxo.
Fonte: Vasquez *et al.* 2008.

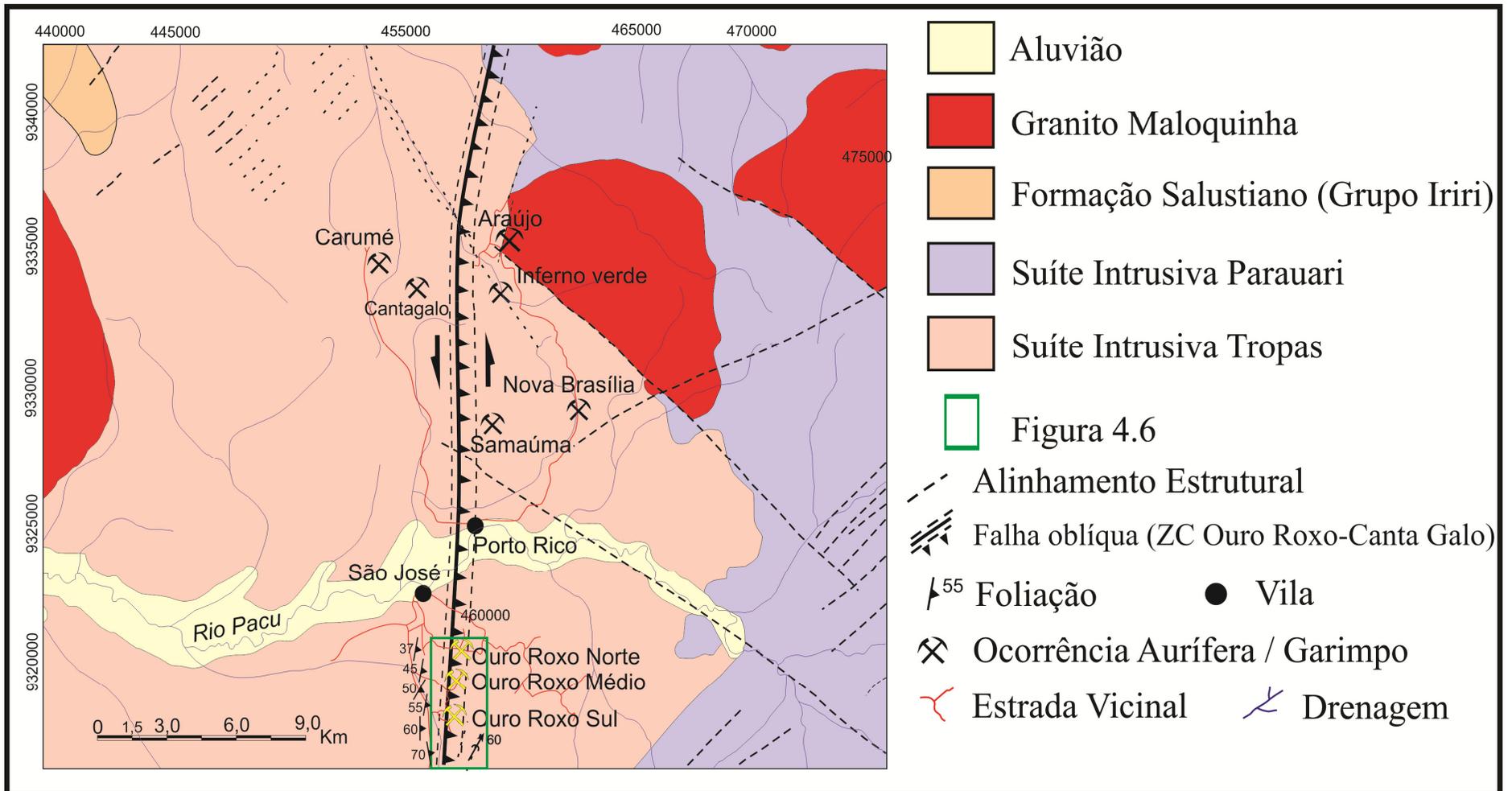


Figura 4.5- Mapa geológico da região da vila Porto Rico, mostrando a zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo e os alvos auríferos, com destaque para os três setores do depósito Ouro Roxo (Norte, Médio e Sul).

4.5- CORPOS MINERALIZADOS

O depósito Ouro Roxo compreende enxames de veios de quartzo e pirita (\pm calcopirita) cisalhados e/ou brechados, em que o conteúdo aurífero é normalmente proporcional à quantidade de sulfetos. Os veios são controlados estruturalmente pela zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo que corta granitóides de composição granodiorítica a tonalítica da Suíte intrusiva Tropas (Fig. 4.6). A zona de cisalhamento é constituída por brechas e milonitos (Fig. 4.7 a,b) que se intercalam em camadas e lentes métricas a decamétricas e envolvem porções mais preservadas de granitóides (pods).

Os veios mineralizados estão sempre envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido, normalmente proporcional à dimensão dos veios (Fig. 4.8), que é constituído principalmente por sericita e clorita com sulfeto (pirita) e minério disseminado. Os veios, juntamente com seus halos de alteração, podem formar zonas mineralizadas normalmente na direção principal do cisalhamento (N-S) com espessuras entre 10 cm e 1 m (Fig. 4.9 a,b). Corpos mineralizados tubulares de quartzo, na forma de charuto, também ocorrem na direção principal do cisalhamento (N-S).

Além de controlar o alojamento dos veios mineralizados, a zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo condicionou também a canalização dos fluidos mineralizantes e a deposição do minério em armadilhas estruturais (sítios de transtensão).

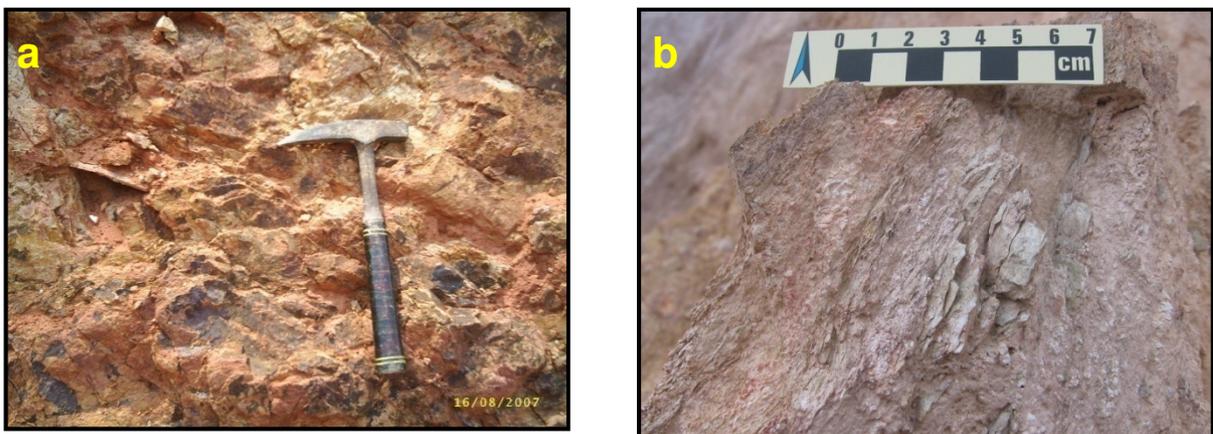


Figura 4.7-Fotografias de afloramento. **a)** brecha alterada com fragmentos de rocha granitóide. **b)** Milonito alterado com foliação N-S, mergulhando 60° para E.

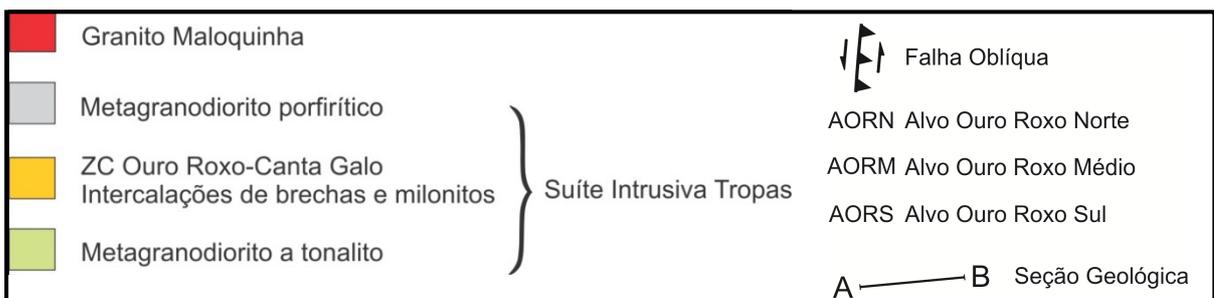
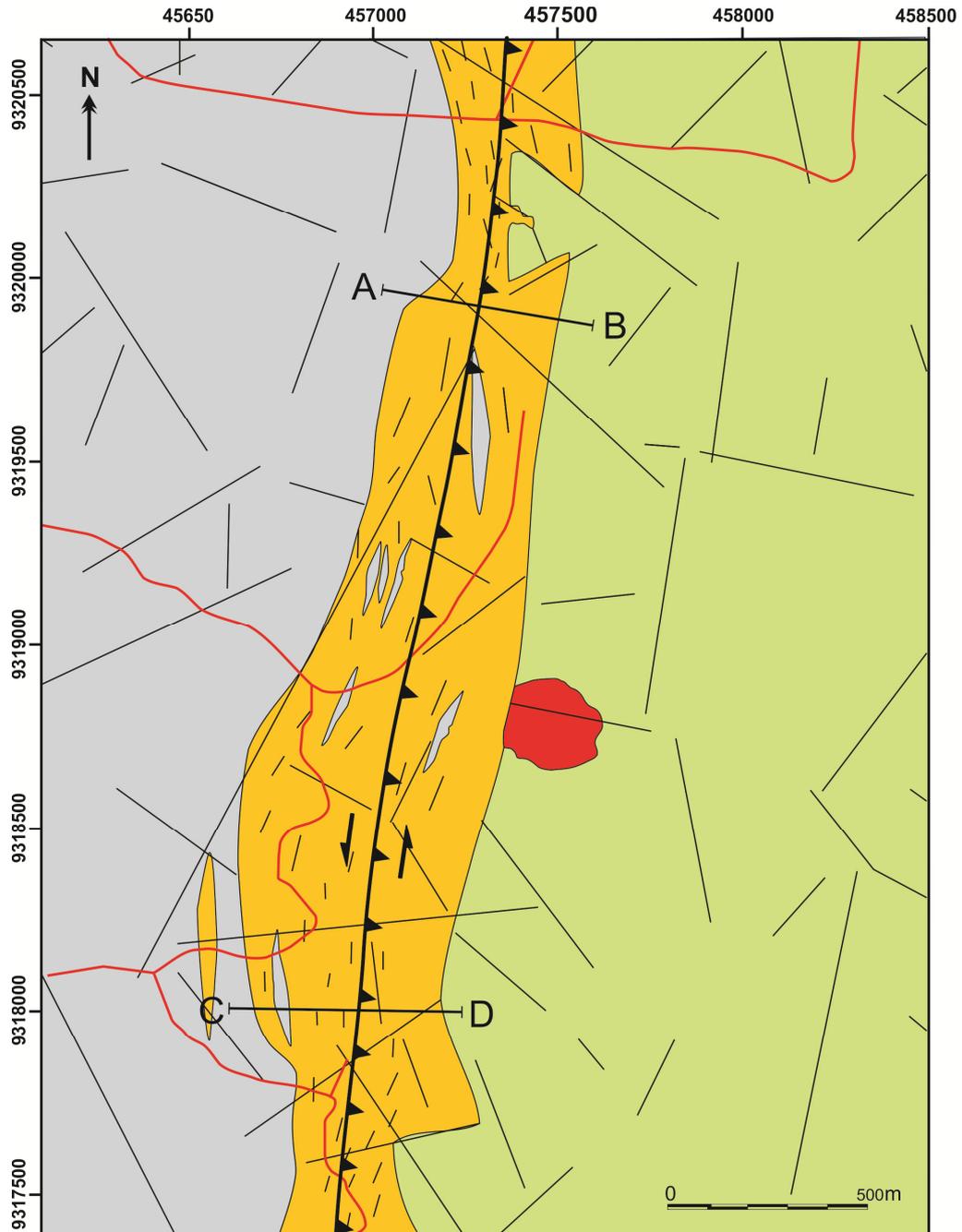


Figura 4.6- Mapa geológico de detalhe da área do depósito Ouro Roxo.
 Fonte: Modificado de Souza (2007).

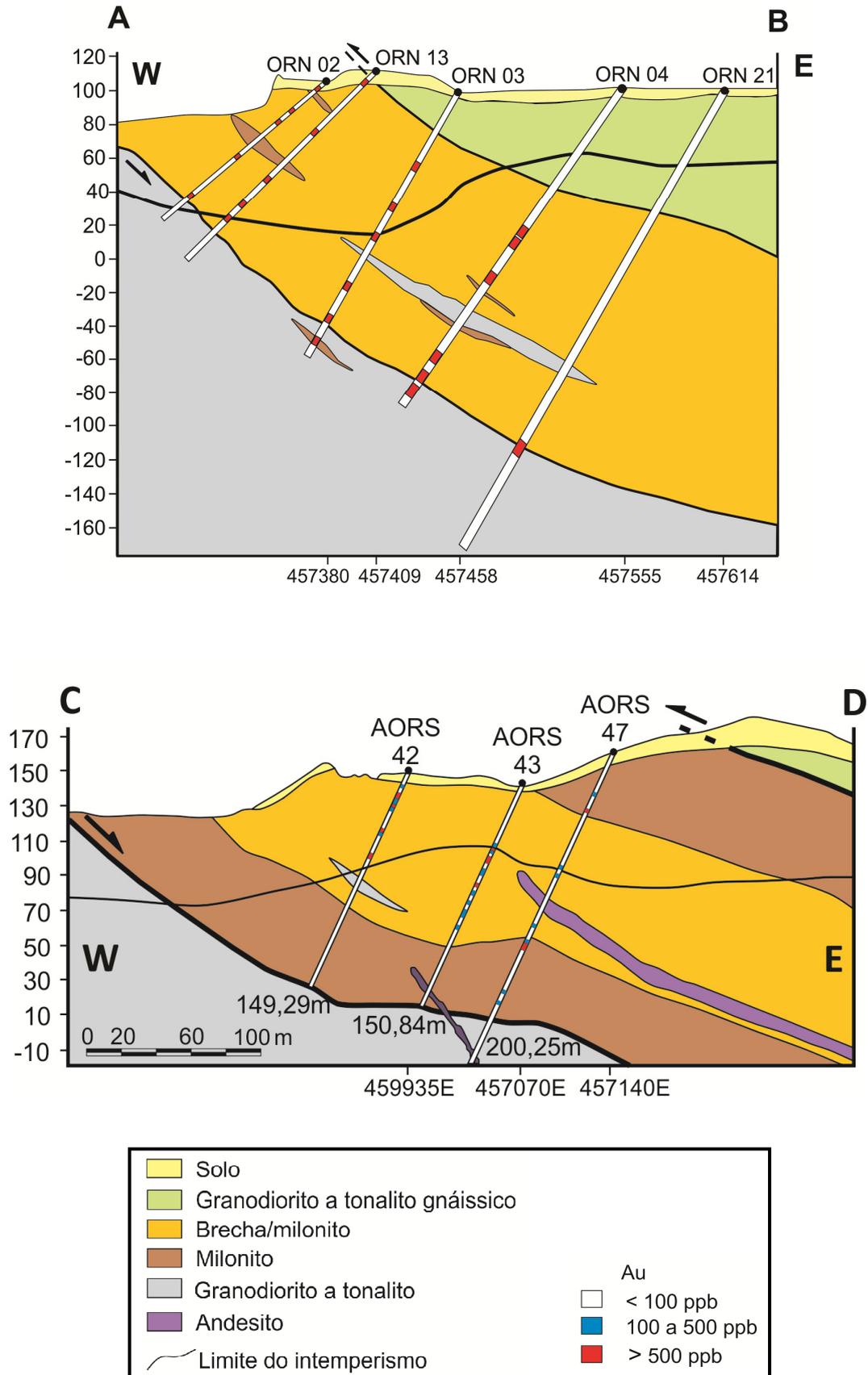
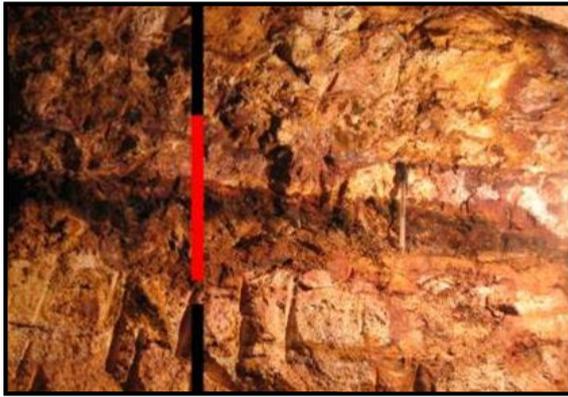


Figura 4.6- Seções geológicas (E-W) transversais à zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo, mostrando as porções mineralizadas na seqüência de brechas/milonitos. Seção AB (Ouro Roxo Norte) e seção CD (Ouro Roxo Sul).



ação bem desenvolvido



Duro Roxo, na direção
om sulfetos (interior de

5-PETROGRAFIA DAS ROCHAS ASSOCIADAS AO DEPÓSITO OURO ROXO

As rochas descritas aqui foram coletadas de 15 furos de sondagem (Anexo 1), a saber: furos 01, 03, 24, 27 (Ouro Roxo Norte), 35, 36, 37, 38 (Ouro Roxo Médio), 08, 12, 30, 34, 44 46, 49 (Ouro Roxo Sul) que mostraram uma seqüência evolutiva a partir de um protólito granodiorítico que foi deformado, metamorfoisado e alterado pelo cisalhamento, formando metagranodiorito (granodiorito protomilonítico), milonitos, brechas e ultramilonitos e, finalmente, a zona mineralizada (veios mineralizados + halo de alteração) formou-se por uma combinação de processos de deformação cisalhante associados com metamorfismo dinâmico e alteração hidrotermal.

A simbologia utilizada nas fotomicrografias é Qtz: quartzo, F-k: Feldspato potássico, Plag: Plagioclásio, Bt: Biotita, Horn: Hornblenda, Tit: Titanita, Carb: Carbonato, Clo: Clorita, Ser: Sericita, Fen: Fengita, Py: Pirita, Cpy: Calcopirita, Cov: Covelita, Az: azurita, Bor: Bornita, Mag: Magnetita, Bi: Bismutinita, Bi: Bismuto nativo e Au: Ouro.

5.1 - PROTÓLITOS: granitóides da Suíte Intrusiva Tropas

Na região do depósito, predominam granitóides da Suíte Intrusiva Tropas que constituem os protólitos os quais foram afetados localmente pela zona de cisalhamento em torno de 1890 Ma atrás. O protólito mais importante na área é de composição granodiorítica, porém rochas tonalíticas e até quartzo dioríticas ocorrem mais restritamente, sendo que estas últimas, embora descritas na literatura (Santos *et al.* 2001, Ferreira *et al.* 2004), não foram identificadas na área estudada. Os granodioritos são normalmente porfiríticos, apresentando-se, porém, levemente foliados. São constituídos por fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico de 2 a 6 mm na sua maior dimensão, envolvidos por uma matriz média a fina de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, hornblenda e biotita, (Fig. 5.1). Como minerais acessórios ocorrem allanita, titanita, zircão e opacos (magnetita e pirita). Como minerais secundários ocorrem clorita, sericita, epidoto e carbonato.

A foliação é definida pela orientação dos minerais micáceos (clorita e biotita), o que empresta à rocha textura lepidoblástica (Fig. 5.2a). Localmente os metagranodioritos apresentam também textura do tipo granoblástica, evidenciada pela junção tríplice do quartzo (Fig. 5.2b).

O **plagioclásio**, de composição An₃₀₋₄₀ (andesina), apresenta-se como a fase mineral dominante, ocorrendo como fenocristais e também como cristais menores na matriz da rocha. Seus fenocristais exibem formas subédricas a anédricas, e granulação média a grossa,

variando de 2 a 6 mm. Alterações como sericitização e/ou saussuritização, em diferentes intensidades, são comuns, chegando a formar massas irregulares de sericita sobre o plagioclásio (Figura 5.3 A, b).

O **feldspato potássico** ocorre como a segunda fase mineral mais abundante, tanto como fenocristais como em cristais menores na matriz da rocha. São subédricos a anédricos, de granulação grossa, normalmente pertíticos e argilizados ou sericitizados. (Figura 5.4).



Figura 5.1- Fotografia de testemunho de furo de sondagem de metagranodiorito porfirítico levemente foliados da Suíte Intrusiva Tropas, (Amostra 03/24 179,75m).

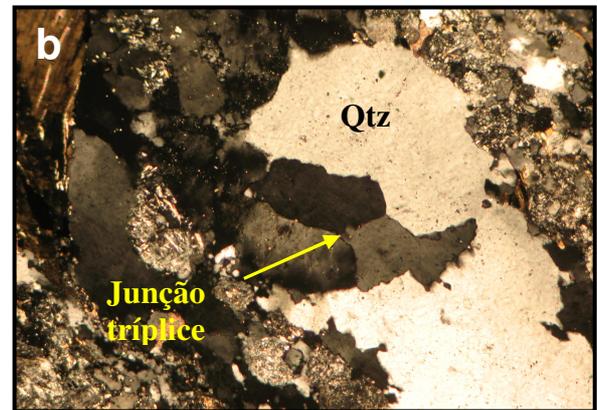
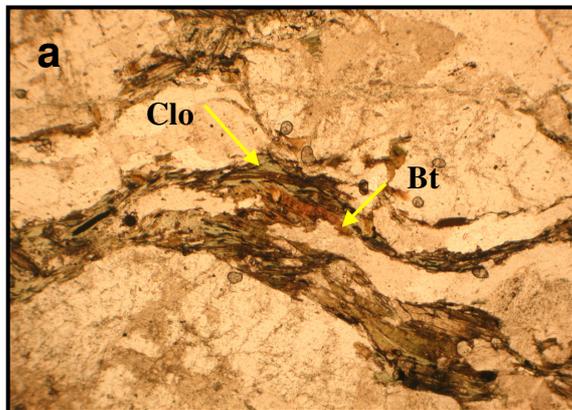


Figura 5.2- Fotomicrografiase aspectos texturais do metagranodiorito, mostrando foliação incipiente, caracterizada pela orientação das micas (clorita (clo) e biotita (bt) em (a) (Amostra 27/62-198,20 m, LT, Nicóis //, obj. 5x) e junção tríplice no quartzo (Qtz) em (b) (Amostra 27/62-198,20m, LT, Nicóis X, obj. 10x).

O **quartzo** ocorre como mineral intersticial de granulação fina a média, exibindo extinção ondulante moderada (Figura 5.5), bem como ocorrências na matriz. Está presente também como produto de transformação do anfibólio, na forma de inclusões nos cristais de hornblenda (Figura 5.6).

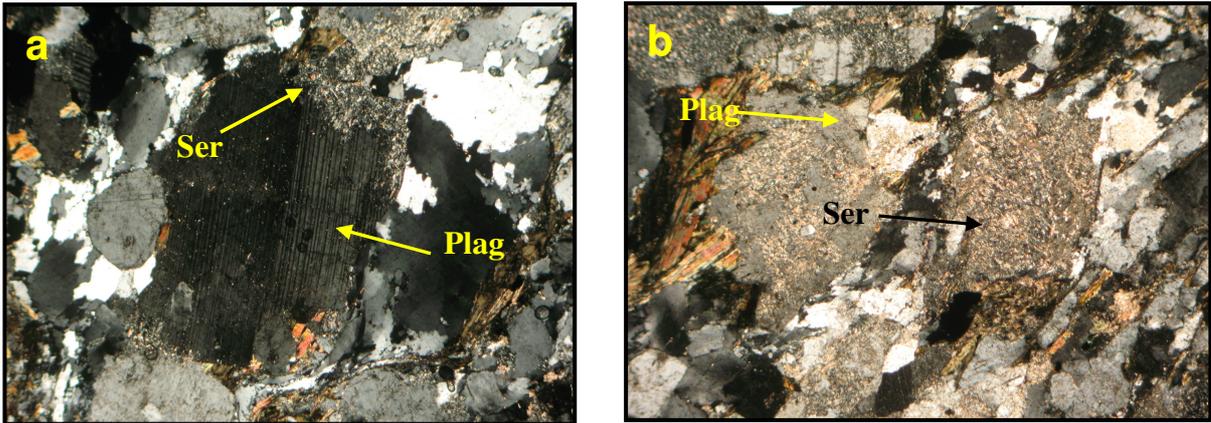


Figura 5.3- Fotomicrografias de cristais de plagioclásio (Plag) alterados, mostrando sericitização incipiente, com porções do mineral parcialmente preservadas (a) (Amostra 27/62-198,20m, LT, Nicóis X, 10x) e sericitização mais acentuada, em que a alteração afetou todo o cristal (b) (Amostra 27/62-198,20m, LT, Nicóis X, 10x).

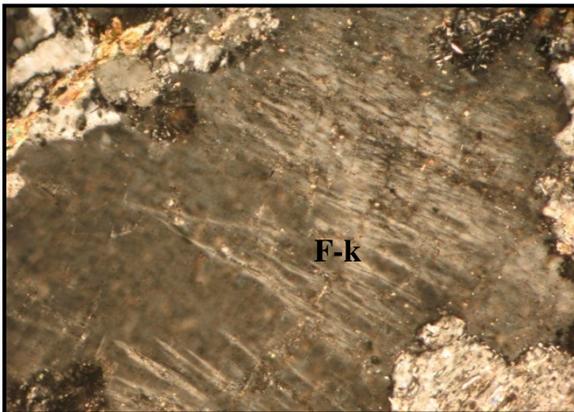


Figura 5.4- Fotomicrografia de cristal feldspato potássico pertítico (F-k) (Amostra 27/62-198,20m, LT, Nicóis X, 2,5x).

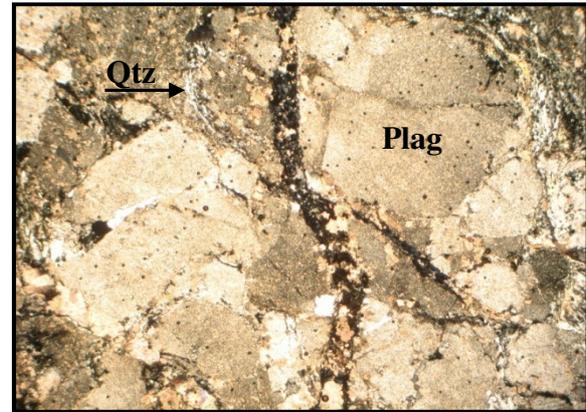


Figura 5.5- Fotomicrografia do aspecto intersticial do quartzo (Qtz), ocupando fraturas entre cristais de plagioclásio(Plag) (Amostra 27/62-198,20m, LT, Nicóis X, 2,5x).

A **hornblenda** ocorre normalmente na forma prismática, com pleocroísmo variando de verde-claro a verde-amarelado. Apresenta-se normalmente intensamente alterada (Fig 5.6 a) e substituída pela clorita e carbonato, chegando a formar pseudomorfos destes dois minerais, associados com titanita e magnetita (Figura 5.6b). A **biotita** apresenta-se na forma de lamelas subedrais e anedrais de granulação fina, com pleocroísmo marrom-esverdeado a castanho-claro. Altera-se comumente para clorita (Figura 5.7), a qual ocorre também como finas lamelas e como pseudomorfos provenientes da alteração do anfibólio. Inclusões de zircão na biotita são comuns.

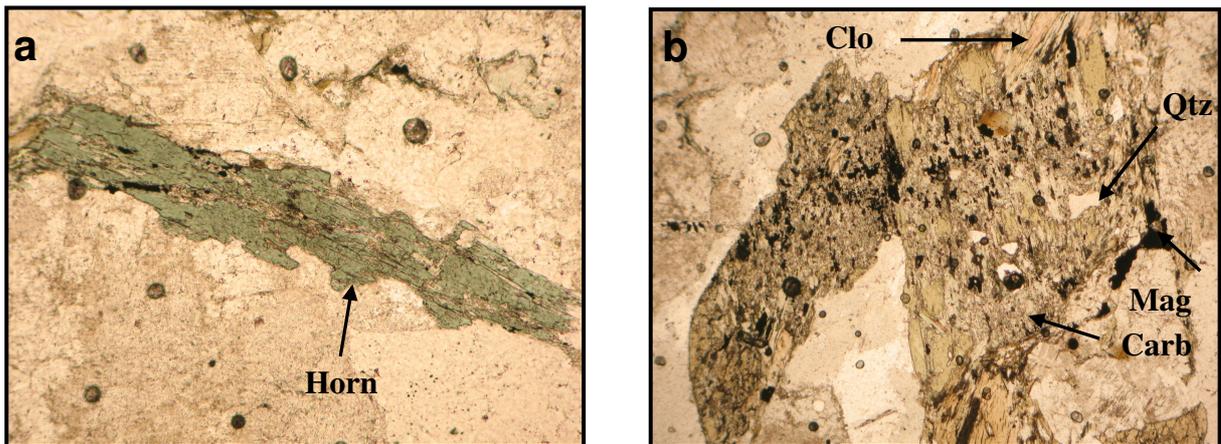


Figura 5.6- Fotomicrografia de cristais de hornblenda (Horn) alterados. **a)** Cristal prismático parcialmente cloritizado (Amostra 26/62-198,20m, LT, Nicóis // 5x). **b)** Cristais corroídos e alterados substituídos por clorita (Clo) e carbonato (Carb), com inclusões de quartzo (Qtz) e magnetita (Mag) (Amostra 27/62-198,20m, LT, Nicóis X,10x).

A **titanita** é um dos principais minerais acessórios primários do granodiorito e ocorre como agregados de cristais subédricos com seção losangular, comumente associados com anfibólio (Fig. 5.8a). Apresenta um fraco pleocroísmo castanho-claro a castanho-amarronzado. A alteração da biotita e do anfibólio pode liberar titânio e formar titanita secundária, porém não é o caso da titanita que ocorre nesses granitóides estudados. Foi observado apenas um cristal prismático de **allanita** de coloração verde-acastanhada, apresentando feições de corrosão em seu centro e deformação rúptil em suas extremidades (Fig. 5.8b). Os minerais **opacos** são representados pela magnetita e pirita. Ocorrem como cristais anedrais de granulação fina, normalmente inclusos em minerais ferromagnesianos (Fig. 5.8a e 5.9).

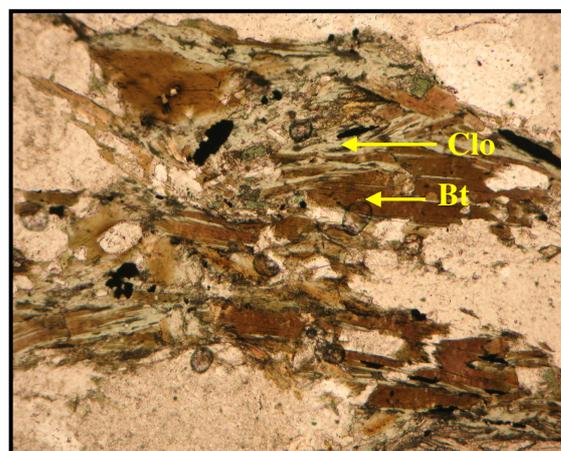


Figura 5.7- Fotomicrografia de biotita alterada para clorita (Clo), (amostra 27/62-198,20m, luz transmitida, Nicóis // 5x).

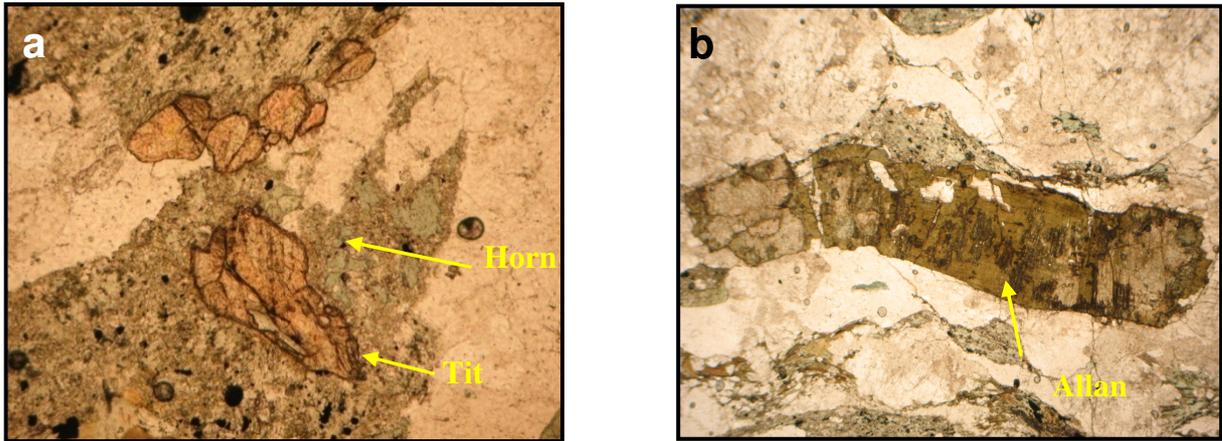


Figura 5.8- Fotomicrografia de minerais acessórios do granodiorito. **a)** Agregado de cristais de titanita (Tit) primária com seção losangular associada com hornblenda (Horn) e magnetita (Mag)(Amostra 27/62-198,20m, luz transmitida, Nicóis// obj. 10x). **b)** Cristal de allanita (Allan), com corrosão no centro e fraturado em uma extremidade. (Amostra 27/62-198,20m, LT, Nicóis// 2,5x).

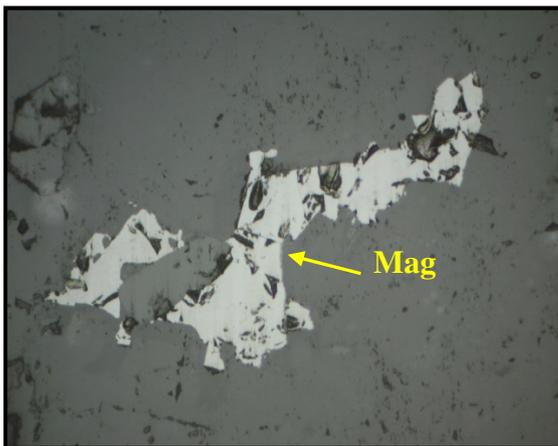


Figura 5.9- Fotomicrografia de cristais anédricos de magnetita (Mag) (Amostra 27/62-198,20m, LR, Nicóis// 20x).

5.2- ROCHAS DO CISALHAMENTO

O efeito e a atuação do cisalhamento nos granitóides Tropas, com intensidades variáveis, transformou os protólitos em uma intercalação de brechas e milonitos. Os termos dúcteis desta sequência variam desde metagranodioritos, protomilonitos até ultramilonitos, associados com termos rúpteis (brechas), indicando que o processo foi progressivo e ocorreu na zona de transição dúctil-rúptil. Além de deformada, essa intercalação encontra-se também hidrotermalmente alterada e mineralizada.

5.2.1-Protomilonitos: granodiorito da Suíte Intrusiva Intrusiva Tropas

Os protomilonitos caracterizam-se pela granulação média a grossa epouca matriz em relação aos porfiroclastos de plagioclásio (Fig. 5.10), apresentando, porém, uma discreta foliação definida pelas minerais micáceos fengita e clorita (Fig. 5.11a). Feições de

deslocamento e rotação de fragmentos por fraturas de cisalhamento estão presentes nos cristais de quartzo da rocha (Fig. 5.11b)

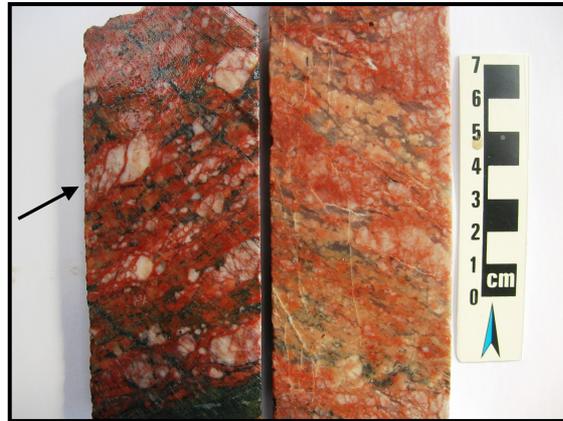


Figura 5.10- Fotografia de testemunho de furo de sondagem do protomilonito mostrando feições macroscópicas de deslocamento e rotação de fragmentos por fraturas de cisalhamento (seta). (Amostra 30/41-110,89m).

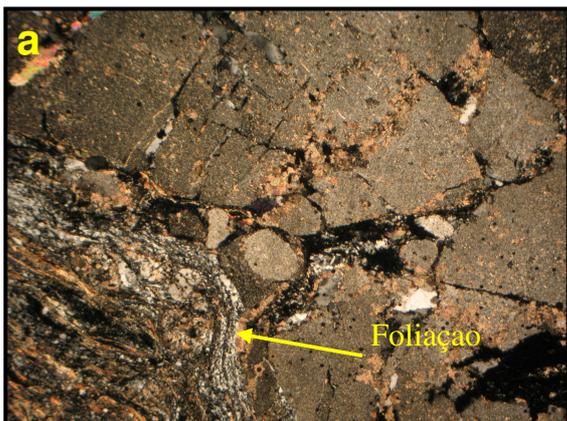


Figura 5.11- Fotomicrografias de protomilonito derivado dos metagranodioritos, mostrando discreta foliação definida pelos minerais micáceos (clorita e fengita) e pelo quartzo recristalizado (a) (Amostra 30/33-60,50m, LT, Nicóis X 2,5x) edeslocamento e rotação dos fragmentos de plagioclásio por fraturas de cisalhamento (b) (Amostra 30/41-110,89m, LT, Nicóis X 5x).

5.2.2- Milonitos: granodiorito da Suíte Intrusiva Intrusiva Tropas

A transformação dos protomilonitos em milonitos (Fig. 5.12) é acompanhada por uma variação no volume modal dos minerais por um aumento na proporção matricial da rocha em relação à diminuição do tamanho e quantidade dos porfiroclastos de plagioclásio e de feldspato potássico, de acordo com as definições de Sibson (1977).

Nos milonitos do depósito Ouro Roxo, o efeito da deformação produziu alguns elementos que são característicos desse tipo de rocha em que os granitóides originais foram transformados. Esse efeito é observado nointercrescimento epitaxial dos feixes

orientados, definindo os planos C do cisalhamento por meio dos minerais clorita e fengita (Fig. 5.13 a). As lamelas individuais desses filossilicatos apresentam extinção ondulante e feições de *mica-fish* (Fig. 5.13 b). Outra feição comum é a transformação dos porfiroclastos de plagioclásio em feições amendoadas, quando os mesmos apresentam-se envolvidos por mica branca, clorita e quartzo, juntamente com a feição de sombra de pressão gerada por quartzo microcristalino recristalizado, de cinemática sinistral (Fig. 5.14 a). Destaca-se também feição de microboudinagem desenvolvida nos cristais de plagioclásio (Fig. 5.14 b), demarcando foliação milonítica bem característica presente na rocha. As feições de cisalhamento também são facilmente reconhecidas nas microfalhas seguidas de deslocamento e rotação/distensão (Figura 27).



Figura 5.12- Fotografia de testemunho de furo de sondagem em milonito mostrando o aumento da proporção matricial da rocha e diminuição do tamanho e quantidade dos porfiroclastos de plagioclásio (Amostra Furo ORM 36/1-83,70 m).

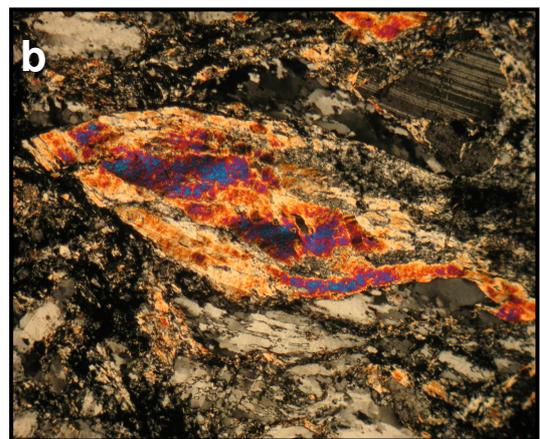


Figura 5.13- Fotomicrografias de feições da trama milonítica nos metagranodioritos. **a)** Planos C definidos por feixes orientados de biotita e clorita do milonito. (Amostra 30/38-89,33 m, LT, Nicóis X 2,5x). **b)** *mica-fish* em fengita de cinemática sinistral (Amostra 30/30,35 m, LT, Nicóis X 20x).



Figura 5.14- Fotomicrografia de milonito, mostrando o aspecto amendoado do porfiroclasto de plagioclásio envolvido por mica branca, clorita e quartzo, e a sombra de pressão gerada por quartzo microcristalino recristalizado, de cinemática sinistral (Amostra 30/43 109,69m, LT, Nicóis X 10x).

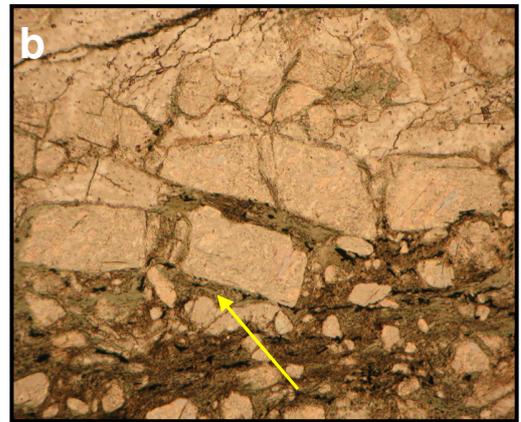
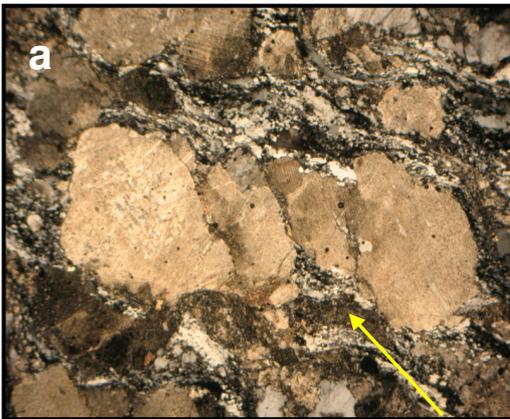


Figura 5.15- Fotomicrografia de plagioclásio em milonito, mostrando o deslocamento e rotação de fragmentos de plagioclásio, gerados por fraturas de cisalhamento em (a) (Amostra 30/41-110,89m, LT, Nicóis X 5x) e microboudinagem em (b) (Amostra 30/43 109,69m, LT, Nicóis X 10x).

O quartzo estirado desses milonitos define uma lineação mineral de direção NW-SE que representa um importante marcador da cinemática do movimento tectônico cisalhante (Fig. 5.16a). Outra feição comum na trama milonítica, relacionada com este mineral, é a formação de *augens* de quartzo (Fig. 5.16b).

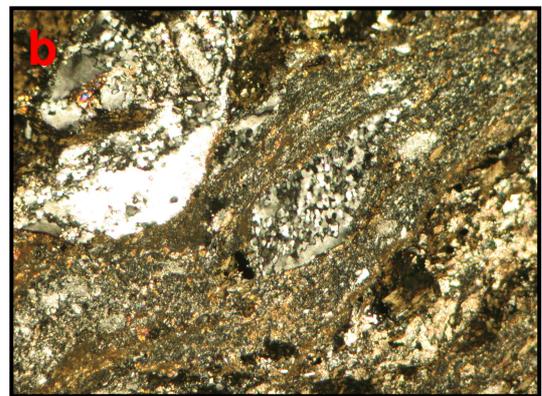


Figura 5.16- Fotomicrografia de quartzo em milonito, mostrando porfiroclasto estirado em uma matriz de quartzo recristalizado em (a) (Amostra 26/54-129,28m, LT, Nicóis X 10x) e *augens* de quartzo em (b) (27/61-189,33m, LT, Nicóis X 20x).

5.2.3- Ultramilonito: granodiorito da Suíte Intrusiva Tropas

O reconhecimento de ultramilonitos na área do depósito Ouro Roxo, embora de ocorrência localizada, indica que o cisalhamento foi profundo, alcançando condições plenamente dúcteis (Fig. 5.17 a). Essas rochas se caracterizam pelo aumento considerável da matriz da rocha, composta por mica branca, clorita e quartzo recristalizado em relação à quantidade de porfiroclastos reliquiais de plagioclásio e feldspato potássico, conforme as definições de Sibson (1977).

A rocha ultramilonítica apresenta coloração cinza escuro, com alguns porfiroclastos de coloração levemente rosada. Como consequência do processo de ultramilonitização, a foliação definida pela orientação e deformação dos minerais micáceos (clorita e fengita) torna-se mais proeminente (Fig 5.17 b), tendendo a se paralelizar com as bordas da zona de cisalhamento.

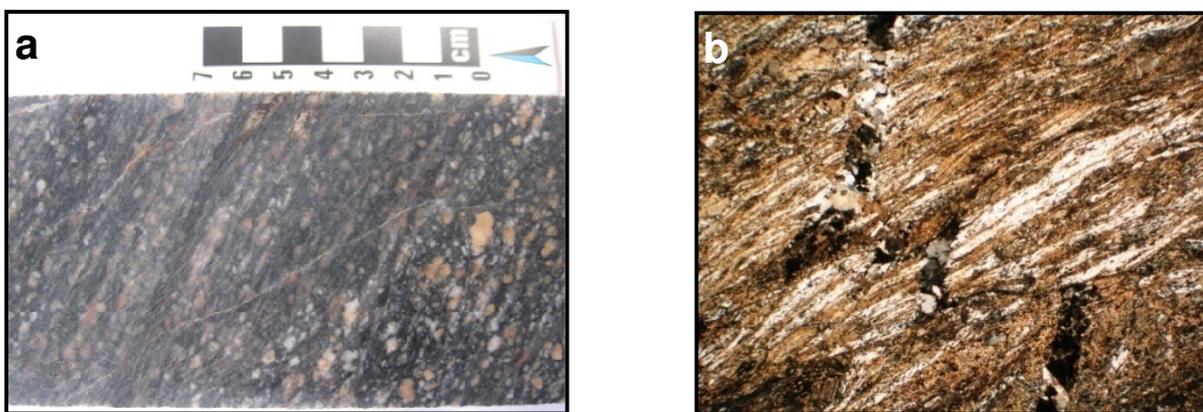


Figura 5.17- Fotografia de testemunho de furo de sondagem de ultramilonito, mostrando o aumento da matrix da rocha em relação à quantidade dos porfiroclastos de plagioclásio em (a) (Amostra ORM Furo 08/1-13,80m) e fotomicrografia mostrando a forte foliação milonítica definida pela orientação e deformação dos minerais micáceos (clorita e fengita) em (b) (Amostra 30/35-64,03 m, LT, Nicóis X 10x).

5.3-ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A circulação de fluidos em zonas de cisalhamento é um fenômeno amplamente reconhecido como responsável pela alteração de rochas e pela deposição de elementos de interesse econômico, como o ouro. A extensa formação de milonitos, brechas e veios de quartzo durante o período de atividade de uma zona de cisalhamento evidencia que a pressão de fluidos nesta zona excedeu a pressão litostática, como observado por Hippert (1998) e Sibson (1990).

Na área do depósito Ouro Roxo, a circulação de fluidos, controlada pela zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo, resultou não só na deposição do minério aurífero como também no processo de alteração hidrotermal que afetou as rochas hospedeiras dos corpos

mineralizados, formando halos de alteração em volta dos mesmos. As rochas hidrotermalizadas nos halos de alteração exibem normalmente certa anisotropia, coloração cinza esverdeada, granulação fina e são constituídas principalmente por sericita, clorita e quartzo microcristalino e cortadas por vênulas de quartzo, sulfeto e carbonato (Fig. 5.18 a, b). A intensidade da alteração hidrotermal aumenta dos protólitos granodioríticos da Suíte Tropas, pouco afetados pelo cisalhamento, até a zona mais intensamente cisalhada constituída por milonitos e ultramilonitos que hospedam os corpos mineralizados (Tabela 2).

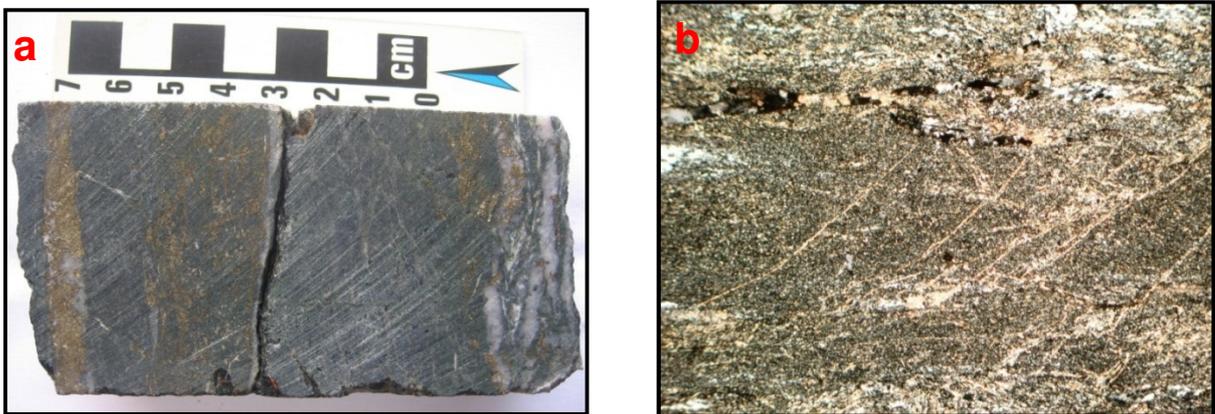


Figura 5.18- Rocha hidrotermalizada que hospeda os corpos mineralizados do depósito Ouro Roxo. **a)** Fotografia de testemunho de furo de sondagem de rocha hidrotermalizada com sulfeto disseminado, cortada por veios de quartzo sulfetado (Amostra Furo 26/48-111m). **b)** Fotomicrografia de rocha hidrotermalizada composta por clorita, sericita e quartzo microcristalino (Amostra 30/35-64,03 m, LT, Nicóis //, 10x).

5.3.1-Alteração dos Protólitos: granodiorito da Suíte Intrusiva Tropas

Os granodioritos e tonalitos da Suíte Intrusiva Tropas que ficaram parcialmente preservadas da atuação do processo cisalhante e alteração hidrotermal são as rochas encaixantes do sistema hidrotermal do depósito Ouro Roxo. Três tipos de alterações foram reconhecidos nessas rochas: cloritização, sericitização e carbonatação que afetaram os granitóides sem destruir completamente sua composição mineralógica e texturas originais.

A cloritização afetou principalmente os minerais ferromagnesianos (biotita e anfibólio) do granodiorito, os quais foram substituídos pela clorita, chegando a formar pseudomorfos de clorita sobre o anfibólio ou biotita (Fig. 5.19 e 5.20). A sericitização afetou os feldspatos, principalmente o plagioclásio (Fig. 5.21), enquanto que a carbonatação atingiu o anfibólio e também o plagioclásio. O produto da alteração do plagioclásio normalmente é uma mistura de sericita, carbonato e epidoto, denominado saussurita.

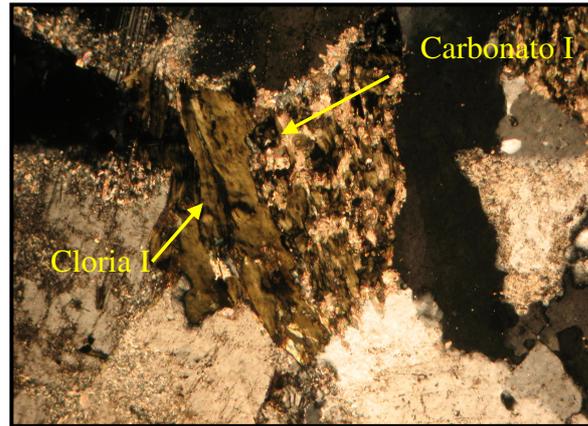


Figura 5.19- Fotomicrografia do metagranodiorito, mostrando a alteração da hornblenda para clorita I e carbonato I (Amostra 26/62-198,20m, LT, Nicóis X 10x).

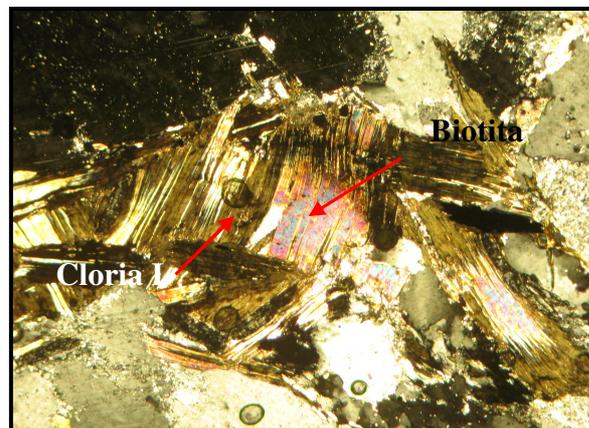


Figura 5.20- Fotomicrografia do metagranodiorito, mostrando a alteração da biotita para clorita I (Amostra 26/62-198,20m, LT, Nicóis X 20x).

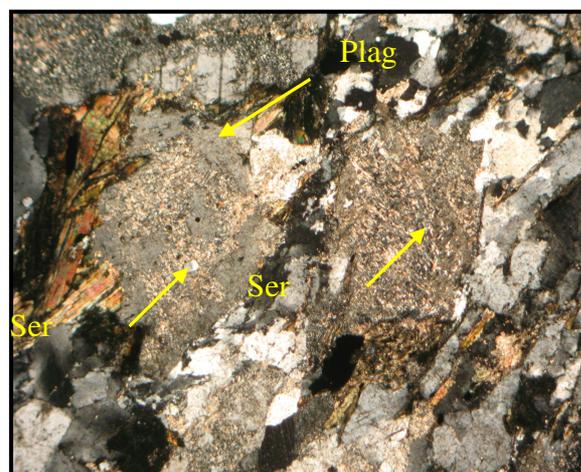


Figura 5.21- Fotomicrografia do metagranodiorito, mostrando a alteração de cristais de plagioclásio (Plag) para sericita (Ser) (Amostra 26/62-198,20m, LT, Nicóis X 20X).

5.3.2-Alteração das rochas do cisalhamento: granodiorito da Suíte Intrusiva Tropas

Nas rochas do cisalhadas (protomilonitos, milonitos e ultramilonitos), a alteração hidrotermal é nitidamente mais intensa e penetrativa quando comparada com a do metagranodiorito, refletindo o maior fluxo de fluidos nas rochas cisalhadas, com aumento da razão fluido/rocha. A associação do metamorfismo dinâmico (cisalhamento) com o processo hidrotermal resultou na completa obliteração dos minerais e textura primários do granodiorito. A alteração hidrotermal nas rochas do cisalhamento não só se intensificou como também se diversificou. Além dos três tipos reconhecidos nos metagranodioritos, foram identificadas a silicificação e sulfetação, relacionadas aos corpos mineralizados hospedados pelas rochas do cisalhamento. Os halos de alteração são normalmente proporcionais à espessura dos filões individuais, variando de alguns centímetros até alguns decímetros. Entretanto, a ocorrência dos filões em enxames resulta na superposição dos halos individuais, formando halos integrados de até dezenas de metros.

Cinco tipos de alterações foram caracterizados nas rochas do cisalhamento, a saber: 1) propilitização (clorita + carbonato + sericita); 2) alteração fílica (sericita + quartzo + carbonato + pirita); 3) carbonatação; 4) silicificação e 5) sulfetação.

As alterações fílica e propilitica são predominantes nos halos de alteração, ora predominando uma, ora outra. Estes dois tipos representam a continuação e intensificação da sericitização dos feldspatos e cloritização dos minerais ferromagnesianos reconhecidas nos protólitos (metagranodiorito). A alteração propilitica é caracterizada por cloritização proeminente nos milonitos, associada com carbonato e sericita subordinados, chegando a ser pervasiva (Fig. 5.22b). A clorita ocorre como finas lamelas com pleocroísmo verde claro a verde escuro, excepcionalmente ocorrendo como placas mais desenvolvidas (Fig. 5.22a). Corresponde à segunda geração (clorita 2), sendo a cloritização dos minerais ferromagnesianos do metagranodiorito, a primeira geração (clorita 1).

A alteração fílica é caracterizada por sericitização expressiva nos milonitos, associada com quartzo microcristalino, diminutos cristais de carbonato e pirita, além de porfiroclastos de quartzo estirados e de plagioclásio amendoado (Fig. 5.23 a, b). Alguns porfiroclastos de plagioclásio, embora alterados, mantiveram-se preservados, mas a maioria está em estado avançado de alteração, normalmente como pseudomorfos de sericita. A sericita ocorre como finas lamelas ripiformes com pleocroísmo verde amarelado ou azulado, marrom claro e róseo, indicando a presença de ferro e/ou magnésio na mica branca, o que caracteriza este mineral como fengita. Corresponde à segunda geração (fengita 2), sendo a sericitização dos feldspatos do metagranodiorito, a primeira geração (sericita 1).

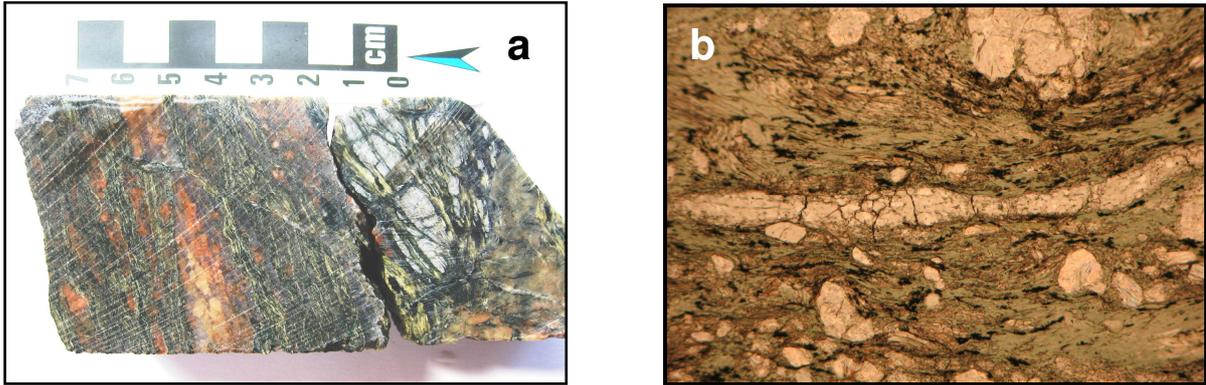


Figura 5.22- Cloritização nos milonitos. **a)** Fotografia de testemunho de furo de sondagem mostrando a cloritização (clorita 2) nos milonitos (Amostra 14/36 169,90m). **b)** Fotomicrografia mostrando a cloritização pervasiva (Clorita 2) em milonito (Amostra 30/38 89,33m, LT, Nicóis X 10x).

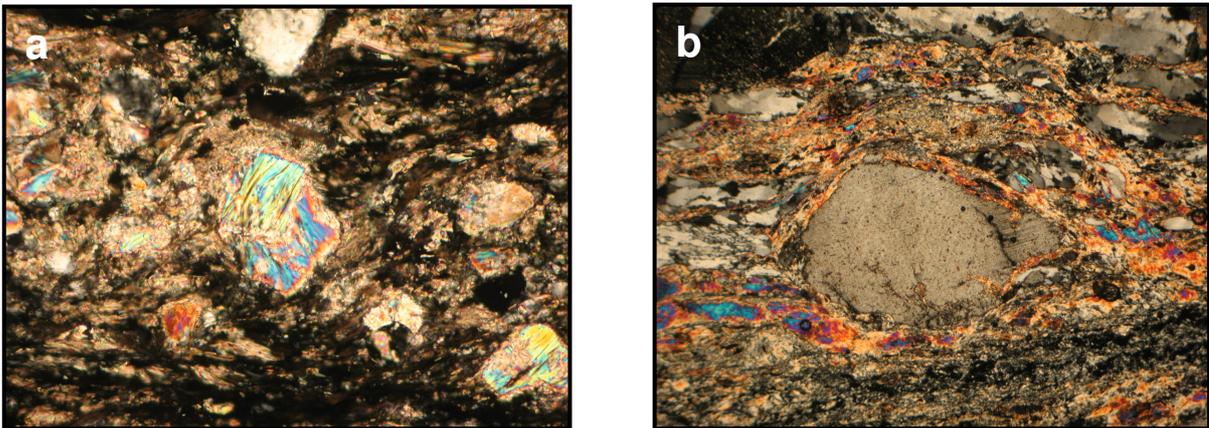


Figura 5.23-Fotomicrografias mostrando sericitização em milonitos. **a)** Pseudomorfos de sericita em porfiroclastos de plagioclásio em milonito (Amostra 30/38-89,33m, LT, Nicóis X 20x). **b)** Pseudomorfo reliquiar de plagioclásio amendoado envolvido por massa de sericita + quartzo (Amostra 30/30-30,35m, LT, Nicóis X 20x).

5.3.3- Halos de alteração hidrotermal dos corpos mineralizados: granodiorito da Suíte Intrusiva Tropas

Os corpos mineralizados do depósito Ouro Roxo são representados por veios e charutos de quartzo envolvidos por halos de alteração hidrotermal, estando o conjunto alojado nas rochas cisalhadas. Nos halos hidrotermais, a alteração foi mais intensa e sua paragênese se superpôs à paragênese metamórfica do cisalhamento, a qual foi obliterada pela paragênese hidrotermal, de tal modo que nos halos de alteração em volta dos filões não há mais trama milonítica, a não ser uma sutil anisotropia reliquiar evidenciada por uma discreta orientação da mica branca (fengita) e clorita de terceira geração. Estes dois minerais constituem a base

mineral dos halos de alteração, ora predominando a clorita, ora a fengita (Fig. 5.24 a). A clorita₃ ocorre como finas lamelas, localmente radiais, associadas com quartzo microcristalino e diminutos cristais ripiformes e tabulares de fengita₃ que envolvem os cristais de quartzo. Sulfetos, sobretudo pirita, ocorrem disseminados nas massas de sericita e clorita e também em vênulas. Além da pirita, calcopirita, bismutinita, bismuto nativo e ouro ocorrem em menor proporção. Massas silicosas podem ser bastante expressivas nos halos de alteração (silicificação), ocorrendo também como vênulas ou brechas silicosas (Fig. 5.24 b). Carbonato de segunda geração é um componente menor nos halos de alteração, associado com fengita₃ e clorita₃. Uma quarta geração de clorita e uma terceira geração de carbonato ocorrem em vênulas que cortam os halos de alteração (Fig. 5.25 a, b).

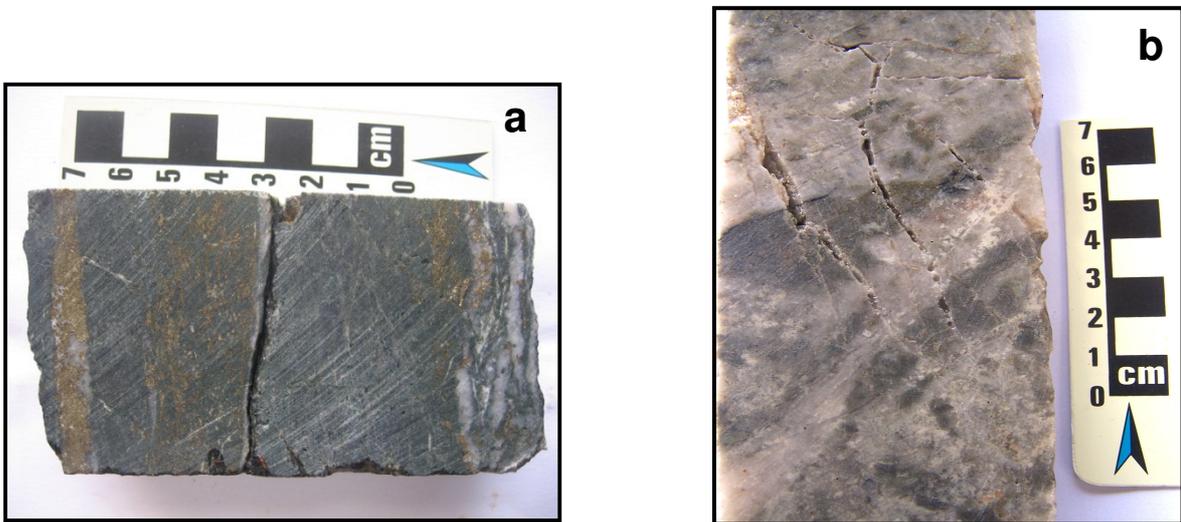


Figura 5.24- Fotografia de testemunhos de furos de sondagem do halo de alteração. Massa de clorita₃ + fengita₃ com vênulas de quartzo₇ e de pirita₃, em (a) (Amostra 27/48 111,88m). Brecha silicosa em (b) (Amostra 36/16-188,16m).

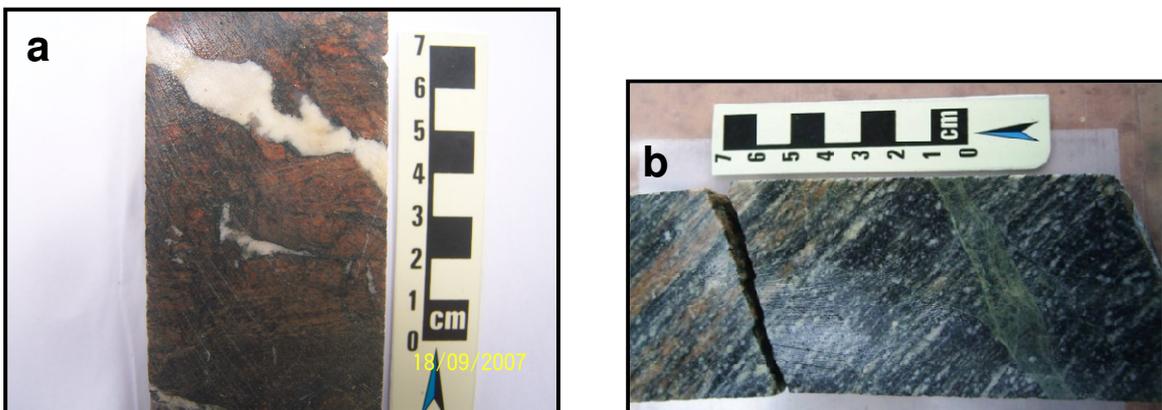


Figura 5.25- Fotografias de testemunhos de furo de sondagem de alteração venular. a) Vênulas de carbonato₃ cortando o milonito (Amostra 30/32 48,0m). b) Vênulas de clorita₄ cortando milonito. Amostra 30/36 77,02m, LT, Nicóis X 10x).

5.3.4 Veios e charutos de quartzo mineralizados

Hospedados nos halos de alteração ocorrem veios e corpos tubulares (charutos) de quartzo com sulfetos e ouro (Fig. 5.26a). Além do quartzo, os veios mineralizados contêm pirita e calcopirita e, em menor proporção, clorita, sericita, carbonato, bismutinita, bismuto nativo, bornita, azurita, covelita e ouro.

Cinco gerações de quartzo hidrotermal foram bem definidas, pelo estudo petrográfico, nos veios mineralizados. A primeira geração de quartzo hidrotermal corresponde à terceira geração deste mineral (quartzo3) do sistema Ouro Roxo, sendo o quartzo magmático a primeira geração (quartzo1) e o quartzo microcristalino (neoformado) dos milonitos a segunda geração (quartzo2). O quartzo3 foi interpretado como quartzo hidrotermal precoce, caracterizado pelo seu hábito cristalino anédrico com bordas corroídas e extinção ondulante (Fig. 5. 27). Uma segunda geração hidrotermal (quartzo4) é representada por cristais subédricos com bordas marcadas por agulhas de turmalina, estando associados ao quartzo3 (Fig. 5. 27 a,b). A terceira geração hidrotermal (quartzo5) é caracterizada por cristais microcristalinos também envolvidos por agulhas de turmalina (Fig. 5. 27 a,b), indicando, provavelmente, um pulso de cristalização rápida da sílica. A quarta geração hidrotermal (quartzo6) corresponde a cristais euédricos com inclusões de agulhas de turmalina (Fig. 5. 28). A última geração (quartzo7) é representada por vênulas de microcristais que cortam o minério sulfetado (Fig. 5. 29).

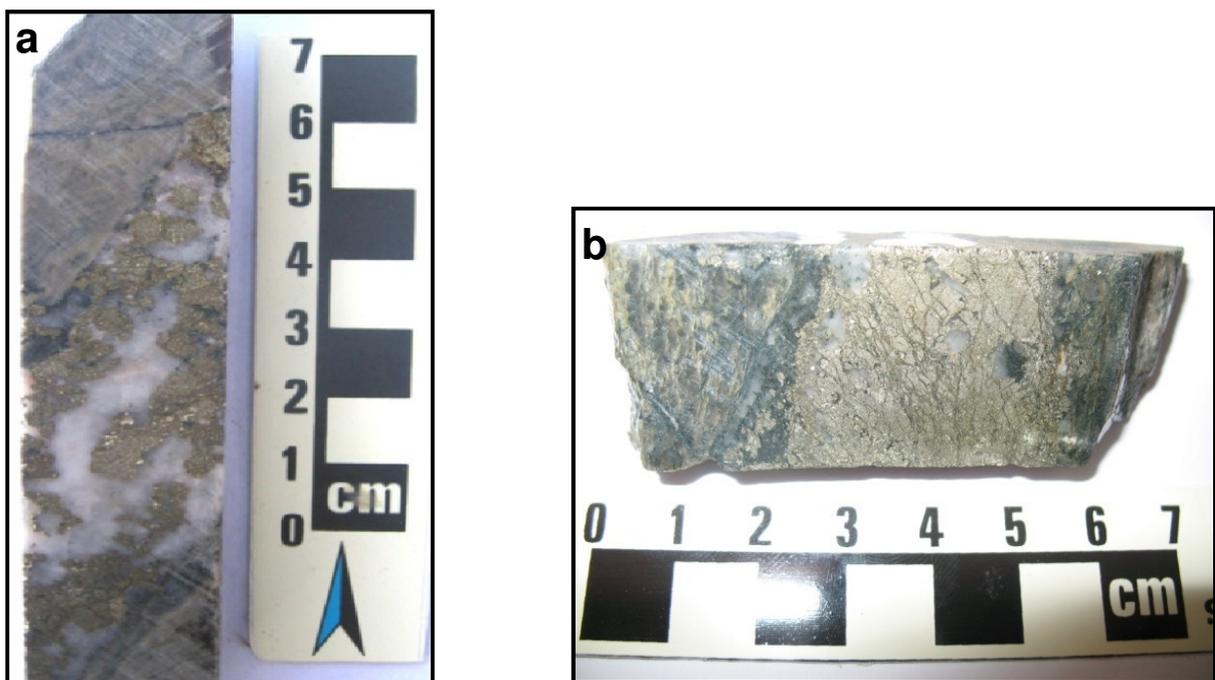


Figura 5.26- Fotografias de testemunhos de furo de sondagem mostrando veio de quartzo mineralizado em (a) e veio maciço de sulfeto em (b) (Amostra 43/53 56,16m).

A pirita é o mineral mais abundante depois do quartzo e o sulfeto dominante, embora, localmente, a calcopirita possaser mais abundante que a pirita. Entretanto, veios de pirita maciça com quartzo ocorrem excepcionalmente (Fig. 5.26b). Duas gerações de pirita hidrotermal foram identificadas. A primeira geração, representada por cristais anédricos que ocorrem nos veios e disseminada no halo de alteração (Fig. 5.30), corresponde à segunda geração deste mineral (pirita2) no sistema Ouro Roxo, sendo a pirita deformada (estirada), que ocorre nos milonitos (Fig. 5.31 a, b), a primeira geração (pirita1) pirita magmática. A segunda geração de pirita hidrotermal (pirita3) ocorre em cristais euédricos (Fig. 5.32), exibindo seções quadradas, retangulares e triangulares, em vênulas tardias que cortam rochas hidrotermalizadas do halo de alteração. O ouro ocorre como diminutos cristais anédricos associados com bismutinita, ambos inclusos em pirita2.

Duas gerações de calcopirita foram reconhecidas nos veios mineralizados. A primeira geração (calcopirita 1) ocorre normalmente como diminutos cristais xenomórficos associados com pirita2 (Fig. 5.33 a), os quais são comumente substituídos por azurita (Fig. 5.33 b), covelita e bornita (Fig 5.34). A segunda geração (calcopirita2) ocorre normalmente substituindo as bordas de cristais de pirita2 (Fig. 5.35).

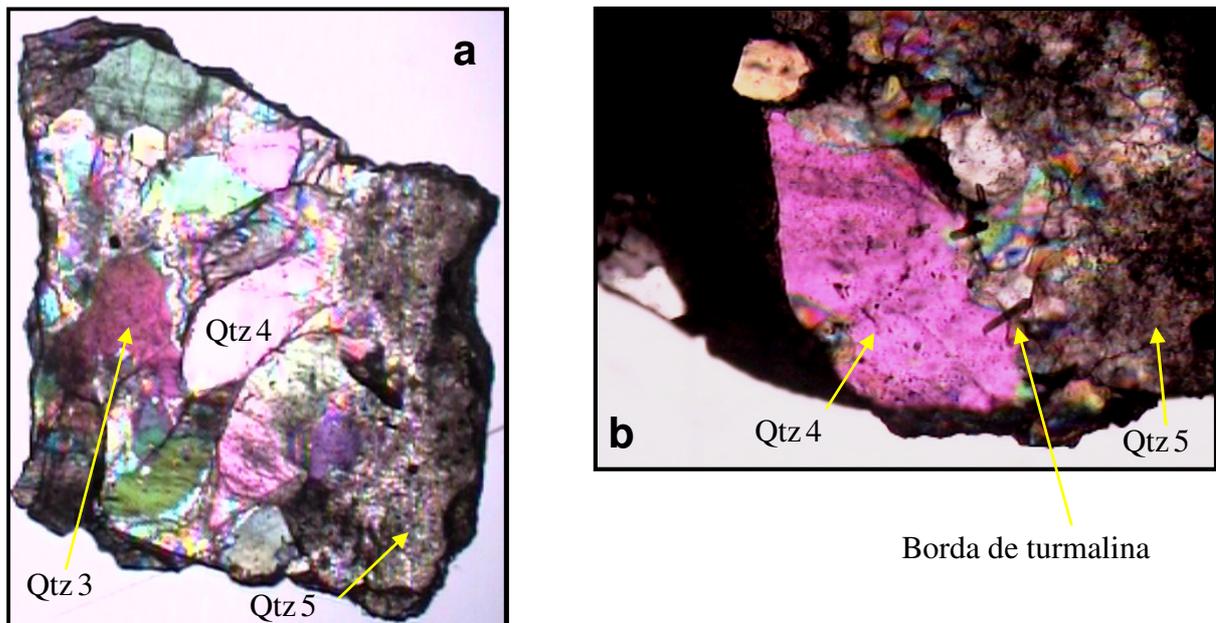


Figura 5.27- Fotomicrografias de quartzo dos veios mineralizados do depósito Ouro Roxo. **a)** Quartzo 3, 4 e 5 (Amostra 36/79 188m) LT, Nicóis X, 2,5x. **b)** Quartzo4 e 5(Amostra 36/69 124,5m) LT, Nicóis X, 5x.

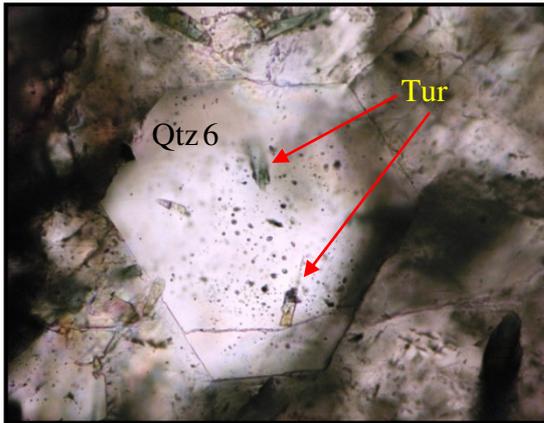


Figura 5.28- Fotomicrografia de quartzo 6 com turmalina (tur) em quartzo de veio mineralizado. Amostra 36/67 117,0m, LT Nicóis // 5x.

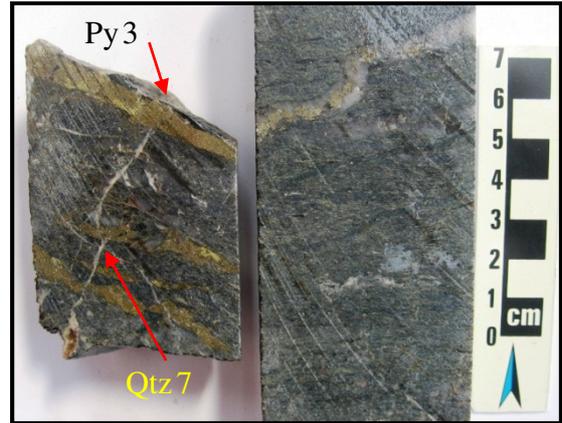


Figura 5.29- Fotografia de testemunho de furo de sondagem com vênulas de quartzo 7 cortadas por vênulas com pirita 3. Amostra 30/40 109,86m.

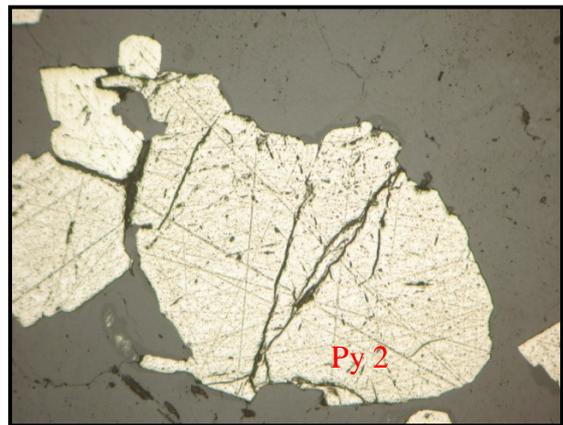
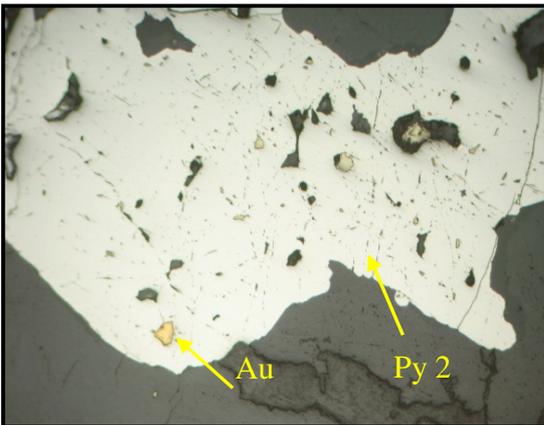


Figura 5.30- Fotomicrografias da pirita 2 com Au que ocorre nos veios de quartzo mineralizados. Amostra 26/54-129,28 m, LR Nicóis // 20x (a) e amostra 30/40 109,86m, LR, Nicóis // 20x (b).

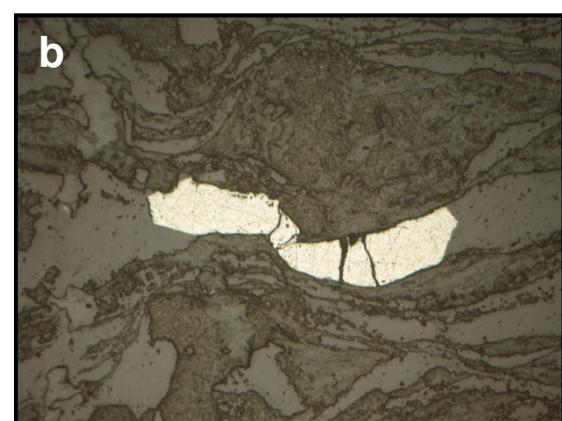


Figura 5.31- Fotomicrografias da pirita 1 de cinemática sinistral nos milonito, mostrando o caráter pretérito da pirita magmática, evidenciado pela deformação durante a atuação dos esforços, LT, Nicóis //, 20x (a) e LR, Nicóis //, 20x (b) (Amostra 30/44-109,86m).

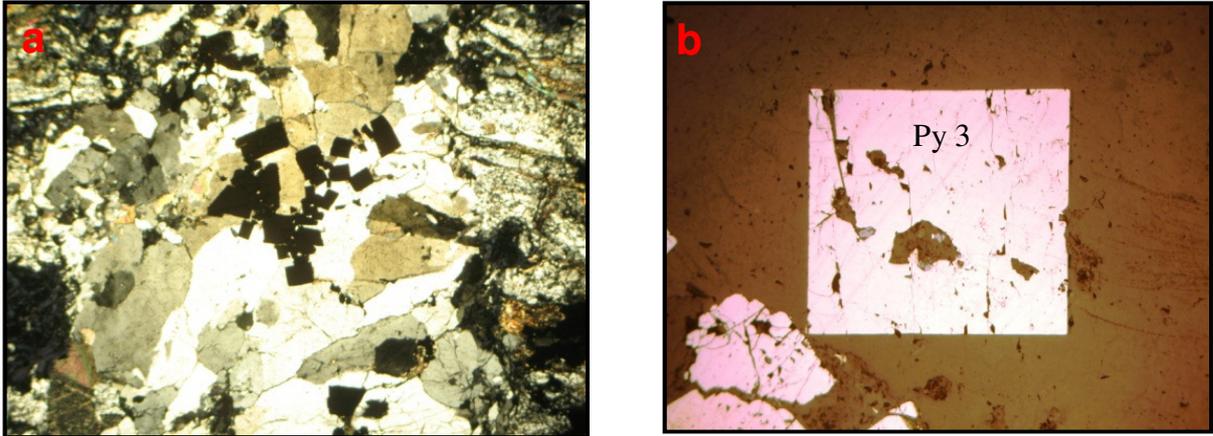


Figura 5.32- Fotomicrografias de cristais euédricos de pirita 3 (Py 3) pós-mineralização, sem relação aparente com a mineralização. Amostra 30/43 109,69m, LT Nicóis // 10x (a) e (b) (Amostra 30/44 109,86m, LR Nicóis // 40x).

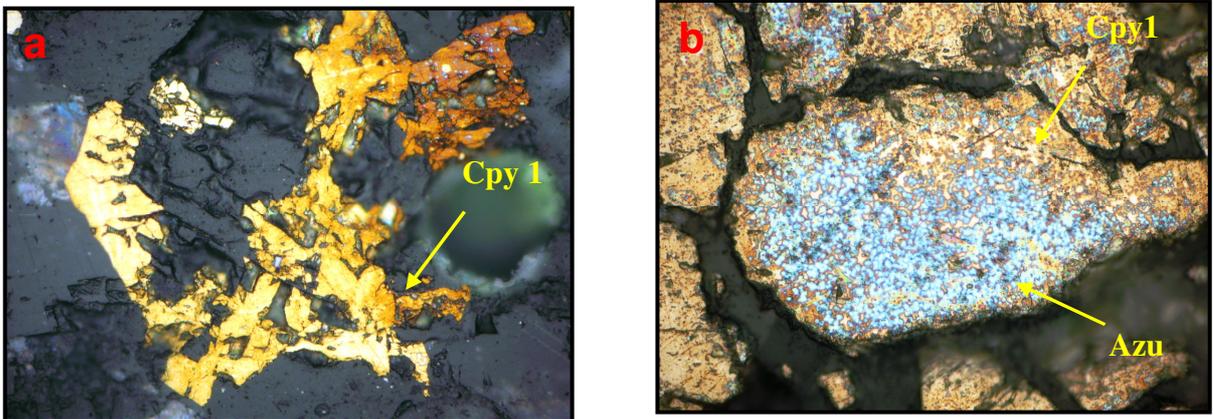


Figura 5.33- Fotomicrografias de cristais xenomórficos de calcopirita (Cpy) em (a) (Amostra - ORN 26/58-131,98m, LT, Nicóis // 20x) e cristal de calcopirita (Cpy 1) sendo substituído por azurita (Azu) em (b) (Amostra 26/58-131,98m, LR, Nicóis // 20x).

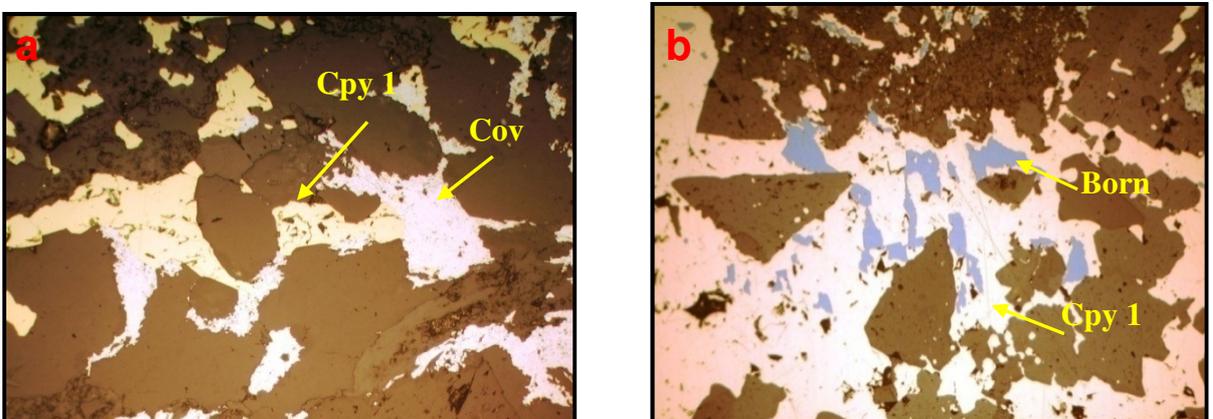


Figura 5.34- Fotomicrografias da calcopirita (Cpy) sendo substituída por covelita (Cov) em (a) (Amostra 43/53 56,16m, LR, Nicóis // 20x) e por bornita (Born) em (b) (Amostra 36/69 124,5m, LR, Nicóis // 20x).

A bismutinita ocorre nos veios de quartzo como cristais anédricos de coloração cinza azulada, comumente inclusos em cristais de pirita² e associados com finos cristais de bismuto nativo de coloração creme amarelada e de textura rugosa. Os cristais de Bi ocorrem normalmente nas bordas dos cristais de bismutinita, evidenciando sua substituição pelo Bi (Fig. 5.36). Esta situação sugere que o Bi cristalizou em condições de escassez de enxofre que foi consumido para formar a bismutinita.

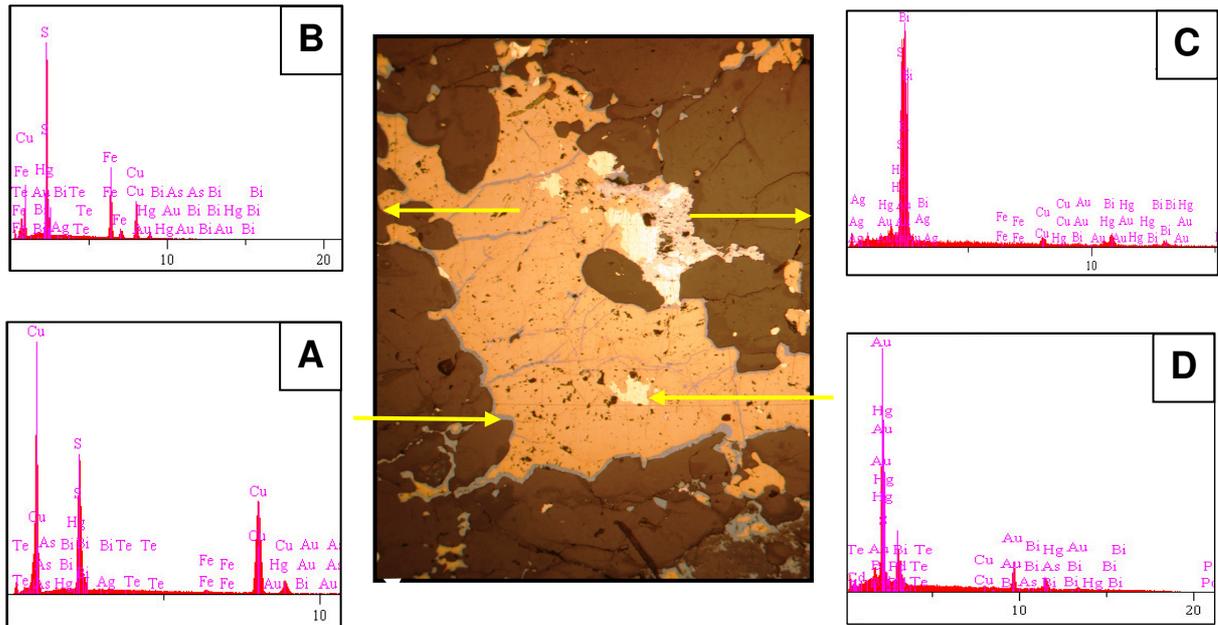


Figura 5.35- Fotomicrografia de cristal de pirita² associado com ouro e bismutinita, exibindo substituição por calcopirita² em suas bordas. Espectrograma EDS da calcopirita (A), pirita (B), bismutinita (C), e ouro (D), com seus respectivos picos. (Amostra 36/69 124,5m, LR, Nicóis // 20x).

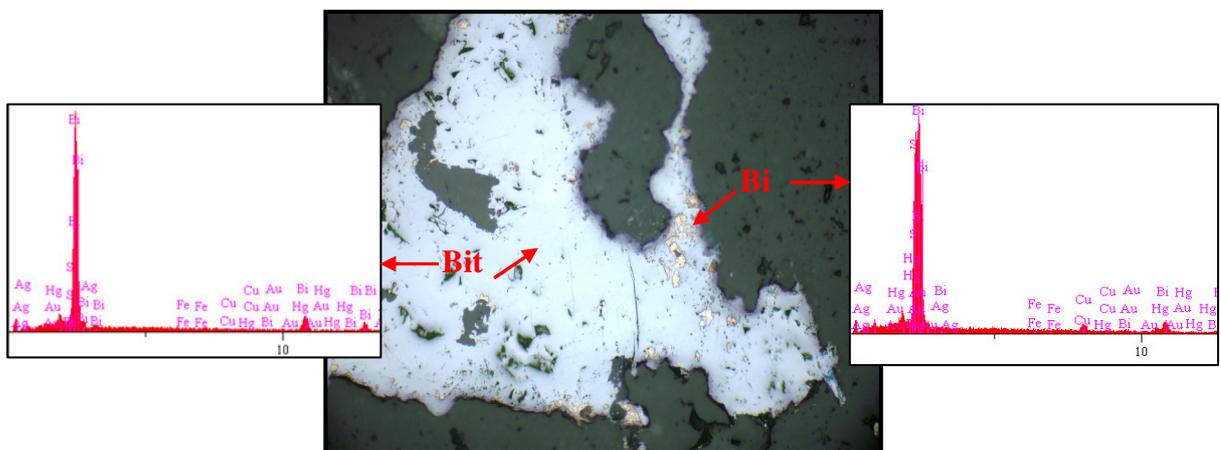


Figura 5.36- Fotomicrografia e espectrograma EDS de cristal de bismutinita (Bit) com substituição de bismuto nativo (Bi) nas bordas do cristal. (Amostra 36/69 124,5m, LR, Nicóis // 20x).

Carbonato de segunda geração (carbonato 2) e clorita de terceira geração (clorita 3) são minerais subordinados nos veios mineralizados, associados ao quartzo e pirita.

Tabela 3- Principais tipos de alteração hidrotermal desenvolvido nos litotipos do depósito Ouro Roxo.

| ROCHA | TIPO DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL |
|------------------|--|
| Metagranodiorito | Cloritização } Sericitização } Fraca Carbonatação } |
| Protomilonito | Cloritização } Sericitização } Moderada |
| Milonito | Propilitização } Fílica } Forte |
| Corpo de minério | Silicificação } Propilitização } Forte Fílica } Sulfetação } Carbonatação } Moderada |

5.4- SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DO DEPÓSITO OURO ROXO

Com base na composição mineralógica e relações texturais das rochas do cisalhamento, dos veios mineralizados e dos halos de alteração hidrotermal, foi possível estabelecer uma sequência paragenética dos minerais metálicos, de ganga e secundários que ocorrem no depósito Ouro Roxo, conforme mostrado na (Fig. 52).

Nos metagranodioritos alterados estão preservados minerais magmáticos reliquiares tais como feldspato potássico, plagioclásio, biotita, anfibólio e quartzo, além de titanita e magnetita. Essa paragênese primária foi desestabilizada e substituída por uma paragênese metamórfica que gerou as rochas do cisalhamento e, nos corpos mineralizados (filões + halos de alteração), essa paragênese foi substituída e/ou recristalizada por uma paragênese hidrotermal.

Além do quartzo magmático (quartzo 1), foram identificados quartzo microcristalino neoformado (quartzo 2) nas sombras de pressão e *augens* ao longo da foliação, e mais cinco gerações de quartzo hidrotermal de veios.

Nos protólitos (metagranodiorito e metatonalito) os minerais ferromagnesianos (biotita e anfibólio) foram alterados para clorita 1, os feldspatos foram alterados para sericita 1 e o plagioclásio e o anfibólio foram alterados para carbonato 1. Nas rochas do cisalhamento (protomilonito, milonito e ultramilonito) formou-se a segunda geração de quartzo (quartzo 2 microcristalino nas sombras de pressão e *augens*) e o quartzo 1 magmático foi estirado. Formaram-se a segunda geração de sericita (sericita 2) e de clorita (clorita 2).

Nos corpos de minério (filões + halos de alteração) formaram-se 5 gerações de quartzo hidrotermal, sendo que quartzo 3, quartzo 4 e quartzo 6 são cristalinos e o quartzo 5 é microcristalino que ocorrem nos veios mineralizados, enquanto que o quartzo 7 é venular tardio. Formaram-se mica branca e clorita hidrotermal de terceira geração (sericita 3 e clorita 3), além de carbonato de segunda geração (carbonato 2). No minério formaram-se a segunda geração de pirita (pirita 2), duas gerações de calcopirita (calcopirita 1 e 2), bismutinita, bismuto nativo e ouro. Cortando os minerais dos veios mineralizados e do halo hidrotermal, ocorrem vênulas de quartzo (quartzo 7), de clorita (clorita 4), de carbonato (carbonato 3) e de pirita (pirita 3).

A atuação do intemperismo sobre a paragênese hidrotermal sulfetada gerou minerais supergênicos de cobre a partir da alteração da calcopirita 1 (azurita, covelita e bornita), além de, provavelmente, ouro em corpos gossânicos que foi praticamente exaurido pela lavra garimpeira.

Sequência Paragenética do depósito Ouro Roxo

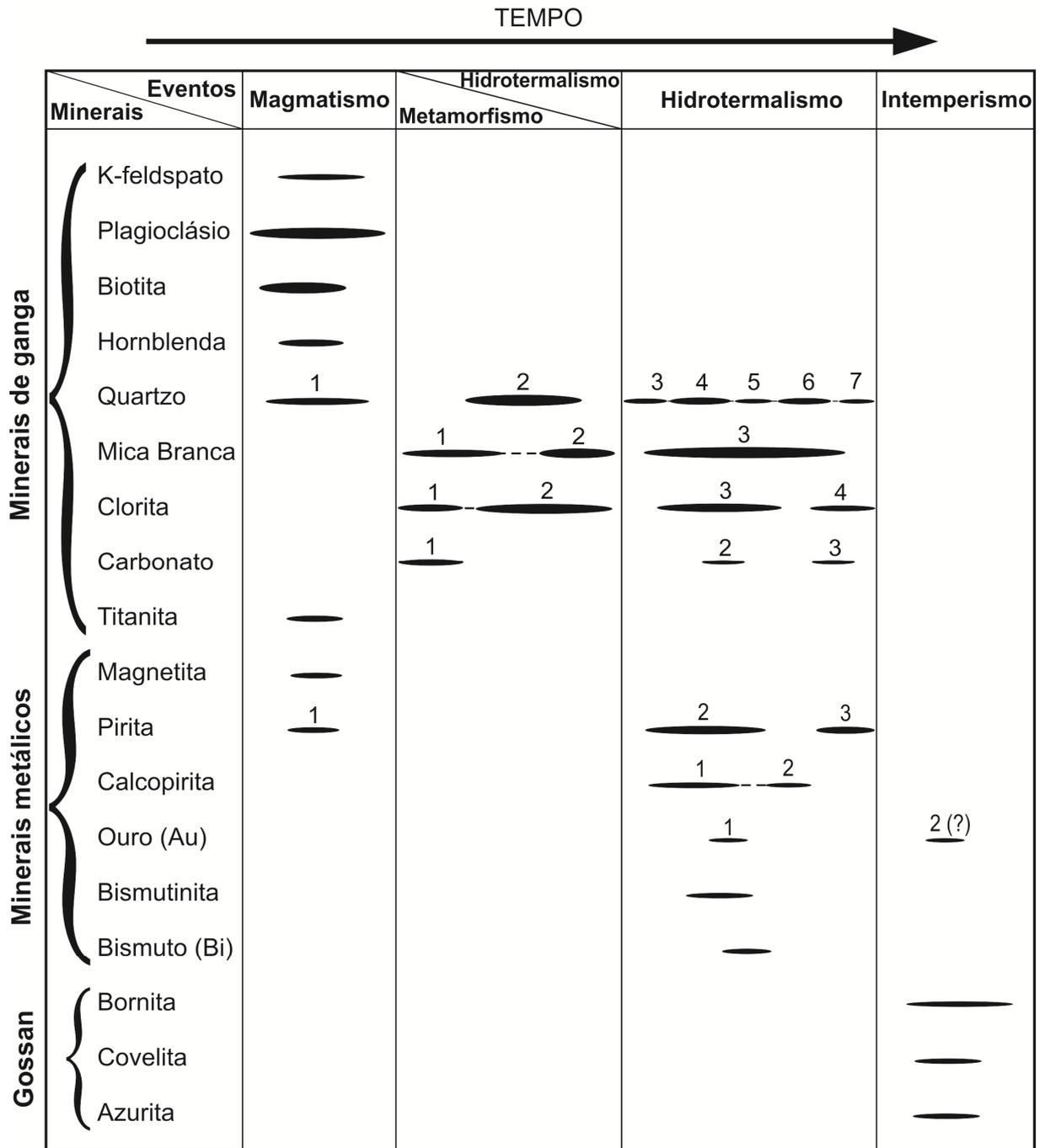


Figura 5.37- Sequência paragenética do depósito Ouro Roxo. Os números correspondem às diferentes gerações de minerais.

6- GEOLOGIA ESTRUTURAL DO DEPÓSITO OURO ROXO

A zona de cisalhamento (ZC) Ouro Roxo-Canta Galo estende-se por aproximadamente 20 km na direção N-S com 500 m a 1 km de largura, na região do rio Pacu. A falha principal desta ZC é predominantemente transcorrente sinistral, mas mostra também rejeito de mergulho, podendo ser classificada como falha oblíqua de rejeito direcional e de mergulho (Park, 1988). Além do depósito Ouro Roxo, ao sul da ZC, esta estrutura controla também os depósitos Nova Brasília e Samaúma, na região central, e os depósitos Araújo, Carumbé e Inferno Verde na porção norte (Fig. 4.5). A ZC Ouro Roxo-Canta Galo é do tipo dúctil-rúptil, de profundidade intermediária, caracterizada por uma sequência de milonitos e brechas, com predomínio dos primeiros na área do depósito Ouro Roxo Sul, e maior participação das brechas no Ouro Roxo Norte, indicando que, ao sul, o regime foi mais dúctil, bem evidenciado pelas feições estruturais (Fig. 6.1a). As feições pós-mineralização, de caráter rúptil, como falhas e fraturas, também ocorrem, mostrando pequenos deslocamentos observados principalmente nos veios mineralizados (Fig. 6.1c).

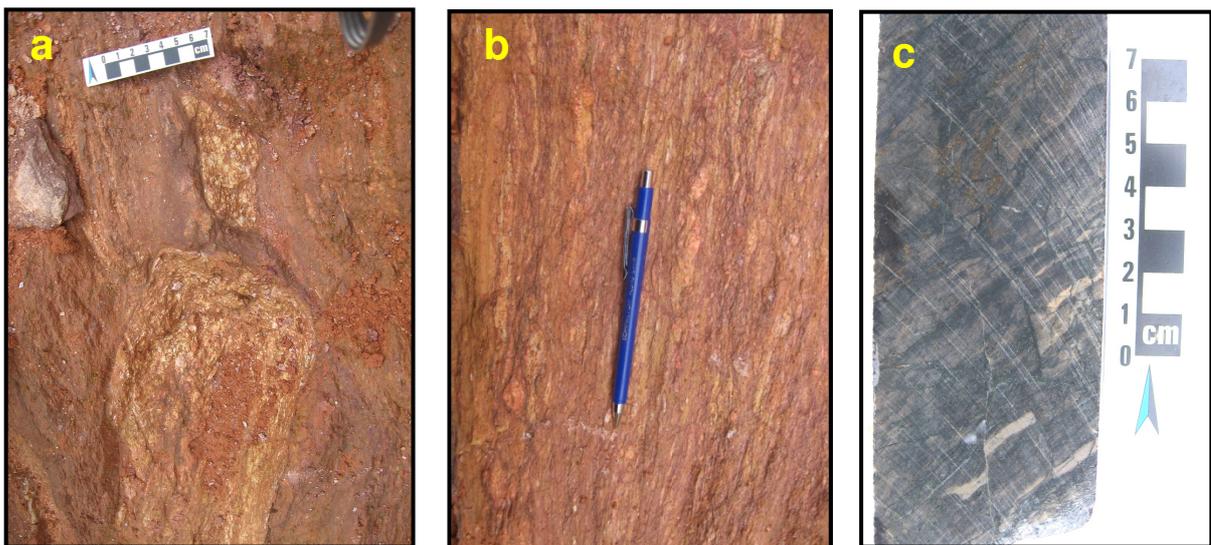


Figura 6.1- Fotografias de detalhe em afloramento de sigmóide sinistral formado por estiramento de restos de granitóides (protólito) em (a) e foliação milonítica com boudinagem em (b). Fotografia de testemunho de furo de sondagem mostrando feição de deformação rúptil, com pequenas falhas e deslocamentos em vênulas de quartzo em (c), Amostra 26/55 131,98m.

A sequência de milonitos e brechas da ZC Ouro Roxo-Canta Galo é bem marcada entre rochas metagranitóides de composição granodiorítica a tonalítica, com uma espessura em torno de 100 a 150 m. Esta sequência está bem exposta, embora muito alterada, na região das vilas Porto Rico e São José, e é constituída por intercalações de leitos métricos a decamétricos de milonitos e brechas. Essas intercalações sempre contêm milonitos e brechas, mas em cada

uma predomina uma das duas rochas, de modo que em detalhe observam-se leitos decimétricos de milonitos e brechas (Fig. 6.2), além de porções amendoadas de metagranitóides mais preservados (pods) envolvidos pelas rochas do cisalhamento.

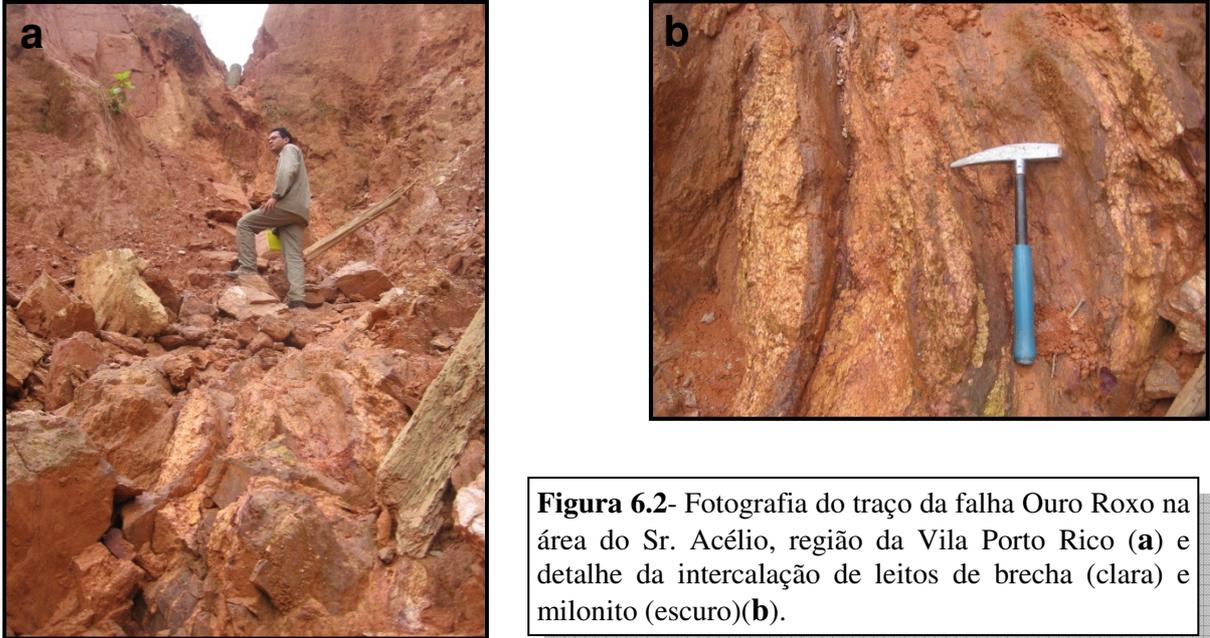


Figura 6.2- Fotografia do traço da falha Ouro Roxo na área do Sr. Acélio, região da Vila Porto Rico (a) e detalhe da intercalação de leitos de brecha (clara) e milonito (escuro)(b).

Os milonitos da ZC, na área do depósito Ouro Roxo, apresentam foliação com atitude N10-20E e mergulhos em torno de 20° (Ouro Roxo Sul) a 40° (Ouro Roxo Norte) para SE, diferente da estruturação regional dos metagranitóides da Suíte Tropas (bandamento/foliação), que exibem atitudes da foliação e bandamento com direção aproximadamente N-S e mergulhos de médio a alto ângulo (60°-90°) para E. Uma proeminente lineação representada pelo estiramento do quartzo 1 na direção NW-SE, de difícil reconhecimento nos afloramentos muito alterados, porém muito evidente nos testemunhos de sondagem (Fig. 5.16a), revela a direção do movimento tectônico oblíquo para NW, com rejeito direcional e de mergulho. A sinuosidade dos planos da falha, onde ocorreu o movimento oblíquo, favoreceu a abertura de espaço em zonas de transtensão e a deposição de material mineralizado em corpos filonianos e tubulares ao longo do plano principal do cisalhamento (Fig. 9.1 b).

A ZC Ouro Roxo-Canta Galo se enquadra no terceiro evento de deformação (D₃) da Província Tapajós, caracterizado por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil sinistrais de direção geral N-S que truncam as estruturas D₁ (foliação S₁ NNW-SSE). A deformação D₃ afetou a Suíte Creporizão e a Suíte Tropas entre 1894 e 1883 Ma, mas não afetou a Suíte Parauari, cuja idade (1887-1885 Ma) representa a idade mínima da deformação D₃ (Klein *et al.* 2002) e, portanto, da ZC Ouro Roxo-Canta Galo.

7- SISTEMA DE FLUIDOS DO DEPÓSITO OURO-ROXO

O estudo das inclusões fluidas (IF) foi realizado em lâminas bipolidas de cristais de quartzo 3, 4 e 6 coletados em testemunhos de furo de sondagem de veios de quartzo mineralizados do depósito Ouro Roxo, distribuídos entre os alvos do Ouro Roxo Norte, Médio e Sul. As massas microcristalinas de quartzo 5 contêm IF, porém o reduzido tamanho das inclusões, além de dificultar a sua caracterização petrográfica, inviabilizou as medidas microtermométricas. Um total de 13 lâminas bipolidas de quartzo foi preparado para o estudo das inclusões fluidas.

As IFs foram inicialmente descritas petrograficamente com o objetivo de caracterizá-las quanto ao tamanho, forma, natureza, distribuição e classificação preliminar, informações estas necessárias para realizar as análises microtermométricas. Com base no estudo petroográfico, foi possível definir diversas tipologias de IF, cujas características são especificadas a seguir, por tipo de fluido.

7.1- PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS DOS VEIOS MINERALIZADOS

Petrograficamente foram identificados três tipos de fluidos: 1) fluido aquoso não saturado, 2) fluido aquoso saturado, 3) fluido aquocarbônico.

7.1.1- Petrografia das IF aquosas não saturadas

Ocorrem como IF primárias e pseudossecundárias nos quartzos 3 e 4, sendo que como inclusão primária somente no quartzo 3. Ocorrem também como IF secundárias nos quartzos 3 e 6 (Tabela 4).

Tabela 4: Tabela de classificação das IF, de acordo com a geração de quartzo.

| Geração | Aquosa não saturada | Aquosa saturada | Aquo-carbônica |
|-----------|---------------------|-----------------|----------------|
| Quartzo 3 | P - PS - S | — | P |
| Quartzo 4 | PS | PS | P |
| Quartzo 5 | — | — | — |
| Quartzo 6 | S | P | — |

P= Primária, PS= Pseudossecundária, S= Secundária

➤ Inclusões fluidas aquosas não saturadas primárias:

São IF que ocorrem de maneira isolada no interior dos cristais de quartzo 3 (Fig. 7.1) e são geralmente bifásicas (L+V). Apresentam formas irregulares que variam desde

subarredondadas a ligeiramente alongadas (Fig. 7.2a e b), tamanhos que variam de $10\mu\text{m}$ a $20\mu\text{m}$ e F entre 0,85 e 0,8. São as maiores IF do quartzo3, porém são menos abundantes que as IF pseudo-secundárias.

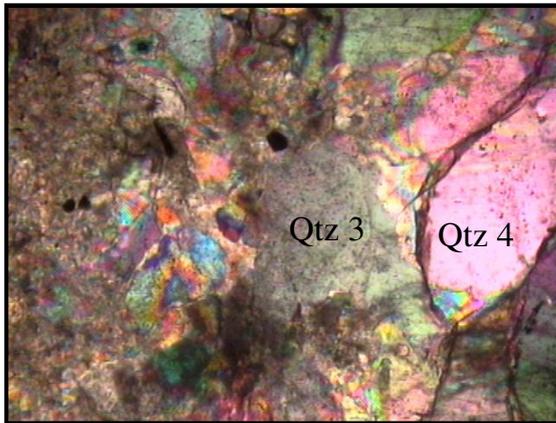


Figura 7.1- Fotomicrografia de cristais de quartzo 3 e 4, mostrando feição de corrosão nas bordas do quartzo 3. LT, Nicóis X 5x. Amostra 36/79 188,0m.

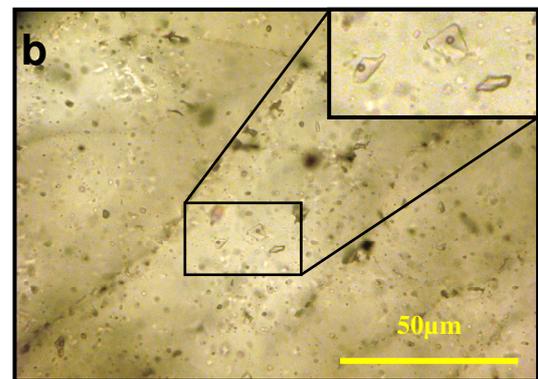
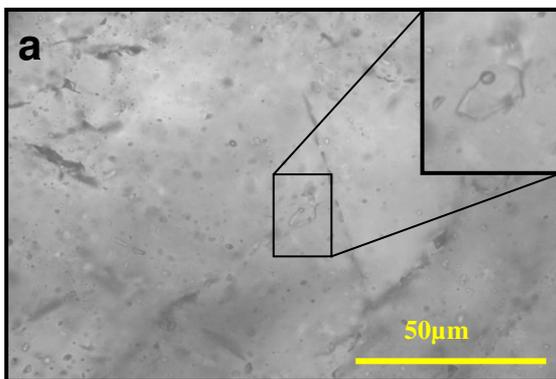


Figura 7.2- Fotomicrografias de IF aquosas bifásicas primárias de quartzo 3 de veio, apresentando $F=0,85$ (a e b) e inclusão monofásica secundária (b). LT, Nicóis // 50x. Amostra 30/37-86,30 m.

➤ Inclusões fluidas aquosas não saturadas pseudosecundárias:

As IF pseudosecundárias são aquosas bifásicas (L+V) ocorrem alinhadas em fraturas cicatrizadas que não ultrapassam os limites dos cristais de quartzo 3 e 4 hospedeiros. No quartzo 3 essas inclusões exibem grau de preenchimento (F) entre 0,85 e 0,7 e tamanhos inferiores a $5\mu\text{m}$ o que torna sua observação uma tarefa difícil. Normalmente essas IF ocorrem como feixes e apresentam formas subarredondadas e alongadas no sentido do alinhamento (Fig. 7.3). No quartzo 4 essas inclusões são maiores (6 a $12\mu\text{m}$) e ocorrem com F em torno de 0,8 (Fig. 7.4).

➤ Inclusões fluidas aquosas não saturadas secundárias:

As IF secundárias ocorrem em trilhas retilíneas comumente agrupadas em feixes que atravessam os limites dos cristais de quartzo 3 e 6 hospedeiros. No quartzo 3 ocorrem como diminutas inclusões alongadas ($<5\mu\text{m}$) monofásicas (Fig. 7.2) e no quartzo 6 ocorrem como

inclusões bifásicas (L+V) com formas irregulares, subarredondadas a arredondadas, tamanhos que não ultrapassem 8 μm e F entre 0,8 e 0,85 (Fig. 7.5).



Figura 7.3- Fotomicrografia de IF aquosas bifásicas pseudosssecundárias em quartzo3 de veios. LT, Nicóis // 20x. Amostra 36/69 1124,5m.

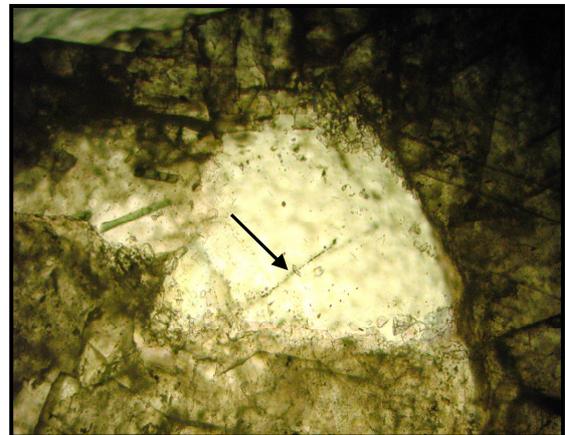


Figura 7.4- Fotomicrografia de IF bifásicas pseudosssecundárias em quartzo4 de veio mineralizado do depósito Ouro Roxo. LT, Nicóis // 5x. Amostra 27/53 126,59m.

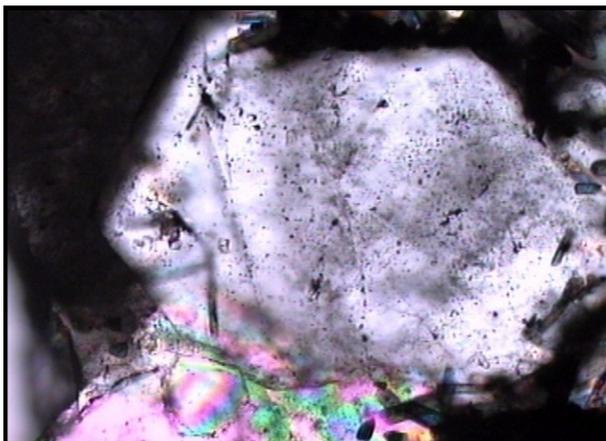


Figura 7.5- Fotomicrografia de IF bifásicas secundárias (trilhas) em quartzo6 de veio mineralizado do depósito Ouro Roxo. LT, Nicóis // 5x, Amostra 36/69 124,5m.

7.1.2- Petrografia das inclusões fluidas aquosas saturadas

As IF aquosas saturadas ocorrem como inclusões primárias no quartzo6 e como inclusões pseudosssecundárias no quartzo4. Apresentam além da fase líquida (L) e da fase vapor (V), um ou mais cristais de saturação (S) e podem ser subdivididas em dois subtipos diferentes de acordo com a fase sólida presente.

➤ Inclusões fluidas aquosas saturadas trifásicas (L+V+S):

É o subtipo mais abundante, contendo somente um cristal de saturação euédrico (cúbico) compatível com haletos, provavelmente halita, tanto no quartzo4 como no quartzo6. No quartzo4 essas inclusões são pseudosssecundárias e exibem formas irregulares, desde

subarredondadas a ligeiramente alongadas, tamanhos que variam de 4 a 10 μm e F em torno de 0,5 (Fig. 7.6 a). No quartzo 6 essas IF são primárias e apresentam formas subarredondadas a ligeiramente alongadas, tamanhos entre 4 a 10 μm e F entre 0,5 e 0,65 (Fig. 7.6 b).

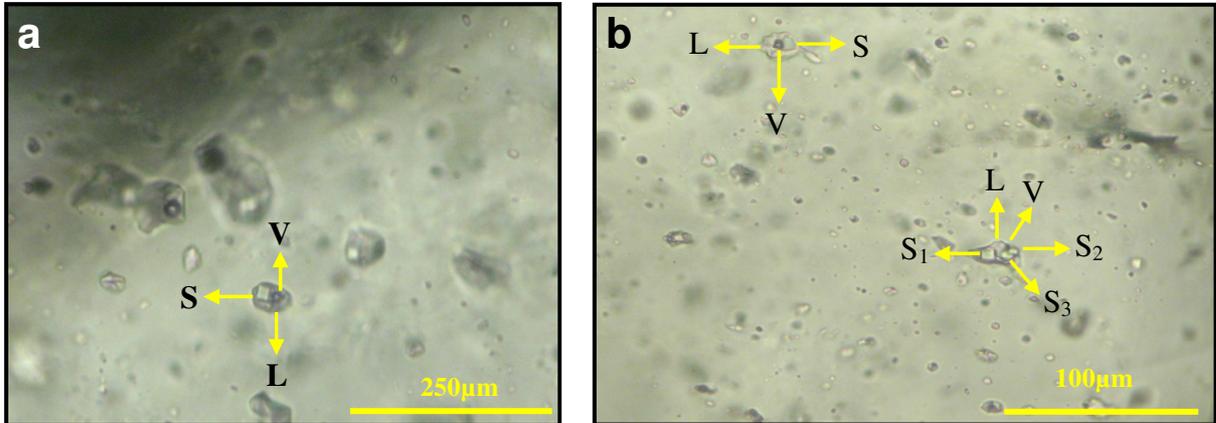


Figura 7.6- Fotomicrografias de IF aquosassaturadas em quartzo 4 e 6 de veio mineralizado. **a)** IF trifásicas pseudosecundárias em quartzo 4. LT, Nicóis // 10x, Amostra 30/37 86,30m. **b)** IF trifásicas e polifásicas primárias em quartzo 6. LT, Nicóis // 10x. Amostra 03/23 170,75m.

➤ Inclusões fluidas aquosas saturadas polifásicas:

O segundo subtipo compreende IF polifásicas que contêm mais de um cristal de saturação, provavelmente haletos. No quartzo 4 as IF apresentam formas variadas entre alongadas e tabulares, F entre 0,4 e 0,6 e tamanhos em torno de 8 μm em média e no máximo 12 μm . Essas IF, tanto em quartzo 4 como em quartzo 6, podem conter até 3 cristais de saturação ($L+V+S_1+S_2+S_3$) com formas quadradas, subarredondadas e alongadas Fig. 7.6b e 7.7). Os cristais euédricos com formas quadradas (cúbicas) são provavelmente de halita, enquanto que os cristais subédricos com formas mais arredondadas e alongadas podem ser silvita.

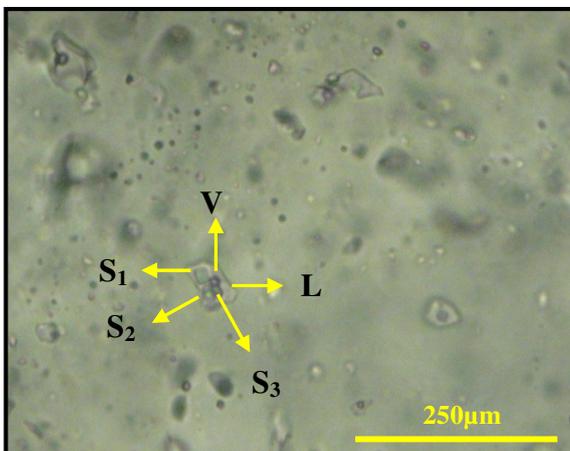


Figura 7.7- Fotomicrografia de IF aquosas polifásicas pseudosecundárias em quartzo 4 de veiom mineralizado do depósito Ouro Roxo. LT, Nicóis // 10x, Amostra 30/37 86,30m.

7.1.3- Petrografia das inclusões fluidas aquocarbônicas

Ocorrem como IF primárias nos quartzos 3 e 4. No quartzo 3 as IF aquocarbônicas normalmente são trifásicas em temperatura ambiente (Fig. 7.8 a), porém IF bifásicas também ocorrem (Fig. 7.8 b), de maneira aleatória no interior dos cristais de quartzo, o que dificulta o seu reconhecimento petrográfico. Apresentam formas irregulares, ligeiramente alongadas (Fig. 7.8 b) e com tamanhos entre 6 e 15 μm . A quantidade relativa de H_2O e CO_2 situa-se em torno de 60 e 40% respectivamente ($F=0,6$), o que pode indicar um possível aprisionamento heterogêneo dos fluidos.

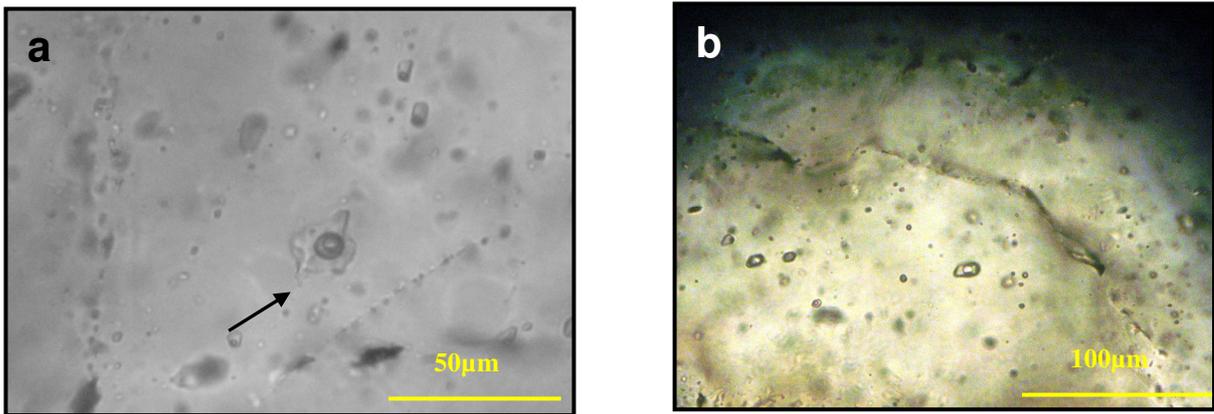


Figura 7.8- Fotomicrografias de IF aquocarbônicas primárias em quartzo 3 de veios. **a)** IF trifásicas. **b)** IF bifásicas. Amostra 08/24 48,46m.LT, Nicóis // 50x (a) e 40x (b).

No quartzo 4 as IF são normalmente bifásicas na temperatura ambiente (Fig. 7.9 a e b), as quais ocorrem de forma aleatória no interior dos cristais hospedeiros. Exibem formas irregulares, alongadas e tabulares (Fig. 7.9 a e b) e com tamanhos que variam de 6 a 15 μm . A quantidade relativa de H_2O e CO_2 praticamente não varia, situando-se em torno de 60 e 40% respectivamente ($F=0,6$), o que pode indicar aprisionamento homogêneo. Normalmente a natureza aquocarbônica das IF bifásicas só pôde ser confirmada por meio de resfriamento na platina microtermométrica até a bolha de CO_2 gasoso aparecer.

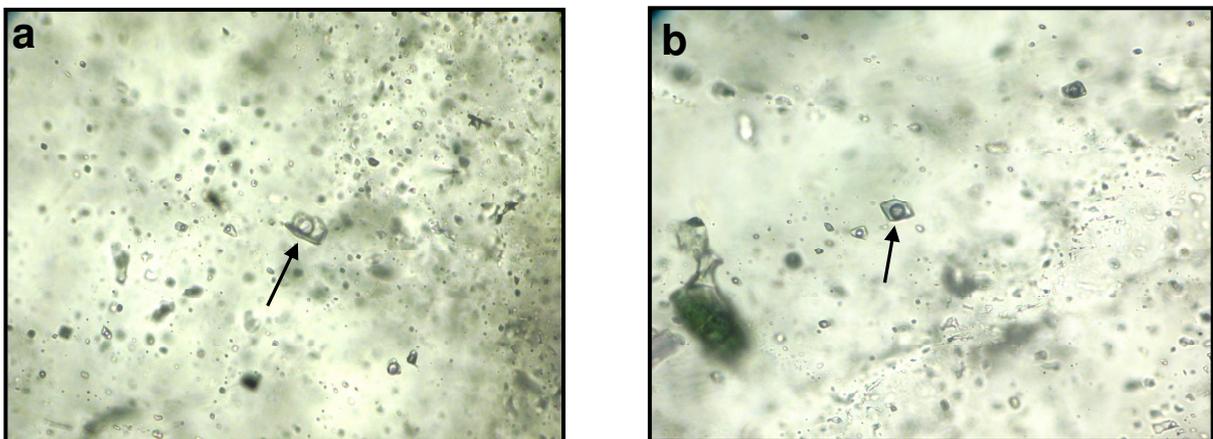


Figura 7.9- Fotomicrografias de IF aquocarbônicas bifásicas primárias em quartzo 4 de veio, LT, Nicóis // 20x. Amostra 36/67 117,14m.

7.2- MICROTERMOMETRIA

Apesar da grande variedade de IF estudadas petrograficamente, para os testes microtermométricos só foram utilizadas aquelas que foram consideradas amostras originais dos fluidos, desprezando-se, assim, aquelas IF com feições de estrangulamento e crepitação, pois podem não representar as condições originais do fluido (Anexo 2).

Os ensaios microtermométricos foram realizados em IF tanto aquosas (saturadas e não saturadas) como aquocarbônicas, por meio de testes de resfriamento e aquecimento que permitiram determinar as temperaturas que marcam mudanças de fases características, tais como temperatura do ponto eutético (**Te**), da fusão do gelo (**Tfgelo**), da fusão do CO₂ (**TfCO₂**), da fusão do clatrato (**Tfclat**), da dissolução da halita (**TDH**) e de homogeneização (**Th**). Com base nestas temperaturas, procurou-se estimar a composição, salinidade e densidade, bem como a temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos hidrotermais, para os três tipos de fluidos caracterizados petrograficamente nos cristais de quartzo presentes nos veios do depósito Ouro Roxo.

Em relação à salinidade dos fluidos, esta foi determinada de acordo com o tipo de IF. Para as IF aquosas não saturadas, a salinidade foram calculada pela equação de Bodnar (1993)¹, deduzida a partir de dados experimentais do sistema NaCl-H₂O, a qual permite que a salinidade seja calculada também para outros sistemas, em % em peso equivalente de NaCl, usando-se a temperatura de fusão do gelo do fluido aquoso. Para inclusões fluidas saturadas e que podem ser representadas pelo sistema H₂O-NaCl-CaCl₂, a salinidade foi expressa em termos dos conteúdos de NaCl e CaCl₂ a partir do esquema proposto por Williams-Jones & Samson (1990), o qual necessita apenas das temperaturas de fusão do gelo e da dissolução da halita, nos casos em que não foi possível medir a temperatura de fusão da hidrohalita. A densidade dos fluidos contidos nas IF foi calculada com o auxílio do programa Mc Flnor, versão 1.4 (Brown & Lamb, 1989), utilizando-se as temperaturas de **Tfgelo** e **Th**.

7.2.1- Resultados dos testes microtermométrico de resfriamento

Os testes de resfriamento foram realizados durante a fase de reaquecimento, após o congelamento total das inclusões fluidas em temperaturas entre -100 e -120°C.

➤ Inclusões fluidas aquosas não saturadas

Os testes de resfriamento em IF aquosas não saturadas foram realizados em IF primárias e pseudossecundárias em cristais de quartzo 3 e 4 e também em IF secundárias que ocorrem em cristais de quartzo 6. Foram determinadas as temperaturas do ponto eutético (**Te**) e da fusão do gelo (**Tfgelo**).

¹ Equação de Bodnar (1993): % peso eq. NaCl = $1,78(T_{fg}) - 0,0442(T_{fg})^2 + 0,000557(T_{fg})^3$

As temperaturas do ponto eutético (Te) foram marcadas pela 1ª fusão do gelo, caracterizada pelo típico enrugamento dos cristais que ocorre no início da fusão do gelo. As medidas de Te para as IF em quartzo3 variaram de -34 a -43°C, sem um predomínio evidente de qualquer intervalo (Fig. 7.10), compatíveis com o sistema H₂O-NaCl-MgCl₂-FeCl₂ (Borizenko, 1977). Em quartzo4 as medidas de Te situaram-se entre -60,8 e -66,4°C (Fig. 7.10) e em quartzo6 foi obtida apenas uma medida de Te em IF secundária, com valor -58,0°C (Fig. 7.10), as quais são compatíveis com o sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ (Borizenko, 1977).

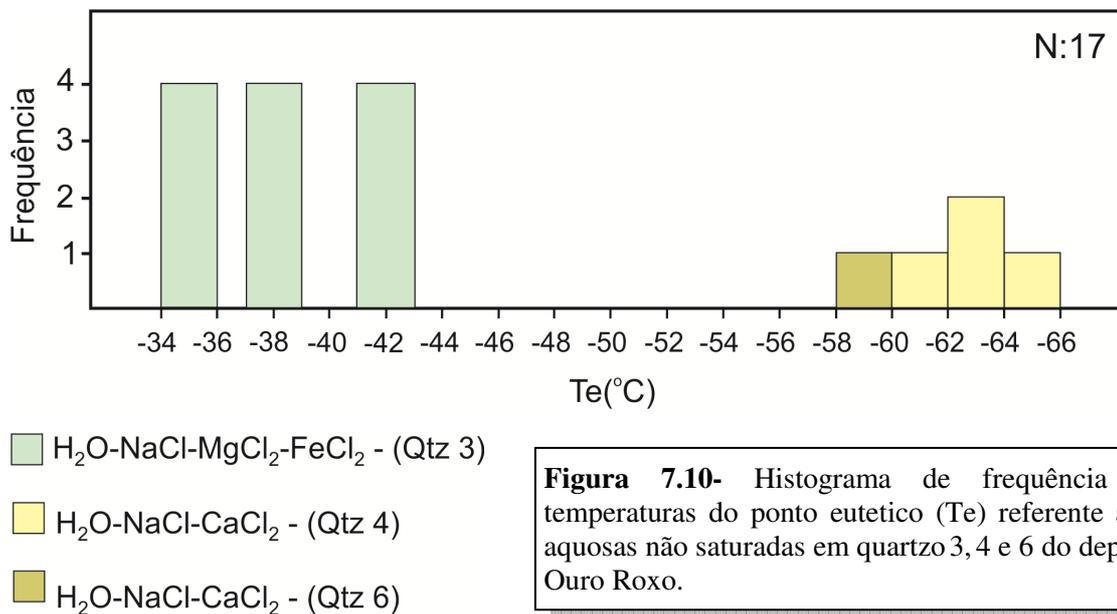
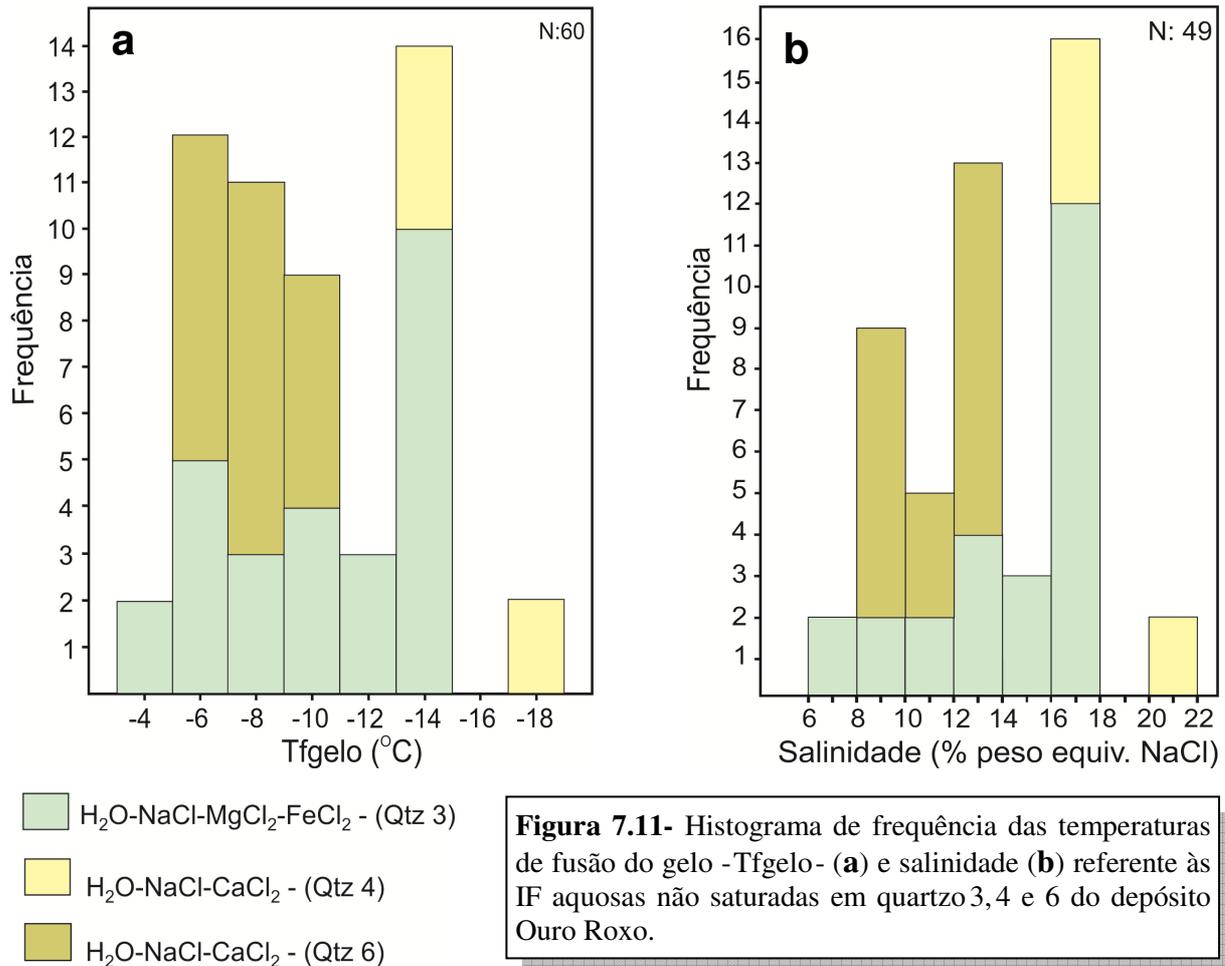


Figura 7.10- Histograma de frequência das temperaturas do ponto eutético (Te) referente às IF aquosas não saturadas em quartzo 3, 4 e 6 do depósito Ouro Roxo.

As temperaturas de fusão do gelo (**Tf_{gelo}**) para as IF aquosas não saturadas foram marcadas pela fusão do último cristal de gelo. As medidas de Tf_{gelo} para as IF em quartzo3 variaram de -3,1 a -15,3°C, com predomínio de temperaturas no intervalo entre -6 a -10,0°C (Fig. 7.11a). Em quartzo4 as Tf_{gelo} situaram-se entre -13 a -18°C, enquanto que em quartzo6 as medidas de Tf_{gelo} em IF secundárias variaram entre -5 a -11°C (Fig. 7.11a).

Os valores de salinidade dos fluidos em quartzo3 variaram de 6 a 18 % em peso equivalente de NaCl, com predomínio no intervalo entre 16 e 18 % em peso equiv. NaCl (Fig. 7.11b). Em quartzo4 os valores de salinidade situaram-se entre 16 e 22% em peso equiv. NaCl, enquanto que em quartzo6, os valores de salinidade em IF secundárias variaram entre 8 e 14% em peso equiv. NaCl (Fig. 7.11b).



➤ Inclusões fluidas aquosas saturadas

Os testes de resfriamento em IF aquosas saturadas foram realizados em IF pseudosecundárias em cristais de quartzo 4 e em IF primárias em cristais de quartzo 6. Foram determinadas as temperaturas do ponto eutético (**Te**) e da fusão do gelo (**T_{fgelo}**).

As medidas do ponto eutético (**Te**) para as IF saturadas em quartzo 4 variaram de -60,8 a -66,4°C, enquanto que os valores do **Te** para as IF aquosas saturadas primárias em quartzo 6 situaram-se no intervalo de -60 a -64°C (Fig. 7.12). Esses valores são compatíveis com o sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ (Davis *et. al.* 1990). **Te** inferiores a -60°C foram consideradas anômalas, relacionadas a fenômenos de metaestabilidade do sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ (Davis *et. al.* 1990), transições de fases do gelo hexagonal em fluidos de idêntica composição (Walker & Samson 1998) ou ainda a presença de cátions incomuns (por ex. Li e Sr). A provável presença de cristais de silvita (KCl) e a ocorrência de mica branca na paragênese hidrotermal indicam que o potássio pode ser um componente importante do fluido aquoso saturado e possivelmente do não saturado também.

As poucas medidas obtidas de Tfgelo para as IF aquosas saturadas pseudossecundárias em cristais de quartzo4 variaram de -32 a -39 °C, enquanto que em quartzo6 as Tfgelo em IF aquosas saturadas primárias situaram-se entre -28,2 e -33,4°C.

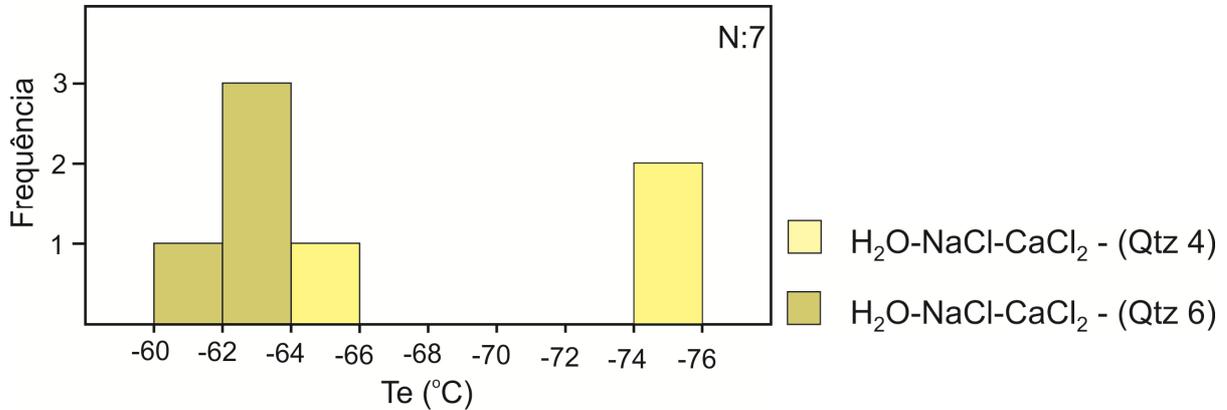


Figura 7.12- Histograma de frequência das temperaturas do ponto eutético (Te) referente às IF aquosas saturadas em quartzo 4 e 6 do depósito Ouro Roxo.

➤ Inclusões fluidas aquocarbônicas

Os testes de resfriamento em IF aquocarbônicas foram realizados em IF primárias que ocorrem em cristais de quartzo 3 e 4. Foram determinadas as temperaturas de homogeneização da fase carbônica ($ThCO_2$), temperaturas do ponto eutético (Te), temperaturas de fusão do CO_2 ($TfCO_2$), temperaturas de fusão do gelo ($Tfgelo$) e temperaturas de fusão do clatrato ($Tfclat$).

Em cristais de quartzo 3, algumas inclusões aquocarbônicas são trifásicas e outras encontram-se com sua fase carbônica homogênea na temperatura do laboratório, indicando que a temperatura de homogeneização da fase carbônica ($ThCO_2$) é próxima da temperatura ambiente. Em cristais de quartzo 4 as IF aquocarbônicas são todas bifásicas na temperatura ambiente do laboratório. Tanto as IF trifásicas como as bifásicas homogeneizam para o estado líquido, com desaparecimento da bolha de CO_2 gasoso. Para obter as $ThCO_2$ das IF trifásicas em quartzo 3, as mesmas foram submetidas a um pequeno aquecimento até a homogeneização da fase carbônica, cujas temperaturas ($ThCO_2$) variaram de 24,2 a 31,7°C (anexo 2). Para obter as $ThCO_2$ das IF bifásicas em quartzo 4, as mesmas foram submetidas a um pequeno resfriamento até aparecer a bolha de CO_2 gasoso, após o que, com um pequeno aquecimento a $ThCO_2$ foi obtida, cujos valores situaram-se entre 25,4 a 29,6°C (anexo 2).

As medidas do ponto eutético (Te) para as IF aquocarbônicas foram de difícil observação e uma única medida obtida em cristal de quartzo 4 registrou $-36,9^{\circ}\text{C}$, compatível com o sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$ para a fase aquosa das IF aquocarbônicas (Borizenko, 1977).

As medidas de fusão do gelo (Tf_{gelo}) para as IF aquocarbônicas em cristais de quartzo 3 variaram de -5 a -11°C , enquanto que os valores de Tf_{gelo} em cristais de quartzo 4 situaram-se entre -7 e -11°C (Fig. 7.13a).

As medidas das temperaturas de fusão do CO_2 (Tf CO_2) foram determinadas na etapa de reaquecimento que se seguiu ao congelamento da IF e medidas no momento em que o CO_2 líquido congelado fundiu, liberando a bolha de CO_2 gasoso que retorna a sua posição inicial. As medidas de Tf CO_2 para as IF aquocarbônicas em cristais de quartzo 3 variaram de $-57,9$ a $-56,9^{\circ}\text{C}$, enquanto que os valores de Tf CO_2 em cristais de quartzo 4 situaram-se entre $-57,7$ a $-57,1^{\circ}\text{C}$ (Fig. 7.13b), mostrando um pequeno abaixamento em relação ao ponto de fusão do CO_2 puro ($-56,6^{\circ}\text{C}$), o que indica uma participação pequena de outros gases, provavelmente metano, na fase carbônica. No diagrama Tf CO_2 versus Th CO_2 a quantidade de metano nas IF aquocarbônicas foi estimada aproximadamente em 4 a 9 mol % em cristais de quartzo 3 e em 4 a 7 mol % em cristais de quartzo 4 (Fig. 7.14).

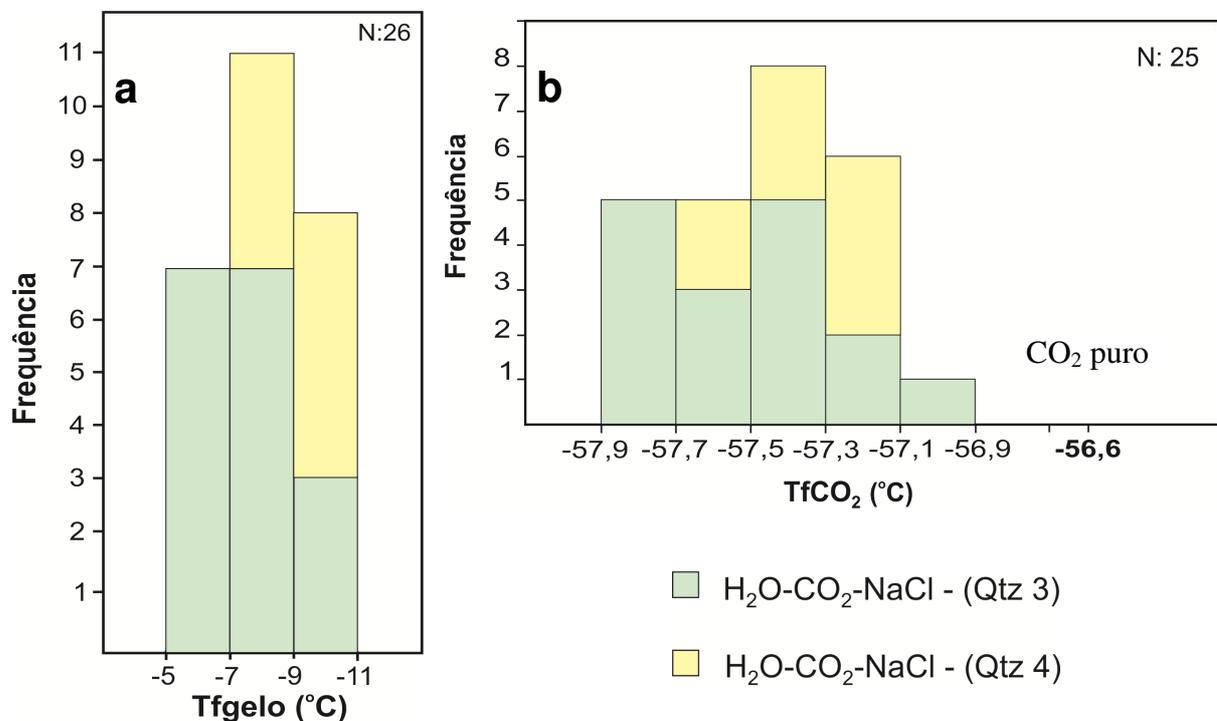


Figura 7.13- Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo -Tf_{gelo}- (a) e fusão do CO₂-Tf_{CO₂}- (b), referente às IF aquocarbônicas em quartzo 3 e 4 do depósito Ouro Roxo.

Durante o resfriamento das IF aquocarbônicas, logo após o início do congelamento da água, o CO_2 reage com a água formando um hidrato de gás carbônico ($\text{CO}_2 \cdot 5\frac{3}{4}\text{H}_2\text{O}$) chamado clatrato, estável em uma faixa restrita de temperaturas baixas, cujo ponto de fusão depende da salinidade da água. A fusão do clatrato (T_{fclat}) foi observada em apenas três IF aquocarbônicas do quartzo 4, pois a proximidade do índice de refração deste hidrato com o da água dificulta a sua observação. Nas inclusões em que foi registrada a fusão do clatrato, esse processo ocorreu lentamente em equilíbrio com o vapor de CO_2 , com o CO_2 líquido e com a água entre $-6,1$ e $-8,5$ °C, sempre após a fusão do gelo e antes da homogeneização da fase carbônica. Com relação a salinidades das IF aquocarbônicas, as mesmas foram calculadas pela equação de Bozzo *et al* 1973² (in Parry, 1986), com base no sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, a partir das temperaturas de fusão do clatrato (T_{fclat}). Os valores da salinidade variaram entre 19,8 e 20,4 % peso equiv. NaCl.

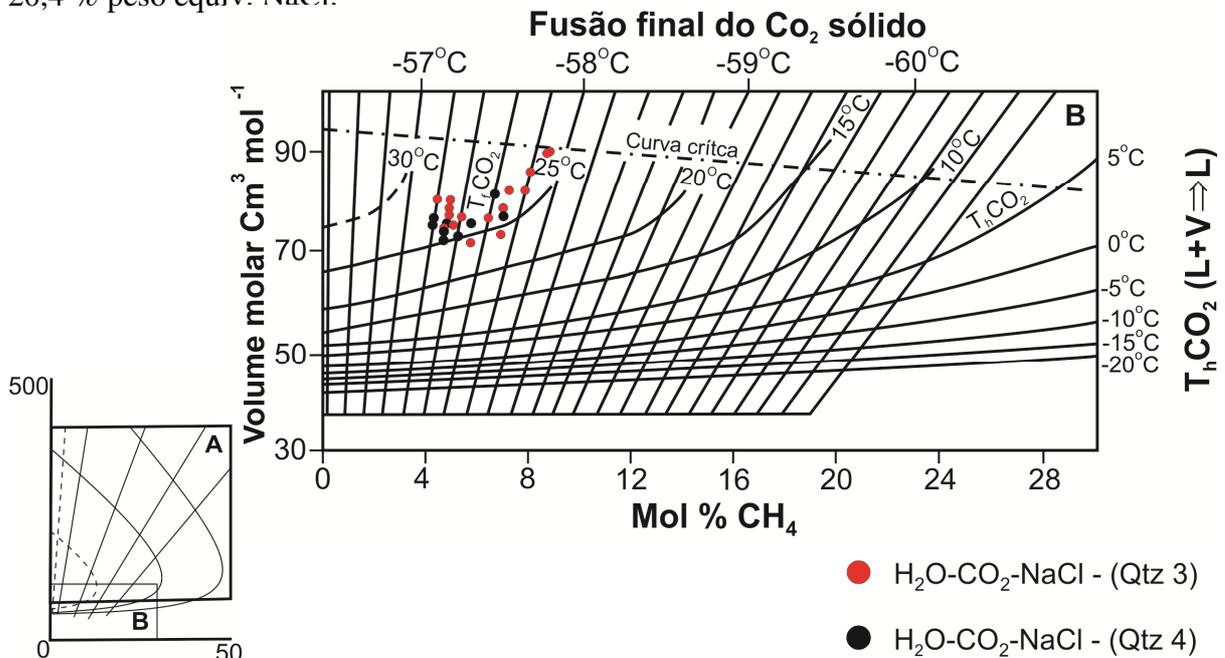


Figura 7.14-Diagrama T_{fCO_2} X T_{hCO_2} para a determinação da composição molar de CO_2-CH_4 , usando a temperatura de fusão do CO_2 (T_{fCO_2}) e a temperatura de homogeneização do CO_2 para o líquido ($T_{\text{hCO}_2-\text{L}}$), das IF aquocarbônicas dos quartzos 3 e 4, modificado de Shepherd *et al.* (1985).

7.2.2- Resultados dos testes microtermométrico de aquecimento

Os testes de aquecimento foram realizados em temperaturas acima da temperatura ambiente, até 440°C. Foram determinadas as temperaturas de homogeneização total (T_{h}) para IF aquosas (não saturadas e saturadas) e IF aquocarbônicas e as temperaturas de dissolução da halita (TDH) das IF aquosas saturadas. Além disso, foram calculadas as densidades das IF aquosas (não saturadas e saturadas) e aquocarbônicas e as salinidades das IF aquosas saturadas.

²Equação de Bozzo (1973): %peso eq. NaCl = $15,52022(T_{\text{fclat}}) - 0,05286(T_{\text{clat}})^2$

➤ Inclusões fluidas aquosas não saturadas

Os testes de aquecimento em IF aquosas não saturadas foram realizados em IF primárias e pseudossecundárias em cristais de quartzo³, em IF pseudossecundárias em cristais de quartzo⁴ e em IF secundárias em cristais de quartzo⁶. Nos testes de aquecimento dessas IF foram determinadas apenas as temperaturas de homogeneização total (Th).

A homogeneização total das IF aquosas não saturadas sempre ocorreu no estado líquido (Th-líquido), com o desaparecimento completo da fase vapor. As medidas de Th para IF em cristais de quartzo³ variaram de 160 a 280°C, com predomínio no intervalo de temperatura entre 220 e 240°C, enquanto que para as IF em cristais de quartzo⁴ as medidas de Th situaram-se entre 260 e 370°C (Fig. 7.15). Em cristais de quartzo⁶, as medidas de Th em IF secundárias variaram de 120 a 250°C (Fig. 7.15).

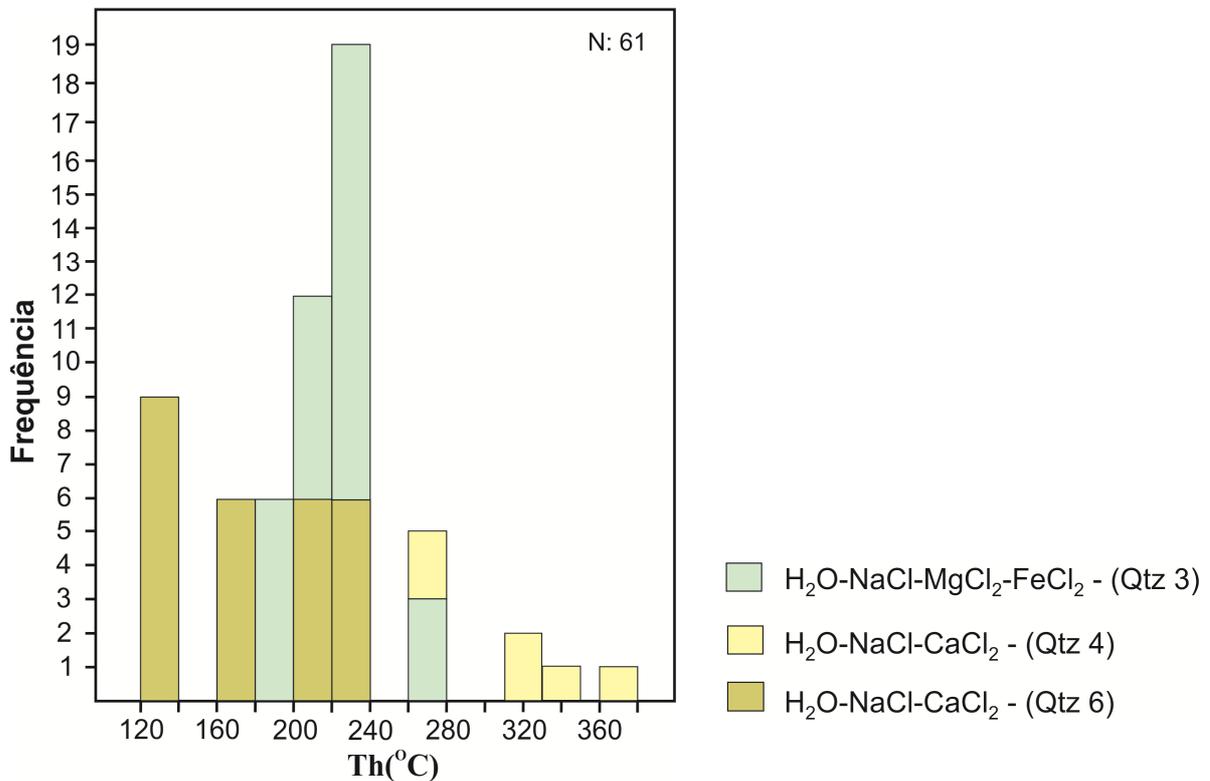


Figura 7.15- Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização (Th) referentes às IF aquosas não saturadas em quartzo 3, 4 e 6 do depósito Ouro Roxo.

As densidades das IF aquosas não saturadas foram calculadas a partir das T_fgelo e Th, com auxílio do *software* Flincor, versão 1.4, utilizando a equação de estado de Brown & Lamb (1989). Os valores obtidos variaram de 0,89 a 1,01 g/cm³ para IF em cristais de quartzo³ e 0,89 a 0,96 g/cm³ para IF em cristais de quartzo⁴ (anexo 2).

➤ Inclusões fluidas aquosas saturadas

Os testes de aquecimento em IF aquosas saturadas foram realizados em IF pseudossecundárias em cristais de quartzo 4 e em IF primárias em cristais de quartzo 6. Foram determinadas as temperaturas de homogeneização total (Th) e as temperaturas de dissolução da halita (TDH).

A halita fiunde antes da homogeneização total das IF. Os valores obtidos variaram 163 a 218°C para as IF em cristais de quartzo 4 e 164 a 176°C para as IF primárias em cristais de quartzo 6. A homogeneização total das IF aquosas saturadas sempre ocorreu no estado líquido (Th-líquido), com o desaparecimento completo da fase vapor. As medidas de Th para IF em cristais de quartzo 4 situaram-se entre 340 e 400°C (Fig. 7.16) e para IF primárias em cristais de quartzo 6 os valores de Th variaram de 270 a 350°C (Fig. 7.16).

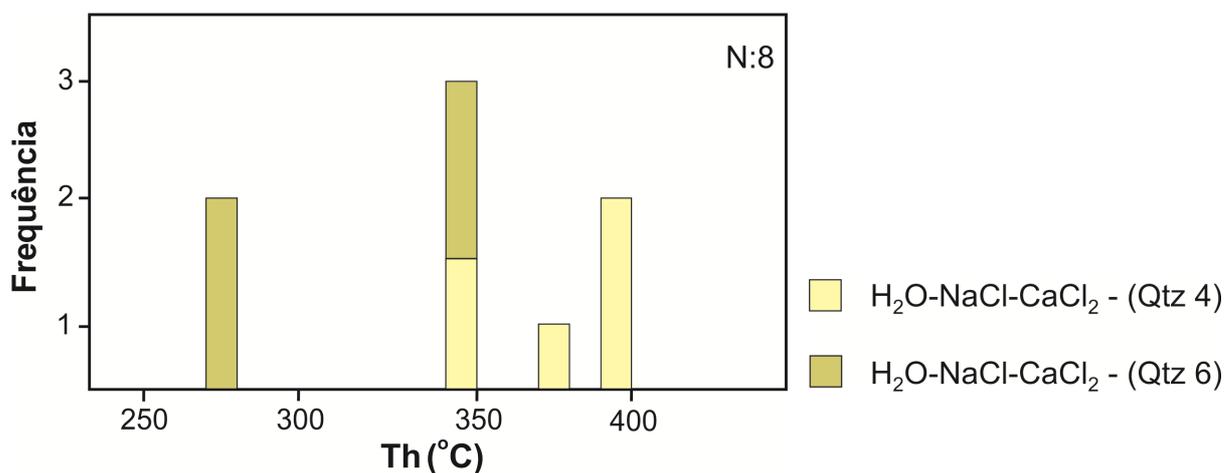


Figura 7.16- Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização (Th) referentes às IF saturadas em quartzo 4 e 6 do depósito Ouro Roxo.

As salinidades das IF saturadas, enquadradas no sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$, foram calculadas em termos dos conteúdos de NaCl e $CaCl_2$ a partir do esquema proposto por Williams-Jones & Samson (1990), conforme a figura 7.17, que utiliza apenas as temperaturas de fusão do gelo (Tfusão do gelo) e fusão da halita (TDH), especificadas na tabela 5. Os valores da Tfusão do gelo são plotados em cima da linha cotética entre os campos gelo+líquido e hidrohalita+líquido. A partir de cada ponto plotado de Tfusão do gelo traça-se uma linha até o ponto de composição da hidrohalita na linha $H_2O-NaCl$. O cruzamento dessas linhas com as isothermas de TDH definem os pontos que representam as proporções percentuais de NaCl e $CaCl_2$, especificados na tabela 4. Os valores das salinidades obtidas situam-se entre 30,2 e 32,8 % peso equiv. $NaCl+CaCl_2$.

As razões $\text{NaCl}/\text{CaCl}_2$, normalmente inferiores à unidade, indicam um fluido rico em cálcio que resultou em expressiva carbonatação das rochas hospedeiras do minério.

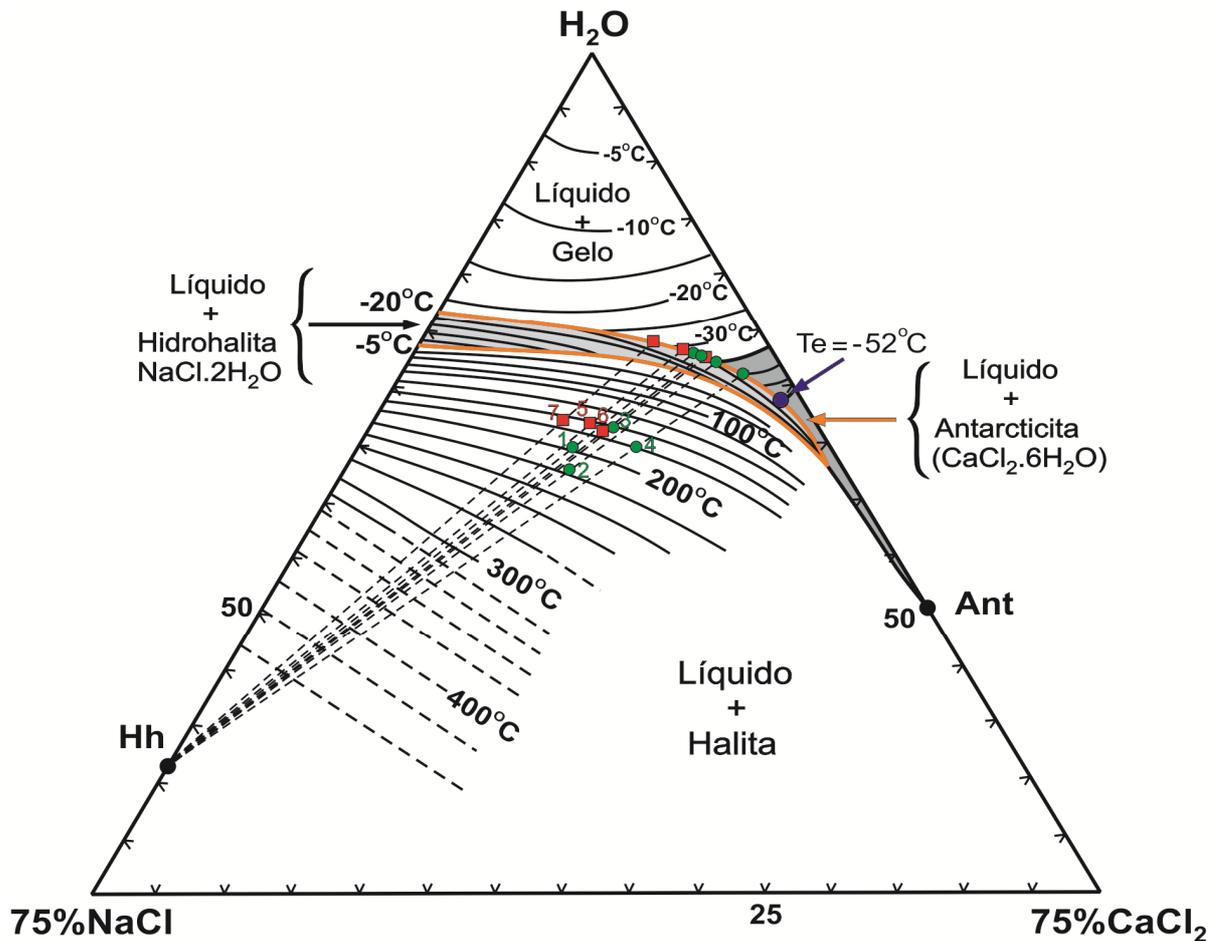


Figura 7.17-Amostras das IF saturadas do quartzo 4 (círculo) e do quartzo 6 (quadrado) plotadas no diagrama $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, campos e isotermas. As composições dessas amostras, calculadas a partir deste diagrama, estão representadas na tabela 5.
Fonte: Williams-Jones & Samson (1990).

Tabela 5- Proporção de NaCl e CaCl_2 (em peso %) e salinidade (% peso equiv. $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$) das IF saturadas dos quartzos 4 e 6 plotadas no diagrama $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (Fig. 7.19).

| INCLUSÃO | Quartzo 4 | | | | Quartzo 6 | | |
|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Tfgelo | 32,3 | 35,2 | 33,5 | 39,0 | 31,7 | 33,4 | 28,2 |
| TDH | 190,0 | 163,7 | 218,2 | 186,1 | 163,8 | 176,3 | 173,2 |
| NaCl | 19,5 | 22,0 | 16,0 | 15,0 | 17,0 | 17,5 | 19,5 |
| CaCl_2 | 22,0 | 22,0 | 24,5 | 26,0 | 22,0 | 24,5 | 19,5 |
| NaCl/CaCl | 0,45 | 1,0 | 0,66 | 0,57 | 0,77 | 0,71 | 1,0 |
| Salinidade | 31,38 | 30,21 | 32,82 | 31,20 | 30,21 | 30,75 | 30,48 |

As densidades das IF aquosas saturadas foram calculadas a partir das Tfgelo e TDH, com auxílio do *software* Flincor, versão 1.4, utilizando a equação de estado de Brown & Lamb (1989). Os valores obtidos variaram de 1,11 a 1,12 g/cm³ para IF em cristais de quartzo 4 e 1,13 a 1,14 g/cm³ para IF em cristais de quartzo 6 (anexo 2).

➤ Inclusões fluidas aquocarbônicas

Os testes de aquecimento em IF aquocarbônicas foram realizados em IF primárias em cristais de quartzo 3 e 4 de veios do depósito Ouro Roxo. Foram determinadas apenas as temperaturas de homogeneização total (Th) dessas IF.

A homogeneização total das IF aquocarbônicas sempre ocorreu para a fase aquosa, com o desaparecimento completo da fase carbônica. Para as IF em cristais de quartzo 3, as medidas de Th variaram de 230 a 330°C (Fig 7.18), enquanto que para IF em cristais de quartzo 4 os valores de Th situaram-se no intervalo de 320 a 440°C (Fig 7.18).

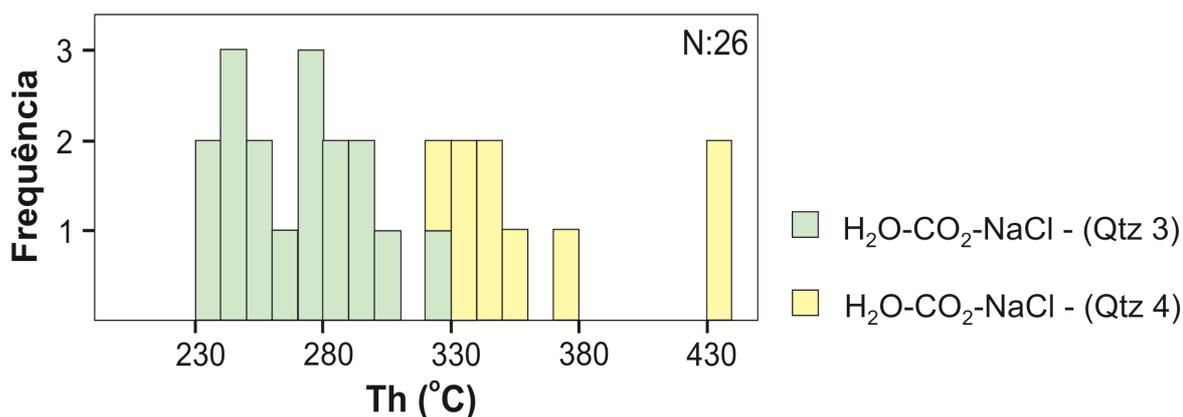


Figura 7.18- Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total (Th) referentes as IF aquocarbônicas em quartzo 3 e 4 do depósito Ouro Roxo.

7.3- ORIGEM E EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE FLUIDOS DO DEPÓSITO OURO ROXO

As características petrográficas e os dados microtermométricos das inclusões fluidas estudadas mostraram que um fluido aquocarbônico de média salinidade e dois fluidos aquosos, um do sistema H₂O-NaCl-MgCl₂-FeCl₂ de baixa a média salinidade, e outro do sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ (saturado e não saturado), compõem o sistema de fluidos do depósito aurífero Ouro Roxo.

7.3.1- Fluido aquocarbônico

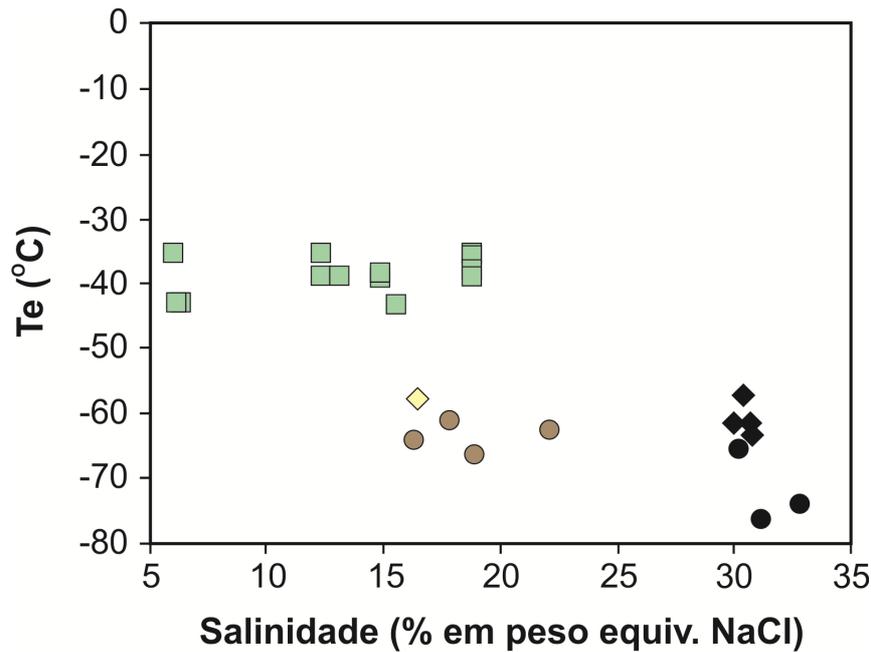
As características semelhantes das inclusões fluidas aquocarbônicas em quartzos 3 e 4 (mesma composição e proporção volumétrica das fases aquosas e carbônica), além de pequena variação de F (0,4 a 0,6), evidenciam tratar-se do mesmo fluido, provavelmente

aprisionado de modo homogêneo, ou seja, quando aprisionado nos cristais de quartzo o fluido consistia de uma única fase aquosa rica em CO_2 (Ramboz *et al.* 1982). O caráter primário das IF, tanto no quartzo³ como no quartzo⁴, e a associação do minério com o quartzo⁴, evidenciam a contemporaneidade do fluido aquocarbônico com estas duas gerações de quartzo hidrotermal e com o minério, características que permitem considerá-lo como fluido mineralizante. O conteúdo de CO_2 nas IF aquocarbônicas (até 40% de CO_2) poder ser explicado pelas reações de hidrólise durante a alteração hidrotermal da rocha hospedeira (alterações propilítica e fílica) que consumiram água do fluido mineralizante, enriquecendo-o em CO_2 .

O fluido aquocarbônico do depósito Ouro Roxo, com salinidade de 19 a 20% peso equiv. NaCl e temperaturas médias, é muito salino quando comparado àqueles tipicamente relacionados às zonas de cisalhamento e associados a depósitos mesotermiais de ouro tipo *lode* orogênico (Groves *et al.* 1988, Goldfarber *et al.* 2001, 2005). Entretanto, a relação do fluido aquocarbônico com o minério aurífero do depósito Ouro Roxo e sua associação com a zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo sugerem uma relação genética desse fluido com a zona de cisalhamento. As IF do quartzo³, com Th menor (230 a 330°C), devem ser amostras do fluido em condições mais rúpteis (menor profundidade) do que as IF em quartzo⁴, com maior Th (330 a 440°C), provavelmente captadas em condições mais dúcteis (maior profundidade).

7.3.2- Fluidos aquosos

No diagrama Te x salinidade (Fig. 7.19), é possível diferenciar os fluidos aquosos, presentes no depósito Ouro Roxo, em dois tipos enquadrados em dois sistemas químicos: **1)** fluido aquoso medianamente salino presente no quartzo³ e enquadrado no sistema H_2O -NaCl-MgCl₂-FeCl₂, com medidas de ponto eutético entre -34,8 a -42,8 °C (Fig. 7.19), **2)** fluido aquoso muito salino, enquadrados no sistema H_2O -NaCl-CaCl₂, com medidas do ponto eutético entre -60 e -76 °C fluido aquoso de salinidade média, enquadrados também no sistema H_2O -NaCl-CaCl₂, com valores do ponto eutético entre -58 a -66,4 (Fig. 7.19), ambos em cristais de quartzo⁴ e 6. Além disso, no fluido saturado, nas duas gerações de quartzo (4 e 6), a temperatura de dissolução da halita (TDH) é menor que a temperatura de homogeneização (Th), o que caracteriza o aprisionamento como homogêneo (Fig. 7.20).



■ $H_2O-NaCl-MgCl_2-FeCl_2$ - (Bif-P/PS) - Qtz 3

● $H_2O-NaCl-CaCl_2$ - (Bif-PS) - Qtz 4

● $H_2O-NaCl-CaCl_2$ - (Trif-PS) - Qtz 4

◆ $H_2O-NaCl-CaCl_2$ - (Bif-S) - Qtz 6

◆ $H_2O-NaCl-CaCl_2$ - (Trif-P) - Qtz 6

P: primária PS: pseudosecundária S: secundária Bif: bifásica Trif: trifásica

Figura 7.19- Diagrama Te x salinidade destacando dois diferentes fluidos aquosos encontrados nos veios mineralizados do depósito Ouro Roxo.

No diagrama Th versus salinidade (Fig. 7.21), observa-se que as IF não saturadas do sistema $H_2O-NaCl-MgCl_2-FeCl_2$, em quartzo3, apresentam uma variação na salinidade (6 a 18%) que pode ser explicada por meio de possível mistura com fluidos de salinidade diferente, mas de temperatura similar, conforme demonstrado na figura esquemática 7.22. A distribuição das IF aquosas do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$, em quartzo4 e 6, formando um alinhamento diagonal no diagrama da figura Figura 7.21, evidencia uma possível diluição provavelmente causada por mistura com fluido mais frio e de menor salinidade presente no quartzo6. A distribuição vertical na distribuição dos pontos do quartzo4 (Fig. 7.21) indica, provavelmente, que as inclusões foram afetadas por processo de estrangulamento, conforme demonstrado na Figura esquemática 7.22.

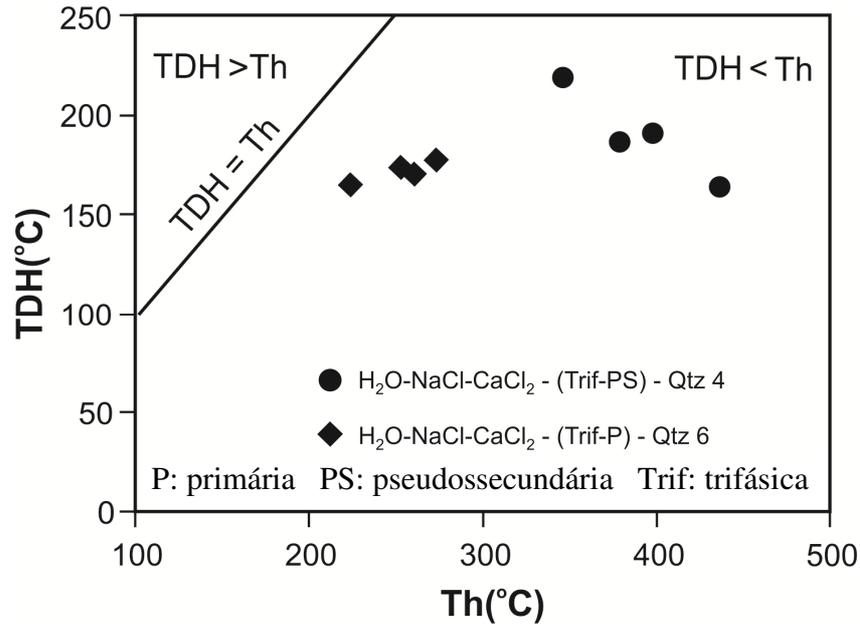
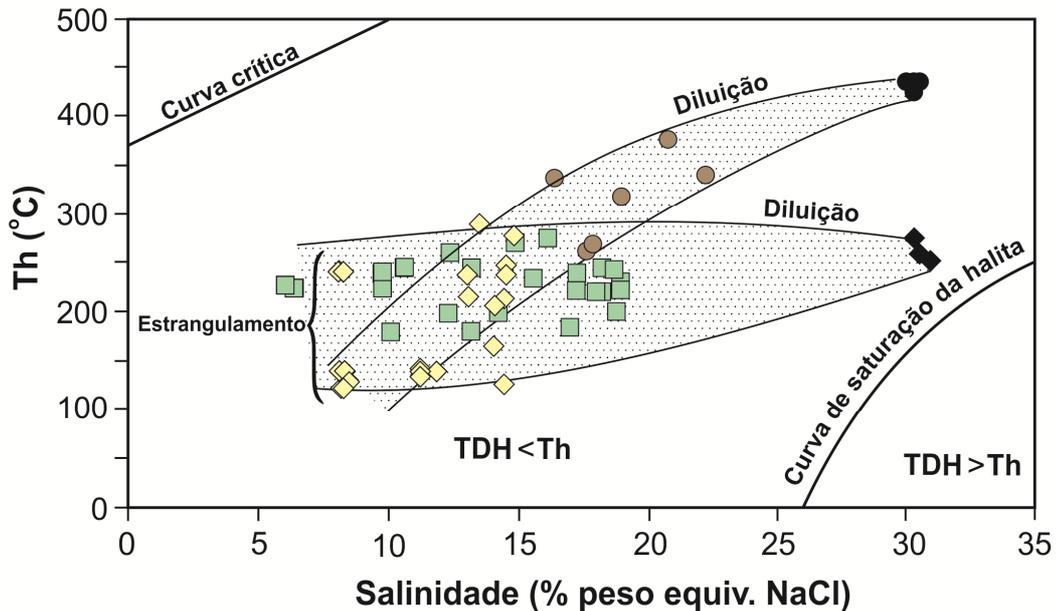


Figura 7.20- Diagrama TDH x Th destacando o caráter homogêneo do aprisionamento dos fluidos aquosos em quartzo 4 e 6 do depósito Ouro Roxo, com TDH menor que Th_T.



- H₂O-NaCl-MgCl₂-FeCl₂ - (Bif-P/PS) - Qtz 3
- H₂O-NaCl-CaCl₂ - (Bif-PS) - Qtz 4
- ◆ H₂O-NaCl-CaCl₂ - (Bif-S) - Qtz 6
- H₂O-NaCl-CaCl₂ - (Trif-PS) - Qtz 4
- ◆ H₂O-NaCl-CaCl₂ - (Trif-P) - Qtz 6

P: primária PS: pseudossecundária S: secundária Bif: bifásica Trif: trifásica

Figura 7.21- Diagrama Th x salinidade dos fluidos aquosos, mostrando a variação de salinidade dos fluidos no quartzo 3, a diluição dos fluidos nos quartzos 4 e 6 e o estrangulamento nas inclusões do quartzo 6.

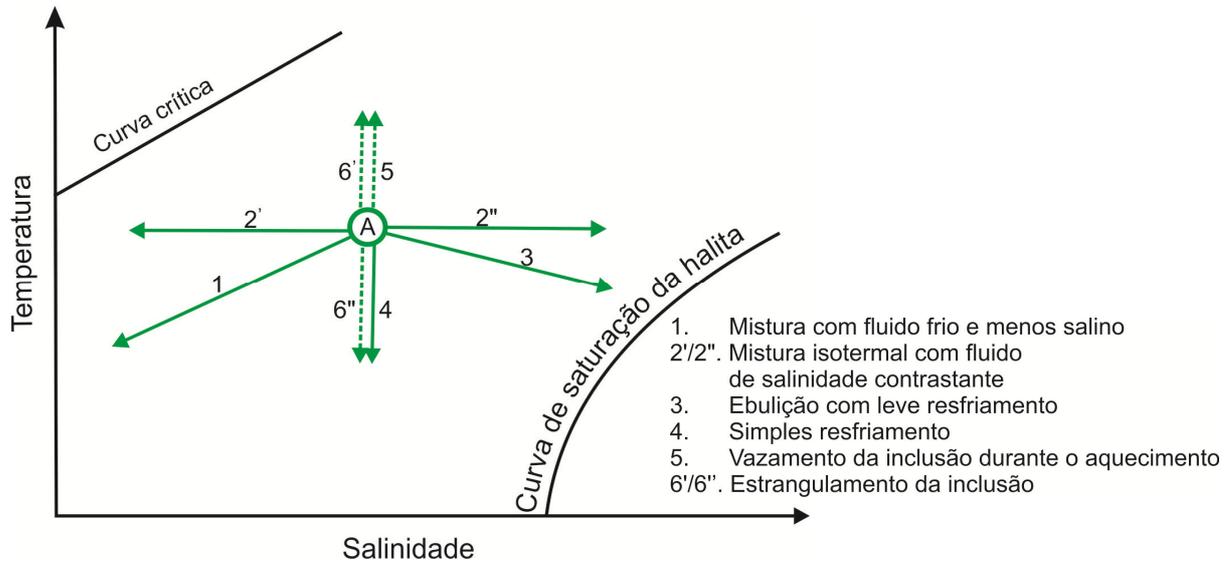


Figura 7.22- Modelo esquemático mostrando os vários processos que podem controlar a evolução dos fluidos aquosos ou a composição das inclusões fluidas, em termos de temperatura e salinidade. Fonte: Shepherd et al. 1985.

As significativas diferenças nas propriedades PVTX dos fluidos aquosos, reconhecidas nos quartzos dos veios do depósito Ouro Roxo, demonstram tratar-se de dois fluidos distintos, conforme observado no diagrama da figura 7.19. O fluido do sistema $H_2O-NaCl-MgCl_2-FeCl_2$, que ocorre em quartzos 3, com salinidade variável, é de origem controversa, podendo ter sido exsolvido do fluido aquocarbônico original por imiscibilidade, mas os poucos dados das inclusões aquocarbônicas em quartzos 3, dificultam esta interpretação. As características das IF aquosas do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$, que ocorrem em quartzos 4 e 6, indicam tratar-se de um único fluido, o qual passou por diluição. As salmouras foram interpretadas como de origem magmática, relacionadas à fase residual de um magmatismo granítico, aproximadamente contemporâneo a zona de cisalhamento, que se misturaram com o fluido aquocarbônico, provocando diluição das salmouras e aumento da salinidade do fluido aquocarbônico. As salmouras se misturaram com o fluido aquocarbônico à época de cristalização do quartzos 4 e elas continuaram sua atividade durante a cristalização do quartzos 6, em menor temperatura, quando o fluido aquocarbônico não estava mais em atividade, conforme indicado no diagrama da figura 7.21. À época de cristalização do quartzos 6, deve ter havido infiltração de água menos salina, provavelmente meteórica, que se infiltrou no sistema posteriormente à formação do depósito, quando o mesmo já se encontrava mais próximo da superfície e se misturou com as salmouras que sofreram nova diluição, provocando, por outro lado, aumento da salinidade da água meteórica, como demonstram as inclusões aquosas secundárias de baixa salinidade do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$, presentes no quartzos 6 (Fig. 7.21). O granito

Maloquinha, de idade 1,88 a 1,87Ma, que ocorre na área Ouro Roxo, parece ser um bom candidato para a fonte das salmouras. A evolução dos fluidos nas respectivas gerações de quartzo do depósito Ouro Roxo pode ser visualizada no gráfico da figura 7.23.

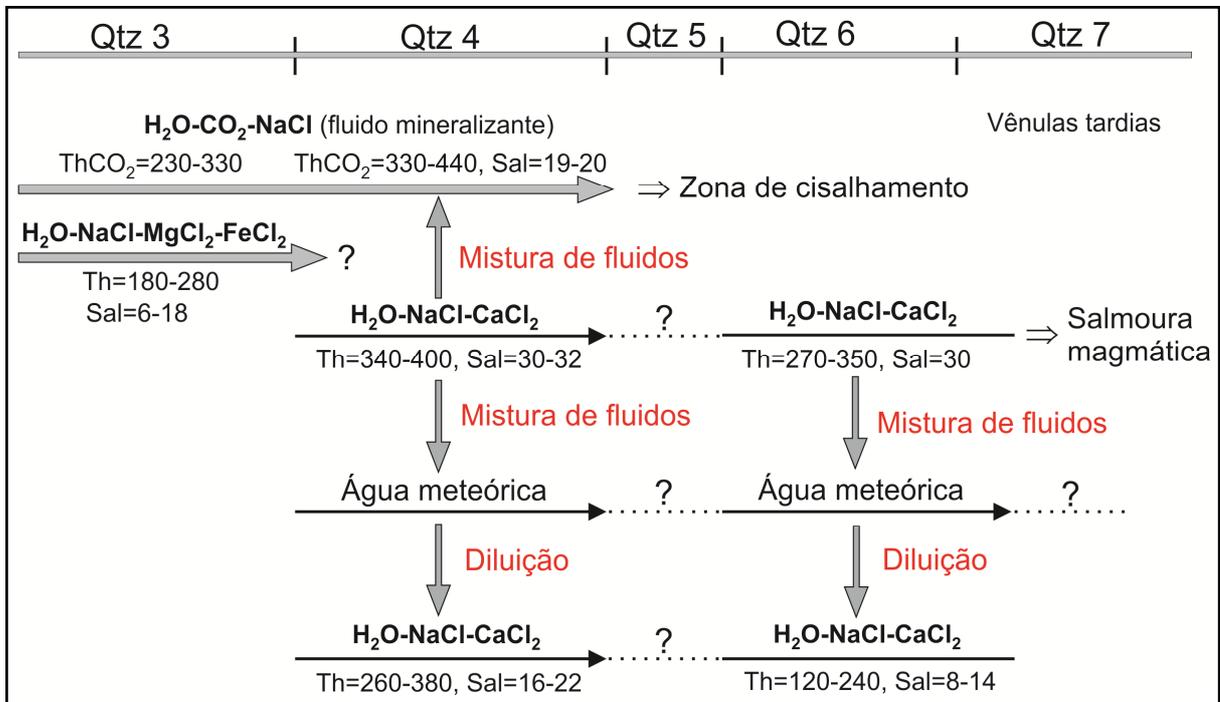


Figura 7.23- Evolução dos fluidos do depósito Ouro Roxo, mostrando o fluido mineralizante aquocarbônico, salmoura magmática e os processos de mistura e diluição que afetaram os fluidos.

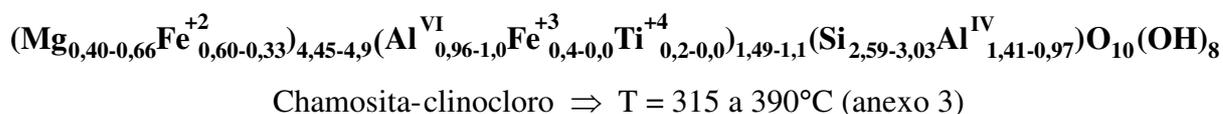
7.4- MECANISMO DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO OURO

A caracterização dos mecanismos de transporte e deposição do ouro foi feita com base na natureza do fluido mineralizante e nos parâmetros físico-químicos que controlam a solubilidade e a desestabilização dos complexos auríferos, tais como T, P, fO_2 , fS_2 e pH. Após considerar os parâmetros físico-químicos do fluido mineralizante, os prováveis mecanismos de transporte e deposição do minério são discutidos a seguir.

➤ *Temperatura*

Para definir a temperatura de formação do depósito Ouro Roxo, um geotermômetro independente foi utilizado juntamente com os dados microtermométricos do fluido mineralizante, seguindo os princípios estabelecidos por Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988), os quais definiram uma relação entre a composição química da clorita (especificamente o teor de Al tetraédrico) e sua temperatura de cristalização por meio da equação $T = 321,98 Al^{IV} - 61,92$ (Anexo 3).

Foram realizadas 22 microanálises pontuais de clorita hidrotermal do depósito Ouro Roxo, incluindo clorita do protólito granitóide, cloritados milonitos, clorita do halo de alteração dos veios mineralizados, associada com minériosulfetado, e clorita em vênulas tardias. De acordo com a fórmula geral das cloritas trioctaédricas, com base em 18 átomos de oxigênio, $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Mn}^{+2}, \text{Ca})_{6-x}(\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{+3}, \text{Ti}^{+4})_x(\text{Si}_{4-x}\text{Al}^{\text{IV}})_x\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, verifica-se que a quantidade de Al^{IV} que substituiu o Si^{+4} deve corresponder à quantidade de cátions dioctaédricos (trivalentes) que substituem os cátions trioctaédricos (bivalentes), de tal modo que a somatória dos cátions bivalentes e trivalentes deve ser em torno de 6,0 e o Al^{IV} deve ser maior ou igual ao Al^{VI} . A fórmula mínima da clorita contém 18 átomos de oxigênio, com oito hidroxilas. Entretanto, considerando-se que a clorita contém em torno de 4 moléculas de água e que a microsonda não analisa o teor de H_2O , a fórmula da clorita, para fins geotermométricos, é normalmente calculada para uma composição anidra com base em 14 átomos de oxigênio, conforme a fórmula $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ca})_{6-x}(\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{+3}, \text{Ti}^{+4})_x(\text{Si}_{4-x}\text{Al}^{\text{IV}})_x\text{O}_{14}.4\text{H}_2\text{O}$. Desse modo, as quatro moléculas de H_2O foram desprezadas e, portanto, os teores de H_2O não foram utilizados no cálculo das fórmulas das clorita analisada do depósito Ouro Roxo, as quais se enquadram na seguinte fórmula:



Para o cálculo das temperaturas, além da equação de Cathelineau (1988), foram consideradas também as equações de Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995). A equação de Cathelineau (1988) utiliza Al^{IV} sem correção, calculada com base em 14 átomos de oxigênio, enquanto que as equações de Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995) utilizam uma correção para o Al^{IV} em função da fração molar $\text{Fe}^{+2}/(\text{Fe}^{+2}+\text{Mg})$ na clorita. Além disso, o Al^{IV} , nestas duas últimas equações, é calculado com base em 28 átomos de oxigênios. As temperaturas obtidas pelas três equações citadas mostram valores similares a partir das equações de Cathelineau (1988) e Kranidiotis & MacLean (1987), os quais são bem mais elevados que aqueles calculados pela equação de Zang & Fyfe (1995), com diferenças acima de 100°C em relação às temperaturas obtidas pelas outras duas equações (anexo 4).

Em razão desta discrepância, optou-se pelos valores calculados a partir da equação de Cathelineau (1988), similares àqueles obtidos pela equação de Kranidiotis & MacLean (1987). Com base nas 22 análises realizadas, as temperaturas calculadas pela equação de Cathelineau (1988), para a cristalização da clorita hidrotermal do depósito Ouro Roxo,

situam-se entre 315°C e 390°C (Fig. 7.24). A clorita dos veios mineralizados, dos milonitos e das vênulas apresentou temperaturas de cristalização similares (315 a 400°C), enquanto que duas análises realizadas em clorita do granodiorito mostraram temperaturas bem mais baixas (250 a 270°C), provavelmente refletindo as condições mais brandas do hidrotermalismo (menor T) na periferia do sistema hidrotermal, onde as rochas protólitas encontram-se parcialmente preservadas (Fig. 7.24).

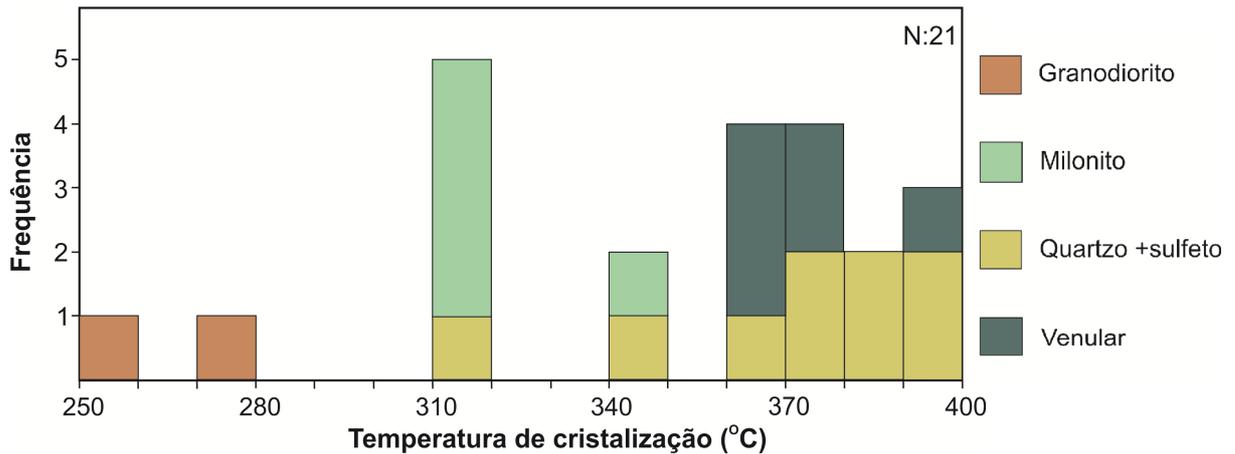


Figura 7.24-Histograma das temperaturas de cristalização da clorita hidrotermal do depósito Ouro Roxo, calculadas a partir de 22 análises, com base na equação $T^{\circ}\text{C} = 321,98 (\text{Al}^{\text{IV}}) - 61,92$ de Cathelineau (1988), mostrando as temperaturas de cristalização das cloritas do granodiorito (baixa temperatura), dos milonitos, dos veios mineralizados e venulares de clorita (maior temperatura).

➤ Pressão

Os valores da pressão foram obtidos a partir das isócoras (linhas de densidade constante no espaço P-T) das inclusões fluidas do depósito Ouro Roxo, calculadas com o auxílio do programa MacFlincon 1.4. A correção da pressão de aprisionamento das IF foi feita a partir do intervalo de temperaturas calculado pelo geotermômetro da clorita.

Transferindo-se os valores das temperaturas de cristalização da clorita para o diagrama das isócoras obtêm-se pressões entre 2,05 e 4,2 kb, estimadas para o aprisionamento dos fluidos (Fig. 7.25), o que corresponde a 6,9 a 14,2 km de profundidades. As condições T-P de formação do depósito Ouro Roxo (área cinza no diagrama da figura 7.25) situam-se no domínio hidrotermal, nos campos de estabilidade da muscovita + clorita e entre os campos da biotita e da illita.

➤ Estado redox dos fluidos e transporte do ouro

A solubilidade dos metais nas soluções hidrotermais é sensivelmente afetada pela variação da fugacidade de oxigênio e do enxofre ($f\text{O}_2$ e $f\text{S}_2$) e pH, atribuindo ao estado redox dos fluidos grande importância no controle do transporte e deposição dos metais.

A paragênese sulfetada da mineralização do depósito Ouro Roxo, a ausência de óxidos hidrotermais e a presença de metano (entre 4 e 9 % mol) no fluido aquocarbônico demonstram a natureza redutora do fluido mineralizante, indicando que o enxofre presente nas soluções mineralizantes se encontrava, em grande parte, na forma reduzida (H_2S ou HS^-). Os trabalhos experimentais têm demonstrado que nessas condições, os complexos de enxofre reduzido, como os tiocomplexos AuHS^{-2} e/ou $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$, são os principais ligantes durante o transporte do ouro. A predominância de mica branca na paragênese hidrotermal indica que o pH dos fluidos mineralizantes tornou-se neutro a levemente alcalino (Romberger, 1988 e 1990).

Diante dos dados apresentados, o fluido mineralizante do depósito Ouro Roxo pôde ser caracterizado como uma solução aquosa predominantemente redutora, rica em CO_2 , neutra a levemente alcalina e $T=315\text{-}395^\circ\text{C}$. Por outro lado, as condições mais oxidantes e ácidas registradas nas salmouras do sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ (isócoras S4 e S6, Fig. 7.25) devem ter favorecido a atividade do cloro, tendendo a formar complexos clorados. No entanto, os trabalhos experimentais de Henley (1973) demonstraram que os complexos clorados são eficientes no transporte do ouro em temperaturas superiores a 400°C . As temperaturas abaixo de 400°C registradas na clorita do depósito Ouro Roxo limitam a atuação dos complexos clorados neste depósito.

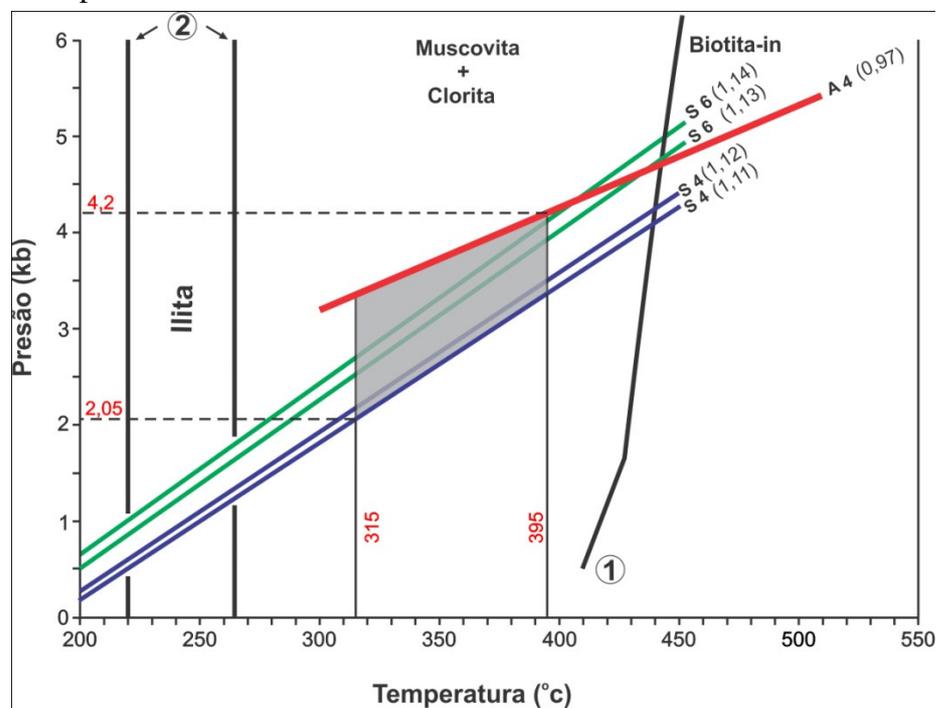


Figura 7.25-Condições de P-T (área cinza) para a formação do depósito aurífero Ouro Roxo, no campo de estabilidade da muscovita + clorita. As temperaturas de 315 e 390°C foram calculadas pelo geotermômetro da clorita. As isócoras S4 e S6 são de salmouras do quartzo 4 e 6 respectivamente, enquanto que a isócora A4 é de inclusão aquocarbônica do quartzo 4. Fonte: Linha 1 segundo Nitsch (1970) e linha 2 segundo Hoffman & Hower (1979).

➤ Mecanismo de deposição do ouro

A precipitação do ouro ocorre quando a solubilidade é diminuída até saturar a solução. Processos que atuam nos sistemas hidrotermais e que podem afetar os parâmetros físico-químicos dos fluidos mineralizantes e conseqüentemente provocar a deposição do ouro são: resfriamento dos fluidos (Norton & Cathles 1979), interação fluido-rocha (Groves & Phillips 1987), imiscibilidade de fluidos (Sibson *et. al.* 1988) e mistura de fluidos (Nesbitt & Muehlenbachs 1989). As principais mudanças nos parâmetros físico-químicos dos tiocomplexos $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ e $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$, provocadas pelos processos acima citados, são aumento da $f\text{O}_2$ e diminuição da $f\text{S}_2$ e do pH.

Os dados petrográficos e de inclusões fluidas do depósito Ouro Roxo, apresentados nos capítulos 5 e 7, evidenciam que a interação fluido-rocha e a mistura de fluidos foram os principais mecanismos responsáveis pela desestabilização dos complexos auríferos e, conseqüentemente, pela deposição do ouro. A interação fluido-rocha resultou em reações de hidrólise, com alteração fílica e propilítica, associadas com sulfetação, que provocaram aumento de $f\text{O}_2$ e redução de $f\text{S}_2$. Por outro lado, a mistura dos fluidos aquocarbônicos com as salmouras ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$), observada em quartzo⁴, provocou aumento de $f\text{O}_2$ e diminuição de pH. O aumento da $f\text{O}_2$ e redução conjunta de $f\text{S}_2$, provocada pela alteração hidrotermal, associada com diminuição de pH, provocada pela mistura dos fluidos, favoreceram a deposição do ouro, juntamente com os sulfetos, em sítios de transtensão da zona de cisalhamento.

8- ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS DE Pb

A suposição de que a amostra de pirita analisada seja cogenética com o processo de alteração hidrotermal que deu origem ao depósito aurífero Ouro Roxo e que esse processo tenha evoluído em um sistema fechado, onde não houve entrada ou saída de U, Th, e/ou Pb e ainda que somente o Pb medido nos dias atuais seja resultado da decomposição isotópica do Pb primordial aprisionado na época de formação do sulfeto, reúnem premissas importantes para a validação dos resultados alcançados pelo método empregado.

A composição isotópica de Pb em depósitos de metais preciosos, onde há minerais com pouco Pb, como pirita e calcopirita, pode fornecer a idade da rocha hospedeira ou do corpo de minério, devendo-se considerar, no entanto, que esses dados devem variar de acordo com dois fatores. Primeiro, todo o Pb medido hoje deve ser o resultado da soma entre o Pb inicial e o Pb proveniente do decaimento radiogênico do urânio. Segundo, a quantidade de U em relação ao Pb é maior no momento da cristalização, o que pode apontar para uma composição isotópica dominada pelo Pb radiogênico. Os fatores que influenciam a composição isotópica são o decaimento radioativo que modifica a idade e as razões isotópicas U/Pb Th/Pb e, em alguns casos, eventos tardios como intrusões graníticas ou metamorfismo ou ambos.

Após a análise isotópica de Pb na amostra de pirita proveniente de veios de quartzo mineralizados e hospedados em milonitos do depósito Ouro Roxo, observou-se que a mesma apresenta razões radiogênicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muito elevadas, entre 21,12 e 24,18 e 16,25 e 16,59 respectivamente (Fig. 8.1). Segundo McNaughton & Groves (1996), composições isotópicas de Pb muito radiogênicas, como é o caso do depósito Ouro Roxo, podem ser atribuídas ao decaimento *in situ* do U. Outra possibilidade seria o Pb radiogênico ter sido derivado de U fixado na estrutura ou em inclusões dentro dos sulfetos, ou mesmo de Pb mais radiogênico incorporado ao sulfeto a partir de uma fonte externa após a formação do sulfeto. Um terceira hipótese a ser avaliada é a possibilidade de que os sulfetos tenham incorporado Pb radiogênico durante sua precipitação, indicando a possibilidade de não terem evoluído em um sistema simples ou, mais provavelmente, que não tenham evoluído em um sistema completamente fechado.

O tratamento da composição isotópica da amostra analisada forneceu uma idade isocrônica de 1858 ± 130 Ma, MSWD 5922 (Fig. 8.1), a qual, diante de seu erro ser elevado, representa apenas uma idade de referência para a mineralização do depósito Ouro Roxo. Frantz *et al.* (2005) obtiveram as idades de 1900 e 1880 Ma para as rochas hospedeiras

do depósito Ouro Roxo, interpretadas como idades do magmatismo (Suíte Tropas) e do hidrotermalismo, respectivamente. Tanto os dados geocronológicos apresentados aqui, como aqueles de Frantz *et al.* (2005), sugerem que o hidrotermalismo que deu origem ao depósito Ouro Roxo não tem relação com o magmatismo Tropas que gerou os granodioritos encaixantes do sistema Ouro Roxo. Considerando as idades obtidas para a cristalização do magmatismo tropas (Frantz *et al.* 2005), as idades obtidas aqui para o hidrotermalismo e que o hidrotermalismo deve ter sido contemporâneo com cisalhamento, este deve ter ocorrido em torno de 20 a 40 Ma de anos após a cristalização dos granitóides Tropas, aproximadamente na época do magmatismo Maloquinha. O granito Maloquinha, portanto, pode ser um bom candidato para a fonte magmática dos fluidos aquosos saturados que, juntamente com o fluido aquocarbônico, atuaram no sistema hidrotermal do depósito Ouro Roxo.

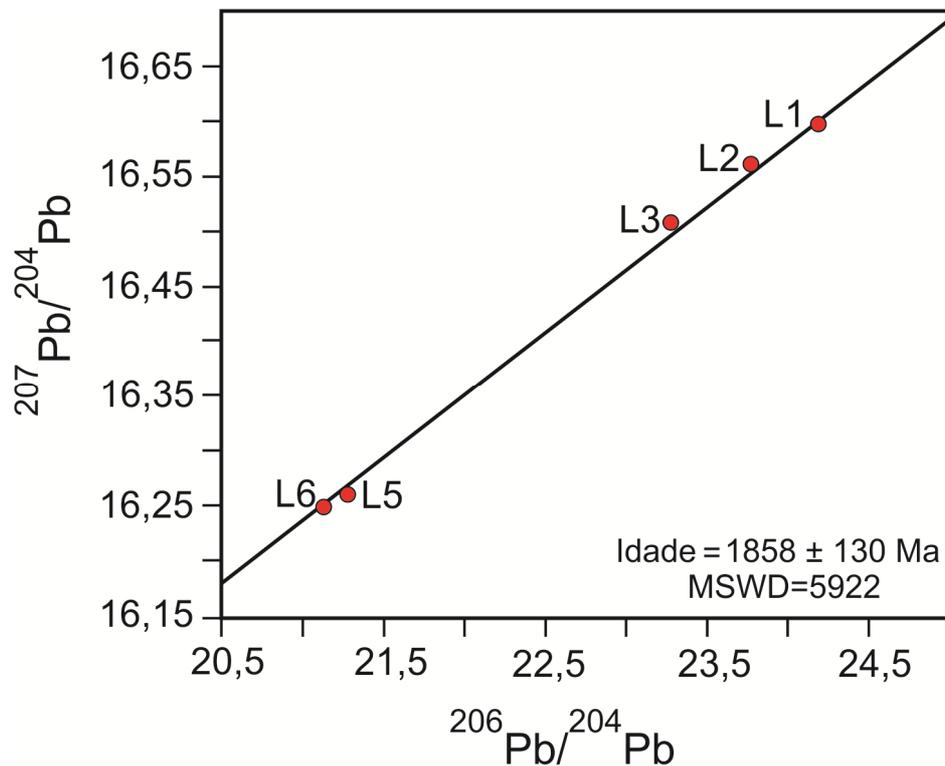


Figura 8.1 - Diagrama das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a amostra analisada de pirita, associada com e quartzo 3 e 4 dos veios hidrotermais do depósito Ouro Roxo.

9- MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO OURO ROXO E CONCLUSÕES

9.1- MODELO GENÉTICO PARA O DEPÓSITO OURO ROXO

O ambiente orogênico de arco magmático, o estilo filoniano do depósito, o controle estrutural pela zona de cisalhamento, a alteração hidrotermal (propilítica+fílica+carbonatação), a associação metálica (Au+Cu+Bi), o fluido mineralizante (aquocarbônico de média salinidade) e as salmouras magmáticas, são compatíveis com o modelo orogênico de Groves *et al.* (1998), com participação magmática, para a gênese do depósito aurífero Ouro Roxo.

A fonte do ouro, do cobre e do bismuto é duvidosa, podendo estes metais provir do manto superior ou crosta inferior, captados pela zona de cisalhamento, por meio do fluido aquocarbônico e depositados em sítios de transtensão da zona de cisalhamento. Outra alternativa seria o cobre e bismuto provir do magma residual do granito Maloquinha e terem sido transportados por salmouras que, ao se misturarem com o fluido aquocarbônico aurífero, desestabilizaram os complexos metálicos, provocando deposição do minério (Au+Cu+Bi), ou cobre e bismuto, e até mesmo ouro, provir do magma granítico residual. De acordo com o modelo proposto, os granitóides da Suíte Intrusiva Tropas foram afetados pela zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo, mas não tiveram participação na gênese do depósito Ouro Roxo. O cisalhamento condicionou a circulação dos fluidos e a deposição do minério, resultando em um sistema de filões e charutos estruturalmente controlados e envolvidos por halos de alteração hidrotermal bem desenvolvidos. Esse modelo compreende os seguintes estágios (Fig. 9.1 a e b):

- 1) Cristalização dos granitóides Tropas em torno de 1900 Ma (Fig. 9.1 a)
- 2) Cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo com circulação de fluido aquocarbônico com ouro e cobre e cristalização do granito Maloquinha com geração de salmouras, entre 1880 e 1860 Ma (Fig. 9.1 a)
- 3) Circulação do fluido aquocarbônico e das salmouras magmáticas que se misturaram e circularam pelas falhas e fraturas do cisalhamento na área do depósito Ouro Roxo (Fig. 9.1 a).
- 4) Deposição do minério aurífero em veios e charutos nas zonas de transtensão do cisalhamento, na sequência de milonitos e brechas que hospedam os corpos mineralizados (Fig. 9.1 b).
- 5) Infiltração de água meteórica após a formação do minério quando o sistema hidrotermal do Ouro Roxo se posicionou em menor profundidade em consequência de denudação da área.

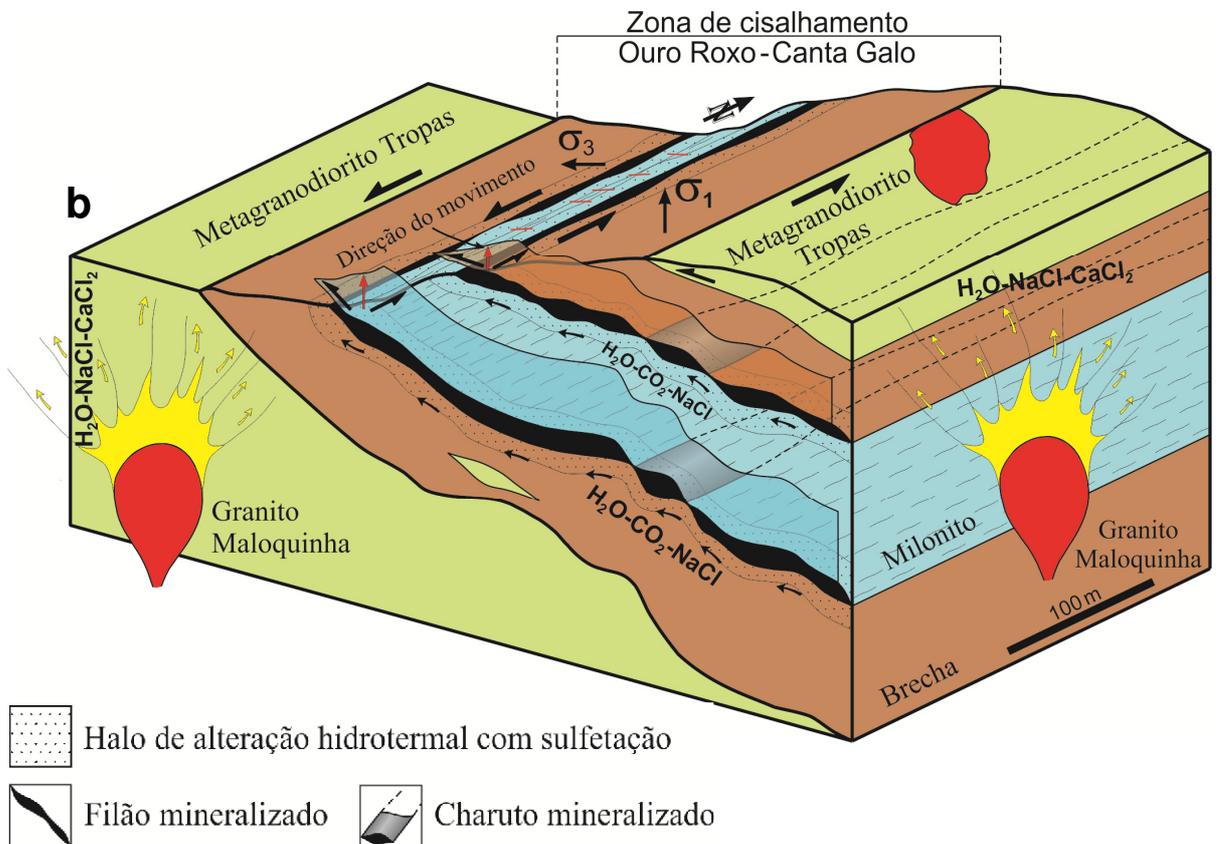
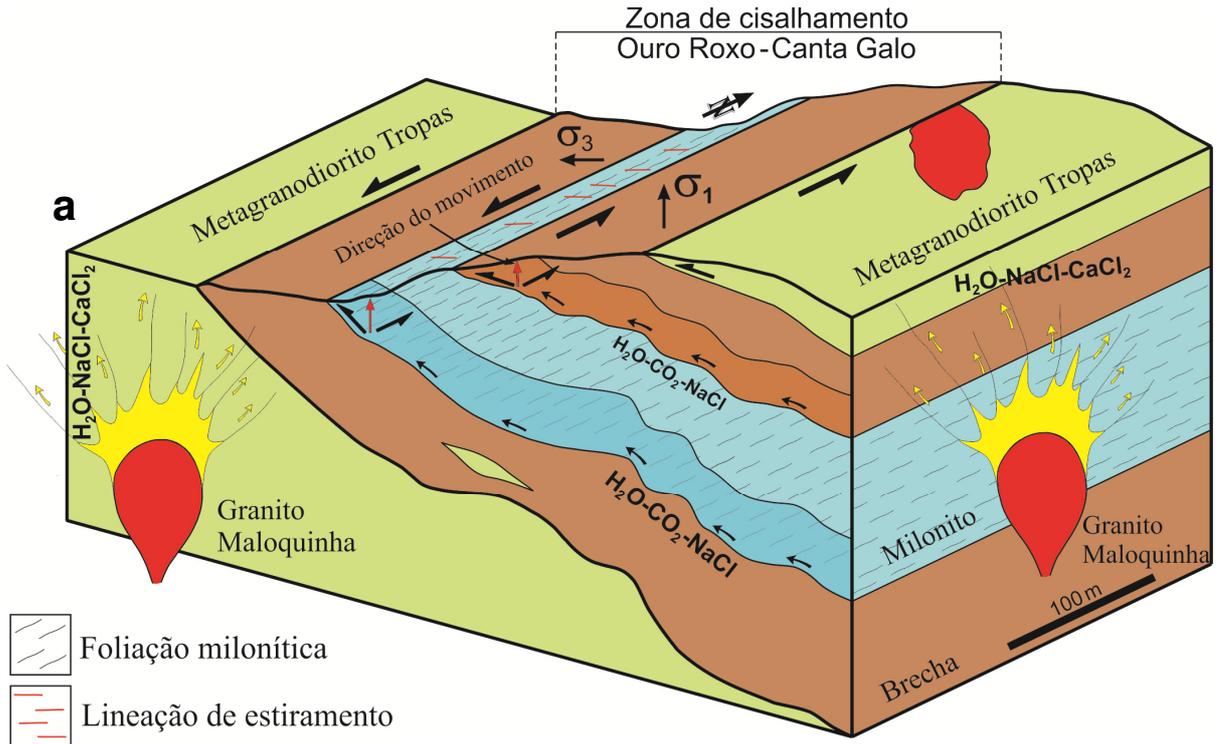


Figura 9.1-Modelo genético esquemático, mostrando a relação dos fluidos mineralizantes com o cisalhamento oblíquo e com o granito Maloquinha (a) e o controle estrutural dos corpos mineralizados pelo cisalhamento (b).

9.2-PRINCIPAIS CONCLUSÕES

As principais conclusões obtidas nesta dissertação foram:

- 1) O depósito aurífero Ouro Roxo compreende um sistema de veios de quartzo sulfetados, mineralizado a Au e Cu, hospedado em granitóides milonitizados da Suíte Tropas, de idade paleoproterozóica, filiação cálcio-alcálica, oxidados, tipo I, típicos de arco magmático.
- 2) Os granitóides Tropas foram afetados por uma zona de cisalhamento N-S, dúctil-rúptil, oblíqua sinistral, de baixo a médio ângulo que transformou os granitóides em uma seqüência de milonitos e brechas e controlou o sistema hidrotermal do Ouro Roxo, incluindo os corpos mineralizados e os halos de alteração.
- 3) Os corpos mineralizados ocorrem em zonas de transtensão do cisalhamento, como enxames de veios e charutos epigenéticos de quartzo ao longo da direção principal do cisalhamento (NNE-SSW), envolvidos por halos de alteração com mineralização disseminada.
- 4) A pirita é o sulfeto dominante nos corpos mineralizados. Nos veios e charutos de quartzo, o ouro ocorre associado com a segunda geração de pirita (pirita₂ sin-cisalhamento), juntamente com calcopirita, bismutinita e bismuto nativo. Não foi encontrado ouro associado com a pirita₁ (cristais magmáticos estirados, pré-cisalhamento) e com a pirita₃ (cristais euédricos em vênulas pós-cisalhamento). Uma segunda geração de calcopirita substituiu a pirita₂.
- 5) Os filões estão invariavelmente envolvidos por halos de alteração hidrotermal, estabelecidos na seqüência de milonitos e brechas, formando um sistema filoniano de dezenas de metros de espessura. Além da silicificação e sulfetação, mais concentradas nos veios e charutos, três tipos de alteração se destacam: 1) alteração propilítica (clorita + fengita + carbonato), com quatro gerações de clorita, sendo a última venular; 2) alteração fílica (fengita + quartzo + pirita), com três gerações de fengita; e 3) carbonatação com três gerações de carbonato. Além do quartzo magmático e do quartzo microcristalino dos milonitos, ocorrem cinco gerações de quartzo filoniano hidrotermal, sendo a última em forma de vênulas. O minério está relacionado principalmente com quartzo₄.
- 6) Três tipos de fluidos foram identificados no depósito Ouro Roxo: 1) Fluido aquoso do sistema H₂O-NaCl-MgCl₂-FeCl₂ de salinidade baixa a moderada que ocorre no quartzo₃, com Th = 180-280°C; 2) Salmoura do sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ que ocorre nos quartzos₄ e₆, com Th = 270-400°C, interpretada como de origem magmática, relacionada a uma

granitogênese aproximadamente contemporânea ao cisalhamento (granito Maloquinha?) e que experimentou processo de diluição provocada por mistura com água meteórica, baixando sua salinidade, com $T_h=380-120^\circ\text{C}$; **3)** Fluido aquocarbônico de média salinidade que ocorre nos quartzos 3 e 4, com $T_h=230-430^\circ\text{C}$, interpretado como fluido mineralizante relacionado com o cisalhamento.

- 7)** As condições T-P para o depósito Ouro Roxo, estabelecidas pelo geotermômetro da clorita e isócoras obtidas pelos dados microtermométricos, situam-se entre 315 e 390°C e $2,0$ a $4,2$ kb.
- 8)** O ouro deve ter sido transportado como tiocomplexo, principalmente $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ e $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$, e dois mecanismos principais provocaram a precipitação de ouro primário em zonas de transtensão da zona de cisalhamento: **1)** interação fluido-rocha, com reações de hidrólise (alterações propilítica e fílica) e sulfetação associada, provocaram aumento de $f\text{O}_2$ e redução de $f\text{S}_2$ do fluido, e **2)** mistura dos fluidos aquocarbônico e salmoura magmática com aumento de $f\text{O}_2$ e diminuição de pH.
- 9)** A idade de formação do minério, obtida pelo método Pb-Pb em pirita, foi estimada em 1858 ± 130 Ma. Em consequência de seu erro muito elevado, esta idade deve ser considerada apenas como idade de referência, mostrando uma possível relação temporal da mineralização e do cisalhamento com a granitogênese Maloquinha.
- 10)** As características geológicas, petrográficas, estruturais, hidrotermais e geocronológicas do depósito aurífero Ouro Roxo são compatíveis com um modelo genético híbrido, ou seja, modelo orogênico de Groves *et al.* (1988) com participação de fluidos magmáticos na gênese do minério.

9.3 PROPOSIÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Embora o conhecimento geológico alcançado no depósito Ouro Roxo seja satisfatório, alguns aspectos da geologia do depósito precisariam ser detalhados para resolver questões específicas do modelo genético, tais como:

- 1)** Análise estrutural detalhada, a partir de furos de sondagem orientados, para caracterizar melhor a foliação milonítica, as dobras, a lineação mineral, os corpos de minério e a cinemática do movimento cisalhante, o que permitiria caracterizar com maior precisão os tipos de corpos mineralizados e seu controle estrutural.

- 2) Estudo avançado de isótopos radiogênicos, tanto U-Pb e Pb-Pb no minério, como $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ em filossilicatos da ganga hidrotermal, para obter idades mais precisas da formação do minério e do processo hidrotermal.
- 3) Estudo avançado de isótopos estáveis (^{18}O , D, ^{13}C e ^{34}S) no quartzo dos veios, nas inclusões fluidas aquocarbônicas e em sulfetos do minério, para definir não só a proveniência do fluido mineralizante e dos metais, como também a participação do magmatismo granítico na gênese do depósito aurífero Ouro Roxo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida C.A.S., Collyer T.A., Pereira, J.A.L., Seabra, A.S., Furtado, A.M.M., Soubés, L.F. 1977. *Projeto Santarém-Cachimbo*. Pesquisa Mineral. Pólo Amazônia/Pólo Tapajós. Convênio SUDAM/IDESP.(Relatório final de reconhecimento-1).
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira, A.L., Monteiro M.A.S. 2000. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM)*. Brasília, CPRM, escala 1:250.000.
- Almeida B. R., Frantz. J.C, Santos J. O. 2004. Caracterização dos fluidos associados à mineralização aurífera do depósito Ouro Roxo, Distrito de Tapajós. *In: Cong. Bras. Geol.* 42. 1 CD-Rom.
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C). Estado do Pará. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM)*. Brasília: CPRM, escala 1:250.000
- Bizzinella, G.A.; Santiago, A.F.; Santos, A.; Borges, F.R.; Souza, F.J.C.; Godoy, H.K.; Yamaguti, H.S.; Oliveira, J.R.; Oliveira, L.R. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri, Relatório Final, partes I e II*. Manaus: DNPM/CPRM, V. Ia e Ib.
- Bjorlykke A., Cumming G.L., Krestic O. 1990. New isotope data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold-copper deposit, Finmark, Northern Norway. *Mineralogy and Petrology*, **43**: 1-21.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions, *Geoch. Cosmoch. Acta*, **57**: 683-684.
- Borisenko, A.S. 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geol & Geophys*, **18**: 11-19.
- Brown, P.E. & Lamb, W.N. 1989. FLINCOR 1.4: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineral*, **74**: 1390-1393.
- Brito M.F.L. *et al.* 1997. Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha, registro de magmatismo tipo-A na Província do Tapajós. *In: SBG, Cong. Bras. Geoquímica*, 6. **Anais**, p. 847-857.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1999. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. *In: South-American Symp. Isotope Geol. 2. Córdoba-Argentina. Extend Abstracts...* Córdoba–Argentina, p. 40-43.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**: 471-485.
- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contrib. Mineral. Petrol*, **91**: 235-244.

- Corrêa Silva, R.H.; Juliani, C.; Bettencourt, J.S.; Nunes, C.M.D.; Almeida, T.I.R. 2001. Caracterização de um sistema epitermal low-sulfidation (ou adularia-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajós, PA. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 7, *Resumos*. 1 CD-Rom.
- Coutinho M.G.N., Santos, J.O.S., Fallick A.E., Lafon J.M. 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil, In: SBG, XXXI International Geological Congress, 1, CD Rom.
- Coutinho, M.G.N. 2008. Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG. In: Coutinho, M.G.N. (ed.). Rio de Janeiro, CPRM, capítulo X, p. 299-326.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pithan T.H.L., Souza JR J.J. Montalvão R.M.G. 1981. Geologia - Folha SC.22 Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL. *Levantamento de recursos minerais*. Rio de Janeiro, MME – DNPM, 2, p. 21 – 196.
- Dall'agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**: 113–138.
- Dall'agnol R., Pichavant M.; Champenois M. 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-Type granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69**, p. 325-347.
- Dall'agnol R., Silva C.M.G., Scheller T. 1999. Fayalite-hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism. In: SBG, Simp. Vulcan. Ambientes Associados, 1. *Boletim de Resumos*.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **28**(3):397-404.
- Davis D. W, Lowenstein, T. K., Sencer R. J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **54**: 591-601.
- Faraco M.T.L.; Carvalho, J.M de A.; Klein, E.L. 1997. *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós*. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p. 423 – 437.
- Faraco, M.T.L.; Carvalho, J.M de A.; Klein, E.L. 1997. *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós*. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p. 423 – 437.
- Faure G.1977. *Principles of isotope geology*. London, J. Wiley & Sons, 464 p.
- Ferreira, A.L.; Almeida, M.E.; Brito, M.F.L.; Monteiro, M.A.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará, Escala 1:*

- 250.000. *Nota explicativa, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Manaus, PROMIM Tapajós/CPRM. 1 CD-ROM.
- Forman, J.M.A.; Nardi, J.I.S.; Marques, J.P.M.; Lima, M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Iriri/Curuá*. Belém: SUDAM/GEOMINERAÇÃO. 62 p.
- Frantz J. C. Marques J.C., Almeida B. S., Santos J. O. 2005. A mineralização cupro-aurífera do prospecto do Ouro Roxo, distrito aurífero do Tapajós – caracterização do depósito (fluidos, mineralogia e relações isotópicas). *In: Simp. Bras. Metalogenia 1 CD-Rom*.
- Frei R. & Kamber B.S. 1995. Single mineral lead dating. *Earth Plan Sci Letters*, **129**: 261-268
- Goldfarb, R.J. Groves D.I.; Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geol. Rev.* **18**: 1-75.
- Goldfarb R.J. *et. al.* 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. One hundredth anniversary volume. *Econ. Geol.* p 407-450.
- Groves, D.I. & Foster, R.P. 1991. Archaean lode gold deposits. *In: Foster, R.P (ed) Gold Metallogeny and exploration*. London, Blackie. p.63-103.
- Groves, D.I.; Goldfarb, R.J.; Gebre-Marian, M.; Hagemann, S.G.; Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* **13**:7-27.
- Groves D.I. & Phillips G. N. 1987. The genesis and tectonic control on Archean gold deposits of the Western Australian Shield- a metamorphic replacement model. *Ore Geol. Rev.*, **2**: 287-322.
- Gulson B.L. 1986. *Lead isotopes in mineral exploration*. Elsevier Science Publishing B. V., 245 p.
- Henley, R.W. 1973. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geology*, **11**: 73-87.
- Hoffman, J. & Hower, J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, U.S.A. *In: Scholle, P.A. & Schluger, P.R. (ed) Aspects of diagenesis*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 55-79 (Spec. Publ. 26).
- Hippert, J.F. 1998. Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during milonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *Journal of Structure Geology*, **14**: 145-159.
- Ho S.E., McNaughton N.J., Groves D.I. 1994. Criteria for determining initial lead isotopic compositions of pyrite in Archaean lode-deposits: a case study at Victory, Kambala, Western Australia. *Chemical Geology*, **111**: 57-84.

- Jacobi, P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **29**:277–279.
- Juliani C., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2001. *Gênese e evolução da alteração hidrotermal no Granito Batalha, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. *Boletim de Resumos...*, Belém. [CD-ROM]
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Corrêa Silva R.H. 2004. *Paleoproterozoic epithermal high- and low-sulfidation and porphyry-related Au mineralizations in the Tapajós Gold Province, Brazil: exploration prospectives*. In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral. Ouro Preto:ADIMB/DNPM/SBGf/SBG. [CD-Rom].
- Juliani, C.; Rye, R.O.; Nunes, C.M.D.; Snee L.W.; Corrêa SILVA, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R.; Alcover, A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**: 95-125.
- Klein, E.L. & Vasquez, M.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho - SB.21-Z-A. Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. PROMIN Tapajós/CPRM, Brasília. 1 CD-Rom.
- Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T.; Carvalho, J.M.A. 2002. Geology of paleoproterozoic gneiss-and granitoid-hosted gold mineralization in southern Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **44**: 544-558.
- Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Santos, A.; Martins, R.C. 1997. Structural elements of the Maloquinha Intrusive Suite in Tapajós Mineral Province, northern Brazil, and the emplacement of the plutons. In: II Int. Symp. Granites And Associated Mineralizations, p. 313-314.
- Kranidiotis, P. & Maclean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Québec. *Econ. Geol.*, **82**: 1898-1911.
- Lamarão, C.N.; Lafon, J.M.; Lima, E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simp. Vulc. Ambientes Associados, 1. *Boletim de Resumos* p. 93.
- Lamarão, C.N.; Dall'agnol, R.; Lafon, J.M.; Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.
- Lamarão, C.N., Dall'agnol, R., Pimentel, M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 277-292.
- Ludwig K.R. 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth Planet. Sci Letters*, **46**: 212-220.

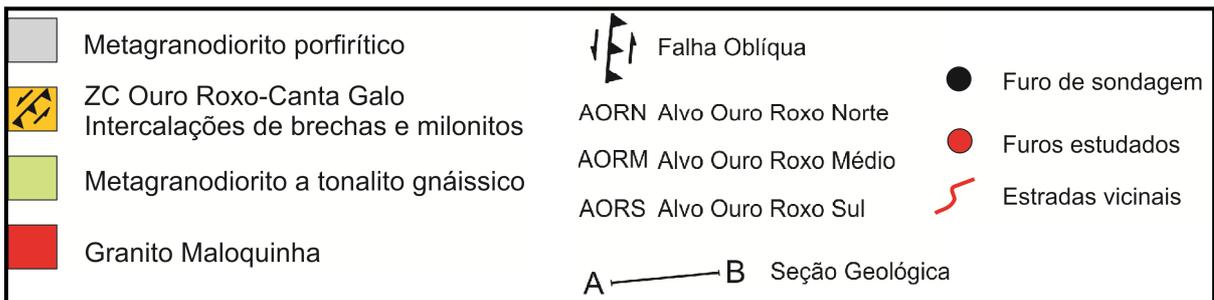
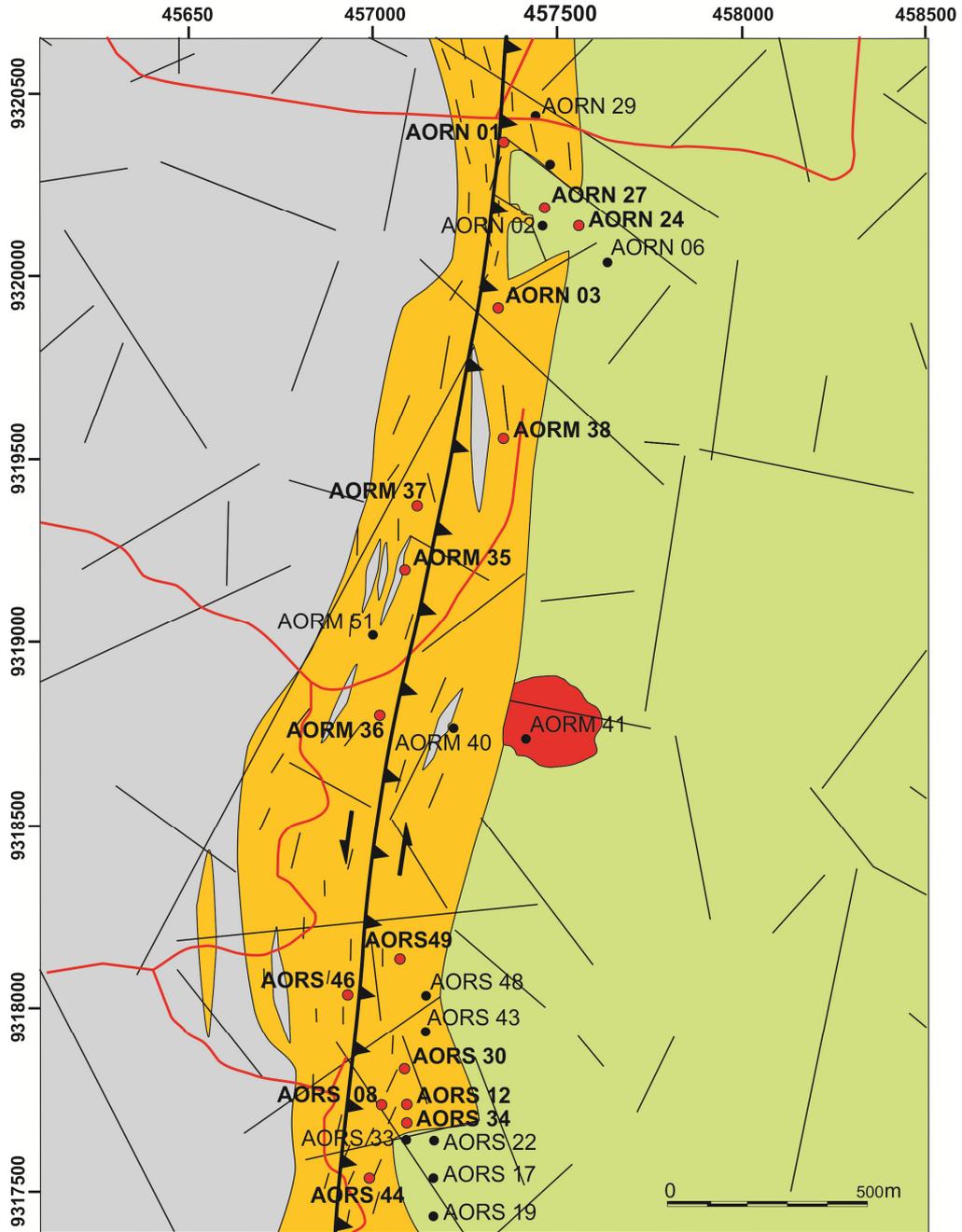
- Ludwig K.R. 1993. Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.70 Openfile report 91445. United States Geological Survey, 42 p.
- McNaughton, N.J. & Groves, D.I. 1996. A review of Pb-isotope constraints on the genesis of lode-gold deposits in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Jour. Royal Soc. Western Australia*. **79**: 123-129
- Nesbitt B.E. & Muehlenbachs K. 1989. Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: evidence for ore formation from evolved meteoric water. *In*: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (ed.) *The geology of gold deposits: the perspective*. El Paso, Texas, Society of Economic Geologists, p. 552-563.
- Nitsch, K.H. 1970. Experimental determination of the upper stability of stilpnomelane. *Fortschr. Mineral*, **47**: 48-49.
- Norton D. & Cathles L.M. 1979. Thermal aspect of ore deposits. *In*: Barnes H. L. (Ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed. New York, John Wiley & Sons, p 611-631.
- Nunes, C.M.D.; Juliani, C.; Corrêa Silva, R.H.; Bettencourt, J.S.; Jacobi, P. 2000. Paleoproterozoic quartz–alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil), *In*: *Int. Geol. Cong.* 31. 1 CD-Rom.
- Nunes C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóica Província Aurífera do Tapajós, *Pará*. São Paulo: Universidade de São Paulo. (Tese de Mestrado).
- Park, R.G. 1988. Geological structure and moving plates. (ed.) Blakie.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 p.
- Phillips, G.N. & Groves, D.I. 1983. The nature of Archean-gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *J. Geol. Soc. Australia*, **30**: 25-39.
- Prazeres, W.V.; Santos, A.J.; Campos, M.J.F.; Cavalcante, O.A. 1979. Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha. Relatório final. Texto. Manaus: DNPM/ CPRM, v. 1-A, 301, p., II.
- Pessoa, M.R.; Santiago, A.F.; Andrade, A.; Nascimento, J.O.; Santos, J.O.; Oliveira, J.R.; Lopes, R.C.; Prazeres, W.V. 1977. *Projeto Jamanxim. Relatório Final*. 1(A), DNPM/CPRM.
- Quadros, M.L.E.S.; Bahia, R.B.C.; Almeida, M.E. 1998. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará. *In*: *Cong. Bras. Geol.* 40. SBG, Belo Horizonte, MG. Anais, p. 468.
- Ramboz, C., Pichavant M., Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural process II: use and misuse of fluid inclusion data. *Chem. Geol.* **37**: 29-48.

- Ramgrab, G.E. & Santos, J.O.S. 1974. O Grupo Uatumã. In: SBG, Cong. Bras. Geol.28, *Anais*, p. 87-94.
- Ricci, P.S.F.; Santos, A.; Klein, E.L.; Jorge João, X.S.; Martins, R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: Simp. Geol. Amazônia, 6. *Anais*, p. 519-522.
- Roberts, R.G. 1987. Archean lode-gold deposits. *Ore Deposits Models* N°11, Geoscience Canada. **14**: 37-32.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. Washington, Mineralogical Society of America, 646 p. (Reviews in Mineralogy, 12).
- Romberger, S.B. 1988. Geochemistry of gold in hydrothermal deposit. U. S. Geological Survey Bulletin 1857, A9-A25.
- Romberger, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: Robert, F.; Sheahan, P.A; Gren, S.B (eds). Greenstone gold and crustal evolution. NUNA Conference volume, Val d'Or, 1990. *Proceedings...*, Montreal, Geol. Assoc. Canada, p.61-66.
- Santos, D.B.; Fernandes, P.E.C.A.; Dreher, A.M.; Cunha, F.B.; Basei, M.A.S.; Teixeira, J.B.G. 1975. *Geologia - Folha SB.21 Tapajós*. In: Projeto RADAM, Levantamento de recursos naturais V.7. Rio de Janeiro, DNPM, p. 15-99.
- Santos, M.D. 1995. O papel dos granitóides na gênese dos depósitos de ouro tipo lode arqueano: Caso da jazida do Cumaru-Pa. Brasília: Universidade de Brasília, 157p (Tese de doutorado).
- Santos, J.O.S. & Loguércio, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: C.C. Schobbenhaus, D. A; Derze, G. R; Asmus, H. E , *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*. Brasília: DNPM/MME, p. 93-127.
- Santos, R.A. 2000. Formation of gold-quartz veins controlled by the strike-slip fault mega-system in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil, In XXXI Int. geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil. 1 CD ROM
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E., 1997. Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. In: Proceedings of The first South American Symposium on isotope Geology, *Extended Abstracts*, Campos do Jordão, Brazil, p. 280–282.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; Mcnaughton, N.; Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.

- Santos, J.O.S.; Groves, D.I.; Hartmann, L.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**: 453-488.
- Santos, J.O.S.; Van Breemen, O.B.; Groves, D.I.; Hartmann, L.A.; Almeida, M.E.; Mcnaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**: 73-109.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Faria, M.S.G.; Riker, S.R.; Souza, M.M.; Almeida, M.E.; Mcnaughton, N.J. 2006. A Compartimentação do Craton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom.
- Shepherd, T.J.; Rankin, A.H.; Alderton, D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusions studies*. Glasgow, Blackie and Sons Ltda, 239p.
- Sillitoe, R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster, R.P (ed) *Gold Metallogeny and exploration*. London, Blackie. P.165-209.
- Sillitoe, R.H & Thopsom, J.F.H. 1998. Intrusion-related vein gold deposit: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Res. Geol.***48**: 237-250.
- Silva, G.G.; Lima, M.I.C.; Andrade, A, F.; Issler, R.S.; Guimarães, G. 1974. *Geologia - Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. Projeto RADAM, Levantamentos de recursos minerais 4*. Rio de Janeiro. p. 1-60.
- Sibson R.H. Robert G., Poulsen K. H. 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, **16**:551-555.
- Sibson R.H. 1990. Fault structure and mechanics in relation to greenstone gold deposits. In: F. Robertt, P.A. Sheahan, S.B. Green (eds.) *Greenstone Gold and Crustal Evolution*. NUNA conference, Geological Association of Canada, pp.: 54-60.
- Silva, A.R.B. 1984. Províncias auríferas do Estado do Pará e Território Federal do Amapá. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 33, p. 3945-3948.
- Smith, T. J., Clocke P.L., Kesler S.E. 1984. Geochemistry of fluid inclusions from the McIntyre-Hollinger gold deposit, Timmins, Ontario, Canadá. *Econ. Geol.* **79**: **1265-1285**.
- Souza, W.S.P. 2007. ISimpósio Província Aurífera do Tapajós. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia Belém*, CPRM. 1 CD-Rom.
- Tassinari, C.C.G, Macambira, J.B.M., 1999. Geochronological provinces of the Amazon Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- Thorman, C.H.; Dewitt, E.; Maron, M.A.C.; Ladeira, E.A. 2001. Major Brazilian Gold Deposits – 1982 to 1999. *Mineralium Deposita*, **36**: 218 – 227.

- Touret, J.L.R and Bottinga, Y. 1979. Équation d' état pour le CO₂: application aux inclusions carboniques. *Bull. Mineral.* V. 102 p577-583.
- Van Den Kerkhof, A. M & Hein, U. F. (2001). Fluid inclusion petrography. *Lithos*, **55**: 27- 47
- Vasquez, M.L.; Klein, E.L.; Quadros, M.L.E.S.; Bahia, R.B.C.; Santos, A.; Ricci, P.S.F.; Sachett, C.R.; Silva, C.M.G.; Macambira, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – novos dados geocronológicos. *In: SBG, Simp.Geol. Amazônia*, **6**, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 471-474.
- Vasquez M.L. & Klein E.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo - SB.21 - Z- C, Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Brasília, CPRM, PROMIM Tapajós. 1 CD-Rom.
- Vasquez, M.L.; Klein, E.L.; Ricci, P.S.F. 2001. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In: SBG, Simp.Geol. Amazônia*. 1 CD-Rom.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Ricci, P. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In: KLEIN, E.L., VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Ed.). Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG, v. 3, p. 67-84.
- Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T.; Silva, C.M.G.; Ricci, P.S.F.; Barbosa, J.P.O.; Klein, E.L.; Lopes, E.C.S.; Macambira, E.M.; Chaves, C.L.; Carvalho, J.M.A.; Oliveira, J.G.F.; Anjos, G.C.; Silva, H.R. 2008. Unidades Litoestratigráficas. *In: Vasquez, M.L. & Rosa-Costa, L.T. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará*. Belém, CPRM, p. 113-216.
- York D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci Letters*, **5**: 320-324.
- Wilkins, R. W. T. (1990). The relative chronology of fluid inclusions in minerals. *In: Herbert H T & Ho S E (eds). Proceedings of the conference on stable isotopes and fluid processes in mineralization*, Univ. Western Australia, Publ. 23; p.371-382.
- Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**: p.229-272.
- Williams-Jones, A.E. & Samson, I.M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl₂-H₂O.: Applications to fluid inclusions. *Canadian Mineral.*, **28**: 299-34.
- Zang, W. & Fyfe, W. S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineral. Dep.*, **30**: 30-38
- Walker R.T & Samson I.M. 1998. Cryogenic Raman spectroscopic investigation of fluid inclusion in the system NaCl-CaCl₂-H₂O. *In: Schandt e. (Ed.). 17TH General Meeting Int. Toronto, Mineral. Assoc.*, p. A33.
- Weisbrod A. 1981. Fluids inclusions in shallow intrusive. *In: Hollister L. S. & Crawford M. L. (Ed.) Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Calgary, Mineral. Assoc. Canada, Short course handbook, **6**: 241-271.

ANEXO 1: Mapa de furo do depósito Ouro Roxo



ANEXO 2: Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquosas não saturadas e aquocarbônicas dos quartzos 3.

| Tipo | Amostra | F | Te (°C) | Tf H ₂ O (°C) | Th (°C) | Densidade (g/cm ³) | Salinidade (% peso eq. NaCl) | TfCO ₂ | ThCO ₂ | |
|---------------------|------------|------|------------|-----------------------------|------------|-----------------------------------|------------------------------------|-------------------|-------------------|--|
| Aquosa não saturada | ORM-36-79a | 0,85 | -42,8 | -11,6 | 233,1 | 0,95 | 15,57 | | | |
| | ORM-36-79b | 0,85 | -35,1 | -3,1 | 226,8 | 0,87 | 6,01 | | | |
| | ORM-36-79c | 0,85 | -38,3 | -9,3 | 243,7 | 0,92 | 13,18 | | | |
| | ORM-36-79d | 0,85 | -39,3 | -10,9 | 270,5 | 0,94 | 14,87 | | | |
| | ORM-36-79e | 0,85 | -34,8 | -15,3 | 222,1 | 0,98 | 18,86 | | | |
| | ORM-36-69a | 0,85 | -40,2 | -13,2 | 242,7 | 0,98 | 17,09 | | | |
| | ORM-36-69b | 0,85 | -37,3 | -15,1 | 240,1 | 0,96 | 18,7 | | | |
| | ORM-36-67a | 0,85 | -38,7 | -8,6 | 258,7 | 0,9 | 12,4 | | | |
| | ORM-36-67b | 0,85 | | -12,7 | 183,9 | 0,98 | 16,98 | | | |
| | | | | | | | | | | |
| | ORS-36-67c | 0,80 | | -13,4 | 221,9 | 0,98 | 17,24 | | | |
| | ORM-36-69c | 0,80 | | -8,1 | 244,2 | 0,89 | 10,6 | | | |
| | ORM-36-69d | 0,80 | | -13,5 | 237,6 | 0,96 | 17,33 | | | |
| | ORM-36-79f | 0,80 | | -15,5 | 219,1 | 0,98 | 18,02 | | | |
| | ORM-36-79g | 0,80 | | | 273,8 | | | | | |
| | ORN-3-23a | 0,80 | | | 257,4 | | | | | |
| | ORN-3-23b | 0,80 | | | 243,1 | | | | | |
| | ORN-3-23c | 0,80 | -42,8 | -4 | 224 | 0,9 | 8,28 | | | |
| | ORN-3-23d | 0,80 | -38,3 | -15,2 | 199,4 | 1,01 | 18,9 | | | |
| | ORN-3-23e | 0,80 | -35,1 | -8,5 | 197,8 | 0,96 | 11,4 | | | |
| | ORN-27-53f | 0,80 | -35,5 | -15,8 | 230,1 | 0,98 | 13,18 | | | |
| | ORN-27-53g | 0,80 | | -7,6 | 229,3 | 0,95 | 11,23 | | | |
| | ORN-27-53h | 0,80 | | -9,3 | 179,9 | 0,98 | 14,26 | | | |
| | ORN-27-53i | 0,80 | | -7,3 | 229 | 0,99 | 10,14 | | | |
| | ORN-27-53j | 0,80 | | -10,3 | 199 | 0,87 | 13,71 | | | |
| | ORM-36-67d | 0,80 | | -12,2 | 274,7 | 0,97 | 16,2 | | | |
| | ORM-36-67e | 0,80 | | -6,4 | 238,8 | 0,8 | 9,71 | | | |
| | ORM-36-67f | 0,80 | | -14,5 | 218,1 | 0,88 | 17,1 | | | |
| | ORM-36-67g | 0,80 | | -6,4 | 225,6 | 0,98 | 10,2 | | | |
| | ORM-36-67h | 0,80 | | -6,7 | 179,7 | 0,86 | 10,37 | | | |
| ORM-36-67i | 0,80 | | -14,5 | 243,9 | 0,96 | 18,78 | | | | |
| | | | | | | | | | | |
| Aquocarbônica | ORN-3-23a | 0,6 | | -7,9 | 275,1 | | | -56,9 | 26,8 | |
| | ORN-3-23b | 0,6 | | -6,5 | 339,4 | | | -57,1 | 31,9 | |
| | ORN-3-23c | 0,5 | | -10,5 | 234,1 | | | -57,6 | 27,6 | |
| | OR3N-23d | 0,5 | | -5,9 | 319,6 | | | -57,7 | 27,4 | |
| | OR3N-23e | 0,5 | | -9,1 | 264,2 | | | -57,6 | 30 | |
| | ORM-36-69a | 0,5 | | -8,9 | 270,1 | | | -57,4 | 27,7 | |
| | ORM-36-69b | 0,5 | -36,9 | -7,4 | 255,2 | | | -57,8 | 24,2 | |
| | ORM-36-69c | 0,5 | | -6,7 | 279,1 | | | -58,8 | 29,4 | |
| | ORM-36-69d | 0,4 | | -7,4 | 297,7 | | | -57,4 | 29,7 | |
| | ORM-36-69e | 0,4 | | -5,2 | 248,6 | | | -57,9 | 26 | |
| | ORN-3-23f | 0,4 | | -6,5 | 256 | | | -57,5 | 27,7 | |
| | ORN-3-23g | 0,4 | | -10,5 | 307,5 | | | -57,2 | 29,4 | |
| | ORN-3-23h | 0,4 | | -5,2 | 246,3 | | | -57,8 | 30,2 | |
| | ORN-3-23i | 0,4 | | -10,5 | 281,7 | | | -57,4 | 31,7 | |
| | ORM-36-69f | 0,4 | | -9,9 | 302,6 | | | -57,5 | 30,1 | |
| | ORM-36-69g | 0,4 | | -8,4 | 230,2 | | | -57,4 | 30,9 | |
| | ORM-36-69h | 0,4 | | -6,7 | 249,1 | | | -57,4 | 24,9 | |

ANEXO 2: Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquosas não saturadas, saturadas e aquocarbônicas dos quartzo 4.

| Tipo | Amostra | F | Te (°C) | Tf H ₂ O (°C) | Th (°C) | TDH (°C) | D (g/cm ³) | TfClt (°C) | Sal. (% peso eq. NaCl) | TfCO ₂ | ThCO ₂ |
|-----------------|------------|------|------------|-----------------------------|------------|-------------|---------------------------|---------------|------------------------------|-------------------|-------------------|
| Aquosa saturada | ORS-30/37a | 0,80 | | -32,3 | 397,9 | | | | | | |
| | ORS-30/37b | 0,80 | -65,5 | -35,2 | 436,6 | 163 | 1,12 | | 30,21 | | |
| | ORS-30/37c | 0,80 | -74 | -33,5 | 346,2 | 218,2 | 1,11 | | 32,82 | | |
| | ORS-30/37d | 0,80 | -76,1 | -39 | 377,7 | 186,1 | 1,12 | | 31,2 | | |
| | ORS-30/37e | 0,8 | -66,4 | -14,4 | 317,4 | | 0,89 | | 18,94 | | |
| | ORN-27-53a | 0,8 | -62,3 | -19,3 | 339,7 | | 0,9 | | 22,16 | | |
| | ORN-27-53b | 0,8 | | -13,8 | 261,1 | | 0,94 | | 17,59 | | |
| | ORN-27-53c | 0,8 | | -17,7 | 376,3 | | 0,96 | | 20,72 | | |
| | ORN-27-53d | 0,8 | -64,3 | -12,7 | 337,7 | | 0,69 | | 16,35 | | |
| | ORN-27-53e | 0,8 | -60,8 | -13,6 | 268,4 | | 0,6 | | 17,84 | | |
| Aquocarbônica | | | | | | | | | | | |
| | ORS-08/24a | 0,6 | | -8,9 | 358,7 | | | | | 57,5 | 27,3 |
| | ORS-08/24b | 0,6 | | -10,2 | 434,2 | | | | | 57,3 | 25,4 |
| | ORS-08/24c | 0,6 | | -10,7 | 313 | | 0,97 | -6,1 | 19,79 | 57,3 | 27,3 |
| | ORS-08/24d | 0,6 | | -10,2 | 329,1 | | | | | 57,4 | 25,9 |
| | ORS-08/24e | 0,6 | | -8,5 | 439,1 | | | | | -57,2 | 29,1 |
| | ORS-08/24f | 0,5 | | -11,4 | 377,3 | | 0,96 | -8,6 | 20,40 | -57,2 | 29,6 |
| | ORS-08/24g | 0,5 | | -8,7 | 346,1 | | | | | 57,7 | 27,2 |
| | ORS-08/24h | 0,5 | | -11,7 | 376,6 | | 0,96 | -8,5 | 20,41 | 57,6 | 26,3 |
| ORS-08/24i | 0,5 | | -9,5 | 345,7 | | | | | -57,5 | 29,4 | |

ANEXO 2: Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquosas não saturadas e saturadas dos quartzos 6.

| Tipo | Amostra | F | Te (°C) | Tf H₂O (°C) | Th (°C) | TDH | D (g/cm ³) | Salinidade (% peso eq. NaCl) |
|---------------------|------------------------|----------|-------------------|----------------------------------|-------------------|------------|----------------------------------|--|
| Aquosa saturada | ORN-3-23a | 0,8 | -63,7 | | 284,7 | 163,8 | | |
| | ORN-3-23b | 0,8 | -61,9 | 31,7 | 274,1 | 176,3 | 1,14 | 30,21 |
| | ORN-3-23c | 0,8 | -63,2 | -33,4 | 340,3 | 173,2 | 1,13 | 30,75 |
| | ORN-3-23d | 0,8 | -62,9 | -28,2 | 339,7 | 170,1 | 1,13 | 30,48 |
| Aquosa não saturada | | | | | | | | |
| | ORM-36-79a | 0,8 | | | 203,1 | | | |
| | ORM-36-79b | 0,8 | | -9,6 | 1289,4 | | 1,03 | 13,51 |
| | ORM-36-79c | 0,8 | | -11,1 | 207,7 | | 1,04 | 14,07 |
| | ORM-36-79d | 0,8 | | -11,9 | 175,7 | | 1,04 | 14,86 |
| | ORM-36-79e | | | | | | | |
| | ORN-27-53 ^a | 0,8 | -58,0 | -12,7 | 241,6 | | 1,04 | 14,61 |
| | ORN-27-53b | 0,8 | | -5,3 | 239,8 | | 0,89 | 8,23 |
| | ORN-27-53c | 0,8 | | -9,2 | 216,1 | | 1,01 | 13,07 |
| | ORN-27-53d | 0,8 | | -7,6 | 140,3 | | 1 | 11,22 |
| | ORN-27-53e | 0,8 | | -5,2 | 139,1 | | 0,98 | 8,09 |
| | ORM-36-69a | 0,8 | | -5,5 | 141,2 | | 0,98 | 8,51 |
| | ORM-36-69b | 0,8 | | -10,5 | 125,8 | | 1,04 | 14,46 |
| | ORM-36-69c | 0,8 | | -8,1 | 139,1 | | 1,02 | 11,82 |
| | ORM-36-69d | 0,8 | | -12,1 | 165,6 | | 1,02 | 14,05 |
| | ORM-36-69e | 0,8 | | | 216 | | | |
| | ORM-36-69f | 0,8 | | -14,5 | 214,1 | | 1,04 | 18,48 |
| | ORM-36-69g | 0,8 | | -5,3 | 140,1 | | 0,98 | 8,23 |
| | ORM-36-69h | 0,8 | | -9,2 | 233,1 | | 0,95 | 13,07 |
| | ORM-36-67a | 0,8 | | -5,2 | 241,9 | | 0,89 | 8,09 |
| | ORM-36-67b | 0,8 | | -7,6 | 134,1 | | 1 | 11,22 |
| | ORM-36-67c | 0,8 | | -5,5 | 130,8 | | 0,89 | 8,51 |
| ORM-36-67d | 0,8 | | -10,5 | 237,4 | | 1,04 | 14,46 | |
| ORM-36-67e | 0,8 | | -6 | 123,1 | | 0,9 | 9,18 | |

ANEXO 3: Análise química por microsonda eletrônica das cloritas hidrotermais do depósito Ouro Roxo. Número de cátions calculados com base em 14 átomos de oxigênios. Teores calculados de H₂O não foram utilizados para o cálculo do número de cátions. (Continua)

| | ORN-27/62 | ORN-27/62 | ORS-136 | ORS-136 | ORS-136 | ORS-136 | ORS-136 | ORS-136 |
|--|-----------|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 28,891 | 29,729 | 27,471 | 26,707 | 24,772 | 24,145 | 24,252 | 24,416 |
| Al ₂ O ₃ | 17,834 | 17,986 | 19,800 | 20,637 | 21,806 | 21,983 | 21,715 | 21,599 |
| TiO ₂ | 0,151 | 0,478 | 0,093 | 0,046 | 0,068 | 0,124 | 0,045 | 0,056 |
| FeO | 18,358 | 17,506 | 18,411 | 20,056 | 29,185 | 29,758 | 29,076 | 29,427 |
| MgO | 21,145 | 19,543 | 20,019 | 19,502 | 12,206 | 11,550 | 12,067 | 12,162 |
| MnO | 0,549 | 0,459 | 0,512 | 0,547 | 0,215 | 0,180 | 0,248 | 0,254 |
| CaO | 0,089 | 0,027 | 0,011 | 0,019 | 0,053 | 0,051 | 0,077 | 0,039 |
| BaO | 0,032 | 0,00 | 0,015 | 0,048 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,022 |
| Na ₂ O | 0,012 | 0,027 | 0,011 | 0,011 | 0,020 | 0,020 | 0,022 | 0,018 |
| K ₂ O | 0,462 | 1,724 | 0,065 | 0,008 | 0,0 | 0,0 | 0,011 | 0,029 |
| Cl | 0,0 | 0,022 | 0,0 | 0,0 | 0,009 | 0,033 | 0,007 | 0,024 |
| F | 0,032 | 0,130 | 0,032 | 0,222 | 0,035 | 0,060 | 0,030 | 0,062 |
| H ₂ O | | | | | | | | |
| Total | | | | | | | | |
| Nº de cátions com base em 14(O) | | | | | | | | |
| Si ⁺⁴ | 2,95 | 3,03 | 2,83 | 2,74 | 2,65 | 2,61 | 2,62 | 2,63 |
| Al ^{IV} | 1,05 | 0,97 | 1,17 | 1,26 | 1,35 | 1,39 | 1,38 | 1,37 |
| Al ^{VI} | 1,09 | 1,19 | 1,24 | 1,23 | 1,39 | 1,40 | 1,38 | 1,36 |
| Ti ⁺⁴ | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | -0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ⁺³ | -0,05 | -0,25 | -0,08 | 0,02 | 2,61 | -0,02 | -0,01 | 0,01 |
| Fe ⁺² | 1,57 | 1,49 | 1,59 | 1,72 | 1,94 | 2,69 | 2,63 | 2,65 |
| Mg ⁺² | 3,21 | 2,97 | 3,07 | 2,98 | 0,02 | 1,86 | 1,94 | 1,95 |
| Mn ⁺² | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| Ca ⁺² | 0,01 | 0,00 | 0,0 | 0,0 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,0 |
| Ba ⁺² | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Na ⁺² | 0,0 | 0,01 | 0,0 | 0,0 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,0 |
| K ⁺ | 0,06 | 0,22 | 0,01 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Cl ⁻ | 0,0 | 0,00 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| F ⁻ | 0,01 | 0,02 | 0,0 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Fe/Fe+Mg | 0,33 | 0,33 | 0,34 | 0,37 | 0,57 | 0,59 | 0,57 | 0,58 |

(Continuação)

| | ORS-136 | ORS-30/38 |
|--|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-----------|
| SiO ₂ | 23,403 | 25,166 | 24,445 | 24,987 | 25,114 | 23,994 | 24,456 | 26,767 |
| Al ₂ O ₃ | 21,069 | 22,563 | 21,870 | 20,871 | 21,027 | 22,145 | 21,357 | 19,467 |
| TiO ₂ | 0,068 | 0,011 | 0,068 | 0,068 | 0,102 | 0,023 | 0,00 | 0,127 |
| FeO | 27,984 | 29,137 | 30,526 | 28,731 | 29,632 | 30,392 | 28,013 | 23,189 |
| MgO | 12,207 | 11,327 | 11,641 | 13,518 | 12,460 | 11,452 | 13,333 | 16,993 |
| MnO | 0,196 | 0,228 | 0,139 | 0,196 | 0,172 | 0,243 | 0,157 | 0,249 |
| CaO | 0,01 | 0,037 | 0,040 | 0,101 | 0,086 | 0,015 | 0,017 | 0,019 |
| BaO | 0,0 | 0,058 | 0,0 | 0,028 | 0,0 | 0,041 | 0,001 | 0,0 |
| Na ₂ O | 0,0 | 0,005 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,037 |
| K ₂ O | 0,0 | 0,345 | 0,020 | 0,0 | 0,012 | 0,004 | 0,007 | 0,248 |
| Cl | 0,064 | 0,019 | 0,012 | 0,0 | 0,0 | 0,021 | 0,028 | 0,005 |
| F | 0,154 | 0,00 | 0,035 | 0,243 | 0,208 | 0,005 | 0,043 | 0,130 |
| Total | | | | | | | | |
| Nº de cátions com base em 14(O) | | | | | | | | |
| Si ⁺⁴ | 2,60 | 2,67 | 2,62 | 2,66 | 2,68 | 2,59 | 2,63 | 2,81 |
| Al ^{IV} | 1,40 | 1,33 | 1,38 | 1,34 | 1,32 | 1,41 | 1,37 | 1,19 |
| Al ^{VI} | 1,36 | 1,49 | 1,38 | 1,28 | 1,32 | 1,40 | 1,34 | 1,22 |
| Ti ⁺⁴ | 0,01 | 0,0 | 0,0 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,0 | 0,01 |
| Fe ⁺³ | 0,04 | -0,16 | -0,01 | 0,06 | -0,01 | 0,01 | 0,03 | -0,04 |
| Fe ⁺² | 2,60 | 2,59 | 2,74 | 2,56 | 2,64 | 2,74 | 2,52 | 2,04 |
| Mg ⁺² | 2,02 | 1,79 | 1,86 | 2,14 | 1,98 | 1,84 | 2,14 | 2,66 |
| Mn ⁺² | 0,02 | 0,02 | 0,0 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| Ca ⁺² | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,01 | 0,01 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Ba ⁺² | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Na ⁺² | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,01 |
| K ⁺ | 0,0 | 0,05 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,03 |
| Cl ⁻ | 0,01 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,00 |
| F ⁻ | 0,03 | 0,0 | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,0 | 0,01 | 0,02 |
| Fe/Fe+Mg | 0,56 | 0,59 | 0,60 | 0,54 | 0,57 | 0,60 | 0,54 | 0,43 |

(Conclusão)

| | ORS-30/38 | ORS-30/38 | ORS-30/38 | ORS-30/38 | ORS-30/38 | ORS-30/38 |
|--|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 26,456 | 25,761 | 26,227 | 27,524 | 26,303 | 26,110 |
| Al ₂ O ₃ | 19,455 | 19,970 | 19,633 | 19,174 | 19,835 | 20,309 |
| TiO ₂ | 0,162 | 0,092 | 0,115 | 0,367 | 0,264 | 0,046 |
| FeO | 23,794 | 24,005 | 22,642 | 22,846 | 22,826 | 23,545 |
| MgO | 16,890 | 16,150 | 17,071 | 16,235 | 15,606 | 15,514 |
| MnO | 0,236 | 0,234 | 0,250 | 0,269 | 0,236 | 0,309 |
| CaO | 0,0 | 0,043 | 0,086 | 0,033 | 0,298 | 0,059 |
| BaO | 0,076 | 0,0 | 0,036 | 0,062 | 0,045 | 0,0 |
| Na ₂ O | 0,008 | 0,004 | 0,046 | 0,005 | 0,028 | 0,0 |
| K ₂ O | 0,064 | 0,009 | 0,033 | 1,294 | 0,446 | 0,137 |
| Cl | 0,014 | 0,00 | 0,014 | 0,005 | 0,007 | 0,012 |
| F | 0,123 | 0,154 | 0,096 | 0,284 | 0,159 | 0,061 |
| Total | | | | | | |
| Nº de cátions com base em 14(O) | | | | | | |
| Si⁺⁴ | 2,78 | 2,74 | 2,78 | 2,87 | 2,80 | 2,78 |
| Al^{IV} | 1,22 | 1,26 | 1,22 | 1,13 | 1,20 | 1,22 |
| Al^{VI} | 1,20 | 1,25 | 1,23 | 1,23 | 1,30 | 1,33 |
| Ti⁺⁴ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,0 |
| Fe⁺³ | 0,00 | 0,00 | -0,02 | -0,13 | -0,12 | -0,11 |
| Fe⁺² | 2,09 | 2,14 | 2,01 | 1,99 | 2,03 | 2,10 |
| Mg⁺² | 2,65 | 2,56 | 2,70 | 2,53 | 2,48 | 2,46 |
| Mn⁺² | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 |
| Ca⁺² | 0,0 | 0,0 | 0,01 | 0,0 | 0,03 | 0,01 |
| Ba⁺² | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Na⁺² | 0,0 | 0,0 | 0,02 | 0,0 | 0,01 | 0,00 |
| K⁺ | 0,01 | 0,0 | 0,0 | 0,17 | 0,06 | 0,02 |
| Cl⁻ | 0,00 | 0,03 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| F⁻ | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,005 | 0,03 | 0,01 |
| Fe/Fe+Mg | 0,44 | 0,45 | 0,43 | 0,44 | 0,45 | 0,46 |

ANEXO 4: Temperaturas de cristalização da clorita hidrotermal do depósito aurífero Ouro Roxo, calculadas com base nas equações de Kranidiotis & MacLean (1987), Cathelineau (1988) e Zang & Fyfe (1995), a partir de análises químicas em microsonda eletrônica.

| Amostras | Fe ⁺² /Fe ⁺² +Mg | Kranidiotis & MacLean (1987) ¹ | | | Cathelineau (1988) ² | | Zang & Fyfe (1995) ³ | | |
|-----------|--|---|----------------------------------|---------------|---------------------------------|---------------|---------------------------------|----------------------------------|---------------|
| | | Al ^{IV} /28(O) | Al ^{IV} _{Corr} | T (°C) | Al ^{IV} /14(O) | T (°C) | Al ^{IV} /28(O) | Al ^{IV} _{Corr} | T (°C) |
| ORN 27/62 | 0,33 | 2,10 | 2,34 | 265,80 | 1,05 | 277,59 | 2,10 | 2,12 | 242,70 |
| ORN 27/62 | 0,33 | 1,94 | 2,18 | 248,69 | 0,97 | 250,76 | 1,94 | 1,95 | 224,40 |
| ORS-136 | 0,34 | 2,34 | 2,58 | 290,97 | 1,17 | 314,30 | 2,34 | 2,34 | 265,68 |
| ORS-136 | 0,37 | 2,52 | 2,77 | 312,45 | 1,26 | 344,05 | 2,52 | 2,49 | 282,90 |
| ORS-136 | 0,57 | 2,7 | 3,11 | 347,54 | 1,35 | 374,01 | 2,7 | 2,50 | 283,30 |
| ORS-136 | 0,59 | 2,78 | 3,20 | 357,51 | 1,39 | 387,12 | 2,78 | 2,57 | 290,25 |
| ORS-136 | 0,57 | 2,76 | 3,16 | 353,18 | 1,38 | 382,36 | 2,76 | 2,55 | 288,62 |
| ORS-136 | 0,58 | 2,74 | 3,15 | 351,99 | 1,37 | 380,45 | 2,74 | 2,54 | 287,28 |
| ORS-136 | 0,56 | 2,80 | 3,20 | 356,72 | 1,40 | 389,11 | 2,80 | 2,61 | 294,20 |
| ORS-136 | 0,59 | 2,66 | 3,07 | 343,76 | 1,33 | 366,27 | 2,66 | 2,44 | 276,54 |
| ORS-136 | 0,60 | 2,76 | 3,18 | 354,78 | 1,38 | 382,49 | 2,76 | 2,54 | 286,80 |
| ORS-136 | 0,54 | 2,68 | 3,07 | 342,89 | 1,34 | 370,21 | 2,68 | 2,50 | 283,04 |
| ORS-136 | 0,57 | 2,64 | 3,04 | 340,71 | 1,32 | 363,80 | 2,64 | 2,44 | 276,71 |
| ORS-136 | 0,60 | 2,82 | 3,25 | 362,18 | 1,41 | 393,39 | 2,82 | 2,60 | 293,70 |
| ORS-136 | 0,54 | 2,74 | 3,12 | 384,42 | 1,37 | 378,94 | 2,74 | 2,56 | 289,52 |
| ORS 30/38 | 0,43 | 2,38 | 2,68 | 302,41 | 1,19 | 321,18 | 2,38 | 2,30 | 261,52 |
| ORS 30/38 | 0,44 | 2,44 | 2,74 | 308,34 | 1,22 | 329,29 | 2,44 | 2,34 | 266,13 |
| ORS 30/38 | 0,45 | 2,52 | 2,83 | 318,16 | 1,26 | 342,71 | 2,52 | 2,41 | 273,73 |
| ORS 30/38 | 0,43 | 2,44 | 2,74 | 308,71 | 1,22 | 331,53 | 2,44 | 2,37 | 268,98 |
| ORS 30/38 | 0,44 | 2,26 | 2,56 | 289,58 | 1,13 | 300,84 | 2,26 | 2,16 | 247,41 |
| ORS 30/38 | 0,45 | 2,40 | 2,71 | 305,06 | 1,20 | 323,27 | 2,40 | 3,97 | 438,97 |
| ORS 30/38 | 0,46 | 2,44 | 2,76 | 310,46 | 1,22 | 330,44 | 2,44 | 2,33 | 265,16 |

¹ Equação de Kranidiotis & MacLean (1987): $T(^{\circ}\text{C}) = 106 \text{ Al}^{\text{IV}}_{\text{Corr}} + 18$. $\rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}_{\text{Corr}} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0,7 \text{ Fe/Fe+Mg}$. Al^{IV} calculado para 28(O).

² Equação de Cathelineau (1988): $T(^{\circ}\text{C}) = 321,98 \text{ Al}^{\text{IV}} - 61,92$. $\rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$ calculado para 14(O).

³ Equação de Zang & Fyfe (1995): $T(^{\circ}\text{C}) = 106 \text{ Al}^{\text{IV}}_{\text{Corr}} + 18$. $\rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}_{\text{Corr}} = \text{Al}^{\text{IV}} - 0,88 \text{ Fe/Fe+Mg} + 0,2992$. Al^{IV} calculado para 28(O).

Al^{IV} = Al tetraédrico calculado (sem correção). Al^{IV}_{Corr} = Al tetraédrico corrigido.

 Cloritas clinoclоро do granodiorito

 Cloritas chamositas dos veios mineralizados

 Cloritas chamositas das vênulas

 Cloritas clinoclоро dos milonitos