



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA E METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO
SÃO JORGE, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS,
NOVO PROGRESSO-PA.**

Dissertação apresentada por:

ANTONIO WANDERLEI GOMES BORGES

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

BELÉM

2010

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

B732g Borges, Antonio Wanderlei Gomes
 Geologia e metalogênese do depósito aurífero São Jorge,
 Província Aurífera do Tapajós, Novo Progresso-PA / Antonio
 Wanderlei Gomes Borges; Orientador, Márcio Dias Santos – 2010
 xvii, 94f. : il.

 Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Programa
 de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de
 Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

 1. Ouro - Tapajós (PA). 2. Granito São Jorge. 3. Cisalhamento. I.
 Santos, Márcio Dias. II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20. ed.: 553.41098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOLOGIA E METALOGÊNESE DO DEPÓSITO
AURÍFERO SÃO JORGE, PROVÍNCIA AURÍFERA DO
TAPAJÓS, NOVO PROGRESSO-PA**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
ANTONIO WANDERLEI GOMES BORGES

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

Data de Aprovação: 05 / 01 / 2011

Banca Examinadora:

Prof. MARCÍO DIAS SANTOS
(Orientador-UFPA)

Prof. RAIMUNDO NETUNO N. VILLAS
(Membro-UFPA)

Prof. VALMIR DA SILVA SOUZA
(Membro-UnB)

*A Cláudia, minha eterna namorada
e as princesas Giovanna e Manuella.
A minha inesquecível e eterna mãe
(in memoriam), meu pai e meus irmãos
Cristina e Zacarias.
Amo vocês.*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de externar meus sinceros agradecimentos às entidades e pessoas que contribuíram para a realização deste trabalho.

Primeiramente a Deus pela fonte da vida.

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociência (IG) pelo suporte administrativo e acadêmico.

À TALON Metals Corp pelo suporte logístico, técnico e financeiro, na pessoa do Vice Presidente da Companhia o Geólogo Paulo Ilídio Brito.

Ao PRONEX (MCT-FINEP): “Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província Mineral de Carajás e províncias adjacentes”; ao CNPq pelo o projeto “Depósitos Auríferos da região do Jamanxim, Província Mineral do Tapajós, SW do Pará” (processo 486132/2006-4), pelo suporte financeiro em várias etapas deste trabalho.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG - UnB), em especial ao professor Dr. José Affonso Brod, que disponibilizou o laboratório de microsonda eletrônica para a realização de microanálises de minerais.

Ao orientador Prof. Dr. Márcio Dias Santos pela orientação.

Aos professores Dr. Raimundo Netuno Villas e Dr. Joel Buenano Macambira pelas valiosas colaborações.

Aos colegas geólogos Francisca D’Avila, Rodrigo Costa, Paulo Sérgio e Vitor Felipe Hage pelas valiosas contribuições em todas as fases do trabalho.

À minha esposa e filhas que me fortaleceram e acreditaram nesta conclusão.

RESUMO

O depósito aurífero São Jorge está inserido na porção extremo leste da Província Aurífera do Tapajós, município de Novo Progresso, SW do Estado do Pará, distante 88 km da sede deste município. O depósito São Jorge compreende um sistema de veios subverticais de quartzo auríferos hospedado no Granito São Jorge Jovem, de idade paleoproterozóica, e controlado estruturalmente por uma zona de cisalhamento de direção NW-SE. O Granito São Jorge Jovem é um *stock* monzogranítico cálcico-alcálico oxidado, típico de arco magmático e correlacionável à Suíte Intrusiva Tropas. A zona de cisalhamento São Jorge é do tipo rúptil-dúctil transcorrente sinistral de alto ângulo e faz parte de uma estrutura regional denominada lineamento Tocantinzinho. Os veios mais possantes, com espessuras métricas, se alojaram ao longo da direção principal do cisalhamento (NW-SE), enquanto que veios menores, na direção NE-SW, fazem um ângulo médio a alto com a direção principal do cisalhamento. Tal situação estrutural é compatível com o sistema de Riedel, com filões paralelos à direção principal de cisalhamento (Y/D) e veios *gash* em fraturas de extensão (T). Completando o sistema filoneano ocorrem conjuntos localizados de vênulas tipo *stockwork*. Os veios mineralizados estão sempre envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido. A alteração inicial foi marcada por cloritização dos minerais ferromagnesianos do granito (biotita e hornblenda) que produziu clorita+carbonato+magnetita, seguido por metassomatismo sódico (albitização) do feldspato potássico e saussuritização do plagioclásio, produzindo sericita+carbonato+epidoto. A intensificação deste processo resultou em alteração fílica (quartzo+fengita+pirita) acompanhado por cloritização e sulfetação (pirita+calcopirita+esfalerita) de ocorrência mais restrita. O minério aurífero, hospedado nos veios de quartzo, ocorre sempre nas zonas fortemente hidrotermalizadas, associado com sulfetos de ferro (principalmente pirita) e, mais raramente, calcopirita e esfalerita. Galena, bismutinita, bismuto nativo e ouro ocorrem mais restritamente. Ouro livre ocorre também em quartzo e magnetita hidrotermais. Os principais minerais da ganga, associados com o minério, são quartzo, fengita e clorita, além de quantidades subordinadas de carbonato, rutilo e zircão. Três tipos de fluidos foram caracterizados com base no estudo das inclusões fluidas: 1) fluido aquoso de baixa a média salinidade, do sistema H₂O-NaCl-KCl, interpretado como água meteórica; 2) fluido aquoso de salinidade média, do sistema H₂O-NaCl-CaCl₂-MgCl₂, com temperatura de homogeneização entre 120 e 230°C, interpretado como de origem magmática; e 3) fluido aquocarbônico de salinidade baixa a média, com temperatura de homogeneização entre 260 e 350°C, provavelmente de origem magmática ou metamórfica. O fluido magmático

aquoso salino foi interpretado como o fluido mineralizante que transportou os metais (inclusive Au), o cloro e o enxofre oxidado (SO_2), concentrados na fase residual de um magma granítico, enquanto que o fluido aquocarbônico transportou maior parte do CO_2 e o enxofre reduzido (H_2S). As condições de temperatura e pressão de formação do depósito São Jorge foram estabelecidas pelo geotermômetro da clorita e isócoras calculadas a partir dos dados microtermométricos, com temperaturas entre 280 e 350°C e pressões entre 1,35 e 3,6 Kb. Tais condições de temperatura favorecem o transporte do ouro na forma de tiocomplexos. Processo de oxidação inicial, com aumento da $f\text{O}_2$ e formação de magnetita, favoreceu a primeira geração de deposição de ouro. A mistura do fluido mineralizante com fluido aquocarbônico e água meteórica e a interação fluido-rocha, com alteração fílica e sulfetação associadas, provocaram aumento de $f\text{O}_2$ e redução de pH, $f\text{S}_2$ e temperatura que favoreceram a deposição principal de ouro em sítios de transtensão da zona de cisalhamento. O estilo filoniano do depósito São Jorge, as rochas graníticas hospedeiras do minério, o controle estrutural do depósito, os tipos de alteração hidrotermal, a associação metálica Au(Cu-Zn-Pb-Bi) e o fluido mineralizante de filiação magmática, são compatíveis com uma relação genética da mineralização com magmatismo granítico (depósito aurífero relacionado à intrusão e estruturalmente controlado). Por outro lado, o controle estrutural dos corpos de minério e a ocorrência de fluido aquocarbônico com temperatura de homogeneização mais alta, captado em profundidade pela zona de cisalhamento, favorecem o modelo orogênico mesozonal. Tais características são compatíveis com um modelo genético híbrido para o depósito São Jorge, no qual o granito forneceu o fluido mineralizante, os metais e calor para movimentar o sistema hidrotermal, enquanto que o cisalhamento forneceu o fluido aquocarbônico, os canais de circulação para os fluidos e as armadilhas estruturais para a deposição do minério. Como a zona de cisalhamento afetou o granito São Jorge Jovem, a relação genética do depósito São Jorge com aquele granito, embora possível, é pouco provável. Uma possibilidade mais consistente para a fonte magmática do fluido mineralizante do depósito São Jorge seria um granito mais jovem como, por exemplo, o granito Maloquinha, 14 a 27 Ma mais jovem, que ocorre em toda a Província Tapajós e também nas proximidades da área do depósito São Jorge.

Palavras-chave: Ouro - Tapajós (PA). Granito São Jorge. Cisalhamento.

ABSTRACT

The São Jorge gold deposit lies in the easternmost part of the Tapajós Gold Province, SW portion of the State of Pará, far around 88km from Novo Progresso city. The São Jorge deposit comprises a mineralized quartz vein system hosted by the Young São Jorge Paleoproterozoic granite and it is controlled by a NW-SE trending shear zone. The Young São Jorge granite is an oxidized calc-alkaline monzogranite stock, characterized as magmatic arc type and correlated to the Tropas Intrusive Suite. The São Jorge shear zone is a brittle-ductile sinistral strike-slip shear zone which belongs to a regional structure known as Tocantinzinho Lineament. The thicker lodes, of metric width, are hosted by NW-SE main shear direction, whereas thinner veins in the NE-SW direction make middle to high angle in relation to the chief shear direction. Such a structural situation is compatible to the Riedel system, with parallel lodes hosted by main shear direction (Y/D) and gash veins in extension fractures (T). Minor stockwork veinlets complete the São Jorge vein system. The mineralized veins are always involved by hydrothermal alteration halo. Early alteration is characterized by chloritization of the ferromagnesian minerals (biotite and hornblende) which yielded chlorite+carbonate+magnetite mineral assemblage, followed by sodium metasomatism (albitization) of the K-feldspar and saussuritization of the plagioclase which generated sericite+carbonate+epidote assemblage. Intensification of that process evolved to phillitic alteration (phengite+quartz+pyrite assemblage) associated to minor chloritization and sulfidation (pyrite+chalcocopyrite+sphalerite assemblage). The gold-bearing ore, hosted in quartz veins, occurs in deep hydrothermal altered rocks, associated to sulfides (chiefly pyrite) and, more rarely, chalcocopyrite and sphalerite. Galena, bismuthinite, native bismuth and gold are minor metallic phases. Free gold also occurs in hydrothermal quartz and magnetite. The main gangue minerals associated to ore are quartz, phengite and chlorite. Carbonate, rutile and zircon are minor gangue phases. Three types of fluids were recognized in the São Jorge deposit from fluid inclusion studies: 1) low-middle-salinity aqueous H₂O-NaCl-KCl fluid, interpreted as meteoric water; 2) middle-salinity aqueous H₂O-NaCl-CaCl₂-MgCl₂ fluid, with homogenization temperature ranging from 120 to 230°C, interpreted as magmatic brines; and 3) low-middle-salinity aquocarbonic H₂O-CO₂-NaCl fluid, with homogenization temperature ranging from 260 to 350°C, probably of magmatic or metamorphic origin. The magmatic saline aqueous fluid was interpreted as the ore fluid which transported the metals (mainly gold), the chlorine, and the oxidized sulphur (SO₂), concentrated in the residual phase of a

granitic magma, whereas the aquocarbonic fluid transported the majority of CO₂ and the reduced sulphur (H₂S). The temperature and pressure conditions for the São Jorge gold deposit were established by combination of hydrothermal chlorite geothermometry and isochore calculated from the fluid inclusion microthermometric data. The temperature values for trapping the ore fluids range from 280°C to 360°C and the pressures vary from 1.35 to 3.6 kb. Such a temperature condition favors the gold transport as tiocomplexes. Early oxidation process brought about an increase of fO₂ and magnetite formation which favored first generation of gold deposition. The mixing of ore fluid with aquocarbonic fluid and meteoric water and fluid-rock interaction, with associated phillitic and sulfidation alteration reactions, caused increasing of fO₂ and reduction of pH, fS₂ and temperature which triggered the main gold precipitation in transtension sites of shear zone. The veining style of the São Jorge deposit, the host granitic rocks of the ore, the kinds of hydrothermal alterations, the Au(Cu-Zn-Pb-Bi) metallic association and the ore fluid of magmatic filliation, are consistent to a genetic relationship between the gold deposit and granitic magmatism (intrusion-related gold deposit). On the other hand, the structural control of the ore bodies and the occurrence of aquocarbonic fluid with higher homogenization temperature, deep-collected by the shear zone, hold up the mesozonal orogenic model. Such a characteristics support a hybrid genetic model for the São Jorge gold deposit, in which the granite supplied the ore fluid, the metals and heat to move the hydrothermal system, whereas the shear zone provided the aquocarbonic fluid, the flow paths for the fluids and the structural traps for ore deposition. Since the shear zone had affected the Yong São Jorge granite, the genetic relationship between the gold deposit and that granite, though possible, is little probable. Another more consistent possibility as magmatic source for the São Jorge ore fluid would be a younger granite, as the Maloquinha granite, 14 to 27 Ma younger, which occurs in the whole Tapajós Province and also neighborhood São Jorge area.

Keywords: Tapajós-Gold. São Jorge Granite. Shear zone.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Mapa de localização e acesso do projeto São Jorge	3
Figura 2.1	Províncias geocronológicas do cráton Amazônico, de acordo com Santos <i>et al.</i> (2006), com destaque para a cinturão Tapajós-Paima (em lilaz). A província Tapajós está realçada (hachurada) e a figura menor mostra a localização do cráton Amazônico (em vermelho) na América do Sul	9
Figura 3.1	Mapa geológico da Província Aurífera do Tapajós. Compilado e adaptado de Almeida <i>et al.</i> (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira <i>et al.</i> (2000), Klein & Vasquez (2000) e Vasquez e Klein (2001)	12
Figura 4.1-	Mapa geológico da região Vila Riozinho, modificado de Lamarão <i>et al.</i> (2002)	26
Figura 4.2	Mapa geológico de detalhe da área estudada com base em dados geológicos de superfície e testemunhos de sondagem (a). Seção geológica A-B (b), modificado de Talon Metals Corp	27
Figura 4.3	Fotografia de testemunho de sondagem do granito São Jorge Jovem com textura heterogranular, salientada por megacristais de feldspato potássico rosado com até 1 cm	28
Figura 4.4	Fotografia de testemunho de sondagem de dique de quartzo latito com a característica textura porfirítica	28
Figura 4.5	Fotografias de diques de microgranito. a) dique decacentimétrico, em afloramento, intrusivo no granito São Jorge Antigo; b) dique centimétrico, em testemunho de sondagem, cortando o granito São Jorge Jovem	29
Figura 5.1	Fotomicrografia do Granito São Jorge Jovem pouco alterado (a) com a textura hipidiomórfica preservada. Rocha intensamente hidrotermalizada, derivada do granito São Jorge Jovem (b), com textura brechóide (2,5X-LT-NC). LT: luz transmitida, NC: nicóis cruzados, Qtz (quartzo), K-f (feldspato potássico), Pl (plagioclásio)	30
Figura 5.2	Classificação modal dos granitos São Jorge Jovem e São Jorge Antigo em diagrama QAP de Streckeisen (1976)	31
Figura 5.3	Fotomicrografia de cristal de feldspato potássico (K-f) com maclamento em grade (2,5X-LT-NC), Bt (biotita)	32
Figura 5.4	Fotomicrografia de coroa de substituição de albita em cristal de feldspato potássico e porções envolvendo o feldspato potássico com textura tabuleiro	

	de xadrez (2,5X-LT, NC), Ab (albita)	32
Figura 5.5	Fotomicrografias de cristais de plagioclásio '(2,5X-LT-NC). Megacristal com zoneamento concêntrico e parcialmente saussuritizado (a). Cristal alterado para sericita e carbonato (b). Pl (plagioclásio), Cb (carbonato)	32
Figura 5.6	Fotomicrografia de cristais de anfibólio associados à biotita, titanita e magnetita (a), 5X-LT-NC, e cristal de biotita cloritizada (b), 2,5X-LT-NC. Anf (anfibólio), Tit (titanita), Mt (magnetita) e Chl (clorita)	34
Figura 5.7	Fotomicrografia de cristal de plagioclásio quase completamente substituído por biotita hidrotermal (2,5X-LT-NC)	34
Figura 5.8	Fotomicrografia de cristal de titanita primária euédrica (2,5X-LT-LN)	34
Figura 5.9	Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de biotita cloritizada (espectro 1) e titanita nos planos de clivagem (espectro 2)	35
Figura 5.10	Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de biotita (espectro 1), magnetita (espectro 2) apatita (espectros 3 e 5) e thorita (espectro 4)	35
Figura 5.11	Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de magnetita (espectro 1) e zircão apresentando zoneamento concêntrico (espectro 2)	36
Figura 5.12	Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de thorita (espectro 1) e monazita (espectro 2)	36
Figura 5.13	Zonas de alteração hidrotermal no depósito aurífero São Jorge, mostrando a associação íntima dos veios mineralizados com a alteração fílica e o minério disseminado no halo de alteração hidrotermal	38
Figura 5.14	Imagem de elétrons retroespalhados de cristais de magnetita (espectros 1 e 2) associados à titanita (espectro 3) e biotita (espectro 4)	39
Figura 5.15	Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de magnetita apresentando inclusão de ouro. Ao lado, o espectro semiquantitativo da sondagem	39
Figura 5.16	Característica macroscópica do minério: a) feição tipo <i>stockwork</i> (Fonte: arquivo Talon Metals Corp.). b) Vênula de pirita maciça em zona fortemente hidrotermalizada	41
Figura 5.17	Fotomicrografia das formas de ocorrência de clorita: a) massas microcristalinas em cristais de feldspato potássico (25X-LT-NP); b) vênula de clorita em brecha hidrotermal (25X-LT-NC). Chl (clorita)	42
Figura 5.18	Fotomicrografia de cristal de ouro alojado em fratura no cristal de pirita (a) e em cristal incluído em veio de quartzo (b), (25-LR-NP), Au (ouro), Py	

(pirita)	42
Figura 5.19 Imagem de elétrons retroespalhados de cristais de ouro associados a quartzo (espectros 1, 2 e 3) e cristal de bismuto nativo (espectro 4)	43
Figura 5.20 Fotomicrografia de cristais de esfalerita, calcopirita e galena (2,5X-LR-NP). b) Detalhe em imagem de elétrons retroespalhados de cristal de calcopirita substituído por esfalerita em maior proporção e galena. Sp (esfalerita), Ccp (calcopirita) e Gn(galena)	43
Figura 5.21 Sequência paragenética do depósito aurífero São Jorge	45
Figura 6.1 Principais direções das estruturas mineralizadas do depósito aurífero São Jorge. Fonte: arquivo Talon Metals Corp	46
Figura 6.2 Estruturas extensionais preenchidas por quartzo e óxido de ferro na cava do Wilton-W	47
Figura 6.3 Seção transversal esquemática mostrando a geometria do minério do depósito aurífero São Jorge. Adaptado de Talon Metals Corp	47
Figura 6.4 Diagrama de pólos e contornos mostrando as duas direções de venulação na cava do Wilton, a principal (Y/D) de direção NW-SE mergulhado fortemente para SW, e os veios <i>gash</i> de direção NE-SW mergulhando para NW	48
Figura 6.5 Bloco diagrama mostrando os três tipos de corpos mineralizados no depósito São Jorge: Veios principais (280-320° Az), veios <i>gash</i> (30-60° Az) e charutos de interceção (de alto teor) entre as duas direções de filões. Adaptado de Talon Metals Corp	48
Figura 6.6 Sistema filoniano do depósito São Jorge, mostrando em planta (nível 150 m), as duas direções de venulação em relação à componente de compressão (σ_1) e de distensão (σ_3) do cisalhamento. Modificado de Talon Metals Corp	49
Figura 7.1 Fotomicrografias de inclusões fluidas aquosas: a) IF aquosas bifásicas em cristal de quartzo com $F = 0,95$ a $0,90$. b) IF aquosa com feições de estrangulamento gerando IF aquosas monofásicas (L) e bifásicas (L+V)	52
Figura 7.2 Fotomicrografias de inclusões fluidas aquocarbônicas: a) IF trifásicas com as fases $H_2O_{(L)} + CO_{2(L)} + CO_{2(G)}$. b) IF aquocarbônica com F aproximadamente zero (seta vermelha) e IF aquosa bifásica (seta amarela) ..	52
Figura 7.3 Histograma de frequência das temperaturas eutéticas (T_e) para as IF aquosas bifásicas	53
Figura 7.4 Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}) para as	

	IF aquosas bifásicas	54
Figura 7.5	a) Histograma de frequência das salinidades para as IF aquosas bifásicas; b) representação gráfica da Salinidade versus Tfg	54
Figura 7.6	Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total (Tht) para as IF aquosas bifásicas e aquocarbônicas	54
Figura 7.7	Histograma de frequência das densidades para as IF aquosas bifásicas	55
Figura 7.8	Histograma de frequência da temperatura de homogeneização do CO ₂ (Th _{CO₂}), para IFs Aquocarbônicas	55
Figura 7.9	Histograma de frequência das temperaturas de fusão do CO ₂ (Tf _{CO₂}) para as IFs aquocarbônicas	56
Figura 7.10	Gráfico P x T com representação das isócoras dos fluidos aquosos salinos, calculadas a partir de dados microtermométricos. A área hachurada representa os limites de P-T calculados para a mineralização do São Jorge ...	53
Figura 7.11	Diagrama Salinidade x Tht destacando os fluidos aquosos bifásicos e os fluidos aquocarbônicos	59
Figura 7.12	Evolução do sistema de fluidos do depósito aurífero São Jorge, mostrando a interação de três tipos de fluidos (salmoura magmática, fluido aquocarbônico e água meteórica), associada com alteração fílica e sulfetação, provocando deposição de minério aurífero	61
Figura 8.1	Modelo genético híbrido do depósito São Jorge, mostrando a fonte magmática das salmouras metalíferas (granito Maloquinha) e o fluido aquocarbônico que circularam e se misturaram na zona de cisalhamento que condicionou os corpos de minério hospedados no granito São Jorge Jovem	63

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Coluna estratigráfica da Província Tapajós (Modificada de Santos <i>et al.</i> 2001,2004). * Orogêneses Mundurucus e Tropas (Santos <i>et at.</i> 2004)	13
Tabela 2	Características das IF aquocarbônicas obtidas pelo programa Flincor, versão 1.4. Equação de estado: Brown & Lamb (1989)	56

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Qtz: quartzo

f-K: feldspato potássico

Plg: plagioclásio

Bt: biotita

Anf: anfibólio

Chl: clorita

Amp: anfibólio

Sct: sericita

Py: pirita

Ccp: calcopirita

Gn: galena

Sp: esfalerita

Mt: magnetita

Tit: titanita

Bi: bismuto nativo

Au: ouro

LT: luz transmitida

LR: luz refletida

NP: nicol paralelo

NC: nicol cruzado

X: aumento

IF: inclusões fluidas

Te: temperatura do ponto eutético

Tfg: temperatura de fusão do gelo

TfCO₂: temperatura de fusão do CO₂

Th: temperatura de homogeneização

ThH₂O: temperatura de homogeneização da fase aquosa

ThCO₂: temperatura de homogeneização do CO₂

Tht: temperatura de homogeneização total

F: grau de preenchimento

L: líquido

V: vapor

SUMÁRIO

RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
SUMÁRIO	xvi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
1.2 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA E JUSTIFICATIVA DO TRABALHO	2
1.3 OBJETIVOS	4
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO	5
2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA TAPAJÓS NO CRATON AMAZÔNICO	8
3 GEOLOGIA REGIONAL	10
3.1 GRUPO JACAREACANGA	10
3.2 COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ.....	11
3.3 FORMAÇÃO VILA RIOZINHO	13
3.4 SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO	14
3.5 SUÍTE INTRUSIVA TROPAS	14
3.6 SUÍTE INTRUSIVA PARAUARI	15
3.7 SUÍTE INTRUSIVA INGARANA	16
3.8 MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO PÓS-TECTÔNICOS	17
3.8.1 Grupo Iriri	17
3.8.2 Suíte Intrusiva Maloquinha	19
3.8.3 Formação Buiuçu	19
3.8.4 Diabásio Crepori	20
3.8.5 Suíte Intrusiva Teles Pires	20
3.8.6 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	20
3.9 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA PROVÍNCIA TAPAJÓS	21
3.10 DEPÓSITOS AURÍFEROS DO TAPAJÓS	23
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DO SÃO JORGE	25
4.1 GRANITO SÃO JORGE ANTIGO	26
4.2 GRANITO SÃO JORGE JOVEM	26

4.3 DIQUES QUARTZO LATITO E MICROGRANITO	28
4.4 VEIOS MINERALIZADOS	29
5 PETROGRAFIA DA ROCHA HOSPEDEIRA DO DEPÓSITO SÃO JORGE ..	30
5.1 PETROGRAFIA DO GRANITO SÃO JORGE JOVEM	30
5.2 HALO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	36
5.3 MINÉRIO AURÍFERO	40
5.4 SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DO DEPÓSITO SÃO JORGE	44
6 GEOLOGIA ESTRUTURAL	46
7 SISTEMA DE FLUIDOS DO DEPÓSITO SÃO JORGE	50
7.1 PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS	50
7.2 MICROTERMOMETRIA	53
7.3 GEOTERMOMETRIA	53
7.4 EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE FLUIDOS E MECANISMOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO MINÉRIO	58
8 MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO SÃO JORGE	62
9 PRINCIPAIS CONCLUSÕES	64
REFERÊNCIAS	66
ANEXO 1 Medidas das atitudes dos veios mineralizados do depósito São Jorge ...	75
ANEXO 2 Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquosas bifásicas e aquocarbônicas	81
ANEXO 3 Análise química por microsonda eletrônica das cloritas hidrotermais do depósito aurífero São Jorge. Os teores de H ₂ O calculados não foram utilizados para o cálculo do número de cátions	85
ANEXO 4 Temperaturas de cristalização da clorita hidrotermal do depósito aurífero São Jorge, calculadas com base nas equações de Cathelineau (1988), Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995), a partir de análises químicas em microsonda eletrônica	92

1 - INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (Silva, 1984) compreende uma área com mais de 100 000 km² em uma região entre as cidades de Jacareacanga (à oeste), Itaituba (ao norte) e Castelo dos Sonhos (ao sul), sudoeste do Estado do Pará (Leal *et al.* 1996). A Província Tapajós foi a região que mais produziu ouro no país nas três últimas décadas do século passado, com uma produção oficial acumulada de 211,5t (Faraco *et al.* 1997) ou segundo estimativas não oficiais, mais de 900t e com uma produção anual de 60 a 80t entre 1975 e 1990 (Santos *et al.* 2001) que correspondeu à mais da metade da produção anual brasileira nas décadas de 1970 e 1980 (Thorman *et al.* 2001).

A exploração do ouro neste período ocorreu exclusivamente por meio da atividade garimpeira, principalmente em depósitos aluvionares e coluvionares, bem como 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 lavrar esses 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 esse ciclo que começou a declinar nos anos de 1990 com a exaustão desses depósitos. A partir daí houve uma migração da atividade garimpeira para os depósitos primários, com abertura de *pits*, túneos e *shafts*, o que exigiu técnicas de extração mais complexas e onerosas, restringindo, desta forma, o ciclo garimpeiro na região que está se encerrando e, com isso, abrindo perspectivas para a mineração empresarial. Desde a 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 & Vasquez 2000, Bahia & Quadros 2000, Ferreira *et al.* 2000 e Vasquez & 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 garimpo São Jorge, objeto da presente dissertação, teve início com a Rio Tinto Desenvolvidos Minerais (RTDM) entre 1994 e 1997. Em 2005 a Brazilian Resources Mineração Ltda (BRM), uma empresa subsidiária da BrazMin Corp., atual Talon Metals Corp., adquiriu os direitos minerários do alvo São Jorge e iniciou uma campanha de 10 mil metros de sondagem diamantada em 2005 que confirmaram as interseções mineralizadas já reconhecidas pela RTDM, cujos teores são superiores a 1,0 g/t Au. A segunda fase de exploração, iniciada em 2006, com 8.266 metros de sondagens, deu suporte para uma avaliação de reserva e viabilidade econômica do depósito São Jorge. A

produção total de testemunhos de sondagem foi de 4.390 m realizados pela RTDM e 18.370 m pela Talon Metals Corp. Para este trabalho foram avaliados somente testemunhos de sondagem executados pela Talon Metals Corp.

O depósito aurífero São Jorge está hospedado em um plúton granítico e é controlado por uma zona de cisalhamento. Apesar do avançado nível de exploração e conhecimento geológico de suas rochas hospedeiras (Lamarão *et al.* 2000, Figueiredo *et al.* 2003), o modelo genético do depósito não foi ainda discutido com profundidade nos trabalhos anteriormente desenvolvidos sobre a mineralização do São Jorge, tais como Borges *et al.* (2009) e Ronchi *et al.* (2001).

1.1- LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito São Jorge, inserido na Província Aurífera do Tapajós (PAT), está localizado no município de Novo Progresso, porção SW do Estado do Pará, distante cerca de 88 km da sede deste município na direção NW (Fig. 1.1).

O acesso ao depósito São Jorge pode ser feito por via aérea ou rodoviária de várias formas. Pode-se chegar à área por meio de vôos comerciais até o município de Novo Progresso, de onde segue-se, por via terrestre, pela BR-163 (rodovia Santarém-Cuiabá) até a localidade de Vila Riozinho, seguindo-se, a partir daí, por uma estrada vicinal até a área do projeto, às margens do igarapé São Jorge, situado a 10 km ao sul da Vila Riozinho. Partindo do município de Itaituba, o acesso é feito pela rodovia Transamazônica até o Km 30, seguindo a partir daí pela rodovia Santarém-Cuiabá até a localidade Vila Riozinho e, então, segue-se o mesmo trajeto mencionado acima.

1.2- APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA E JUSTIFICATIVA DO TRABALHO

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, os 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-alcalinas (tipo I), a mineralização pode ser tanto filoneana como disseminada e os fluidos mineralizantes são tipicamente salinos. Depósitos auríferos porfiríticos (ouro pórfiro) é um tipo particular, nos quais a minério é normalmente disseminado e hospedado em granitóides subvulcânicos porfiríticos 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 filoneana e associada com alteração fílica e carbonática e os fluidos mineralizantes são tipicamente aquocarbônicos de baixa salinidade.

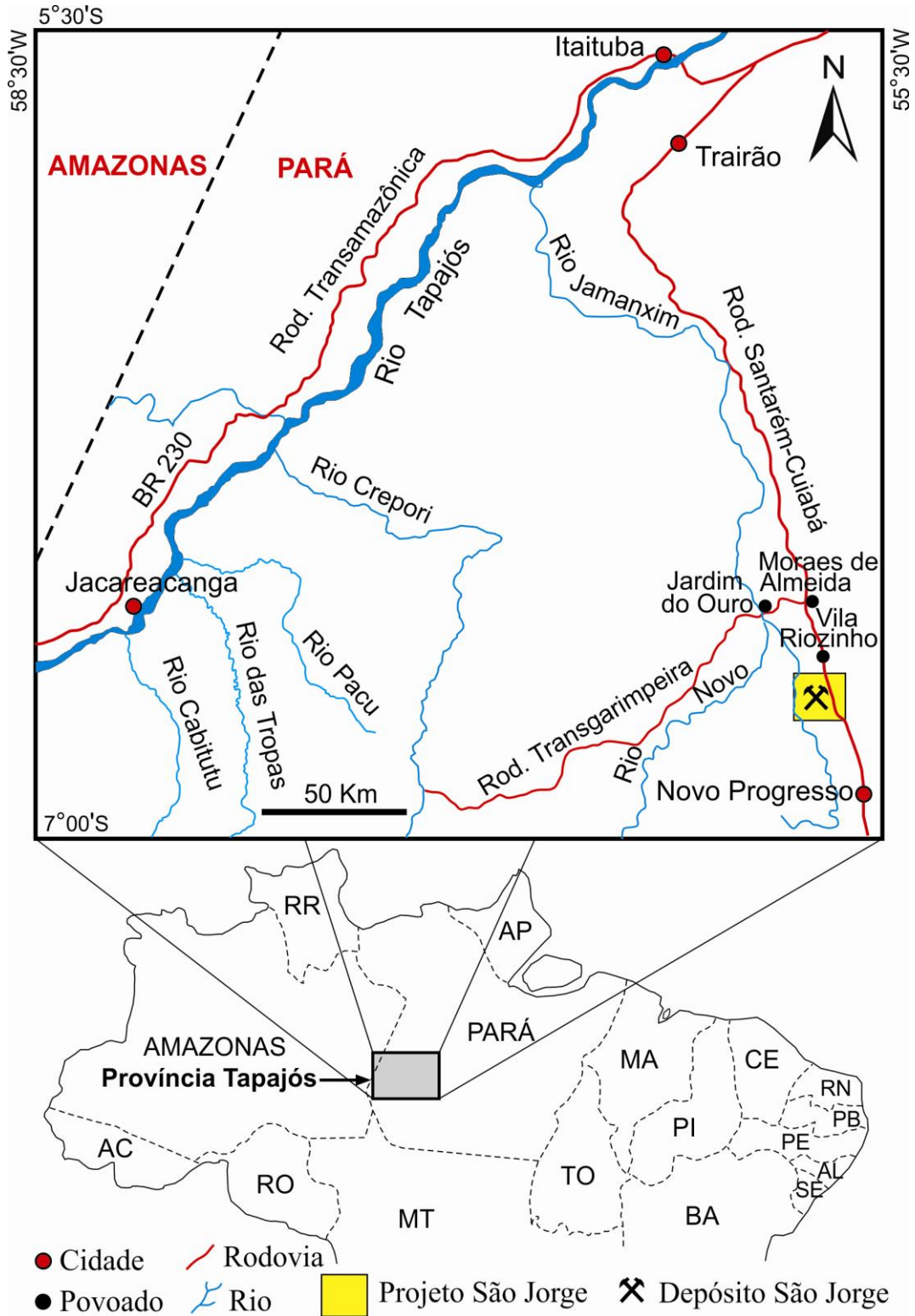


Figura 1.1- Mapa de localização e acesso ao depósito São Jorge.

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 São Jorge, 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. Neste contexto, a situação do depósito São Jorge é peculiar, pois ele consiste em filões auríferos estruturalmente controlados e hospedados no plúton granítico São Jorge Jovem. O problema principal a ser resolvido no modelo genético desse depósito é: Qual foi o papel da granitogênese e do cisalhamento na gênese do depósito? Ele é do tipo orogênico (fluidos metamórficos ou outros não magmáticos), relacionado a intrusões de granitóides (fluidos magmáticos), ou houve contribuição de ambas as fontes?

1.3- OBJETIVOS

O objetivo central da presente dissertação foi elaborar um modelo genético consistente para o depósito aurífero São Jorge, com base em trabalho geológico de detalhe dos corpos mineralizados e rochas hospedeiras, envolvendo mineralogia, petrografia, análise estrutural e estudo dos fluidos mineralizantes. Os objetivos específicos da dissertação são:

- Definir o estilo, forma e dimensões dos corpos mineralizados, com base em mapeamento geológico de detalhe e relações de campo a partir principalmente de seções geológicas de testemunhos de sondagens.
- Caracterização estrutural da zona de cisalhamento na área do depósito São Jorge 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 São Jorge, com base no estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas.
- Estimar as condições de temperatura e pressão de formação do depósito São Jorge 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:

- **Pesquisa bibliográfica**

Durante todas as etapas deste trabalho foram realizadas pesquisas bibliográficas sobre a geologia da Província Tapajós e seus principais tipos de depósitos auríferos, sobre os depósitos auríferos orogênicos e aqueles relacionados a intrusões graníticas, sobre os sistemas hidrotermais, sobretudo aqueles relacionados aos depósitos auríferos, e sobre as inclusões fluidas. A tese de doutoramento de Lamarão (2000) serviu de suporte e acesso às principais informações geológicas básicas das rochas hospedeiras da mineralização, como petrografia, geoquímica e geocronologia dos granitos São Jorge Antigo e São Jorge Jovem, as quais foram utilizadas como ponto de partida para a coleta de novos dados, sobretudo com relação aos processos hidrotermais que afetaram estas rochas.

- **Mapeamento Geológico e Amostragem**

Foram realizadas duas campanhas de campo nos períodos de 21 a 31 de julho de 2006 e 4 a 15 de fevereiro de 2007, na área de abrangência do projeto São Jorge. No campo, foram realizados mapeamento geológico, descrição e amostragem de testemunhos de sondagem dos furos executados pela Talon Metals Corp. e levantamento lito-estrutural da porção não inundada da cava do Wilton.

A análise das feições estruturais na Cava do Wilton e a utilização de sensores remotos da zona de cisalhamento na área de abrangência do depósito São Jorge serviram de suporte para caracterizar a dinâmica estrutural, a natureza dos movimentos tectônicos, o que permitiu definir a relação das fraturas e falhas que hospedam os corpos de minério com o cisalhamento principal, com base no sistema de Riedel, como proposto por Roberts (1987) e Rodgson (1989).

As rochas que hospedam o depósito São Jorge foram submetidas à intensa alteração hidrotermal, mas suas feições ígneas primárias estão bem preservadas ao longo dos furos de sondagens e seções geológicas, 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. Foram analisadas 16 seções de sondagem, tonalizando 30 furos de sondagens, e coletadas 137 amostras de testemunhos, cobrindo assim toda a extensão dos corpos de minérios conhecidos como Wilton-W e Wilton-E.

• Petrografia e microscopia eletrônica de varredura - MEV

Foram confeccionadas 65 lâminas polidas para estudos petrográficos das rochas e minérios e 18 lâminas bipolidas em quartzo de veios para o estudo petrográfico das inclusões fluidas (IF).

O estudo petrográfico do minério e rochas hospedeiras foi realizado no laboratório de metalogênese do IG/UFPA, utilizando um microscópio petrográfico Zeiss Axioplan 2. A petrografia das rochas hospedeiras e do minério foi examinada sob luz transmitida e refletida com o objetivo de definir a composição mineralógica e suas relações texturais. Nas rochas hospedeiras, procurou-se identificar os minerais primários (magmáticos) e hidrotermais e as mudanças texturais causadas pelos processos de alteração. As composições modais em 32 lâminas polidas dos granitos São Jorge Antigo e São Jorge Jovem foram obtidas utilizando-se contador de pontos acoplado ao microscópio petrográfico, com 1500 pontos contados em cada lâmina. A plotagem das composições modais obtidas no diagrama QAP de Streckeisen (1976) permitiu classificar os dois granitos. Por outro lado, no minério buscou-se definir as fases minerais metálicos e de ganga e as relações de substituição entre eles, o que permitiu propor uma sequência paragenética para a mineralização. 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.

Os estudos petrográficos foram complementados com análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de lâminas polidas selecionadas. Foram realizadas análises qualitativas e semi-quantitativas, com base em espectros de EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*). Essas atividades foram desenvolvidas em um microscópio eletrônico LEO-1430 no laboratório de microscopia eletrônica de varredura do IG-UFPA (LABMEV-UFPA). 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.

• Microtermometria das inclusões fluidas

O sistema de fluidos do depósito São Jorge foi caracterizado com base no estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas, a partir de 18 lâminas bipolidas em quartzo de veios e de zonas mineralizadas com silicificação proeminente. Os testes microtermométricos consistiram em ciclos de resfriamento e aquecimento de inclusões fluidas previamente descritas, provocados, respectivamente, pela circulação de nitrogênio líquido através do fragmento no interior da platina e por resistência elétrica controlada eletronicamente. Os testes foram realizados no laboratório de Metalogênese do IG/UFPA,

utilizando uma platina Linkam THMSG600 acoplada a um microscópio Zeiss Axioskop 40.

Durante os testes de resfriamento foram obtidas as temperaturas do eutético (Te), fusão do gelo (Tfg), fusão do hidrato (Tfh), fusão do clatrato (Tfc) e fusão do CO₂ (TfCO₂). Após o resfriamento, foram realizados os testes de aquecimento com o objetivo de obter as temperaturas de homogeneização (parcial e total) das inclusões fluidas. As medidas microtermométricas, juntamente com os dados geotermométricos da clorita, permitiram estimar as propriedades PVTX dos fluidos estudados (pressão, densidade, temperatura e composição), conforme critérios estabelecidos por Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985), Wilkins (1990), Van den Kerkhof & Hein (2001), Wilkinson (2001).

• **Microsonda eletrônica**

As análises químicas de clorita, biotita magmática e hidrotermal e plagioclásio do depósito São Jorge foram realizadas em microsonda eletrônica. Análises de clorita hidrotermal foram utilizadas para fins geotermométricos, segundo os critérios estabelecidos por Cathelineau (1988) e Cathelineau & Nieva (1985). As temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita, juntamente com os dados microtermométricos, definiram as condições de T e P para formação da mineralização do depósito São Jorge. As análises foram realizadas no laboratório de microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UNB) em uma microsonda eletrônica marca CAMECA, modelo CAMEBAX SX50, operando com o tempo de análise de dez segundos para cada elemento analisado, voltagem de 15KV e corrente de 25nA.

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 por quatro 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.

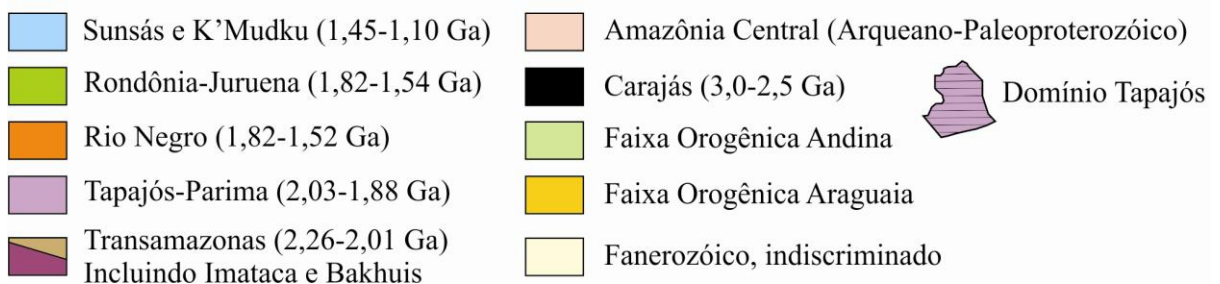
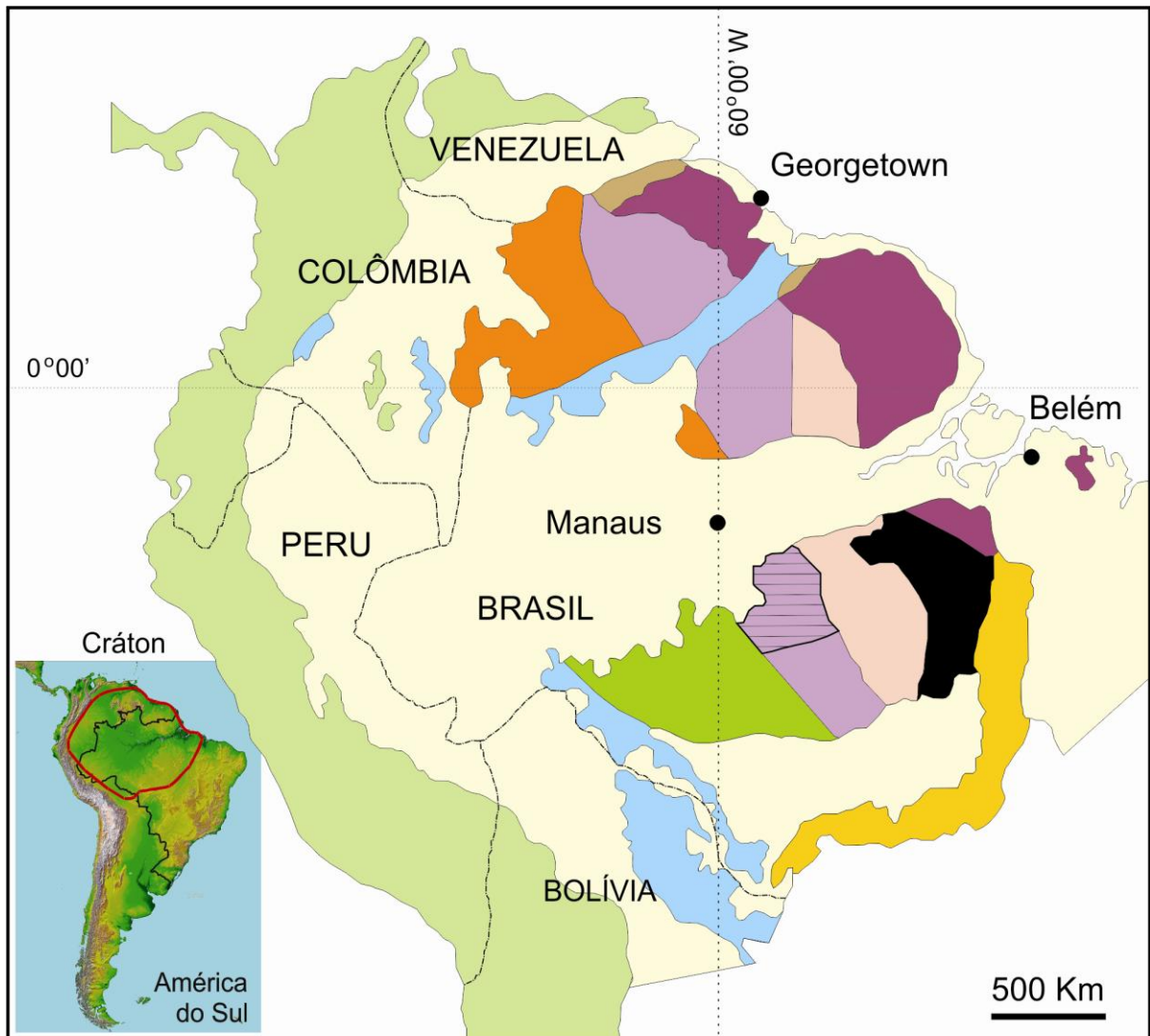


Figura 2.1- Províncias geocronológicas do cráton Amazônico, de acordo com Santos *et al.* (2006), com destaque para a cinturão Tapajós-Paima (em lilaz). A província Tapajós está realçada (hachurada) e a figura menor mostra a localização do cráton Amazônico (em vermelho) na América do Sul.

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 (Bizinella *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 Parauarí) e uma suíte máfica intrusiva, denominada Ingarana-Jutaí (Fig. 3.1). Posteriormente, Ricci *et al.* (2005) 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 Riaciono do Paleoproterozóico). Como esta unidade é uma seqüência supracrustal vulcanossedimentar, ela 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 Província Tapajós, com direção geral NNW-SSE (Fig. 3.1), sendo constituído por três unidades litológicas principais seguintes:

- 1- Metabasaltos oceânicos que ocorrem mais a oeste e são considerados como a seqüência inferior do Grupo Jacareacanga (actinolita e clorita xistos).
- 2- Seqüência meta-turbidítica, 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.

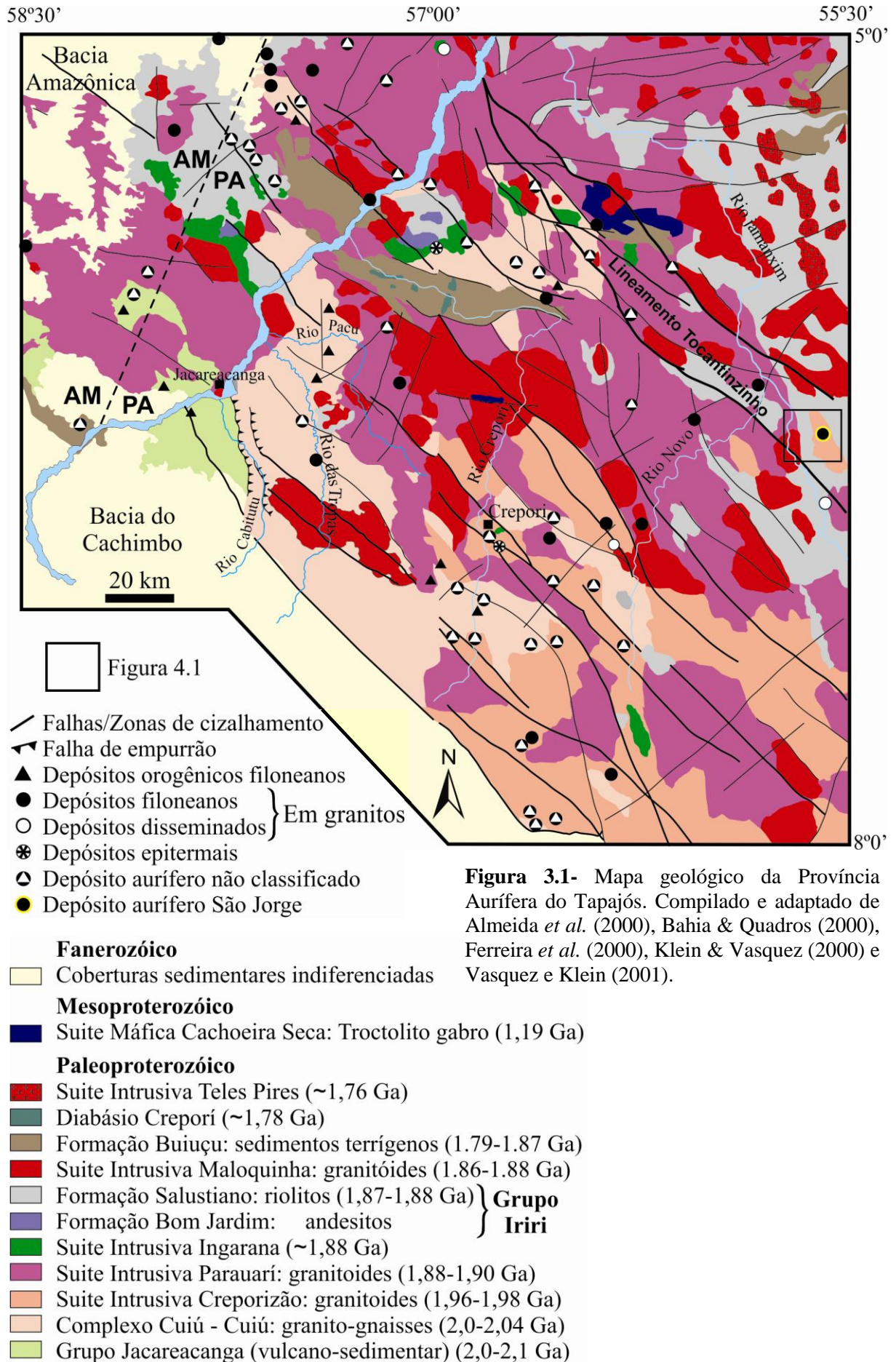
Os dois principais minerais metamórficos nas rochas do Grupo Jacareacanga são a actinolita (nos metabasaltos) e a sericita (nas rochas metassedimentares), indicando metamorfismo de fácies xisto verde para as rochas dessas unidades. O Grupo Jacareacanga foi considerado inicialmente como uma seqüência do tipo *greenstone belt* (Bizinella *et al.* 1980) e mais recentemente como uma seqüência acrescionária (Santos *et al.* 2000). Idades U–Pb em zircões herdados na seqüência meta-turbidítica 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 Riaciano 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-alcalinos sintectônicos de composição tonalítica, diorítica e granodiorítica, com xenólitos de meta-basaltos toleíticos e meta-andesitos cálcio-alcalinos, e cortados localmente por veios trondhjemíticos. 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 para a 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 por evaporação de 1997 ± 3 Ma. 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). Para estes autores, o Monzogranito Jamanxim representa um arco magmático continental formado nos últimos estágios do desenvolvimento do arco Cuiú-Cuiú.



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	Estateriano 1,8 Ga Orosiriano Tropas* Mundurucus* 2,05 Ga Riacciano	~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 grauvacas	Sedimentação intra-Arco
		1892-1907	Suíte Tropas	Tonalito, granito e meta-andesito	Arco de ilhas 4
		1957-1980	Suíte Creporizão	Monzogranitos	Arco magmático 3
		~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.	

Tabela 1: Coluna estratigráfica da Província Tapajós (Modificada de Santos *et al.* 2001,2004).

* Orogêneses Mundurucus e Tropas (Santos *et al.* 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 zircões herdados de idade arqueana e a assinatura isotópica de Nd (ϵ_{Nd} 2,0 e TDM 2,28 Ga) sugerem que estas 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.* 2004). 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 uma idade $1\,893 \pm 3$ 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 uma idade U-Pb Shrimp em zircão e titanita de $1\,907 \pm 9$ Ma para o granodiorito São Jorge, no alto curso do rio Jamaxim, 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 zircões clásticos derivados dos granitóides Tropas, e são intrudidas pelos granitóides Parauari. 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 PARAUARI

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 diferenciam 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 Parauari 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-alkalina. 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 Jutaí) 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-alkalinos 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 Jutaí, 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 Jamaxim, 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 e 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 Buiucu (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 Iriri foi 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 relacionados a esta unidade (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 de 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 de 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 Arurí 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 Arurí 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 estas rochas. Datações geocronológicas em zircões herdados em granitos desta unidade revelaram idades U-Pb de 2679 ± 10 Ma, indicando fonte crustal para estes 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 arcoseanos, 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 a 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.* (2001) 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 levou 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 Jamanxim 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 Buiúçu. 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 levantamentos 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). Este evento afetou as rochas do Complexo Cuiu-Cuiu, 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, 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 Cumarú (~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 zircões 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 Suíte 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).

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 encontram-se hospedados tanto em sequências vulcanossedimentares do Grupo Jacareacanga (Ex. Buiuçu, Tapajós, Maués), como em granitóides cálcio-alcálicos oxidados de arco magmático do Complexo Cuiu-Cuiu e Suíte Tropas (Ex. Ouro Roxo, Cantagalo, Pepeu, Patinhas, Goiano).
- 2- Depósitos relacionados a intrusões graníticas (*Intrusion-related gold deposits*), segundo definição de Sillitoe (1991): depósitos filoneanos (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.* 2004a, 2005): depósitos filoneanos 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).

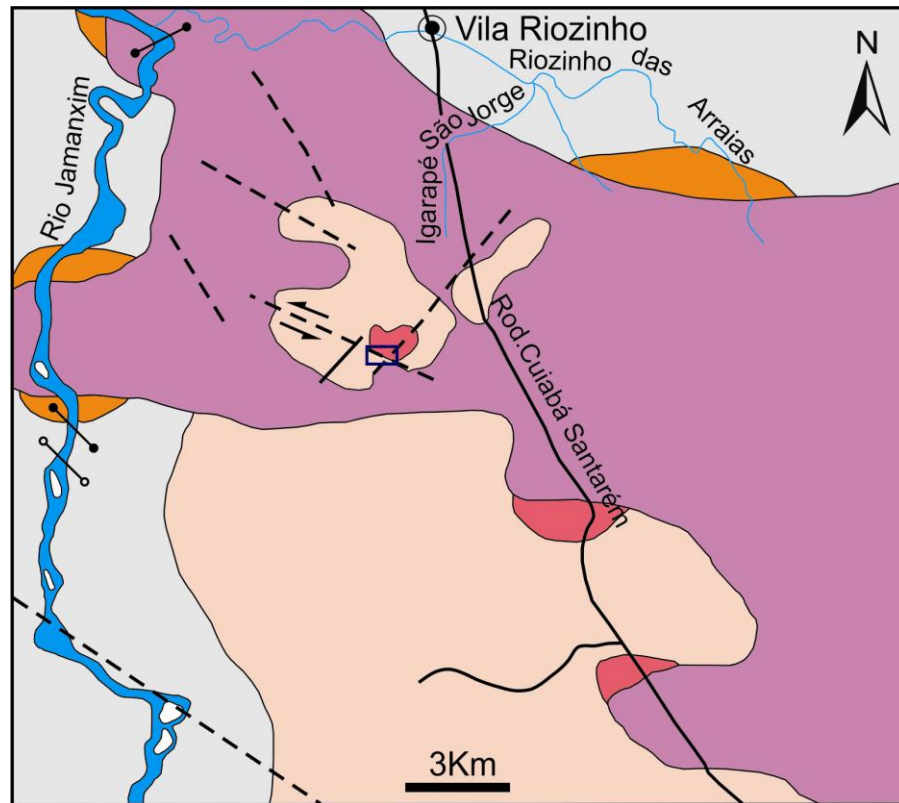
As composições dos isótopos de chumbo dos depósitos auríferos sugerem duas fases mineralizantes em 1,96 Ga e 1,88 Ga (Coutinho *et al.* 2000). Estes dois eventos mineralizantes estariam relacionados às duas orogêneses identificadas por Santos *et al.* (2004) e posicionados após o pico do metamorfismo 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 SÃO JORGE

O depósito aurífero São Jorge consiste em um sistema de veios de quartzo com sulfetos, mineralizado a ouro, controlado por uma zona de cisalhamento de direção NW-SE, aqui denominada zona de cisalhamento São Jorge, e hospedado no granitóide homônimo representado predominantemente por anfibólio-biotita monzogranitos. O Granito São Jorge foi caracterizado petrográfica e geocronologicamente como sendo dois plútons distintos, denominados por Lamarão *et al.* (2002) como São Jorge Antigo e São Jorge Jovem (Fig. 4.1). Estes autores analisaram 27 amostras da fácies hornblenda-biotita monzogranito e 35 amostras da fácies biotita leucomonzogranito e obtiveram duas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ distintas, pelo método da evaporação do Pb em zircão. A idade de 1981 ± 2 Ma foi atribuída à cristalização do Granito São Jorge Antigo, enquanto que a mais nova (1891 ± 3 Ma) foi considerada como idade de cristalização do granito São Jorge Jovem. Santos *et al.* (2004) estudaram, na área do depósito São Jorge, uma rocha de composição granodiorítica para a qual obtiveram uma idade de cristalização U-Pb Shrimp em zircão de 1907 ± 9 Ma que deve ser correlacionada ao Granito São Jorge Jovem. Estas idades indicam, portanto, a incidência de duas granitogêneses na área São Jorge, a mais antiga correlacionada ao evento Creporizão e a mais nova ao evento Tropas, com uma diferença de 75 a 90 Ma entre as duas granitogêneses.

Além dos granitos São Jorge Antigo e São Jorge Jovem, ocorrem na área de Vila Riozinho diques de andesito e dacito, bem como rochas vulcânicas félsico-intermediárias incluídas por Lamarão *et al.* (2002) na Formação Vila Riozinho, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em torno de 2000 Ma e incluídas anteriormente no Grupo Iriri. Três pequenos *stocks* do granito São Jorge Jovem ocorrem na área de Vila Riozinho, os quais cortam a fácies biotita-leucomonzogranito/sienogranito, no contato com a fácies anfibólio-biotita-quartzo monzonito/monzogranito do granito São Jorge Antigo (Fig. 4.1). O *stock* mais ao norte hospeda o depósito aurífero São Jorge (retângulo azul no mapa da Fig. 4.1) próximo ao contato tectônico com o granito São Jorge Antigo, estabelecido pela zona de cisalhamento São Jorge (Fig. 4.2).

Na área do depósito São Jorge (retângulo azul na Fig. 4.1), além dos granitos São Jorge Jovem e Antigo, ocorrem pequenos diques de quartzo latito e microgranito (Fig. 4.2). O Granito São Jorge Antigo, aparentemente, não exerce influência direta na mineralização aurífera do depósito São Jorge. Deste modo, foi dada ênfase, neste trabalho, ao granito São Jorge Jovem (hospedeiro da mineralização), cujos dados petrográficos foram complementados com análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e microsonda eletrônica.



Granito São Jorge Jovem (1,89 Ga)

■ Anf-biot-monzogranito a Biot-leucomonzogranito

Granito São Jorge Antigo (1,98 Ga)

■ Biot-leucomonzonito a sienogranito

■ Anf-Biot-qtz-monzonito a anf-biot-monzogranito

■ Biot-anf-monzodiorito a biot-anf-qtz-monzodiorito

Formação Vila Riozinho (2,0 Ga)

□ Andesito traquito, riolito

● Diques de andesito

○ Diques de dacito

- - Falhas ● Vilarejos

□ Depósito São Jorge

Figura 4.1- Mapa geológico da região Vila Riozinho, modificado de Lamarão *et al.* (2002).

4.1- GRANITO SÃO JORGE ANTIGO

O granito São Jorge Antigo corresponde à unidade litológica mais antiga na área do depósito São Jorge (1981 ± 2 Ma) e representa as feições topográficas de maior altitude, aflorando ao sul e sudoeste da área mineralizada (Fig. 4.2). As rochas são de coloração avermelhada, granulação grossa, textura granular hipidiomórfica a xenomórfica. Quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e anfibólio são os principais minerais da rocha. As fases acessórias são representadas por titanita, magnetita, apatita e zircão.

4.2- GRANITO SÃO JORGE JOVEM

O Granito São Jorge Jovem (1891 ± 3 Ma) apresenta-se, em geral, com coloração cinza a vermelho carne, isotrópico, granulação média a grossa e textura hipidiomórfica a

idiomórfica. No entanto, fácies brechadas também ocorrem, principalmente nas porções em que a alteração hidrotermal foi mais intensa. A composição mineralógica original é representada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio. Em testemunhos de sondagem, destacam-se megacristais de feldspato potássico e plagioclásio que localmente emprestam um aspecto heterogranular ao granito (Fig. 4.3).

O granito São Jorge Jovem apresenta-se normalmente alterado hidrotermalmente e a mineralização aurífera se desenvolveu nas porções mais intensamente alteradas deste granito. Diques de quartzo latito e microgranito cortam os granitos São Jorge Jovem e Antigo, os diques de microgranito não são representáveis na escala de mapa da figura 4.2.

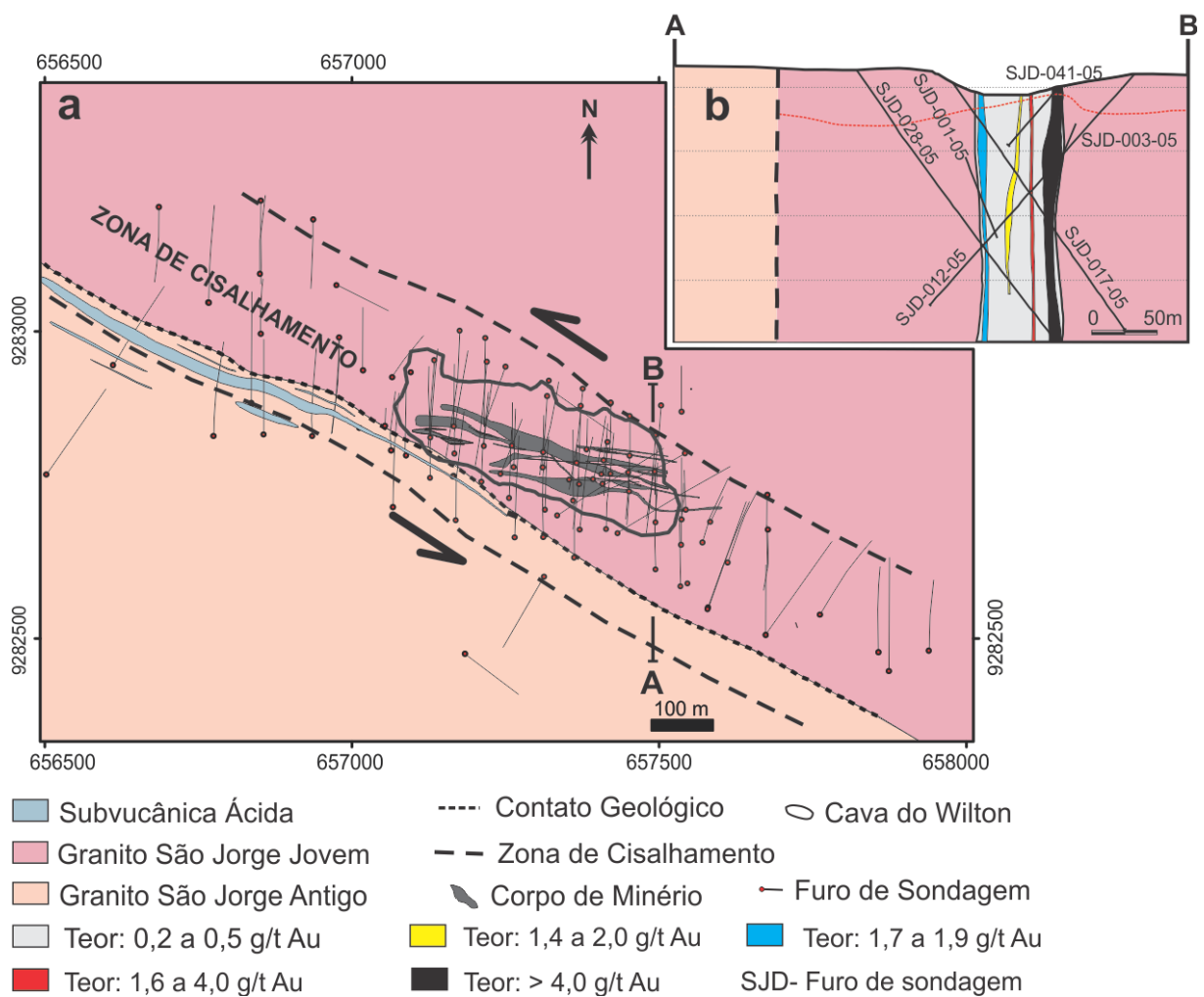


Figura 4.2- Mapa geológico de detalhe da área estudada com base em dados geológicos de superfície e testemunhos de sondagem (a). Seção geológica A-B (b), modificado de Talon Metals Corp.

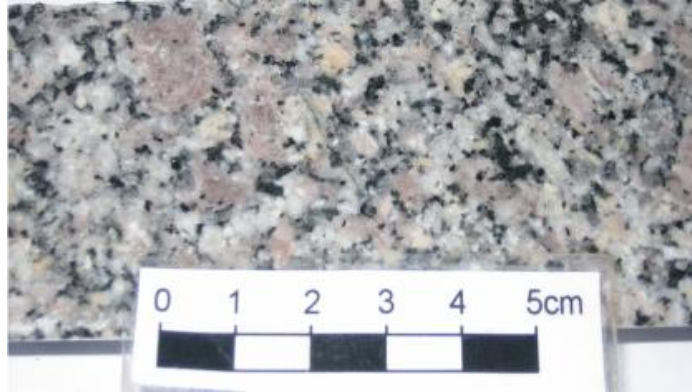


Figura 4.3- Fotografia de testemunho de sondagem do granito São Jorge Jovem com textura heterogranular, salientada por megacristais de feldspato potássico rosado com até 1 cm.

4.3- DIQUES DE QUARTZO LATITO E MICROGRANITO

Os diques de quartzo latito ocorrem na zona de contato entre os granitos São Jorge Antigo e São Jorge Jovem e exibem, normalmente, espessuras métricas a decamétricas (Fig. 4.2a). Apresentam coloração geralmente cinza e textura porfirítica com matriz equigranular, constituída por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e muscovita (Fig. 4.4). Os fenocristais são representados essencialmente por cristais euédricos prismáticos de feldspato potássico que alcançam dimensões centimétricas. As fases acessórias são representadas por apatita, magnetita, pirita e esfalerita. Estas rochas apresentam-se normalmente sericitizadas e cloritizadas.

Os diques de microgranito ocorrem encaixados tanto no granito São Jorge Antigo, como no São Jorge Jovem (Fig. 4.5a,b). Exibem espessura centimétrica e composição mineralógica similar à dos granitos que os hospedam.



Figura 4.4- Fotografia de testemunho de sondagem de dique de quartzo latito com a característica textura porfirítica.

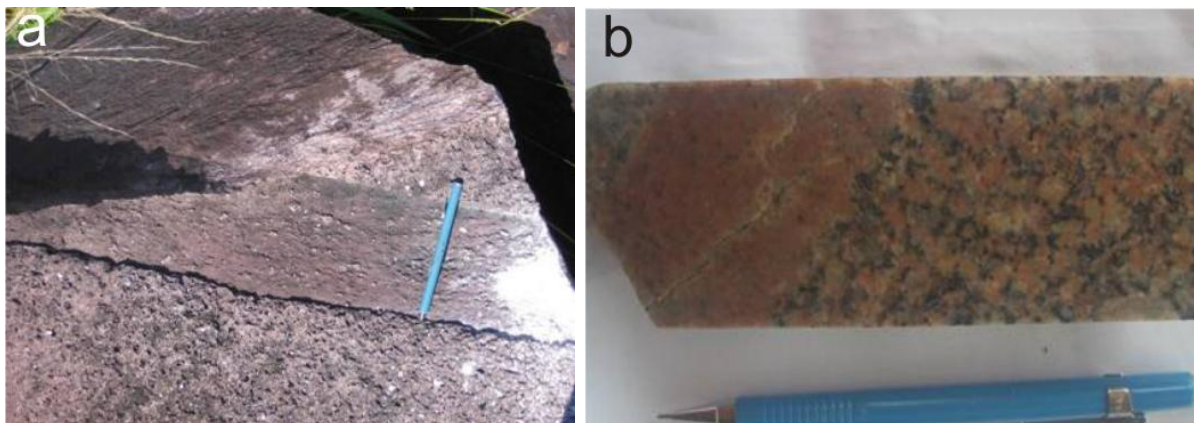


Figura 4.5- Fotografias de diques de microgranito. a) em afloramento, intrusivo no granito São Jorge Antigo; b) dique centimétrico, em testemunho de sondagem, cortando o granito São Jorge Jovem.

4.4- VEIOS MINERALIZADOS

Os corpos mineralizados do depósito aurífero São Jorge são formados por sistemas de veios de quartzo subverticais em padrão tipo filoniano (Fig. 4.2b) e controlados por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral rúptil-dúctil de direção geral NW-SE (Fig. 4.2a), a qual faz parte de uma estrutura maior denominada lineamento Tocantinzinho (Fig. 3.1). Os veios estão encaixados no granito São Jorge Jovem, orientados na direção do cisalhamento (NW-SE) e acompanhados por uma importante componente na direção NE-SW, também mineralizada.

Os veios apresentam espessura centimétrica a decimétrica, porém quando tratados em conjunto formam zonas com espessura superior a 20 m. O programa de sondagens da Talon Metals atestou a ocorrência de veios mineralizados em profundidades superiores a 150 m. O ouro encontra-se associado aos sulfetos, principalmente a pirita, ou na forma livre nos veios de quartzo. Os enxames de veios de quartzo mineralizados estão envolvidos por um halo de alteração hidrotermal, também mineralizado, que não raramente exhibe aspecto brechóide.

A consultora Coffey Mining usou o teor de corte (*cut off*) de 0,5 g/t de Au e obteve o seguinte recurso mineral para o depósito São Jorge: Minério oxidado \Rightarrow 0,555 Mt @ 1,3 g/ton (indicado) + 0,243 Mt @ 0,9 g/ton; Minério sulfetado \Rightarrow 7,779 Mt @ 1,3 g/ton (indicado) + 12,333 Mt @ 1,1 g/ton (Nicholls *et al.* 2008), totalizando 8,334 Mt de recurso indicado e 12,576 Mt de recurso inferido.

5- PETROGRAFIA DA ROCHA HOSPEDEIRA DO DEPÓSITO SÃO JORGE

5.1- PETROGRAFIA DO GRANITO SÃO JORGE JOVEM

O Granito São Jorge Jovem é, em geral, isotrópico, de granulação média a grossa (0,2 a 11,6mm), textura hipidiomórfica a idiomórfica e localmente brechada (Fig. 5.1a-b). A composição mineralógica original é representada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e, em menor quantidade, por biotita e anfibólio, além de titanita, apatita, alanita, zircão, pirita e mais raramente thorita e monazita, como fases acessórias.

A composição modal do Granito São Jorge Jovem no diagrama QAP situou-se, predominantemente, no campo dos monzogranitos (Fig. 5.2). Variações faciológicas, de composição leuco-monzogranítica e sienogranítica, foram reconhecidas por Lamarão *et al.* (2002). Santos *et al.* (2001, 2004) reconheceram, nos granitóides da área São Jorge, porções de composição granodiorítica de idade U-Pb Shrimp 1907 ± 9 Ma, supostamente correlacionável ao granito São Jorge Jovem, mas esta última variedade não foi identificada nos testemunhos de sondagem analisados durante o decorrer deste trabalho.

As rochas do Granito São Jorge Jovem apresentam-se invariavelmente alteradas por processos hidrotermais que agiram com diferentes intensidades e que, nas rochas mais alteradas, obliteraram completamente a textura original do granito.

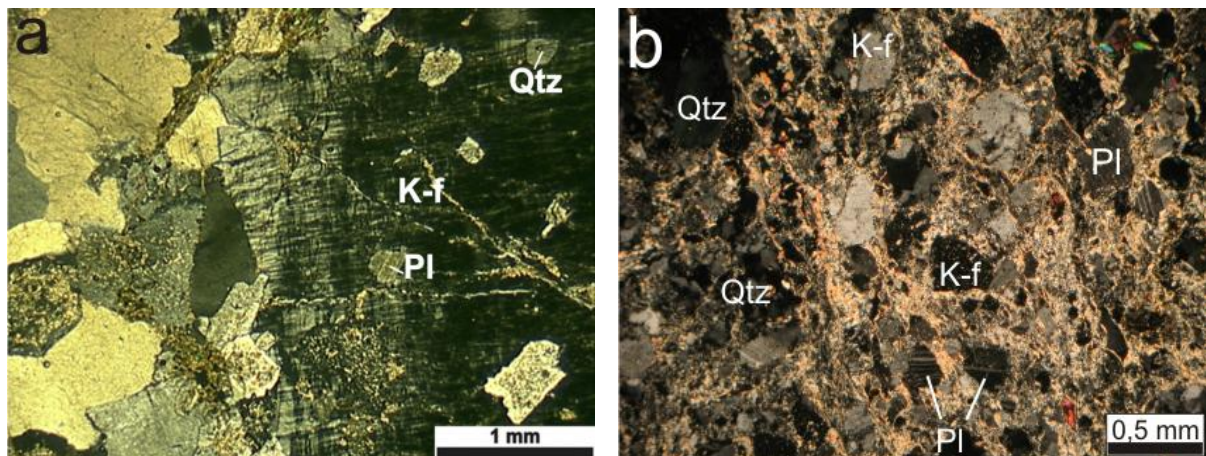


Figura 5.1- Fotomicrografia do Granito São Jorge Jovem pouco alterado (a) com a textura hipidiomórfica preservada. Rocha intensamente hidrotermalizada, derivada do granito São Jorge Jovem (b), com textura brechóide (2,5X-LT-NC). LT: luz transmitida, NC: nicóis cruzados, Qtz (quartzo), K-f (feldspato potássico), Pl (plagioclásio).

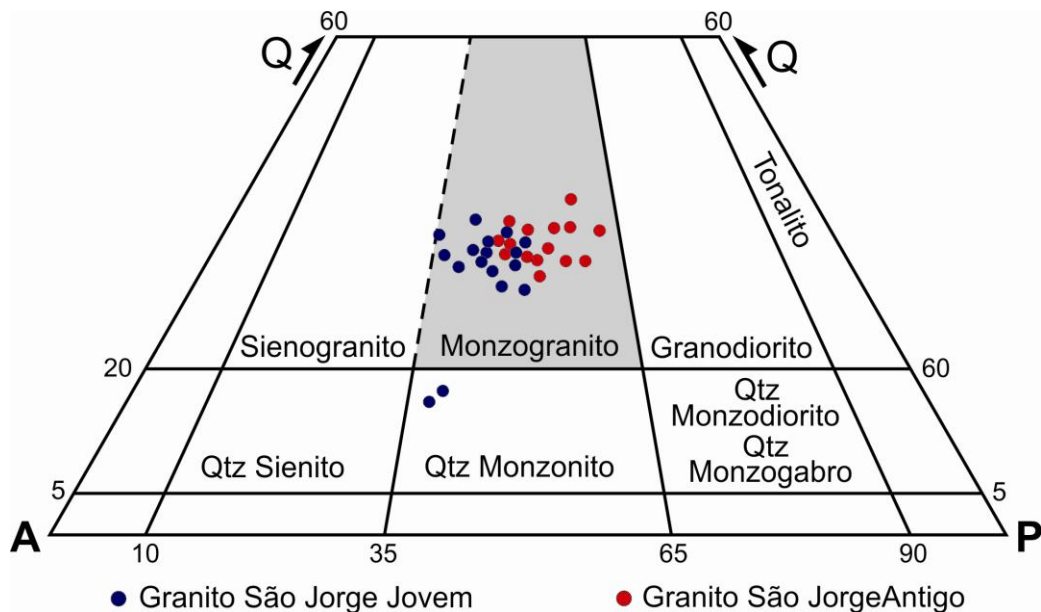


Figura 5.2- Classificação modal dos granitos São Jorge Jovem e São Jorge Antigo em diagrama QAP de Streckeisen (1976).

Microclina: É o mineral mais abundante, com 30 a 35,5% da área observada em lâmina. Este mineral é observado somente na rocha pouco alterada, com cristais de tamanho variado (0,5 a 11,5 mm). Comumente apresenta intercrescimento perítico e o característico maclamento em grade da microclina (Fig. 5.3). Inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, titanita e apatita são comuns neste mineral. Nas zonas afetadas por alteração hidrotermal mais intensa, o feldspato potássico foi substituído por albita, formando coroas em suas bordas ou a clássica textura tabuleiro de xadrez (Fig. 5.4).

À medida que aumenta a intensidade da alteração hidrotermal na rocha hospedeira do minério, o feldspato potássico e o plagioclásio são progressivamente consumidos pela alteração, podendo restar cristais reliquiares dos dois tipos de feldspatos.

Plagioclásio: É o segundo mineral mais abundante, com 28 a 33% da rocha. Ocorre tanto na rocha pouco alterada com a textura ígnea primária preservada, e também como cristais reliquiares nas rochas com média intensidade de alteração hidrotermal. Formam cristais subédricos a euédricos (Fig. 5.5a,b), invariavelmente maclados com geminação polissintética e mais restritamente albita-Carlsbad, composição An_{42-14} (oligoclásio-andesina). Como as rochas analisadas não são totalmente desprovidas de alteração, a grande variação na composição pode ter sido causada pelo processo de descalcificação provocada pela alteração hidrotermal. Localmente, quando os cristais de plagioclásio apresentam-se envolvidos total ou parcialmente por cristais de feldspato potássico, observa-se a textura mirmequítica. Os cristais de plagioclásio exibem inclusões de zircão, titanita e apatita e bordas corroídas por epidoto e biotita. Alguns cristais apresentam-se zonados (Fig. 5.5a).

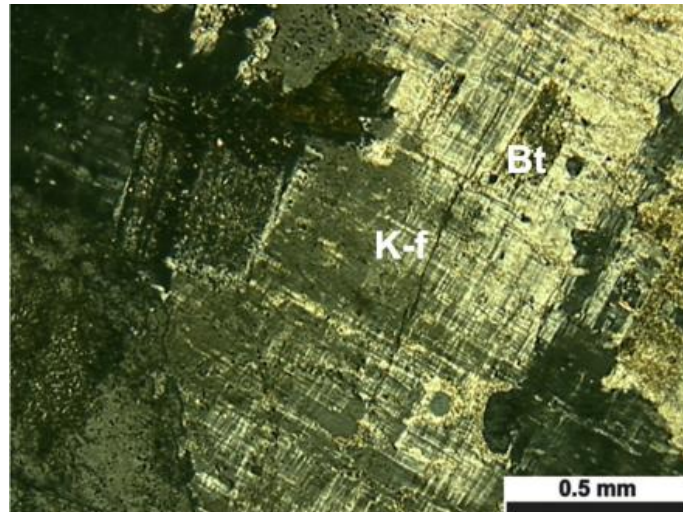


Figura 5.3- Fotomicrografia de cristal de feldspato potássico (K-f) com maclamento em grade (2,5X-LT-NC), Bt (biotita).

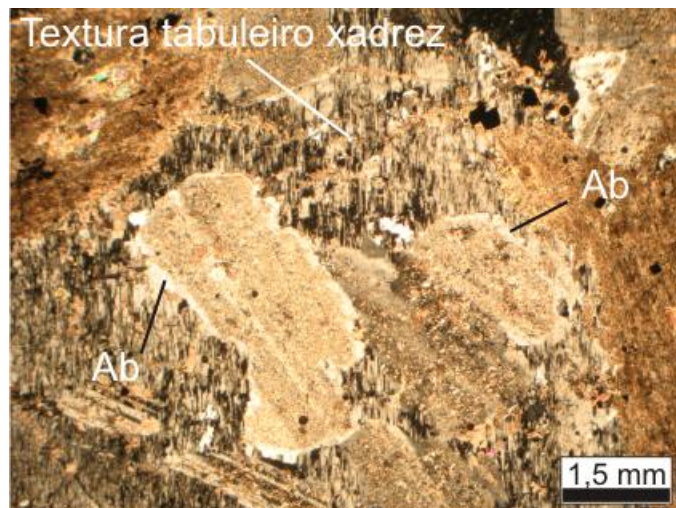


Figura 5.4- Fotomicrografia de coroa de substituição de albita em cristal de feldspato potássico e porções envolvendo o feldspato potássico com textura tabuleiro de xadrez (2,5X-LT, NC), Ab (albita).

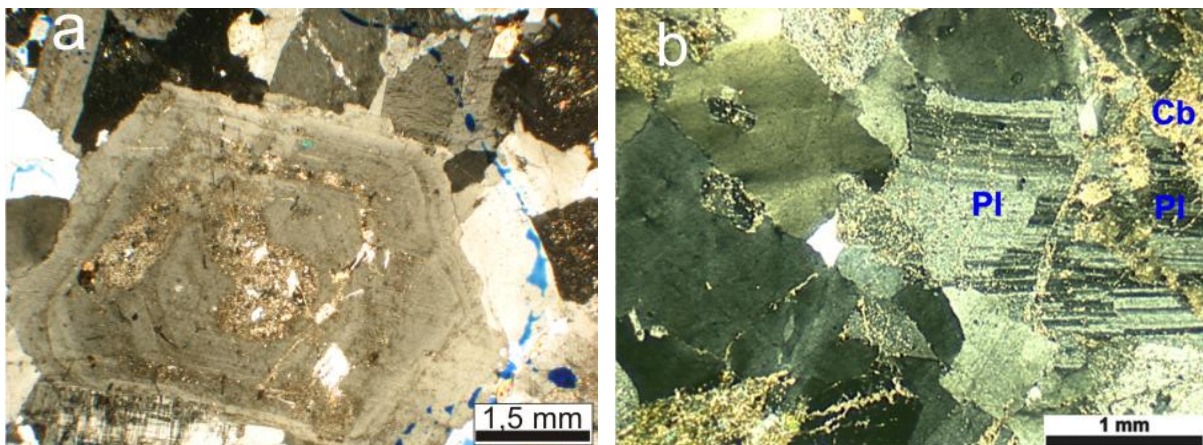


Figura 5.5- Fotomicrografias de cristais de plagioclásio (2,5X-LT-NC). Megacristal com zoneamento concêntrico e parcialmente saussuritizado (a). Cristal alterado para sericita e carbonato (b). Pl (plagioclásio), Cb (carbonato).

Os cristais de plagioclásios apresentam-se invariavelmente hidrotermalizados, em diferentes intensidades. Nas porções de maior intensidade hidrotermal, via de regra, são substituídos por sericita (fengita e muscovita), biotita, carbonato e epidoto, em um padrão de substituição aleatório (Fig. 5.5b).

Quartzo: É o terceiro mineral mais abundante, com 23,5 a 30% da rocha. Foram identificadas duas gerações de quartzo, uma magmática primária e outra hidrotermal. O quartzo magmático apresenta três formas de ocorrência: uma representada por inclusões, com formas subeudrais em cristais de feldspato potássico; outra corresponde a cristais xenomórficos com tênue extinção ondulante e variação dimensional entre 0,3 e 2,6 mm, que ocorrem juntamente com feldspato potássico, plagioclásio, biotita e anfibólio, os quais disputaram os espaços intergranulares durante o processo de cristalização; e intercrescimento mirmequítico em cristais de plagioclásio em contato com a microclina.

Como mineral hidrotermal, o quartzo é o mineral mais abundante, formando em geral cristais xenomórficos de dimensões variadas e granulação média a grossa, com extinção ondulante. Ocorrem ainda como vênulas em estruturas tardias.

Biotita/anfibólio: Como mineral primário, a biotita perfaz percentual modal de 5-9% da rocha. Ocorre na forma de cristais placosos, anédricos a subédricos (Fig. 5.6a) e na forma de inclusões em cristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo com pleocroísmo variando de creme a marron-esverdeado. Apresenta-se normalmente alterada para clorita (Fig. 5.6b) e levemente oxidada. À medida que aumenta a intensidade da alteração, os cristais primários são completamente obliterados e desestabilizados, passando à composição clorítica. Como mineral hidrotermal, a biotita apresenta-se como finos cristais substituindo, em alguns casos, o plagioclásio (Fig. 5.7).

O anfibólio (hornblenda) ocorre como cristais tabulares subédricos com pleocroísmo variando de verde claro a creme-esverdeado sempre associados à biotita e titanita (Fig. 5.6a).

Titanita: ocorre como mineral primário magmático e como mineral hidrotermal. No primeiro caso assume forma de cristais euédricos a subédricos (Fig. 5.8), normalmente associada à magnetita, biotita e hornblenda (Fig. 5.6a e 5.8). Como mineral hidrotermal, a titanita está associada à cloritização da biotita, caso em que o titânio contido na biotita primária é liberado e reprecipitado como cristais de titanita nos planos de clivagem da biotita (Fig. 5.9).

Apatita: Ocorre em microcristais com formas prismáticas e alongadas, inclusos principalmente em cristais de quartzo e biotita (Fig. 5.10).

Zircão: Ocorre em cristais bipiramidais bem formados, porém, em alguns casos, seções transversais e basais podem apresentar formas subarredondadas. Zoneamento concêntrico

bem definido é uma feição comumente observada nos cristais de zircão (Fig. 5.11).

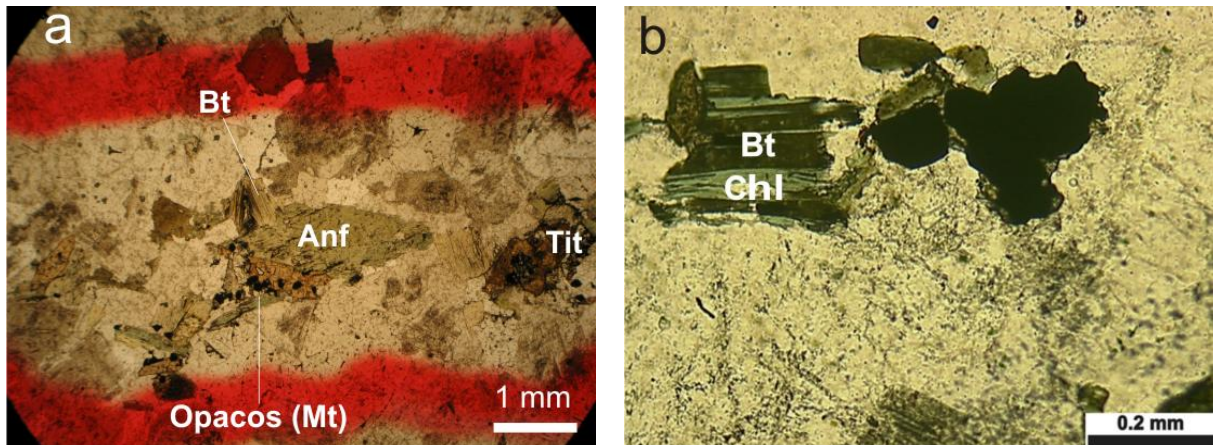


Figura 5.6- Fotomicrografia de cristais de anfibólio associados à biotita, titanita e magnetita (a), 5X-LT-NC, e cristal de biotita cloritizada (b), 2,5X-LT-NC. Anf (anfíbólio), Tit (titanita), Mt (magnetita) e Chl (clorita).

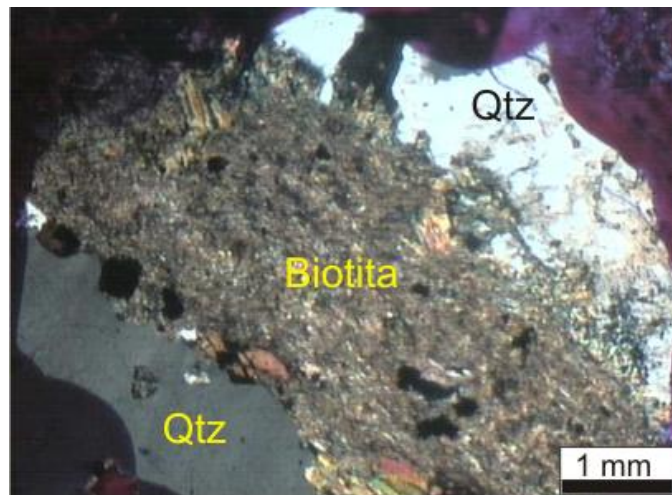


Figura 5.7- Fotomicrografia de cristal de plagioclásio quase completamente substituído por biotita hidrotermal (2,5X-LT-NC).

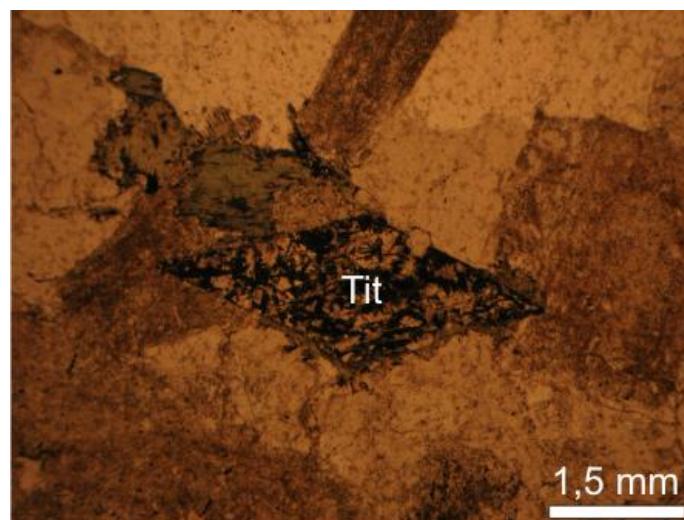


Figura 5.8- Fotomicrografia de cristal de titanita primária euédrica (2,5X-LT-LN).

Thorita e monazita: Ocorrem em microcristais anédricos a subédricos normalmente associados (Fig. 10 e 12).

Alanita: ocorre em cristais euédricos dispersos na rocha.

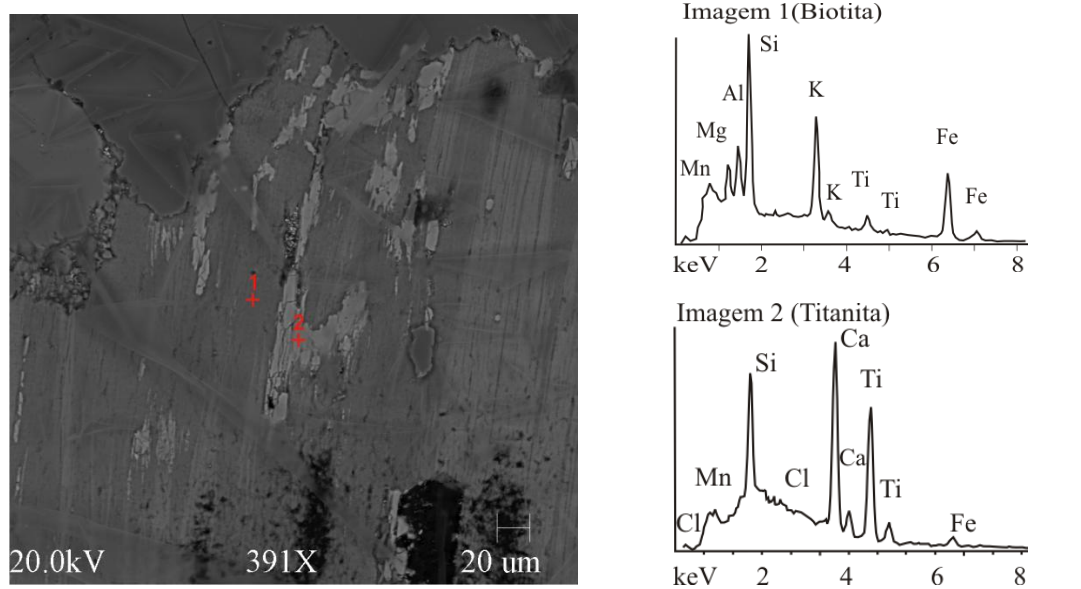


Figura 5.9- Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de biotita cloritizada (espectro 1) e titanita nos planos de clivagem (espectros 2).

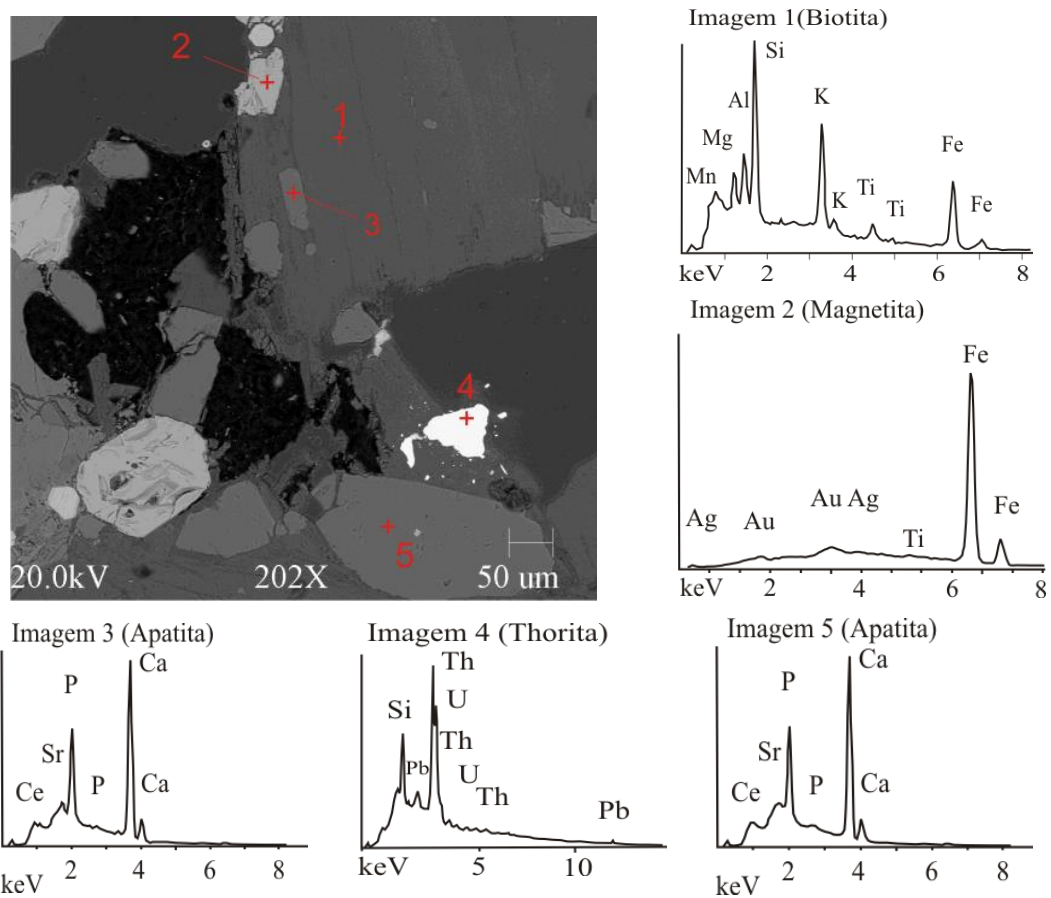


Figura 5.10- Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de biotita (espectro 1), magnetita (espectro 2) apatita (espectros 3 e 5) e thorita (espectro 4).

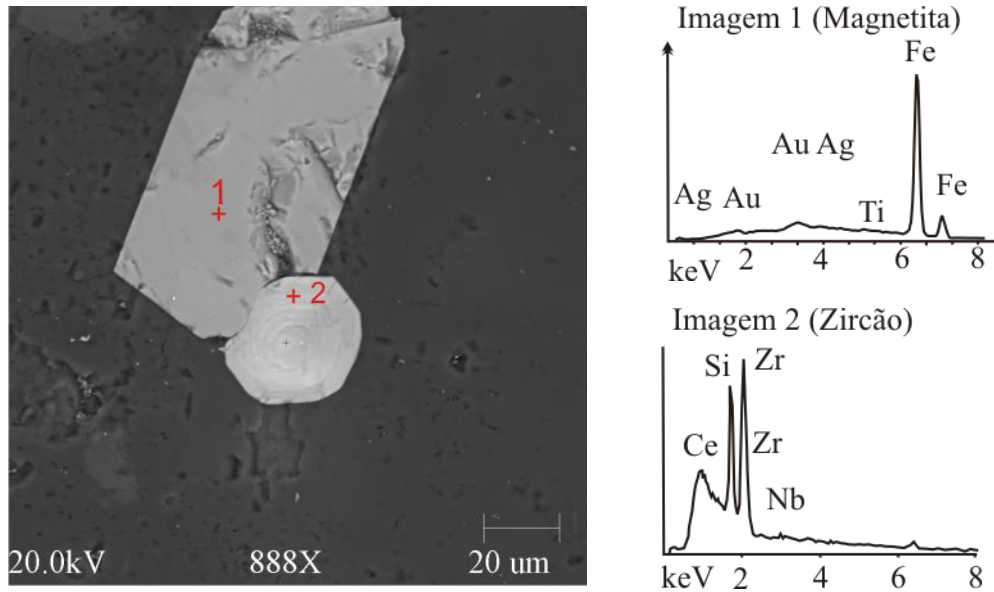


Figura 5.11- Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de magnetita (espectro 1) e zircão apresentando zoneamento concêntrico (espectro 2).

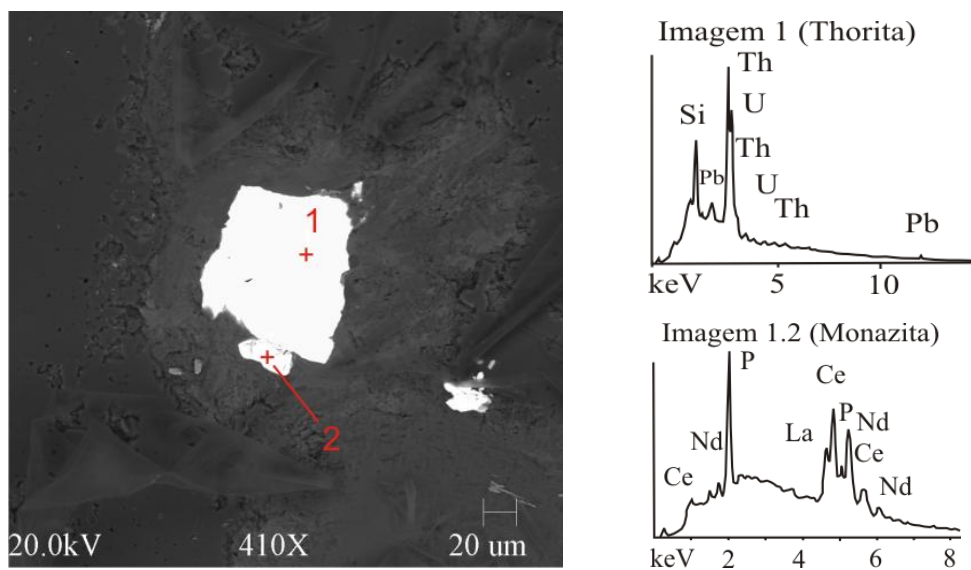


Figura 5.12- Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de thorita (espectro 1) e monazita (espectro 2).

5.2- HALOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

O sistema filoniano do depósito São Jorge é constituído por filões auríferos, centimétricos a métricos, envolvidos por material hidrotermal também mineralizado e com intensidades de alteração variáveis, compondo um conjunto regional filoniano com até 100 m de largura, que acompanha a direção principal do cisalhamento (NW-SE). Os fluidos que interagiram com o granito e formaram os veios mineralizados obliteraram a textura original da rocha hospedeira, pelo menos nas porções em que o hidrotermalismo atuou com maior intensidade.

Os halos de alteração hidrotermal que envolvem os filões auríferos são constituídos por rochas de coloração cinza a vermelho carne, granulação predominantemente média, exibindo, porém aspecto microbrechóide, em parte produto do processo de fraturamento hidráulico provocado pelos fluidos hidrotermais.

Borges *et al.* (2009) identificaram as seguintes associações minerais no granito São Jorge Jovem: Associação (1) formada durante o estágio magmático, é caracterizada pela presença de anfibólio+biotita+oligoclásio-andesina+titanita+magnetita, correspondendo macroscopicamente ao granito rosa a cinza. Associação (2) corresponde ao granito rosa no qual o anfibólio é inteiramente pseudomorfizado e substituído por clorita+carbonatos+óxidos (Fe, Ti)+titanita±epidoto. Associação (3) o anfibólio foi desestabilizado, a biotita substituída parcialmente por clorita e a descalcificação do plagioclásio produz carbonato e mica branca. Neste estágio, o granito assume coloração avermelhada. Associação (4) corresponde às zonas de maior intensidade de alteração hidrotermal e também as mais mineralizadas, predominando a alteração fílica, em que a textura granítica foi completamente obliterada.

As zonas hidrotermais, aqui definidas, marcam pelo menos três estágios de alteração, a seguir comentados (Fig. 13)

- No centro do sistema mineralizado a assembléia hidrotermal é formada por sericita-quartzo- clorita-carbonato-epidoto-sulfeto. A alteração obliterou por completo a textura original da rocha, com expressiva sulfetação. Os minerais ferromagnesianos e os feldspatos primários foram completamente consumidos e transformados em uma massa sericítico-clorítica, ora predominando a sericita (alteração fílica), ora predominando a clorita (cloritização), sendo esta última mais expressiva nas porções marginais do sistema. Cristais anédricos isolados de quartzo hidrotermal destacam-se na matriz de sericita-clorita, conferindo à rocha um aspecto brechóide gerado pelo fluxo hidrotermal penetrativo (Fig. 5.1b).
- Entre o granito e as rochas brechóides fortemente hidrotermalizadas, na zona mineralizada, as rochas hidrotermalizadas apresentam menor intensidade de alteração, onde se destacam cristais reliquiais de quartzo e feldspato da paragênese magmática inclusos em uma matriz hidrotermal constituída por clorita+sericita+carbonato que, localmente, exhibe ainda aspecto brechóide.
- O sistema hidrotermal que hospeda os corpos mineralizados está encaixado em rochas graníticas com grau incipiente de alteração e coloração rosa acinzentada a vermelho-carne, as quais correspondem às associações 2 e 3 de Borges *et al.* (2009). Nessas rochas, a textura granítica original está preservada, mas os feldspatos e os minerais

ferromagnesianos, embora ainda presentes, já foram parcialmente desestabilizados por metassomatismo sódico (albitização), saussuritização do plagioclásio e cloritização da biotita e hornblenda. A cloritização dos minerais ferromagnesianos (biotita e o anfibólio) liberou Fe^{+2} que foi oxidado pela ação de agentes oxidantes do fluido, como o SO_2 , gerando magnetita hidrotermal que ocorre na forma de cristais subédricos a anédricos de granulação média, dispersos no granito fracamente alterado, sem um padrão definido, associados à titanita, biotita e hornblenda (Fig. 5.14). Análises semi-quantitativas de magnetita no MEV revelaram presença de Au, Ag, Bi, Pb, Cu, Ti e Te. O ouro ocorre como microinclusões na magnetita, com dimensão em torno de $1,5 \mu\text{m}$ (Fig. 5.15).

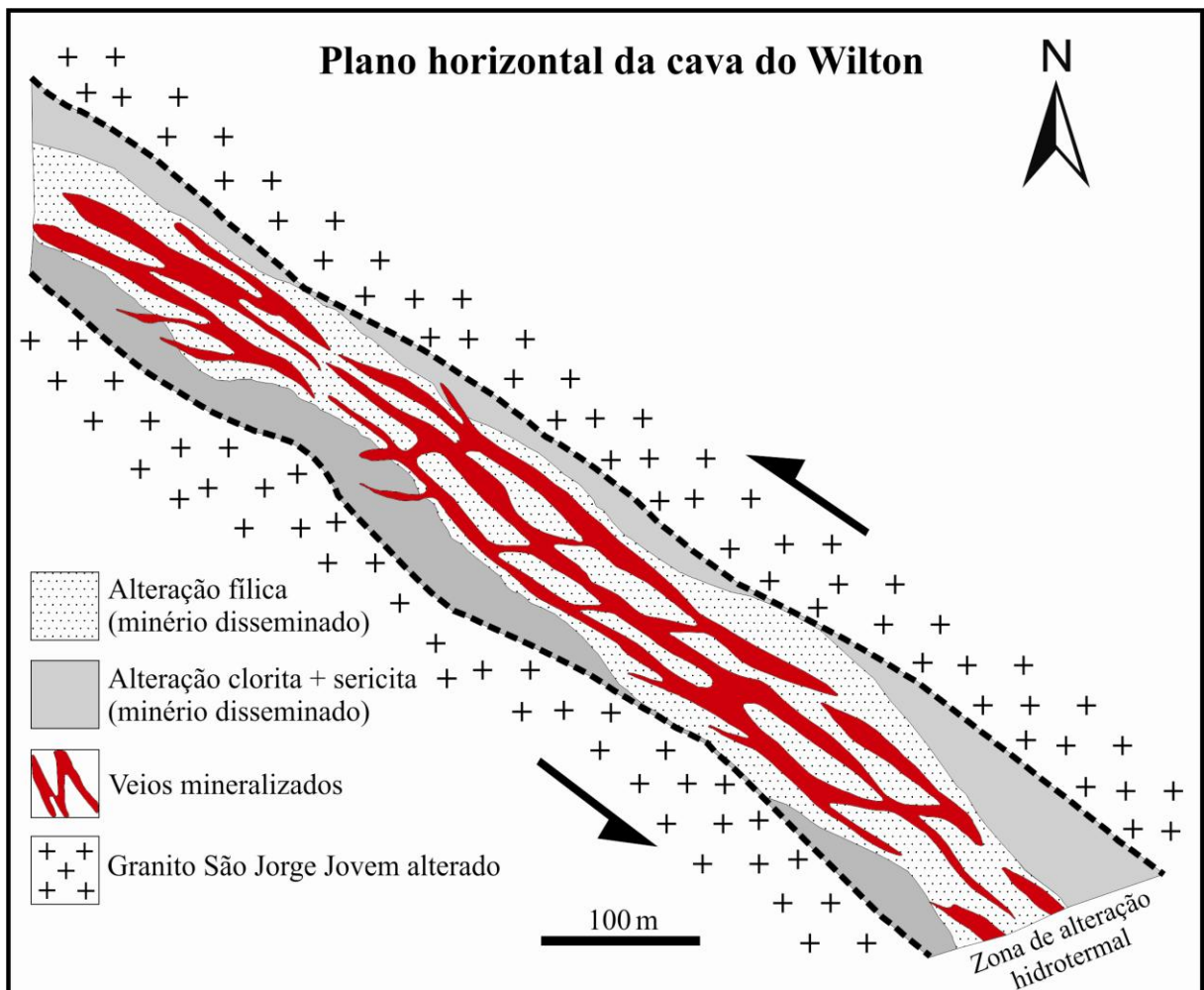


Figura 5.13- Zonas de alteração hidrotermal no depósito aurífero São Jorge, mostrando a associação íntima dos veios mineralizados com a alteração filica e o minério disseminado no halo de alteração hidrotermal.

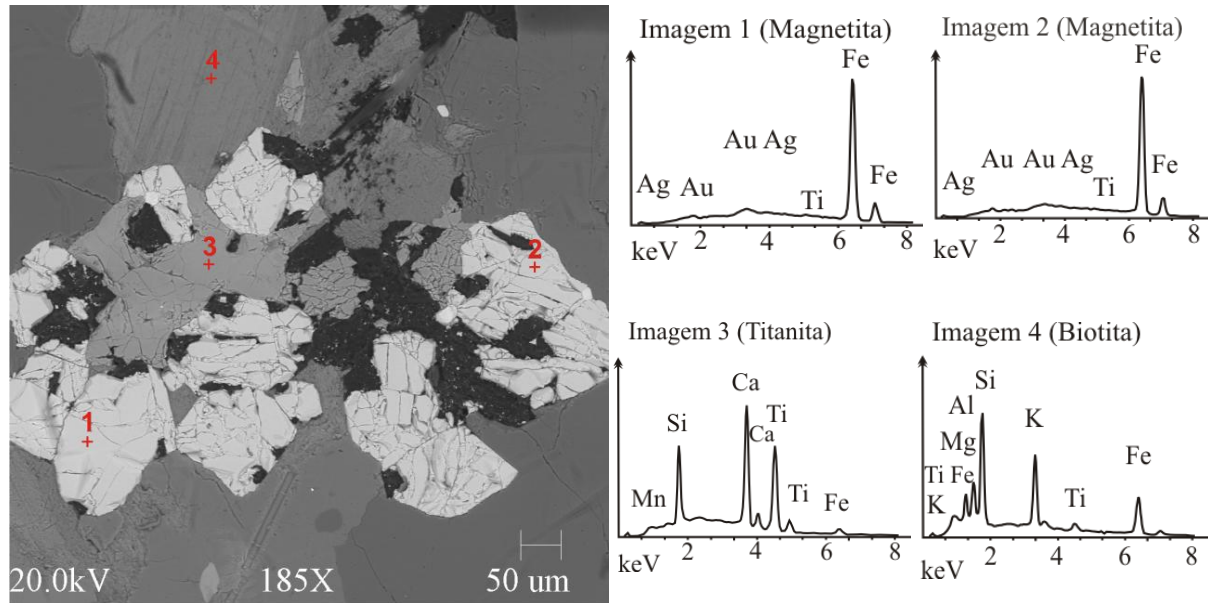


Figura 5.14- Imagem de elétrons retroespalhados de cristais de magnetita (espectros 1 e 2) associados à titanita (espectro 3) e biotita (espectro 4).

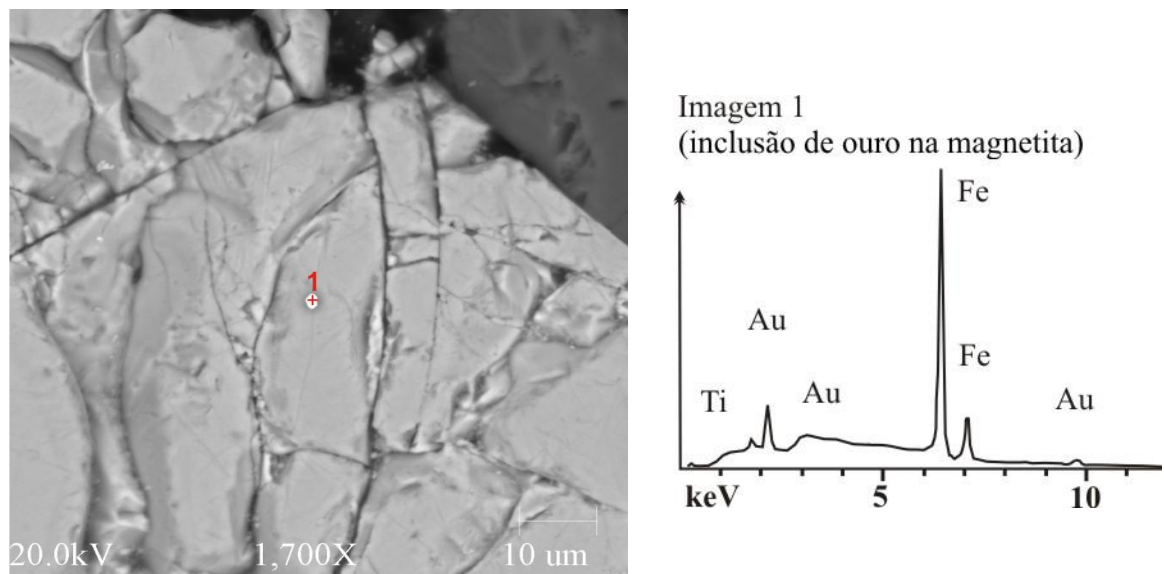
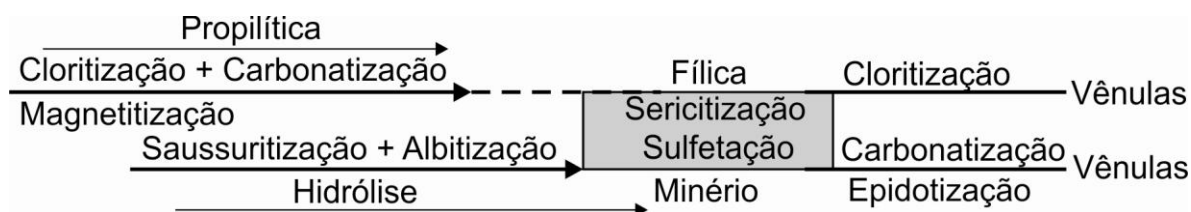


Figura 5.15 - Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de magnetita apresentando inclusão de ouro. Ao lado, o espectro da sondagem.

A alteração hidrotermal mais precoce do granito corresponde à cloritização inicial dos minerais ferromagnesianos (hornblenda e biotita), seguida do metassomatismo sódico do feldspato potássico (albitização) e da descalcificação do plagioclásio (saussuritização) produzindo sericita, carbonato e epidoto, as quais são acompanhadas pela progressão da cloritização dos minerais ferromagnesianos. A alteração dos feldspatos (saussuritização e albitização) se intensifica e progride para alteração fílica com destruição da textura granítica no centro do sistema hidrotermal, acompanhada por alteração potássica restrita (biotita + K-

feldspato) e mineralização. As rochas intensamente alteradas e mineralizadas são envolvidas por granito alterado (cloritização, saussuritização e albitização), cuja textura primária foi preservada. O ciclo hidrotermal finaliza com carbonatização, cloritização e epidotização venulares, conforme o esquema abaixo.



5.3- MINÉRIO AURÍFERO

O minério aurífero do depósito São Jorge ocorre principalmente em veios de quartzo, mas também nas rochas hidrotermalizadas que compõem o halo de alteração e hospedam os veios. Em ambos os casos, o ouro ocorre principalmente acompanhando a fase sulfetada que nos veios normalmente forma porções maciças e nas rochas hidrotermalizadas do halo de alteração ocorre de maneira disseminada.

Os veios formam corpos centimétricos a decimétricos de preenchimento em zonas de transtensão do cisalhamento, compondo enxames na direção principal do cisalhamento (NW-SE) e subordinadamente na direção NE-SW. Na interseção destas duas estruturas ocorrem corpos de minério de alto teor em forma de charuto. Vênulas em padrão *stockwork* (Fig. 5.16a) são menos comuns. Os veios são constituídos predominantemente por quartzo, sericita/fengita e clorita; em menor proporção ocorrem carbonato, epidoto albita e biotita. As fases opacas estão representadas principalmente por sulfetos (pirita, esfalerita, calcopirita, bismutinita e galena), além de Au e Bi nativos. Algumas vênulas monominerálicas de pirita também ocorrem (Fig. 5.16b).

Quartzo: é o mineral hidrotermal mais abundante nas zonas hidrotermalizadas. Ocorre em vênulas mono e poliminerálicas formando, em geral, cristais xenomórficos de dimensões variadas, granulação grossa e com extinção ondulante. Normalmente, ocorre na forma de veios filonianos e está associado à pirita. Nas rochas do halo de alteração, os cristais de quartzo se destacam na massa sericítica, emprestando aspecto brechóide a essas rochas (Fig. 5.1b).

Mica branca: Depois do quartzo, o mineral mais abundante nas zonas hidrotermalizadas e resulta do processo de sericitização que atuou no granito São Jorge Jovem. Ocorre principalmente como sericita com pleocroísmo incipiente, variando de tons amarelados a róseos, indicando tratar-se de fengita. Os cristais mais desenvolvidos, sem pleocroísmo,

correspondem a placas de muscovita. Esses minerais ocorrem amplamente nas rochas do halo de alteração como cristais ripiformes e tabulares de granulação fina (Fig. 5.1 b e 5.3 a,b).

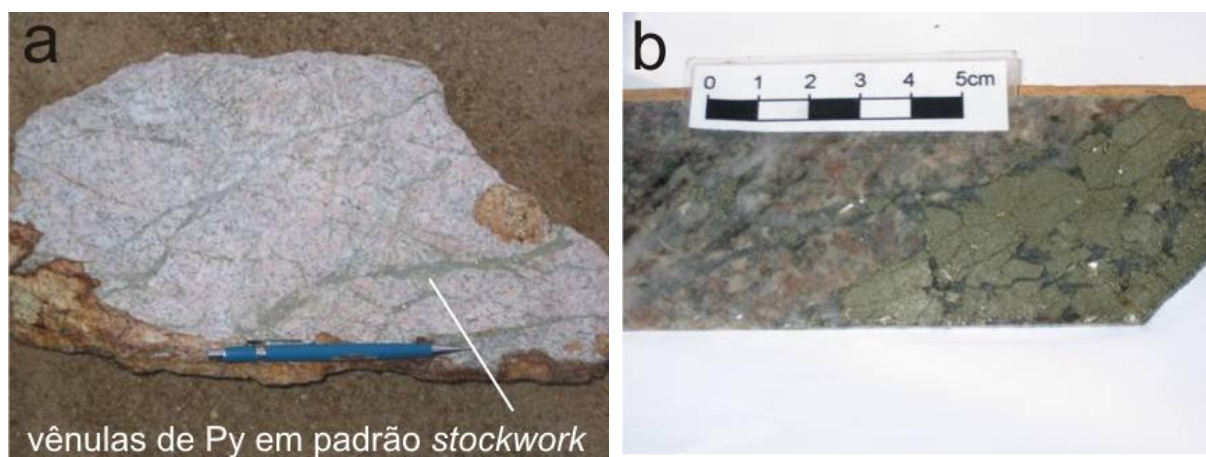


Figura 5.16- Característica macroscópica do minério: **a)** feição tipo *stockwork* (Fonte: arquivo Talon Metals Corp.). **b)** Vênula de pirita maciça em zona fortemente hidrotermalizada.

Clorita: ocorre como massas microcristalinas associadas à sericita (fig. 5.17 a), correspondendo à segunda geração de clorita. Uma terceira geração de clorita ocorre como vênulas em fraturas nas zonas fortemente afetadas pela alteração hidrotermal e de aspecto brechóide (Fig. 5.17b).

Carbonato: ocorre como um dos componentes da alteração fílica, associado à mica branca, quartzo, clorita e pirita (2^a geração de carbonato), como produto, provavelmente, da descalcificação do plagioclásio (Fig 5.3b). Uma terceira geração de carbonato ocorre, juntamente com clorita e quartzo, em vênulas poliminerálicas.

Epidoto: ocorre como um componente menor da alteração fílica, associado à mica branca, quartzo, clorita e pirita (2^a geração de epidoto). Uma terceira geração de epidoto ocorre em vênulas, das quais comumente se projeta substituindo parcialmente grãos de plagioclásio.

Pirita: É o sulfeto mais abundante e o principal mineral ao qual o ouro está associado. Ocorre principalmente nas zonas do granito que foram mais intensamente afetadas pela alteração hidrotermal. Apresenta-se como finos cristais euédricos a subédricos dispersos na rocha e como mineral de preenchimento em fraturas com espessura milimétrica a decimétrica.

Ouro: O ouro presente no depósito São Jorge ocorre associado principalmente com pirita e quartzo hidrotermal. Quando associado à pirita, ocorre como cristal livre alojado em fraturas (Fig. 5.18a) e, provavelmente, também na estrutura cristalina da pirita. Quando ocorre associado ao quartzo hidrotermal, apresenta-se na forma de inclusões (Fig. 5.18b). Os espectros semi-quantitativos do ouro mostram presença de Ag e Cu (Fig 5.19). O ouro ocorre,

ainda, na forma de inclusões em cristais de magnetita (Fig. 5.15). Outra forma de ocorrência está associada ao processo de enriquecimento supergênico, que chegou a produzir pepitas de ouro secundário no depósito, o que resultou em maior produção aurífera durante o processo de garimpagem nas décadas de 1980 e 1990 no garimpo São Jorge.

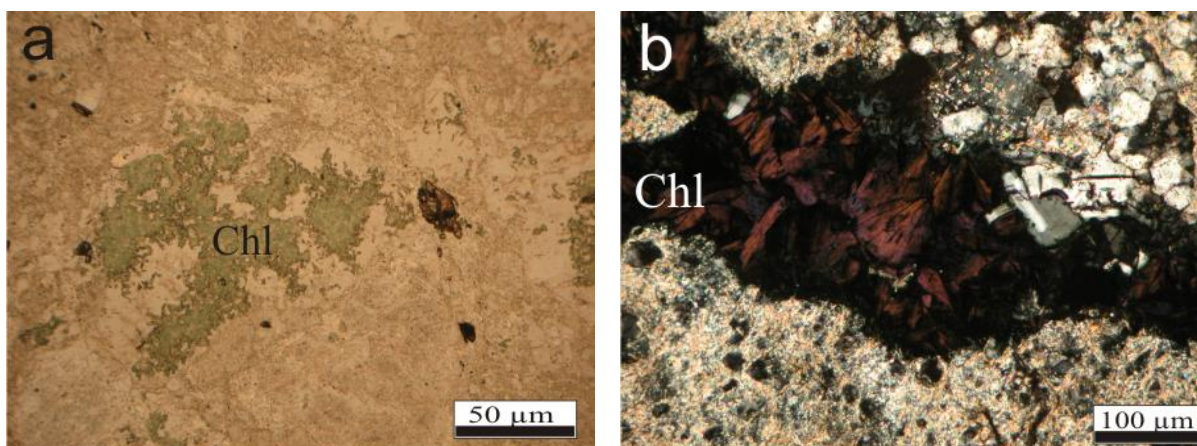


Figura 5.17- Fotomicrografia das formas de ocorrência de clorita: **a)** massas microcristalinas em cristais de feldspato potássico (25X-LT-NP); **b)** vênula de clorita em brecha hidrotermal (25X-LT-NC). Chl (clorita).

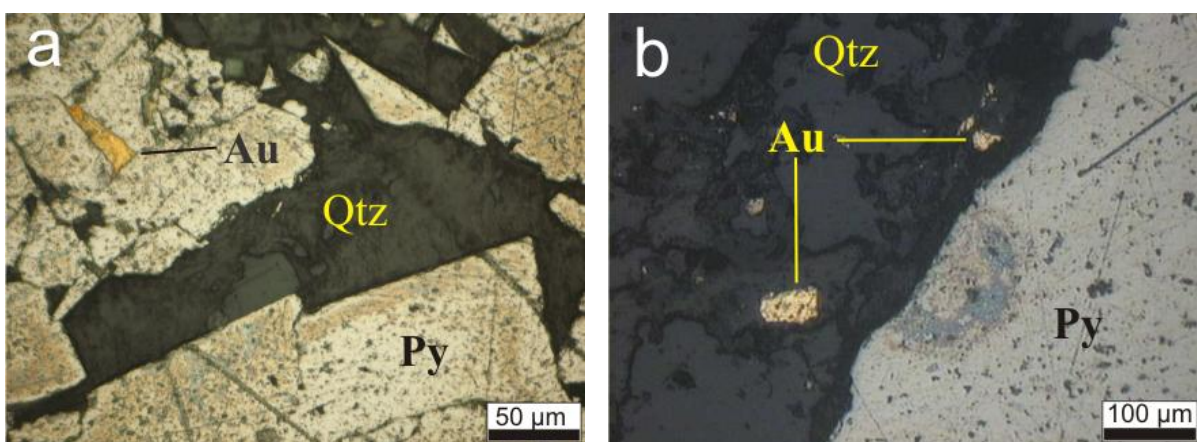


Figura 5.18- Fotomicrografia de cristal de ouro alojado em fratura no cristal de pirita (**a**) e em cristal incluído em veio de quartzo (**b**), (25-LR-NP), Au (ouro), Py (pirita).

Outras fases opacas: Outros sulfetos, de ocorrência mais restrita, ocorrem na zona mineralizada, tais como calcopirita, esfalerita, galena (Fig. 5.20a). Em geral, a calcopirita apresenta feições de substituição pela esfalerita e galena (Fig. 5.20b). Estes minerais normalmente ocorrem com formas anédricas e de maneira dispersa nos veios mineralizados, normalmente associados ao quartzo e carbonato. Bismuto nativo (Fig. 5.19-espectro 4) ocorre raramente como finos cristais anédricos, associados a ouro e inclusos normalmente em quartzo, na zona mineralizada.

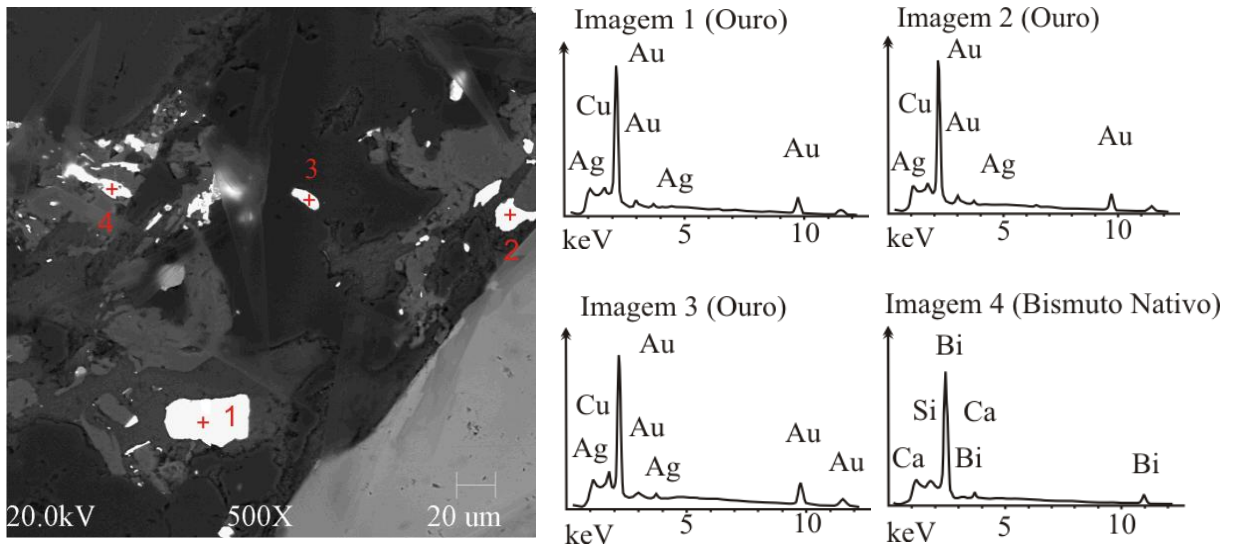


Figura 5.19- Imagem de elétrons retroespalhados de cristais de ouro associados a quartzo (espectros 1, 2 e 3) e cristal de bismuto nativo (espectro 4).

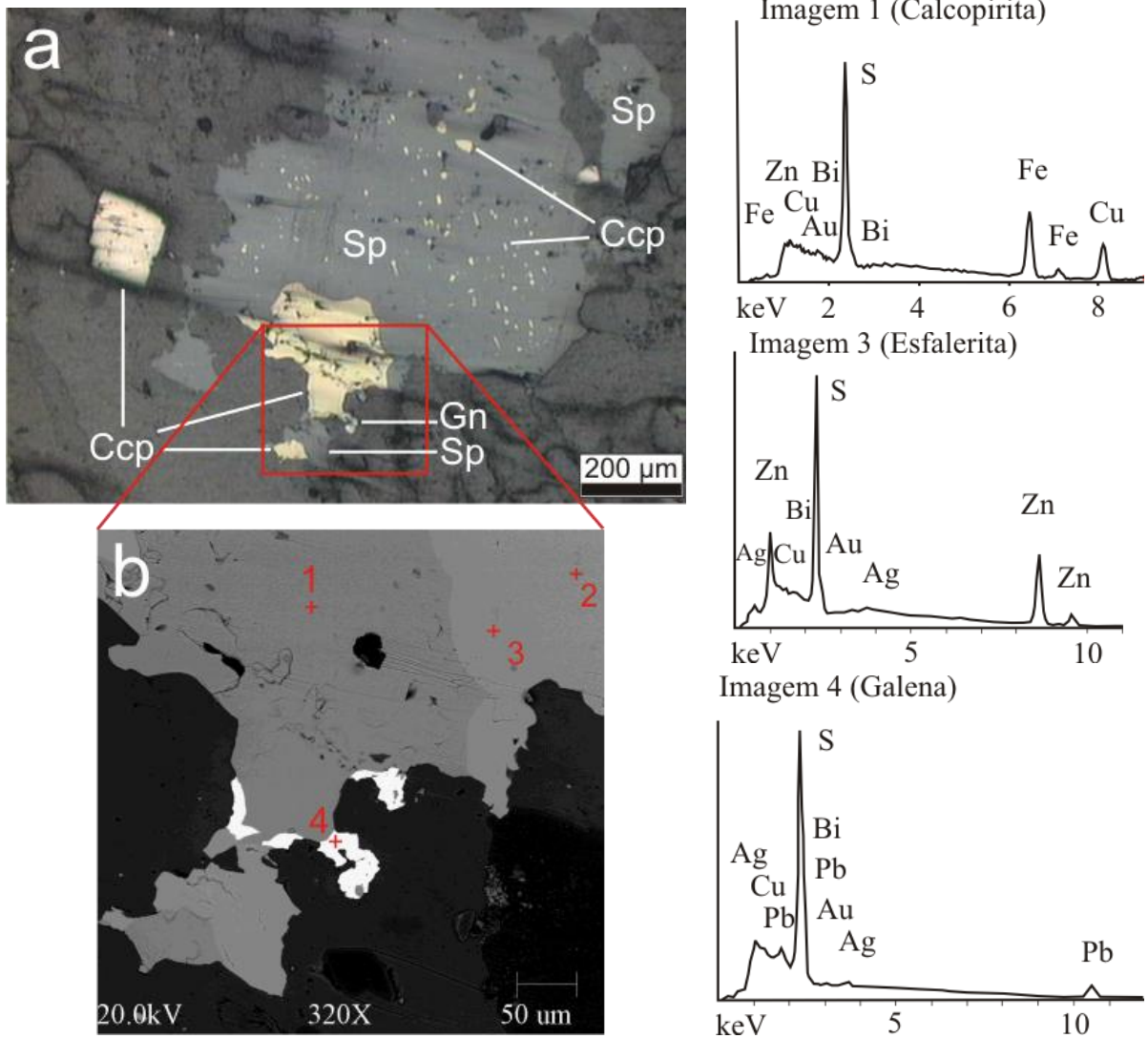


Figura 5.20- a) Fotomicrografia de cristais de esfalerita, calcopirita e galena (2,5X-LR-NP). b) Detalhe em imagem de elétrons retroespalhados de cristal de calcopirita substituído por esfalerita em maior proporção e galena. Sp (esfalerita), Ccp (calcopirita) e Gn(galena).

5.4- SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DO DEPÓSITO SÃO JORGE

Os dados petrográficos e texturais das rochas graníticas e hidrotermais que compõem o depósito aurífero São Jorge permitiram estabelecer uma provável sequência paragenética dos minerais primários (magmáticos), hidrotermais (minerais de minério e de ganga) e secundários que ocorrem no depósito (Fig. 5.21).

No granito São Jorge Jovem não ou pouco alterado, observam-se minerais primários magmáticos, tais como feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio e titanita. Minerais primários (feldspato potássico, plagioclásio e quartzo) ocorrem como minerais reliquiais nas rochas moderadamente alteradas. O evento hidrotermal, que afetou o granito São Jorge Jovem, resultou na geração de neo-minerais a partir da desestabilização dos minerais preexistentes. Os minerais ferromagnesianos (biotita e o anfibólio) passaram por processos de cloritização, liberando Fe^{+2} , que por sua vez foi estabilizado pela presença do SO_2 gerando magnetita, que representa o início do hidrotermalismo. O feldspato potássico foi afetado pelo metassomatismo sódico, gerando albita hidrotermal. O plagioclásio foi consumido e substituído por sericita (fengita); a descalcificação do plagioclásio resultou na formação dos carbonatos e do epidoto; o quartzo foi apenas parcialmente desestabilizado ou recristalizado. O fluido residual rico em metais liberados da rocha granítica (Au, Cu, Zn, Pb, Bi) deu origem aos veios de quartzo mineralizados. A pirita é o sulfeto mais abundante que juntamente com calcopirita, esfalerita, galena e bismutinita, de ocorrência mais restrita, constituem a fase metálica do depósito São Jorge.

Os minerais opacos se concentram nas rochas mais intensamente alteradas no centro do sistema hidrotermal. No conjunto dos minerais de ganga mais importantes em abundância, podem ser reconhecidos minerais primários (pré-mineralização), aqueles contemporâneos à mineralização (quartzo, sericita, clorita e carbonato) e os minerais tardios em relação à mineralização (vênulas de clorita, carbonato e epidoto).

A sequência paragenética definida na Figura 5.20 representa a evolução do sistema hidrotermal que se instalou nas rochas do granito São Jorge Jovem, destacando-se os três principais eventos que atuaram na área: magmatismo, hidrotermalismo e intemperismo e a conseqüente formação dos hidrotermalitos e dos veios de quartzos mineralizados. Os sulfetos apresentam-se associados à alteração fílica, juntamente com a clorita. O ouro tem sua principal associação à ocorrência de pirita, e em menor proporção ao quartzo hidrotermal, a calcopirita, bismutinita, galena e esfalerita.

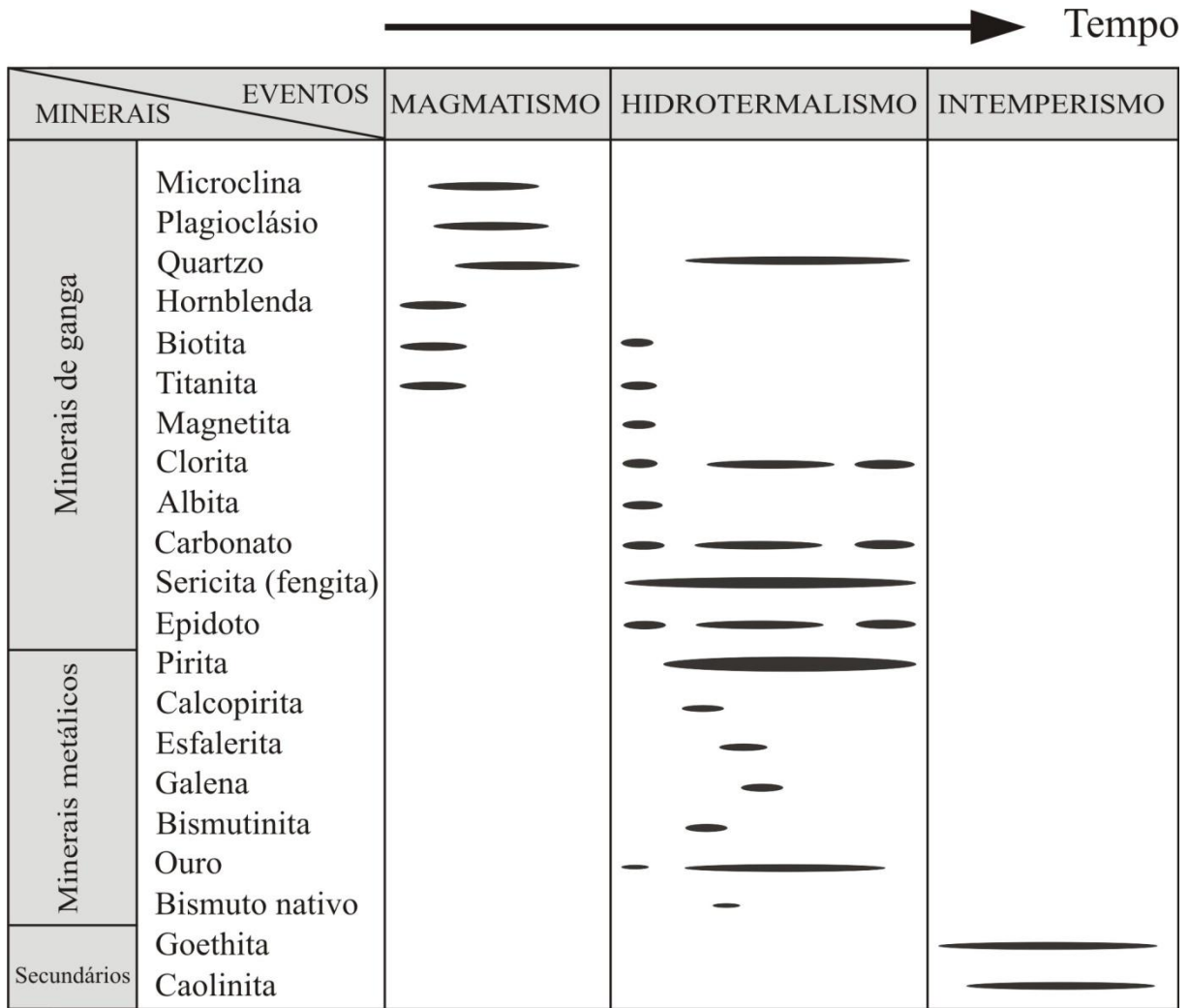


Figura 5.21- Sequência paragenética do depósito aurífero São Jorge.

6- GEOLOGIA ESTRUTURAL

Os veios mineralizados do depósito aurífero São Jorge foram condicionados pela zona de cisalhamento que afetou o Granito São Jorge Jovem, próximo ao contato com o Granito São Jorge Antigo (Borges *et al.* 2009).

No piso da cava do Wilton encontram-se importantes registros dos sistemas de fraturas e falhas que controlaram os veios mineralizados do depósito São Jorge (Fig. 6.1a-b e 6.2), os quais se apresentam impressos nos testemunhos de sondagens que interceptaram os corpos de minério. As fraturas e falhas são sub-verticais, formando feixes de estruturas que alcançam até 30m de largura. Na cava do Wilton, a densidade de fraturas varia de 1 fratura/m² nas faixas de menor teor, até 3 fraturas/m² nas porções de maior teor aurífero. Nas cavas do Wilton-W e Wilton-E, os veios mineralizados nos sistemas de fraturas e falhas persistem em profundidade (Fig. 6.3).

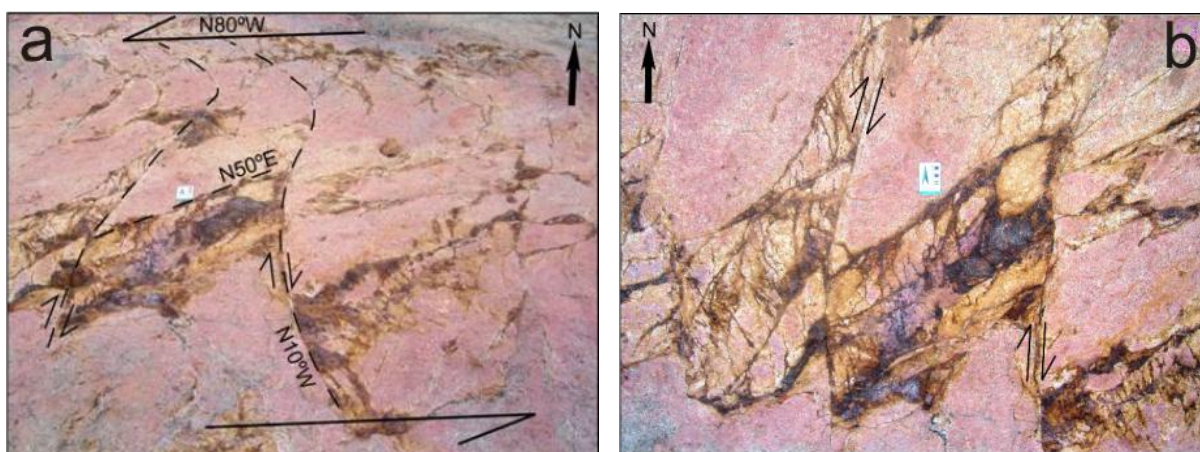


Figura 6.1- Principais direções das estruturas mineralizadas do depósito aurífero São Jorge. Fonte: arquivo Talon Metals Corp.

Duas direções principais de veios mineralizados são bem caracterizadas na área do depósito São Jorge e foram definidas nos diagramas de pólos e contornos estruturais dos veios (Fig. 6.4). Os veios mais expressivos são paralelos à direção principal do cisalhamento, com direção 280-320° Az e mergulho médio de 80° SW, enquanto que os veios menores situam-se na direção 30-60° Az com mergulho médio de 70° NW (Anexo 1).

O modelo geológico dos corpos de minério feito pela Talon Metals Corp, a partir dos testemunhos de sondagens, mostra as zonas mineralizadas mais importantes seguindo a direção principal do cisalhamento, subparalela ao eixo maior da cava do Wilton, sendo que os maiores teores foram observados na interseção entre as duas direções de venulação, formando corpos na forma de charuto (Fig. 6.5).

As duas direções dos veios são compatíveis com o sistema sinistral de Riedel, sendo

que a direção principal, variando de 280° a 320°Az, corresponde à estrutura Y(D), e a segunda direção (30° a 60°Az) compreende veios *gash* em fraturas de extensão (T). A variação angular dos veios *gash* (T) reflete a rotação a que esses veios foram submetidos durante a evolução do cisalhamento, cujo σ_1 variou de 30° a 60°Az e σ_3 de 300 a 330°Az (Fig. 6.6).



Figura 6.2- Estruturas extensionais preenchidas por quartzo e óxido de ferro na cava do Wilton-W.

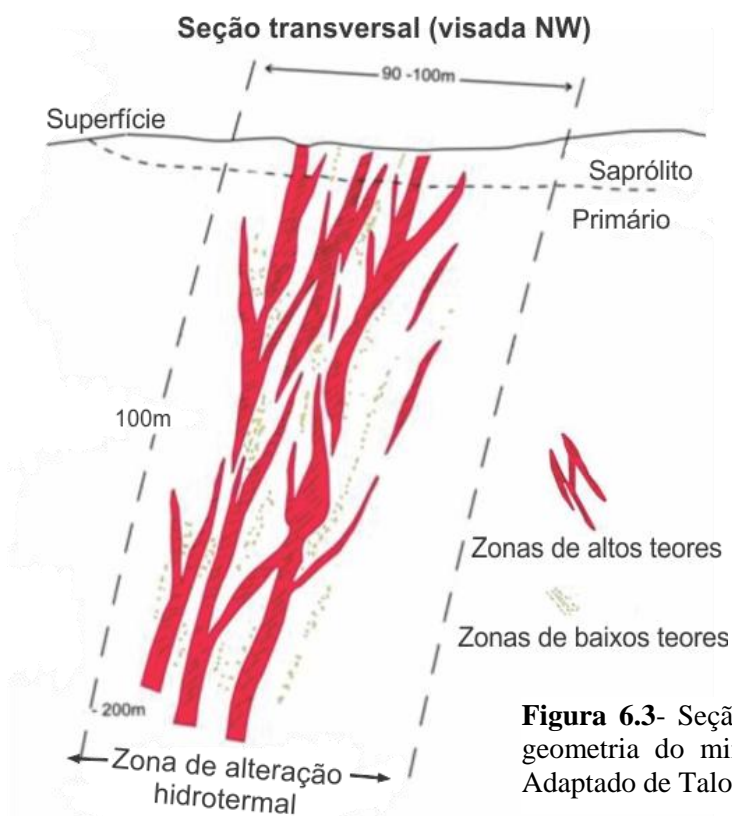


Figura 6.3- Seção transversal esquemática mostrando a geometria do minério do depósito aurífero São Jorge. Adaptado de Talon Metals Corp.

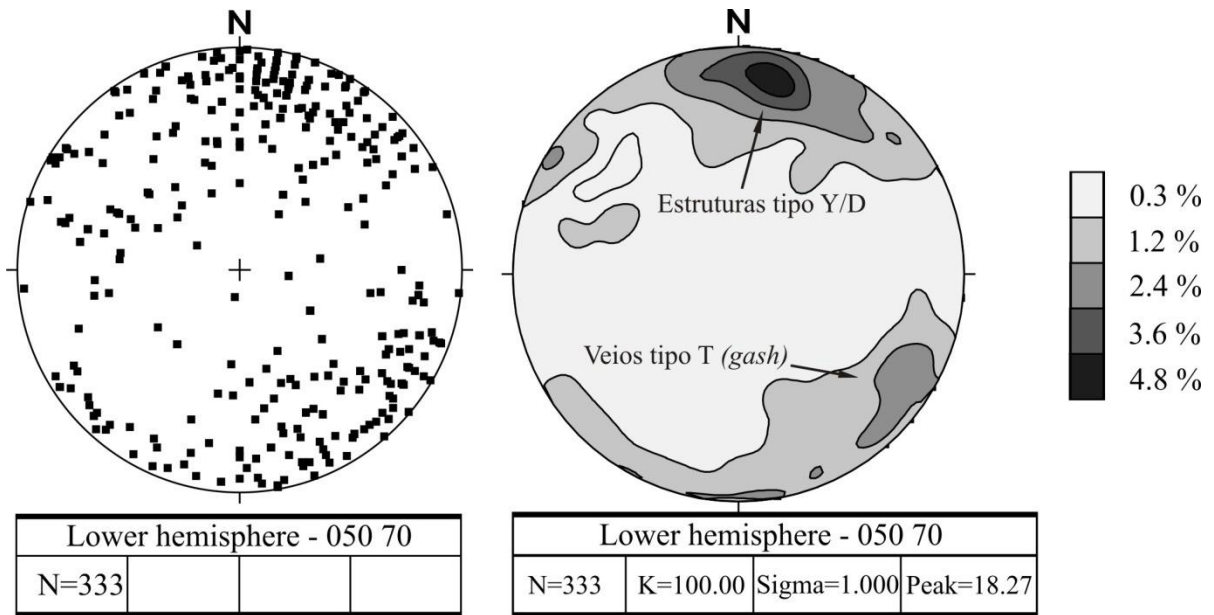


Figura 6.4- Diagrama de pólos e contornos mostrando as duas direções de venulação na cava do Wilton, a principal (Y/D) de direção NW-SE mergulhando fortemente para SW, e os veios *gash* de direção NE-SW mergulhando para NW.

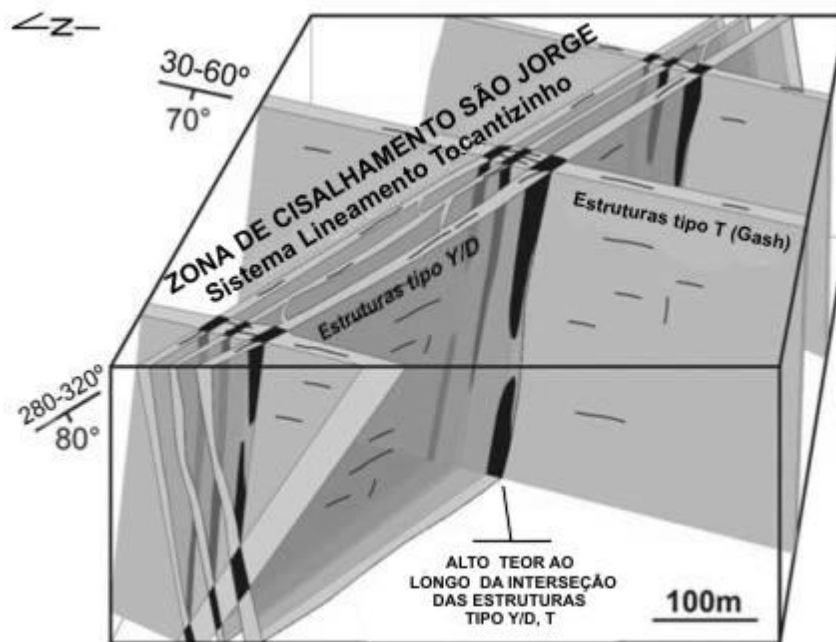


Figura 6.5- Bloco diagrama mostrando os três tipos de corpos mineralizados no depósito São Jorge: Veios principais (280-320° Az), veios *gash* (30-60° Az) e charutos de interseção (de alto teor) entre as duas direções de filões. Adaptado de Talon Metals Corp.

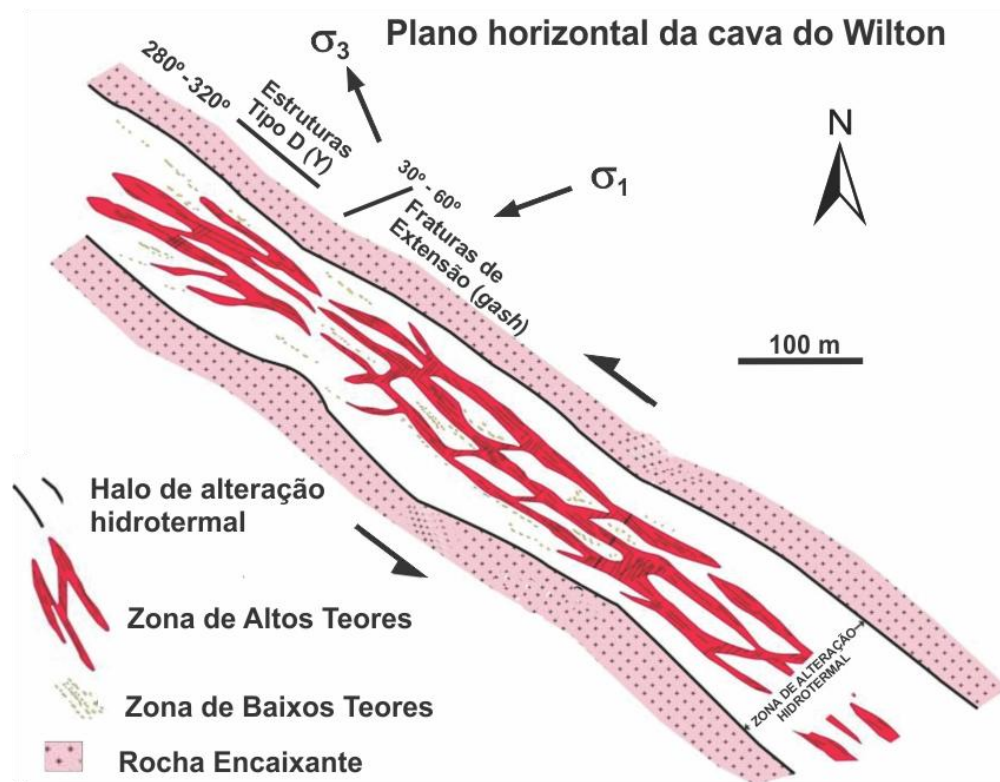


Figura 6.6- Sistema filoniano do depósito São Jorge, mostrando em planta (nível 150 m), as duas direções de venulação em relação à componente de compressão (σ_1) e de distensão (σ_3) do cisalhamento. Modificado de Talon Metals Corp.

7- SISTEMA DE FLUIDOS DO DEPÓSITO SÃO JORGE

Os fluidos mineralizantes do depósito aurífero São Jorge foram estudados com base em inclusões fluidas investigadas em lâminas bipolidas de amostras de quartzo dos veios. As atividades se dividiram em duas etapas. A primeira consistiu na descrição petrográfica das inclusões fluidas (IF), aprisionadas em cristais de quartzo dos veios mineralizados, sobretudo nas poções mais fortemente hidrotermalizadas, admitindo-se que as IF sejam representativas dos fluidos mineralizantes que deram origem ao de minério. Buscou-se nesta etapa, identificar e caracterizar os vários tipos de IF presentes, quanto ao tamanho, forma, distribuição e classificação preliminar, características necessárias para iniciar a segunda etapa, referente às análises microtermométricas. Os testes microtermométricos das IF consistiram de ciclos de resfriamento, necessários para determinar as temperaturas do ponto eutético (T_e), fusão do gelo (T_{fg}), fusão dos hidratos (T_{fh}), fusão do CO_2 ($T_{f_{CO_2}}$), fusão dos clatratos ($T_{f_{Clatratos}}$), e de ciclos de aquecimento para a obtenção das temperaturas de homogeneização do CO_2 ($T_{h_{CO_2}}$) e total (T_{h_T}). A partir das medidas, observadas por meio de mudanças de fases nas IF, foram estimadas a composição, salinidade e densidade, bem como a temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos mineralizantes, utilizando-se para tanto o programa Fincor, versão 1.4.

7.1- PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS

A petrografia das IF permitiu identificar dois tipos de fluidos presentes no sistema hidrotermal do depósito São Jorge. São eles: **Fluido aquoso não saturado** e **fluido aquocarbônico**.

As inclusões fluidas dominantes no depósito São Jorge são as IFs aquosas não saturadas, representadas tipicamente por IFs bifásicas (L+V) e menos comumente por IFs monofásicas, constituídas unicamente de fase aquosa líquida. As IFs aquocarbônicas são constituídas pelas fases $H_2O_{(L)} + CO_{2(L)} + CO_{2(G)}$ e corresponde ao segundo tipo mais comum. Embora mais raras, IF exclusivamente carbônicas também ocorrem.

As inclusões fluidas são de natureza variada, desde IF primárias, pseudo-secundárias, até secundárias, que apresentam diversidades quanto ao tamanho, forma e conteúdo, e serão detalhadas a seguir. Como as IF secundárias não representam os fluidos responsáveis pela mineralização, a sua descrição terá caráter meramente informativo, desprezando-as na fase de testes microtermométricos, quando somente foram utilizadas IF primárias e pseudo-secundárias, bem caracterizadas como representativas do(s) fluido(s) mineralizante(s).

⇒ **Inclusões Fluidas Secundárias**

São predominantemente aquosas não saturadas bifásicas (L+V), seguidas em menor número por monofásicas (L), constituindo trilhas de IF alinhadas que se desenvolveram em microfraturas hoje cicatrizadas que cortaram indiscriminadamente vários cristais de quartzo. Essas trilhas são em geral curvilíneas, principalmente quando ocorrem ao longo dos limites entre dois ou mais cristais de quartzo. São IF diminutas com formas geralmente subarredondadas e ligeiramente alongadas, cujas dimensões atingem no máximo 4 µm. O grau de preenchimento (F) das IF bifásicas situa-se em torno de 0,90 a 0,95.

⇒ **Inclusões Fluidas Pseudo-secundárias**

São bastante similares às secundárias, exibindo as mesmas formas, mas delas se diferenciam pelo fato de suas trilhas serem retilíneas e não ultrapassarem os limites dos cristais e, também, pelo tamanho, pois a maioria das inclusões não ultrapassa 2 µm, raramente atingem 4 µm.

⇒ **Inclusões Fluidas Primárias**

Ocorrem basicamente de duas formas: IF aquosas não saturadas bifásicas (L+V) e IF aquocarbônicas ($H_2O_{(L)} + CO_{2(L)} + CO_{2(G)}$).

1) Inclusões fluidas aquosas não saturadas: Correspondem ao grupo mais abundante de IF estudadas, sendo predominantemente bifásicas constituídas pelas fases líquida e vapor. Essas inclusões fluidas exibem grau de preenchimento (F) entre 0,95 e 0,90 e ocorrem com formas bastante variadas, embora prevaleçam as arredondadas e subarredondadas e, menos frequentemente, alongadas ou amendoadas, com tamanho médio de 8 µm, sendo os maiores exemplares de até 18 µm (Fig. 7.1a). Excepcionalmente algumas IF exibem $F < 0,50$, normalmente associadas com feições de estrangulamento, as quais sugerem que as inclusões foram separadas em duas partes, sendo que uma delas enriquecida na fase vapor.

Inclusões fluidas monofásicas ocorrem associadas com feições de estrangulamento de IFs aquosas bifásicas (L+V), o que, provavelmente, indica serem as IFs monofásicas produtos do desmembramento das inclusões bifásicas, isolando uma IF contendo apenas a fase líquida (Fig. 7.1b). O tamanho e forma dessas IF são bastante variados dependendo da progressão do estrangulamento.

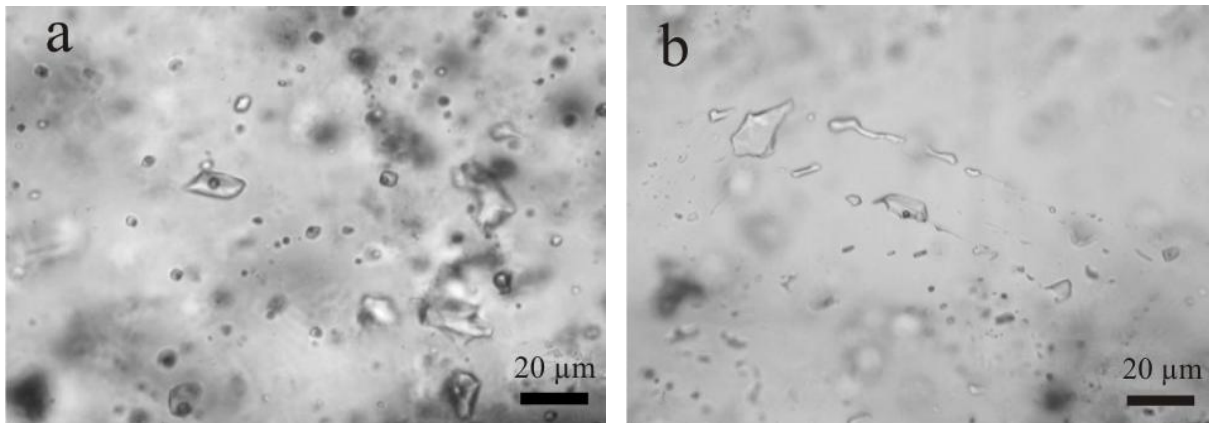


Figura 7.1- Fotomicrografias de inclusões fluidas aquosas: **a)** IF aquosas bifásicas em cristal de quartzo com $F= 0,95$ a $0,90$. **b)** IF aquosa com feições de estrangulamento gerando IF aquosas monofásicas (L) e bifásicas (L+V).

2) Inclusões fluidas aquocarbônicas: Ocorrem normalmente como IF trifásicas, ou seja, água líquida associada com CO_2 , constituído, normalmente, por duas fases imiscíveis em temperatura ambiente (CO_2 líquido e CO_2 gasoso).

As IF aquocarbônicas apresentam formas variadas, prevalecendo as subarredondadas, com grau de preenchimento variando desde 0,80 a 0,50, e tamanho máximo de $20\ \mu\text{m}$ (Fig. 7.2a). Formas irregulares, sugerindo estrangulamento, também ocorrem, embora sejam mais raras. Ocorrem ainda IF monofásicas escuras, com formas e tamanhos similares às IF trifásicas, em que o CO_2 normalmente homogêneo (líquido) ocupa aproximadamente o seu volume total (inclusão carbônica), ou seja, com F aproximadamente zero (Fig. 7.2b). Esta variação acentuada no grau de preenchimento indica provavelmente que o aprisionamento do fluido aquocarbônico pode ter ocorrido de modo heterogêneo, ou seja, as fases carbônica e aquosa já deviam estar separadas quando ocorreu o aprisionamento.

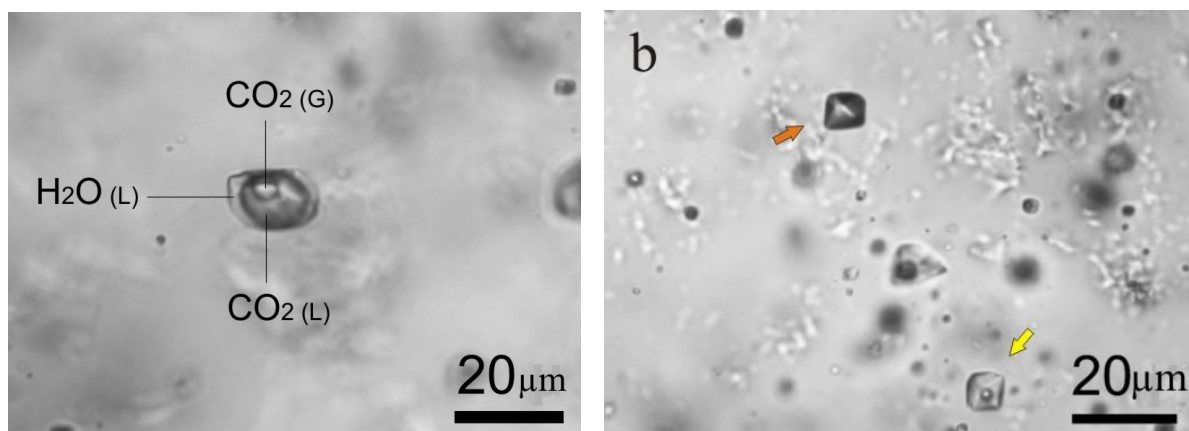


Figura 7.2- Fotomicrografias de inclusões fluidas aquocarbônicas: **a)** IF trifásicas com as fases $\text{H}_2\text{O}(\text{L}) + \text{CO}_2(\text{L}) + \text{CO}_2(\text{G})$. **b)** IF aquocarbônica com F aproximadamente zero (seta vermelha) e IF aquosa bifásica (seta amarela).

7.2- MICROTERMOMETRIA

Os testes microtermométricos (Anexo 2) foram realizados principalmente em inclusões fluidas primárias e pseudo-secundárias que devem representar os fluidos mineralizantes. Algumas IFs bifásicas secundárias foram tratadas microtermometricamente para comparação com as primárias e pseudosecundárias.

As temperaturas do ponto eutético (Te) das inclusões aquosas bifásicas permitiram distinguir duas populações de IF, de acordo com Borisenko (1977): uma com valores predominantes entre -50 e -60 °C, caracterizando o sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2$, e outra com Te no intervalo de -15 a -40°C, caracterizando o sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl (MgCl}_2\text{-FeCl}_2)$, sendo que o Mg e Fe com menor participação em temperaturas mais altas (Figura 7.3).

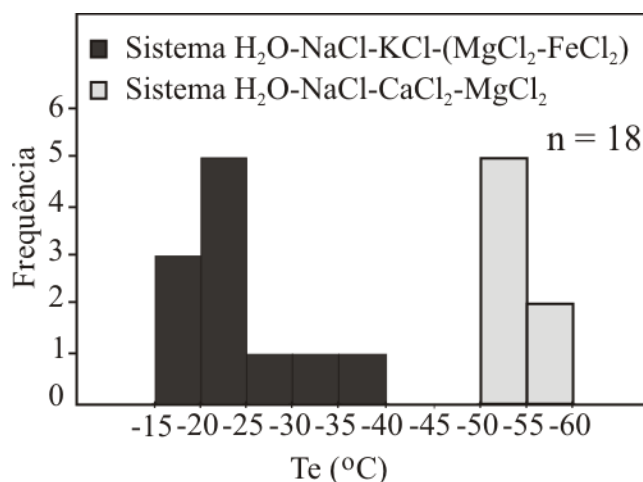


Figura 7.3- Histograma de freqüência das temperaturas eutéticas (Te) para as IF aquosas bifásicas.

As temperaturas de fusão do gelo (Tfg) das inclusões aquosas bifásicas permitiram separar duas populações de inclusões distintas: uma com valores de Tfg entre -1,6 e -10,4°C, com intervalo mais frequente entre -4 e -7°C, e outra com valores de Tfg entre -16,3 e -20,8°C (Fig. 7.4). A salinidade destas inclusões, calculadas a partir das Tfg pela equação de Bodnar (1993)*, varia de 2,74 a 14,36 % em peso equivalente de NaCl para a população de maiores valores de Tfg, e 19,68 a 22,91 % em peso equivalente de NaCl para a população de menores valores de Tfg (Fig. 7.5a-b). Apesar da diferença nos valores da salinidade, suas temperaturas de homogeneização total (Th_T) não apresentam variações expressivas, com temperaturas mínima e máxima entre 121,6°C e 235,5°C e picos entre 140°C e 200°C (Fig. 7.6).

A densidade das IF aquosas foi calculada a partir das Tfg e Th_T . Os valores encontrados situam-se nos intervalos de 0,9 a 0,98 g/cm³ para as menos salinas, e 1,0 a 1,2 g/cm³ para as mais salinas (Fig. 7.7).

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

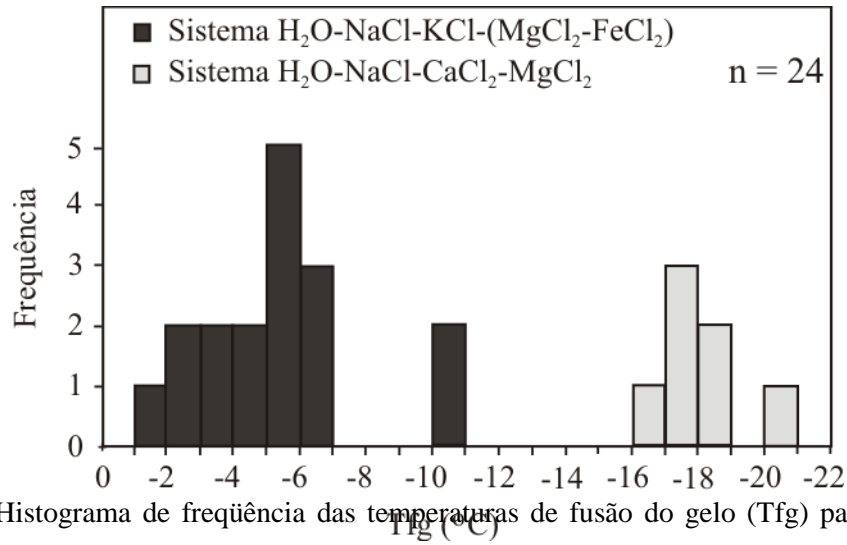


Figura 7.4- Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}) para as IF aquosas bifásicas.

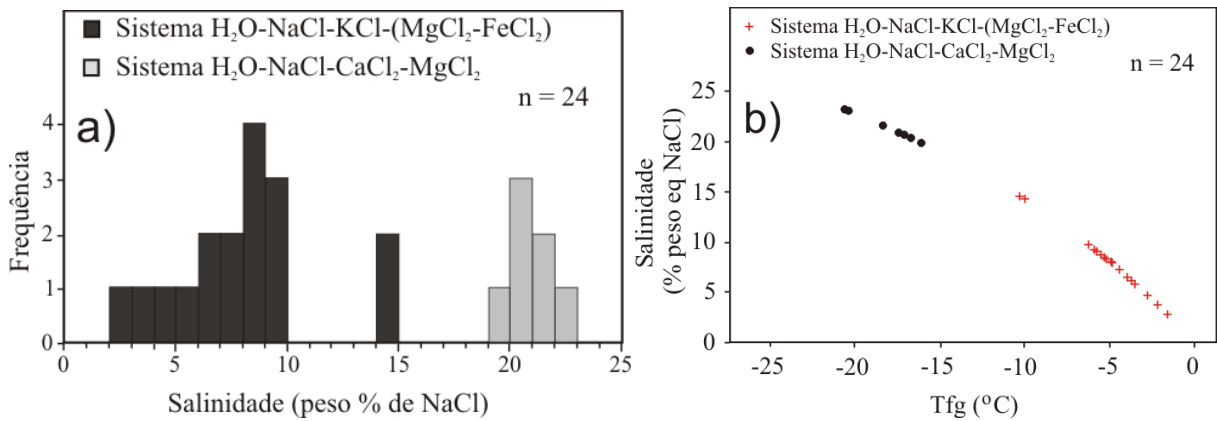


Figura 7.5- a) Histograma de frequência das salinidades para as IF aquosas bifásicas; b) representação gráfica da salinidade versus T_{fg}.

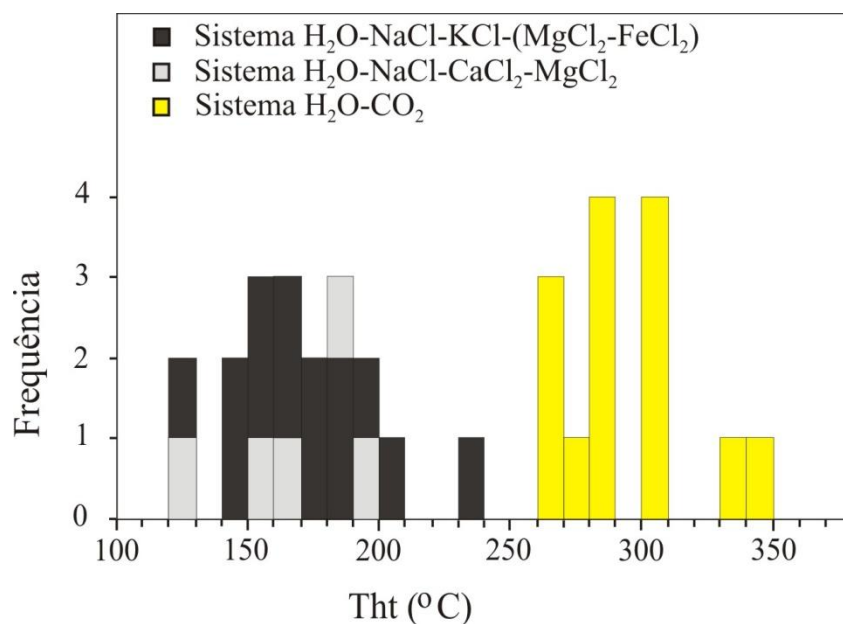


Figura 7.6- Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total (Th_T) para as IF aquosas bifásicas.

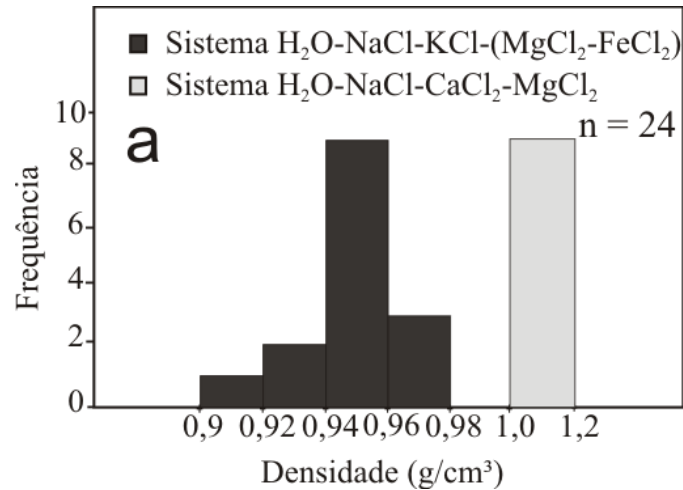


Figura 7.7- Histograma de frequência das densidades para as IF aquosas bifásicas.

As IF aquocarbônicas apresentam homogeneização da fase carbônica (Th_{CO_2}) para o estado líquido, a temperaturas entre 26 °C e 31°C, com picos entre 29 e 31°C (Fig. 7.8), bem próximos do ponto crítico do CO_2 (31,1°C). As temperaturas de fusão do CO_2 (Tf_{CO_2}) variam entre -56,1 e -57,5 °C, com maior frequência entre -56,3 e -56,9 °C (Fig. 7.9), indicando que a fase carbônica não é pura, contendo outros gases (CH_4 , N_2). As densidades das IF aquocarbônicas situam-se no intervalo de 0,6 a 0,68 g/cm³ (tabela 7.3) e suas temperaturas de homogeneização total (Th_T) variam entre 260 e 350°C, com maior frequência entre 275 e 305°C (Fig. 7.6).

Não possível medir as temperaturas do ponto eutético (Te) da fase aquosa das IF aquocarbônicas, o que tornou a estimativa de sua composição pouco precisa. As salinidades das IF aquocarbônicas foram calculadas pela equação de Bozzo *et al.* 1986* (in Parry 1986), com base no sistema H_2O-CO_2-NaCl , a partir das temperaturas de fusão do clatrato (Tf_{Clat}), cujos valores situam-se entre 2,2 e 6,9 °C (Tabela 7.3). Os valores da salinidade variam entre 5,9 e 13,0 % em peso equivalente de NaCl, com maior frequência entre 5,0 e 10,0 % peso eq. NaCl.

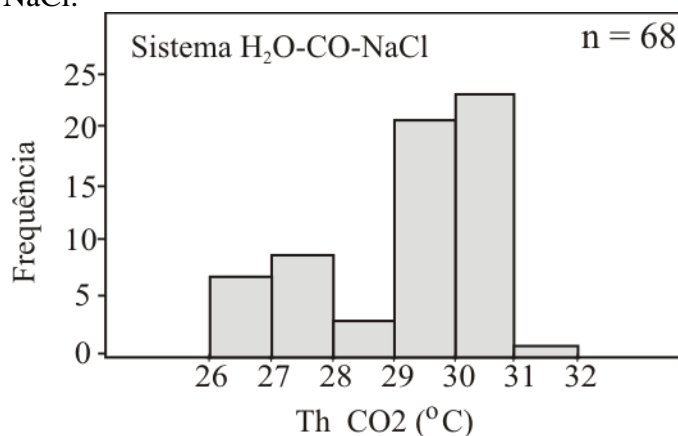


Figura 7.8- Histograma de frequência da temperatura de homogeneização do CO_2 (Th_{CO_2}) para IFs aquocarbônicas.

* Equação de Bozzo et al. (1986): % peso eq. NaCl = $15,52022 - 1,02342(Tf_{Clat}) - 0,05286(Tf_{Clat})^2$

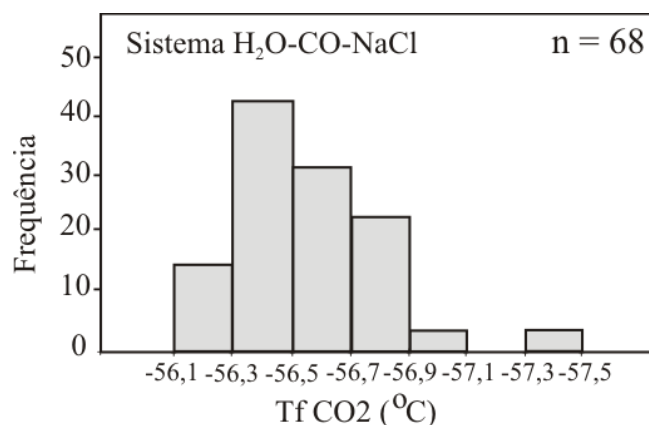


Figura 7.9: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do CO₂ (Tf_{CO₂}) para as IF aquocarbônicas.

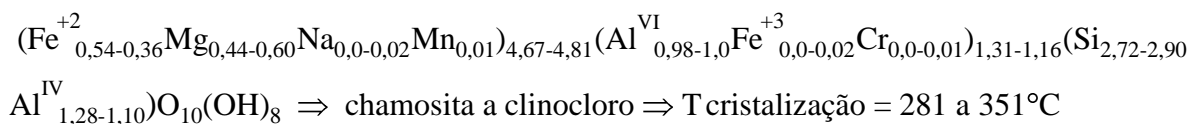
Características das Inclusões	Inclusões Aquocarbônicas						
X H ₂ O	0,86	0,81	0,84	0,83	0,93	0,93	0,92
X CO ₂	0,12	0,15	0,14	0,15	0,05	0,05	0,05
X NaCl	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fração molar do NaCl	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
Molaridade do NaCl	1,42	2,56	1,45	1,42	1,28	1,08	1,45
Salinidade (% Peso Eq. NaCl)	7,64	13,01	7,81	7,64	6,98	5,94	7,81
Tf dos Clatratos (°C)	5,9	2,2	5,8	5,9	6,3	6,9	5,8
Densidade da fase aquosa (g/cm ³)	1,05	1,09	1,05	1,05	1,04	1,03	1,05
Th do CO ₂ (°C)	29,4	29,4	29,8	29,4	27,1	30,9	30,9
Volume molar da fase CO ₂	71,15	71,15	72,86	71,15	65,13	82,7	82,7
Densidade do CO ₂	0,62	0,62	0,60	0,62	0,68	0,53	0,53
Volume da fração CO ₂ (a 30°C)	0,35	0,40	0,40	0,40	0,15	0,20	0,20
Volume molar	24,46	25,72	25,84	25,76	20,28	21,48	21,46
Densidade (g/cm ³)	0,90	0,90	0,87	0,88	0,99	0,93	0,95

Tabela 2- Características das IF aquocarbônicas obtidas pelo programa Flincor, versão 1.4. Equação de estado: Brown & Lamb (1989).

7.3- GEOTERMOMETRIA

Para estimar com maior precisão a temperatura de formação do depósito aurífero São Jorge (Anexo 3), a clorita hidrotermal foi utilizada como um geotermômetro independente para o sistema de fluidos deste depósito. Para tanto, seguiu-se 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 (Al^{IV}), e sua temperatura de formação por meio da equação $T = 321,98 Al^{IV} - 61,92$.

Foram realizadas 25 análises pontuais em cloritas hidrotermais do depósito São Jorge, sendo que somente uma análise foi descartada por apresentar desvio significativo em relação à fórmula geral das cloritas $(Fe^{+2}, Mg, Mn^{+2}, Ca)_{6-x}(Al^{VI}, Fe^{+3}, Cr^{+3})_x(Si_{4-x}Al^{IV}_x)O_{10}(OH)_8$. De acordo com a fórmula das cloritas, a quantidade de Al^{IV} que substitui o Si^{+4} deve corresponder à quantidade de cátions dioctaédricos (trivalentes) que substituem os cátions trioctaédricos (bivalentes), ou seja, 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} , sendo que neste último caso não há outros cátions dioctaédricos trivalentes, na clorita, além do Al^{VI} . A fórmula mínima da clorita contém 18 átomos de oxigênio, com 8 hidroxilas. Entretanto, como a microsonda não determina o teor de H_2O , e considerando-se que a clorita contém em torno de 4 moléculas de H_2O , é normalmente utilizada, para fins geotermométricos, uma fórmula anidra para a clorita, com base em 14 átomos de oxigênio e desprezando-se as 4 moléculas de H_2O , conforme a fórmula geral $(Fe^{+2}, Mg, Mn, Ca)_{6-x}(Al^{VI}, Fe^{+3}, Cr^{+3})_x(Si_{4-x}Al^{IV}_x)O_{14}.4H_2O$. Como os teores de H_2O não foram determinados, eles não foram utilizados no cálculo das fórmulas das cloritas analisadas do depósito São Jorge, 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) (Anexo 4). A equação de Cathelineau (1988) utiliza Al^{IV} sem correção, calculado 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 do Fe^{+2} ($Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$) nas cloritas. Além disso, o Al^{IV} , nestas duas últimas equações, é calculado com base em 28 átomos de oxigênio. As temperaturas obtidas pelas três equações citadas mostram valores similares pelas equações de Cathelineau (1988) e Kranidiotis & MacLean

(1987), os quais são bem mais elevados (em torno de 40 a 80°C acima) que aqueles calculados pela equação de Zang & Fyfe (1995), conforme mostrado no anexo-4. Em razão dos valores discrepantes obtidos pela equação de Zang & Fyfe (1995), em relação às outras duas equações, optou-se pelos valores calculados a partir da equação de Cathelineau (1988).

A correção da pressão de aprisionamento das IF foi feita a partir do intervalo de temperatura, calculado pelo geotermômetro da clorita, e pelas isócoras obtidas pelos dados microtermométricos. As pressões obtidas situam-se entre 1,35 e 3,6 kb (Fig. 7.10).

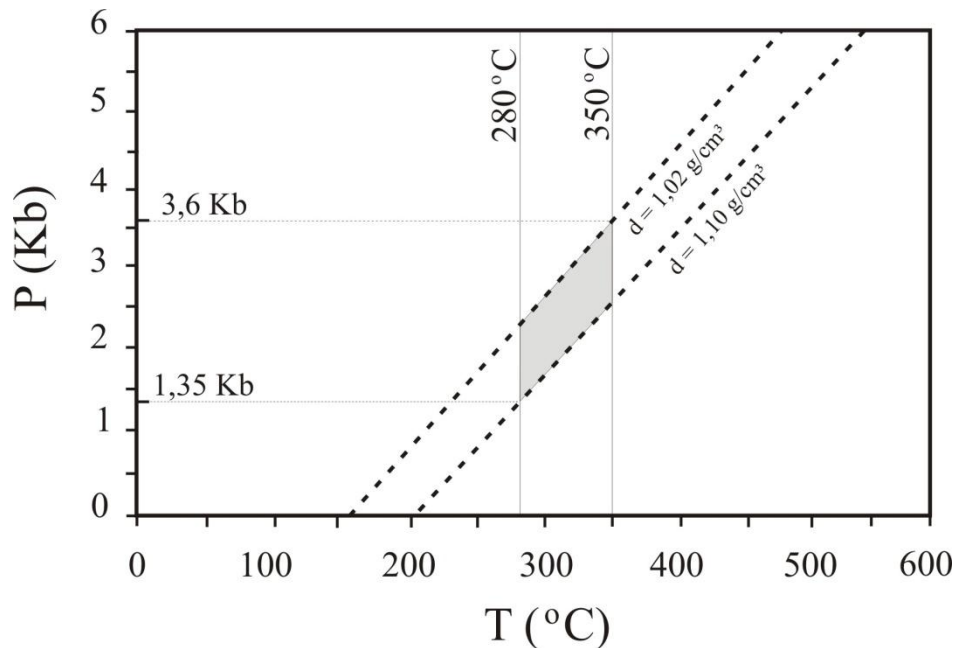


Figura 7.10- Gráfico P x T com representação das isócoras dos fluidos aquosos salinos, calculadas a partir de dados microtermométricos. A área hachurada representa os limites de P-T calculados para a mineralização do São Jorge. As linhas pontilhadas representam os fluidos aquosos salinos.

7.4- EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE FLUIDOS E MECANISMOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO MINÉRIO

O estudo das inclusões fluidas no quartzo dos veios do depósito aurífero São Jorge permitiu o reconhecimento de três tipos de fluidos, sendo dois aquosos (um de salinidade baixa a média e outro de salinidade média) e um aquocarbônico (de salinidade baixa a média).

A natureza distinta das IFs dos dois fluidos aquosos (o fluido mais salino representado por IFs primárias e pseudosecundárias e o fluido menos salino por IFs secundárias e pseudosecundárias), e suas diferentes composições (o mais salino com Ca e Mg e o menos salino com K, Mg e Fe), indicam ser dois fluidos de origem distintas. Além disso, no diagrama salinidade versus temperatura de homogeneização (Fig. 7.11) verifica-se que não há uma progressão entre os dois fluidos aquosos, o que também não favorece a cogeneticidade

entre eles. O fluido aquoso de salinidade moderada deve ser de origem magmática, ou seja, uma fase aquosa que exsolveu do magma granítico nos estágios finais de sua cristalização. Por outro lado, o fluido aquoso de baixa salinidade deve corresponder à água meteórica que infiltrou tardiamente, mas que, provavelmente, ainda interagiu com o sistema hidrotermal, como indicado pelas inclusões pseudosecundárias que sofreram estrangulamento. A ampla variação nos valores da salinidade deste fluido pode ter sido causada pela mistura com o fluido mais salino, aumentando sua salinidade e baixando a temperatura do fluido salino. Esta situação é compatível com as pressões de 1,35 a 3,6 kb calculadas para o aprisionamento dos fluidos hidrotermais, as quais sugerem, pelo menos para o limite inferior das pressões, um sistema magmático-hidrotermal raso e, portanto, suscetível à interação com água meteórica.

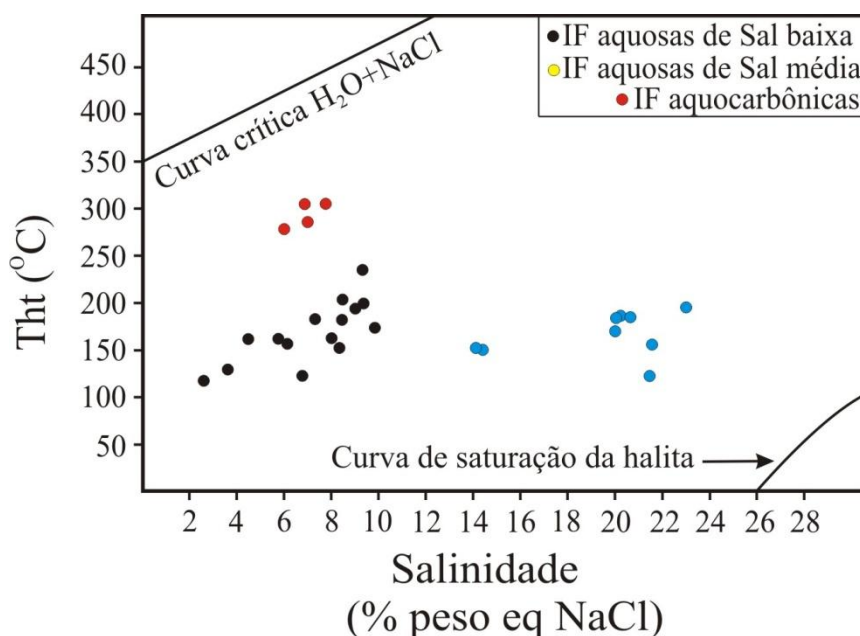


Figura 7.11- Diagrama Salinidade x Tht destacando os fluidos aquosos bifásicos e os fluidos aquocarbônicos.

O fluido aquocarbônico ocorre como agrupamentos de IF primárias e pseudosecundárias de salinidade baixa a moderada, normalmente associadas às IF aquosas de salinidade moderada. Estes dois tipos de IF ocorrem normalmente misturados, mas sempre em campos com a predominância de um ou outro tipo, indicando que foram aprisionados simultaneamente. Entretanto, a marcante diferença no intervalo das temperaturas de homogeneização total (Tht) desses dois tipos de fluidos (120-230°C para o aquoso salino e 260-350°C para o aquocarbônico) não favorece uma origem comum para eles. Os dois tipos de fluidos parecem ter sido canalizados pela zona de cisalhamento São Jorge, mas o fluido aquocarbônico, de maior temperatura, deve ter sido captado em maior profundidade. A expressão regional do lineamento Tocantinzinho sugere que ele também deve ser uma

descontinuidade profunda. O fluido aquocarbônico pode ser um fluido metamórfico profundo ou um fluido magmático da crosta inferior ou do manto superior captado pela zona de cisalhamento.

A atuação inicial do fluido aquoso começa com hidrólise e desestabilização dos minerais ferromagnesianos (anfíbólio e biotita) que são substituídos por clorita, carbonato e magnetita. Takagi & Tsukimura (1997) argumentaram que a oxidação do ferro ferroso liberado durante a desestabilização dos minerais ferromagnesianos, provocada pelo SO_2 em magmas graníticos oxidados, favorece a formação de magnetita, com redução da $f\text{O}_2$ do fluido. A atuação do fluido aquocarbônico, que se misturou ao fluido aquoso, favoreceu a formação de carbonato presente nas assembléias minerais de alteração do halo hidrotermal. O processo de hidrólise continua com reações de saussuritização dos feldspatos + albitização do feldspato potássico, que também provocaram diminuição da $f\text{O}_2$ e aumento de pH do fluido. O pico do processo hidrotermal foi caracterizado pela progressão e expansão da hidrólise que resultou em expressiva alteração fílica, acompanhada por sulfetação e deposição de minério aurífero.

O fluido mineralizante (aquoso salino) transportou os metais (Cu, Au, Bi, Zn, Pb), o cloro e o enxofre oxidado (SO_2), enquanto que o fluido aquocarbônico, mais reduzido, transportou maior parte do CO_2 e enxofre reduzido (H_2S). Seward (1984) demonstrou que abaixo de 350°C o ouro normalmente é complexado por tiocomplexos, principalmente $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ e $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$, que devem ter sido os principais agentes de transporte do ouro no sistema do São Jorge, já que a faixa de temperaturas obtidas para este sistema situou-se entre 280 e 350°C .

De acordo com Romberger (1990), a desestabilização dos tiocomplexos auríferos, e a conseqüente deposição do ouro, são favorecidos com redução de pH e $f\text{S}_2$ e aumento de $f\text{O}_2$. A oxidação inicial do fluido, com aumento de $f\text{O}_2$ e formação de magnetita hidrotermal, deve ter provocado deposição da primeira geração de ouro, conforme ilustrado na Fig. 5.15 (capítulo 5), que mostra uma partícula de ouro inclusa em cristal de magnetita. Entretanto, a deposição de ouro provocada por oxidação parece ter sido restrita. A principal deposição de ouro ocorreu no pico do processo hidrotermal, quando houve a mistura do fluido aquoso com o aquocarbônico e água meteórica acompanhado por alteração fílica e sulfetação (Fig. 7.12). A alteração fílica provoca, por meio de hidrólise, aumento do pH e redução de $f\text{O}_2$ que, por si só, provoca pequena diminuição na solubilidade dos tiocomplexos e não favorece a deposição significativa de ouro. Entretanto, a associação de mistura de fluidos com hidrólise e sulfetação

provoca aumento de fO_2 e redução de pH e fS_2 , o que pode causar drástica diminuição na solubilidade dos tiocomplexos auríferos e representa um importante mecanismo indutor da deposição de ouro em diversos tipos de depósitos auríferos sulfetados. Além disso, a infiltração de água meteórica ajudou a resfriar o sistema hidrotermal e, portanto, também a deposição do minério aurífero (Fig. 7.12).

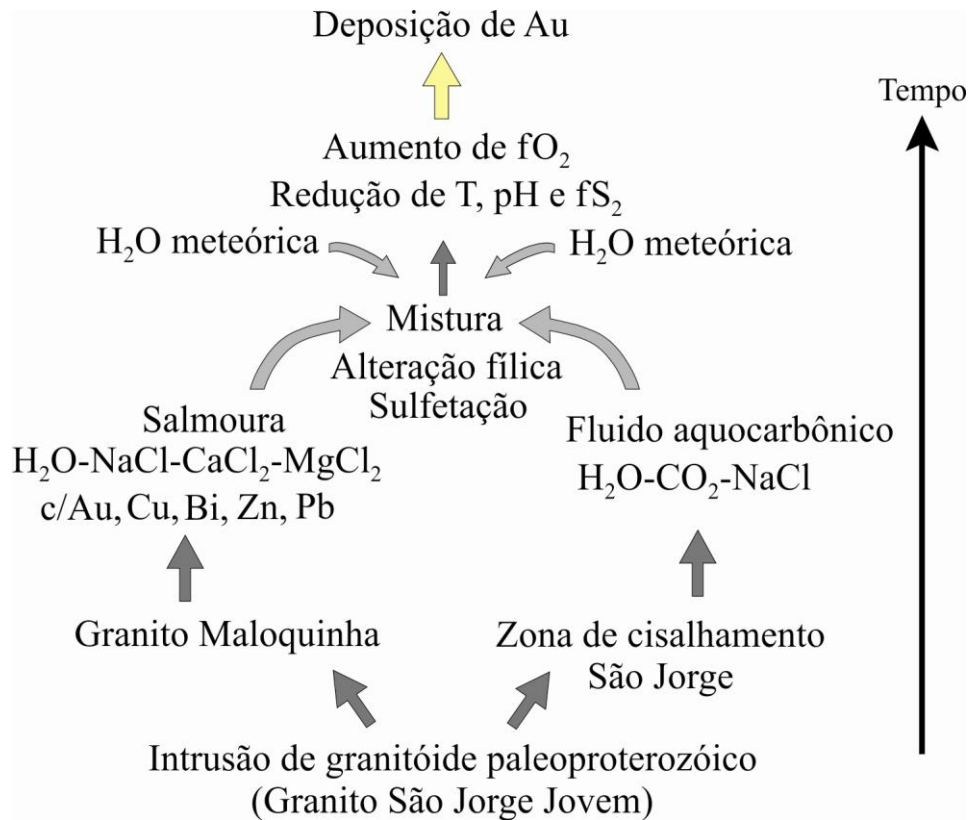


Figura 7.12- Evolução do sistema de fluidos do depósito aurífero São Jorge, mostrando a interação de três tipos de fluidos (salmoura magmática, fluido aquocarbônico e água meteórica), associada com alteração fílica e sulfetação, provocando deposição de minério aurífero.

8- MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO SÃO JORGE

Os dados obtidos e aqui apresentados permitem sugerir o seguinte modelo genético para o depósito São Jorge:

O estilo filoniano do depósito, as rochas graníticas hospedeiras dos corpos mineralizados, os tipos de alteração hidrotermal, a associação metálica Au(Cu-Zn-Pb-Bi) e o fluido mineralizante (aquoso de origem magmática), são compatíveis com uma relação genética da mineralização com magmatismo granítico (*Intrusion-related gold deposit*), segundo Sillitoe (1991). Por outro lado, a ocorrência de fluido aquocarbônico de temperatura de homogeneização mais alta, captado em profundidade pela zona de cisalhamento que controlou a forma e distribuição dos corpos de minério, favorecem o modelo orogênico mesozonal de Groves *et al.* (1998). A salinidade das IF aquocarbônicas é elevada (5,9 a 13,0 % peso equiv. NaCl) em comparação aquelas tipicamente associadas aos depósitos orogênicos (2,0 a 5,0 % peso equiv. NaCl), mas a mistura com o fluido aquoso magmático de maior salinidade (19,7 a 22,9 % peso equiv. NaCl) poderia ter causado a elevação da salinidade do fluido aquocarbônico. Neste modelo híbrido, o granito forneceu o fluido mineralizante, os metais e calor para movimentar o sistema hidrotermal, enquanto que o cisalhamento forneceu o fluido aquocarbônico, os canais de circulação para os fluidos e as armadilhas estruturais para a mistura dos fluidos e deposição do minério. Além dos fluidos aquoso magmático e aquocarbônico que se misturaram na área do depósito São Jorge, deve ter havido infiltração de água meteórica que ajudou no resfriamento do sistema hidrotermal e, conseqüentemente, na deposição do minério.

O cisalhamento São Jorge faz parte do lineamento regional Tocantinzinho que afetou a parte leste da Província Tapajós na direção NW-SE. Como os granitos São Jorge Jovem e São Jorge Antigo foram afetados pelo cisalhamento, a relação genética da mineralização com o granito hospedeiro (São Jorge Jovem), embora possível, é pouco provável, pois, para isso, o cisalhamento teria que ter acontecido logo após a cristalização do granito, durante sua fase residual, com o granito ainda não totalmente resfriado.

Outra alternativa, mais provável, seria os fluidos mineralizantes estarem relacionados geneticamente com a fase residual de uma granitogênese mais nova que o granito São Jorge Jovem, como por exemplo o granito Maloquinha, em torno de 14 a 27 Ma mais jovem e que ocorre próximo, ao norte e sudoeste, da área São Jorge (Fig. 3.1). O evento Maloquinha foi bastante expressivo na Província Tapajós e seu potencial aurífero foi bem demonstrado por Juliani *et al.* (2005) para depósitos epitermais relacionados a este evento magmático. O fluido

aquoso de salinidade média (14 a 26% peso equiv. NaCl), considerado como o fluido mineralizante do depósito São Jorge, pode ter sido mais salino em sua fonte magmática (granito Maloquinha) e diluído ao longo de seu trajeto até o depósito São Jorge.

Este modelo compreende os seguintes estágios (Fig. 8.1).

- 1) Cristalização do granito São Jorge Jovem (hospedeiro da mineralização) em 1891 Ma.
- 2) Cisalhamento São Jorge com circulação de fluido aquocarônico e cristalização do granito Maloquinha (provável fonte do fluido mineralizante), em 1864 a 1877 Ma.
- 3) Circulação dos fluidos residuais do granito Maloquinha e do fluido aquocarônico, pelas falhas e fraturas do cisalhamento, que se misturaram na área do depósito São Jorge.
- 4) Infiltração de água meteórica que ajudou no resfriamento do sistema hidrotermal do São Jorge.
- 5) Deposição do minério aurífero em zonas de transtensão do cisalhamento, no contato do Granito São Jorge Jovem e São Jorge Antigo.

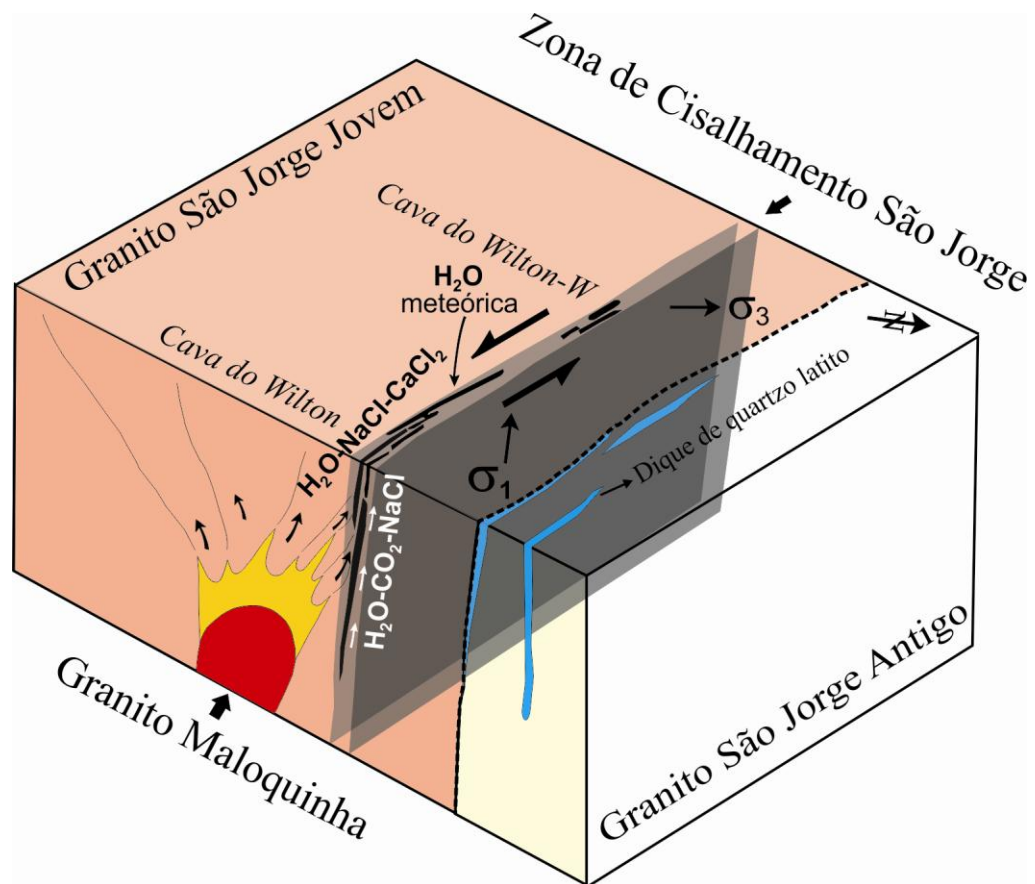


Figura 8.1- Modelo genético híbrido do depósito São Jorge, mostrando a fonte magmática das salmouras metalíferas (granito Maloquinha) e o fluido aquocarônico que circularam e se misturaram na zona de cisalhamento que condicionou os corpos de minério hospedados no granito São Jorge Jovem.

9- PRINCIPAIS CONCLUSÕES

As principais conclusões obtidas nesta dissertação foram:

- O depósito aurífero São Jorge compreende um sistema filoniano hospedado no contato do principal *stock* do granito São Jorge Jovem com o granito São Jorge Antigo, ambos de idade paleoproterozóica, de filiação cálcio-alcálica, oxidados, tipo I, típicos de arcos magmáticos e correlacionáveis aos eventos Creporizão (São Jorge Antigo) e Tropas (São Jorge Jovem).
- O *stock* hospedeiro do depósito São Jorge (granito São Jorge Jovem) e sua rocha encaixante (granito São Jorge Antigo) foram afetados por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral rúptil-dúctil de direção NW-SE (zona de cisalhamento São Jorge) que faz o contato entre esses dois granitos e condicionou o sistema hidrotermal do São Jorge, incluindo os veios mineralizados e os halos de alteração hidrotermal.
- A colocação do *stock* granítico hospedeiro do depósito São Jorge parece ter sido condicionada por uma descontinuidade tectônica que pode ter sido reativada pela zona de cisalhamento São Jorge.
- Os outros dois *stocks* do granito São Jorge Jovem, situados a sudeste do depósito aurífero São Jorge, tal como o *stock* hospedeiro dos corpos de minério, estão alojados no contato entre as fácies biotita-leucomonzonito a sienogranito e anfibólio-biotita-quartzo monzonito a anfibólio-biotita monzogranito do granito São Jorge Antigo e, desse modo, são alvos potenciais para exploração de depósitos auríferos.
- O sistema filoniano do depósito São Jorge compreende três tipos de corpos mineralizados: 1) veios principais NW-SE (Y/D de Riedel), 2) veios *gash* NE-SW, 3) *pipes* de alto teor (interseção entre os veios principais e os *gash*). Nos halos de alteração, que envolvem os filões e os *pipes*, ocorrem vênulas *stockwork* e minério disseminado de baixo teor.
- O minério é somente aurífero e sulfetado, constituído por pirita e, em menor quantidade, calcopirita, esfalerita, bismutinita, galena e ouro. A ganga é constituída principalmente por quartzo, sericita (fengita), clorita e carbonato.
- Em escala macroscópica, dos corpos de minério, a alteração hidrotermal é filoniana. Entretanto, em escala mesoscópica e microscópica, as amostras dos halos de alteração apresentam, predominantemente, aspecto penetrativo. Três tipos de alteração foram identificados: 1) cloritização + carbonatização iniciais, acompanhado por magnetita, como produto de alteração dos minerais ferromagnesianos do granito; 2) saussuritização

dos feldspatos e albitização do feldspato potássico; 3) Alteração fílica: sericita (fengita) + quartzo + pirita + carbonato. Alteração venular, representada por clorita e epidoto + carbonato, ocorrem em escala microscópica e mais raramente em escala mesoscópica.

- Três tipos de fluidos foram identificados no depósito São Jorge: 1) fluido aquoso do sistema $H_2O-NaCl-KCl(MgCl_2-FeCl_2)$, de salinidade baixa a média, interpretado como água meteórica; 2) fluido aquoso do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2-MgCl_2$, de salinidade média, interpretado como de origem magmática; 3) Fluido aquocarbônico, incluído aproximadamente no sistema H_2O-CO_2-NaCl , de origem possivelmente metamórfica, proveniente do manto superior ou crosta inferior.
- As condições T-P para o depósito São Jorge, estabelecidas pelo geotermômetro da clorita e isócoras obtidas pelos dados microtermométricos, situam-se entre 280 e 350°C e 1,35 a 3,6 kb.
- O ouro deve ter sido transportado como tiocomplexo, principalmente $Au(HS)_2^-$ e $HAu(HS)_2^0$, e dois mecanismos principais provocaram a precipitação de ouro primário, gerando duas gerações auríferas: 1) oxidação, com aumento de fO_2 e formação de magnetita (primeira geração de ouro); 2) Mistura de três tipos de fluidos (salmoura magmática, aquocarbônico e aquoso meteórico), acompanhada por alteração fílica + sulfetação, com redução de fS_2 (segunda e principal geração de ouro).
- Um modelo genético híbrido, entre os depósitos auríferos relacionados à intrusão de granitóides e os depósitos orogênicos, foi proposto para o depósito aurífero São Jorge. Os fluidos mineralizantes (salmouras magmáticas) foram relacionados ao granito Maloquinha, enquanto que o fluido aquocarbônico foi relacionado ao cisalhamento São Jorge que condicionou os corpos de minério e por onde os dois fluidos circularam e se misturaram. Um modelo semelhante, denominado lode-porfirítico, foi proposto por Santos (1995) e Santos *et al.* (1998), para o depósito aurífero do Cumaru, hospedado no granodiorito homônimo de idade 2,82 Ga, intrusivo nas rochas do *greenstone belt* Gradaus ao sul da Província Carajás.

REFERÊNCIAS

- 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. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Brasília: PROMIM Tapajós/CPRM.
- Almeida, M.E.; Ferreira, A.L.; Brito, M.F.L.; Monteiro, M.A.S. 2001. Evolução tectono-estrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos estados do Amazonas e Pará. In: Reis, N.J. & Monteiro, M.A.S. Contribuições a Geologia da Amazônia, v2. Manaus, SBG-NO, p. 57-112.
- Bahia, R.B.C. & Quadros, M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C). Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Brasília: PROMIM Tapajós/CPRM.
- 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.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **57**: 683-684.
- Borges, A.W.G.; Santos Junior, P.S.M.; Santos, M.D.; Brito, P.I. & Serra, V.F.H. 2009. Controle magmático e estrutural do depósito aurífero São Jorge, Província Tapajós. XI Simpósio de Geologia da Amazônia. SBG-NN. Manaus-AM.
- Borges, R.M.K.; Dall'Agnol, R.; Lamarão, C.N.; Figueiredo, M.A.B.; Leite, A.A. DA Silva; Barros, C.E. de Mesquita & Costi, H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Ver. Bras.Geoc.*, 39 (2): 375-393.
- 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.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S., Popini M.V.F., 1997. Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha, registro de magmatismo tipo-A na Província do Tapajós. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 6. Salvador. Anais... Salvador: SBGq. 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 Symposium on Isotope Geology, 2. Córdoba-Argentina. Extend Abstracts... Córdoba-Argentina, p. 40-43.
- Brown, P.E. & Lamb, W.N. 1989. Flincor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineral*, **74**: 1390-1393.
- Burrows, D.R. & Spooner, E.T.C., 1985. Generation of an Archean H₂O-CO₂ fluid enriched in Au, W and Mo by fractional crystallization in the Mink Lack intrusion, N.W. Ontario: Geological Society of America, Abstracts with Program, v. 17, p. 536.
- Cassidy, K.F.; Groves, D.I.; McNaughton, N.J. 1998. Late-Archean granitoid-hosted lode-gold deposits, Ylgarn Craton, Western Australia: Deposit characteristics, crustal architecture, and implications for ore genesis. *Ore Geol. Rev.* **13**: 65-102.
- 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: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7., *Resumos...*, Belém. 1 CD-ROM.
- Colvine, A.C.; Andrews, A.J.; Cherry, M.E.; Durocher, M.E.; Fyon, A.J.; Lavigne, H.J.; Macdonald, A.J.; Marmont, S.; Poulsen, K.H., Springer, J.S. and Troop, D.G., 1984. A integrated model or the origin of Archean lode gold deposits: Ontario Geological Survey, Open File Report 5524, 99 p.
- 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 XXXI International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil . 1 CD ROM.
- 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. V. 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*, v 69, p. 325-347.
- Dall'Agnol, R.; Silva, C.M.G.; Scheller, T. 1999. Fayalite-hedembergite rhyolites of Iri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism. In: *Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 1. Boletim de Resumos..., Gramado.
- 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. Brás. Geoc.* **28**(3):397-404.
- 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.
- 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.
- Ferreira A.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Lopes R.C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21 - Tapajós. In: Schobbenhaus, C. et al. (Ed.) *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Sistema de informações geográficas – SIG*. Programa Geologia do Brasil. Brasília, Brasília: CPRM, 1 CD-ROM.
- Figueiredo, R.F. 2000. *Minérios e ambiente*. Campinas, Editora da UNICAMP. 401p.
- Figueiredo, M.A.B.M.; Dall'Agnoll, R.; Lamarão, C.N.; Oliveira, D.C.O. 2003. Petrologia magnética do Granito São Jorge Antigo, Província Aurífera do Tapajós. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2):149-158.
- Forman, J.H.A.; Nardi, J.I.S.; Marques, J.P.M.; Lima, M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Iri/Curuá*. Belém: SUDAM/GEOMINERAÇÃO. 62 p.
- Goldfarb, R.J.; Baker, T.; Dube, B.; Groves, D.I.; Hart, C.J.R.; Gosselin, P. 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: *Economic Geology, one hundredth anniversary volume*, 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.
- Henley, R.W. 1973. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geology*, **11**: 73-87.
- Hodgson, C.J., 1982. Gold deposits of Abitibi Belt, Ontario, in Wood, J.; White, O.L.; Barlow, R.B. and Colvine, A.C., eds., Summary of field work, 1982, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, p. 192-197.
- Hodgson, C.J. and Macgeehan, P.J., 1982. A review of the geological characteristics of “gold only” deposits in the Superior Province of the Canadian Shield, in Hodder, R.W. and Petruk, W., eds., *Geology of Canadian Gold Deposits*; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24, p. 211-228.
- Hodgson, C, J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geol. Rev.* **4**: 231-273.
- 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.; Corrêa Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Nunes, C.M.D. 2002. The Batalha Au-Granite system - Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, **119**: 225–256.
- Juliani, C; Monteiro, L.V.S; Bettencourt; J.S; Corrêa Silva, R.H. 2004a. 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.; Bettencourt, J.S.; Monteiro, L.V.S. 2004b. Modelos conceituais de depósitos paleoproterozóicos high- e low-sulfidation (Au; Cu-Mo±Au) e do tipo pórfiro (Au-Cu; Cu-Mo) na Província Aurífera do Tapajós (PA). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá. 1 CDROM.
- 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.

- Kerrick, R., 1983. Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt: Canadian Institute of Mine and Metallurgy, Special Volume 27, 75 p.
- Klein, E.L.; Vasques, M.L.; Santos, A.; Martins, R.C. 1997. Estrutural elements of the Maloquinha Intrusive Suite in Tapajós Mineral Province, northern Brazil, and the emplacement of the plutons. In II International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Brazil, p. 313-314.
- 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.; Vasques, 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. *Int. Geol. Review*, 44: 544-558.
- Kranidiotis, P. & Maclean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dogge 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: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes associados, 1. Boletim de Resumos..., Gramado. p. 93.
- Lamarão, C.N. 2000. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo Paleoproterozóico da região de Vila Riozinho, província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico, Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 2000. 285p.
- 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.
- Lamarão, C.N.; Souza, K.S.; Dall'Agnol, R. & Galarski, M.A., 2008. Granitos pórfiros da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós: petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geologia*, **38(3)**: 533-543.
- Leal, W.L.L.; Pastana, J.M do N.; João, X da S.J.; Amaral, J.F do.; Neto, C.S.S.; Silva, M da R. e; Pereira, M. do S.M. 1996. *Programa de integração mineral do município de Itaituba*. Belém: Primaz. 229p.

- Lowenstern, J. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineral. Dep.*, 36: 490-502.
- Nicholls, B.; Viana, B.H. de C. & Reinhardt, M.C. 2008. Talon Metals Corp.: São Jorge Gold Project, Pará State, Brazil, National Instrument 43-101, Second. Technical Report. Prepared by Coffey Mining Pty Ltd. 69p.
- Nunes, C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Parry, W.T. 1986. Stimulation of XCO₂, P, and fluid inclusion volume from fluid inclusion temperature measurements in the system NaCl-CO₂-H₂O. *Econ. Geol.*, 81:1009-1013.
- 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.
- Phillips, G.N. & Groves, D.I., 1983. The nature of Archean gold fluids as deduced from gold deposits of Western Australia: *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 30, p. 25-39.
- Phillips, G.N. & Groves, D.I., 1984. Fluid access and fluid-wall rock reactions in the genesis of the Archean gold-quartz vein deposit at the Hunt mine, Kambalda, Western Australia, *in* Foster, R.P., ed., *Gold '82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits: Geological Society of Zimbabwe Special Publication No. 1*, p. 389-416.
- 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.
- 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: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. SBG, Belo Horizonte, MG. Anais, p. 468.
- Ramgrab, G.E. & Santos, J.O.S. 1974. O Grupo Uatumã. In: Congresso Brasileiro de Geologia, V. 28, *Anais...*, Porto Alegre, 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: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Anais...*, Manaus, p. 519-522.
- Roberts, R.G. 1987. Archean lode-gold deposits. *Ore Deposits Models* N°11, Geoscience Canada. **14**: 37-32.
- Romberger, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In Robert, F.; Shearan, P.A.; Green, S.B. (eds). *Greenstone gold and crustal evaluation*. Nuna

- Conference Volume, Val d'Or, 1990..., Montreal Geol. Assoc. Canada, p. 61-66.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. Washington, Mineralogical Society of America, 646 p. (Reviews in Mineralogy, 12).
- Ronchi, L.H.; Dall'Agnol, R.; Araújo, T.C.; Ribeiro, V.; Lamarão, C.N.; Borges, R.M.K.; Fuzikawa, K. 2001. Fluidos relacionados às alterações hidrotermais no depósito de ouro do granito São Jorge-PA. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, SBG-NO, CD Rom, Seção temática III (Metalogênese e Geologia Econômica).
- 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, 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, 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.

- Santos, M.D. 1995. O papel dos granitóides na gênese dos depósitos de ouro tipo lode arqueano: Caso da jazida do Cumaru-Pa. Belém: Universidade de Brasília, 157p (Tese de doutorado).
- Santos, M.D.; Leonardos, O.H.; Foster, R.P.; Fallick, A.E. 1998. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 327-338.
- 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 International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. 1 CD ROM.
- Seward, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal system. In: Foster, R.P. (ed). Gold' 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, Zimbabwe, 1982. Proceedings... Rotterdam, Balkema, Geol. Soc. Zimbabwe, p. 865-181.
- 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, A.R.B. 1984. Províncias auríferas do Estado do Pará e Território Federal do Amapá. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro: SBG. V. 33, p. 3945-3948.
- 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.
- Silva, J.M. 2004. Petrogênese da mineralização aurífera filoniana do Palito (SW do Estado do Pará) e de suas rochas hospedeiras: alteração hidrotermal e gênese. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 56p. (Trabalho de Formatura).
- Sterner, S.M.; Hall, D.L.; Bodnar, R.J. 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**: 989-1006.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.
- Takagi, T & Tsukimura, K. 1997. Genesis of Oxidized- and Reduced- type Granites. *Econ. Geol.*, 92:81-86.
- 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.
- 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: Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. SBG/Núcleo Norte, Boletim de Resumos Expandidos. V. 6, 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: PROMIM Tapajós/ CPRM. 1 CD-ROM.
- Vasquez, M.L.; Klein, E.L.; Ricci, P.S.F. 2001. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Simpósio DE Geologia da Amazônia. Belém. 1 CD ROM.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Ricci, P. 2002. Granitóides póscolisionais 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.
- 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**: 229-272.
- Wood, P.C.; Thomas, A.V.; Burrows, D.R.; Macdonald, A.J.; Noble, S.R. and Spooner, E.T.C., 1984. CO₂-bearing, low-moderate salinity fluids in Archean gold-quartz-carbonate-(W-Mo) vein deposits and magmatically derived Mo, W, Ta, and Sn mineralization: Geological Society of America Abstracts with Program, v. 16, p. 700.
- Zang, W. & Fayfe, W. S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineral. Dep.*, **30**: 30-38

ANEXO 1: Medidas das atitudes dos veios mineralizados do depósito São Jorge.

Direção do mergulho	Inclinação do mergulho	Direção do mergulho	Inclinação do mergulho
50	70	228	70
210	85	30	85
130	30	60	85
317	58	210	84
185	70	165	78
174	88	205	60
180	75	100	62
165	79	230	80
175	85	290	85
188	74	215	75
200	77	240	80
195	85	300	76
177	79	306	68
358	78	20	84
315	84	270	62
312	82	80	50
342	82	80	56
173	84	115	54
142	39	165	40
160	30	112	42
200	66	315	65
195	76	130	45
24	86	300	80
154	88	290	82
174	76	205	67
348	86	240	54
130	44	105	70
340	65	207	88
186	83	200	89
190	82	250	50
195	64	340	81

Direção do mergulho	Inclinação do mergulho	Direção do mergulho	Inclinação do mergulho
195	60	225	87
55	82	218	59
5	35	201	67
10	47	231	68
148	85	40	83
277	18	354	86
120	18	190	78
60	75	220	57
300	30	215	70
326	80	310	60
142	53	25	77
290	75	322	80
220	78	345	65
115	50	335	74
275	70	167	85
105	72	165	68
105	60	185	80
115	51	160	87
215	66	215	41
82	87	170	62
98	45	195	70
100	62	170	75
110	81	174	65
107	69	190	56
276	89	170	49
325	49	215	48
330	64	185	80
355	74	160	87
360	73	215	41
335	33	195	70
230	64	170	62
215	88	170	75

Direção do mergulho	Inclinação do mergulho	Direção do mergulho	Inclinação do mergulho
145	88	174	65
200	80	190	56
170	49	27	74
215	48	310	77
262	30	242	88
163	78	164	69
335	78	335	81
5	85	325	79
320	60	319	89
315	84	342	80
330	86	195	74
305	79	105	53
205	80	292	66
180	48	58	75
185	86	182	89
310	60	50	78
180	32	188	67
350	88	230	85
350	89	230	83
320	80	188	67
10	68	240	65
330	75	215	70
180	75	225	80
57	86	142	77
18	60	16	80
205	64	145	87
205	70	300	89
121	88	235	85
120	88	300	65
170	75	122	85
125	8	154	58
128	75	125	85

Direção do mergulho	Inclinação do mergulho	Direção do mergulho	Inclinação do mergulho
128	67	310	89
42	86	10	10
186	68	48	80
360	83	15	74
210	44	5	85
185	79	180	70
300	65	315	80
45	82	195	70
40	80	280	68
210	32	345	50
215	25	45	82
170	78	190	89
240	47	95	45
225	67	35	75
220	67	295	81
190	76	295	60
290	86	210	70
45	80	190	85
235	78	195	88
335	85	165	50
215	87	162	42
135	75	190	80
185	63	156	60
180	46	3	47
180	76	318	81
224	35	340	88
225	75	145	75
225	70	120	85
238	70	240	80
230	82	295	73
255	86	195	89
355	42	55	37

Direção do mergulho	Inclinação do mergulho	Direção do mergulho	Inclinação do mergulho
178	80	213	68
148	60	170	48
86	5	210	89
215	60	298	65
345	62	195	80
125	84	180	60
158	85	305	78
195	47	280	50
200	75	360	70
180	84	355	83
190	85	320	80
345	75	335	60
195	73	10	47
210	89	138	32
180	88	354	57
190	50	315	50
170	87	310	79
335	45	311	64
340	45	332	60
350	70	340	69
70	66	320	52
297	70	279	54
300	77	334	48
307	72	288	80
192	70	115	45
205	87	278	70
165	78	195	75
12	84	300	85
155	78	290	75
178	54	117	34
180	60	108	89
204	65	120	85

Direção do mergulho	Inclinação do mergulho	Direção do mergulho	Inclinação do mergulho
307	74	280	73
185	74	310	40
185	77	190	64
213	77	345	38
193	76	153	75
128	75	165	75
306	68	215	82
291	68	40	36
350	53		

ANEXO 2- Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquosas bifásicas e aquocarbônicas.

LEITURA	Tfg (°C)	Th (°C)	Salinidade (% peso eq NaCl)	Densidade (g/cm ³)	
				Zang&Frantz	Brown&Lamb
IF-1	-5,50	182,10	8,5456	0,949	0,949
IF-2	-5,70	191,00	8,8131	0,943	0,943
IF-3	-6,10	198,00	9,3397	0,941	0,939
IF-4	-5,10	165,10	8,0022	0,959	0,962
IF-5	-5,40	179,30	8,4108	0,950	0,951
IF-6	-3,60	164,00	5,8612	0,946	0,947
IF-7	-10,40	149,70	14,3579	1,010	1,022
IF-8	-2,20	127,90	3,7080	0,961	0,964
IF-9	-3,90	158,80	6,3028	0,953	0,955
IF-10	-6,30	176,80	9,5990	0,960	0,962
IF-11	-10,20	150,60	14,1485	1,008	1,020
IF-12	-1,60	167,80	2,7371	0,922	0,922
IF-13	-18,60	121,60	21,4008	1,096	1,099
IF-14	-4,00	123,50	6,4484	0,979	0,986
IF-15	-5,50	208,50	8,5456	0,925	0,955
IF-16	-16,30	166,10	19,6827	1,037	1,050
IF-17	-2,80	158,40	4,6497	0,943	0,944
IF-18	-4,60	180,70	7,3069	0,942	0,941
IF-19	-6,00	235,50	9,2091	0,903	0,903
IF-20	-20,80	194,00	22,9137	1,051	1,051
IF-21	-17,30	181,60	20,4494	1,030	1,042
IF-22	-17,60	181,80	20,6732	1,031	1,044
IF-23	-17,00	181,00	20,2227	1,029	1,041
IF-24	-18,60	155,90	21,4008	1,062	1,072

LEITURA	TfCO₂ (°C)	Tfg (°C)	ThCO₂ (°C)	Tht (°C)	Tf_{CLAT} (°C)	Salinidade (% peso eq NaCl)	Densidade (g/cm³)
IF-27	-57,40		30,30				
IF-29	-56,70		30,30				
IF-30	-56,70		30,30				
IF-31	-56,70		30,30				
IF-32	-56,90		30,30				
IF-33	-56,90		30,30				
IF-34	-56,90		30,30				
IF-35	-57,10		29,90				
IF-36	-57,10		29,90				
IF-37	-57,10		29,90				
IF-38	-57,10		29,90				
IF-39	-57,10		29,90				
IF-40	-57,20		29,90				
IF-41	-57,00	-2,10	29,90				
IF-42	-57,30	-2,10	29,90				
IF-43	-57,10		29,40				
IF-44	-57,10		29,40				
IF-45	-56,80	-1,80	29,40				
IF-46	-56,80	-1,80	29,40		5,90	7,6420	0,8979
IF-47	-56,60		29,40				
IF-48	-56,80	-2,00	29,40		2,20	13,0129	0,9015
IF-49	-56,70		28,10				
IF-50	-56,70	-0,30	29,80		5,80	7,8062	0,8714
IF-51	-56,60	-5,10	29,40		5,90	7,6420	0,8764
IF-52	-56,50		30,50				
IF-53	-56,70		30,50				
IF-54	-56,70		30,50				
IF-55							
IF-56	-56,90	-6,00	30,60				
IF-57	-57,00		30,50				
IF-58	-57,00		30,50				

LEITURA	TfCO₂ (°C)	Tfg (°C)	ThCO₂ (°C)	Th_t (°C)	Tf_{CLAT} (°C)	Salinidade (% peso eq NaCl)	Densidade (g/cm³)
IF-59	-57,00		30,50				
IF-60	-57,00	-2,10	20,70				
IF-61	-57,20	-5,90	22,70				
IF-62	-57,20		26,90				
IF-63	-57,80	-7,70	26,90				
IF-64	-56,70	-4,60	26,90	264,50			
IF-65	-56,70	-6,10	26,90	284,80			
IF-66	-56,70	-6,10	27,10	364,90			
IF-67	-56,60	-6,10	27,10	284,00	6,30	6,9746	0,9880
IF-68	-56,70		26,90	283,00			
IF-69	-56,90		27,10				
IF-70	-56,90	-7,90	30,90	277,00	6,90	5,9419	0,9331
IF-71	-56,90		30,90				
IF-72	-56,90	-7,90	30,90	304,80	5,80	7,8062	0,9446
IF-73	-56,80		30,90				
IF-74	-56,60		30,90				
IF-75	-56,60		30,90				
IF-76	-56,60		30,90				
IF-77	-56,80		27,70				
IF-78	-56,80		27,70				
IF-79	-56,80		27,70				
IF-80	-56,80	-1,40	28,70				
IF-81	-56,80	-1,80	28,10				
IF-82	-56,80		28,90				
IF-83	-56,80		27,70				
IF-84	-56,80		29,20	280,00			
IF-85	-56,80		29,10				
IF-86	-57,00		28,70				
IF-87	-57,00		28,70				
IF-88	-57,10		27,00	245,20			

LEITURA	TfCO₂ (°C)	Tfg (°C)	ThCO₂ (°C)	Tht (°C)	Tf_{CLAT} (°C)	Salinidade (% peso eq NaCl)	Densidade (g/cm³)
IF-89	-57,00	-5,60	30,60	303,20			
IF-90	-57,10		30,60				
IF-91	-57,00		29,00				
IF-92	-57,00		31,40	266,30			
IF-93	-57,10	-3,40	27,10				
IF-94	-57,10		26,90				
IF-95	-56,40	-5,50	29,00				
IF-96	-56,40		29,40				
IF-97	-56,80	-2,30		307,80	6,4	6,8052	0,9526
IF-98	-57,00		30,00	303,20			
IF-99	-57,00		30,00	336,20			
IF-100	-56,80		30,50	340,20			

ANEXO 3- Análise química por microsonda eletrônica das cloritas hidrotermais do depósito aurífero São Jorge. Os teores de H₂O calculados não foram utilizados para o cálculo do número de cátions.

AMOSTRA	SiO ₆	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	NiO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TOTAL ÓXIDOS
SJD15/9/CHLOR/P31	28,019	18,468	0,034	0,020	20,161	19,249	0,300	0,128	0,000	0,224	0,182	11,568	98,353
SJD54/CHLOR/P32	28,534	18,432	0,035	0,018	18,963	20,143	0,257	0,209	0,080	0,000	0,195	11,671	98,537
SJD59/4-A/CHLOR/P51	24,855	19,551	0,038	0,000	27,412	12,673	0,601	0,015	0,000	0,238	0,038	10,873	96,294
SJD59/4-A/CHLOR/P52	24,967	19,901	0,008	0,060	27,734	12,868	0,694	0,039	0,000	0,439	0,143	11,027	97,880
SJD59/4-A/CHLOR/P53	25,652	20,190	0,010	0,065	27,929	13,242	0,594	0,036	0,000	0,000	0,006	11,199	98,923
SJD59/4-A/CHLOR/P54	25,576	19,781	0,032	0,000	27,529	13,354	0,633	0,060	0,020	0,199	0,016	11,129	98,329
SJD59/4-A/CHLOR/P55	26,112	19,611	0,016	0,028	27,485	13,743	0,709	0,061	0,000	0,000	0,029	11,231	99,025
SJD59/4-A/CHLOR/P56	26,178	19,555	0,000	0,009	27,323	13,891	0,585	0,001	0,000	0,000	0,035	11,223	98,800
SJD59/4-A/CHLOR/P58	26,132	20,464	0,009	0,000	27,761	13,787	0,780	0,032	0,018	0,000	0,025	11,389	100,397
SJD59/4-A/CHLOR/P59	25,846	19,754	0,007	0,000	27,580	13,913	0,770	0,034	0,023	0,199	0,030	11,252	99,408
SJD59/4-A/CHLOR/P60	26,144	19,100	0,042	0,071	25,869	14,649	0,615	0,046	0,000	0,000	0,043	11,160	97,739
SJD59/4-A/CHLOR/P61	25,765	19,865	0,012	0,000	27,311	13,332	0,556	0,037	0,000	0,278	0,037	11,152	98,345
SJD59/4-A/CHLOR/P62	25,885	19,623	0,001	0,017	28,006	14,107	0,540	0,030	0,008	0,000	0,017	11,260	99,494
SJD59/4-A/CHLOR/P63	26,619	19,121	0,000	0,046	25,774	15,059	0,553	0,041	0,057	0,039	0,005	11,282	98,596
SJD59/4-A/CHLOR/P64	26,389	19,876	0,014	0,105	27,287	13,903	0,621	0,067	0,010	0,040	0,022	11,330	99,664
SJD59/4-A/CHLOR/P65	26,714	19,289	0,000	0,006	25,877	15,140	0,641	0,026	0,023	0,357	0,069	11,370	99,512
SJD59/4-A/CHLOR/P66	26,451	19,289	0,040	0,011	26,356	15,229	0,550	0,035	0,013	0,040	0,025	11,341	99,380
SJD59/4-A/CHLOR/P67	26,283	19,361	0,023	0,000	26,617	14,343	0,602	0,032	0,000	0,000	0,005	11,224	98,490
SJD59/4-A/CHLOR/P68	25,540	19,628	0,040	0,046	27,684	13,287	0,647	0,019	0,031	0,000	0,011	11,090	98,023
SJD59/4-A/CHLOR/P69	26,068	19,434	0,000	0,000	27,084	14,559	0,618	0,022	0,046	0,000	0,017	11,260	99,108
SJD59/4-A/CHLOR/P70	26,305	19,054	0,012	0,032	25,947	15,382	0,653	0,059	0,049	0,080	0,031	11,285	98,889
SJD59/4-A/CHLOR/71R	25,931	19,851	0,000	0,000	28,456	13,683	0,528	0,000	0,069	0,000	0,008	11,279	99,805
SJD59/4-A/CHLOR/P72	26,165	20,675	0,012	0,101	27,605	13,473	0,611	0,058	0,000	0,641	0,037	11,429	100,807
SJD59/4-A/CHLOR/P73	26,008	19,148	0,029	0,006	26,322	14,968	0,622	0,026	0,010	0,000	0,008	11,206	98,353

AMOSTRA	Na	Si	Al	Mg	K	Ca	Ti	Fe	Mn	Cr	Ni	H	Cátions com base em 28 O e 8 H ₂ O
SJD15/9/CHLOR/P31	0,090	5,810	4,513	5,949	0,048	0,028	0,005	3,496	0,053	0,003	0,000	0,000	19,995
SJD54/CHLOR/P32	0,000	5,864	4,465	6,171	0,051	0,046	0,005	3,259	0,045	0,003	0,013	0,000	19,922
SJD59/4-A/CHLOR/P51	0,102	5,483	5,083	4,167	0,011	0,003	0,006	5,057	0,112	0,000	0,000	0,000	20,024
SJD59/4-A/CHLOR/P52	0,185	5,431	5,102	4,172	0,040	0,009	0,001	5,045	0,128	0,010	0,000	0,000	20,123
SJD59/4-A/CHLOR/P53	0,000	5,494	5,097	4,227	0,002	0,008	0,002	5,003	0,108	0,011	0,000	0,000	19,952
SJD59/4-A/CHLOR/P54	0,083	5,512	5,024	4,290	0,004	0,014	0,005	4,962	0,116	0,000	0,004	0,000	20,014
SJD59/4-A/CHLOR/P55	0,000	5,577	4,936	4,375	0,008	0,014	0,003	4,909	0,128	0,005	0,000	0,000	19,955
SJD59/4-A/CHLOR/P56	0,000	5,595	4,926	4,425	0,010	0,000	0,000	4,884	0,106	0,001	0,000	0,000	19,947
SJD59/4-A/CHLOR/P58	0,000	5,504	5,080	4,328	0,007	0,007	0,001	4,890	0,139	0,000	0,003	0,000	19,959
SJD59/4-A/CHLOR/P59	0,082	5,510	4,963	4,421	0,008	0,008	0,001	4,917	0,139	0,000	0,004	0,000	20,053
SJD59/4-A/CHLOR/P60	0,000	5,619	4,839	4,693	0,012	0,011	0,007	4,650	0,112	0,012	0,000	0,000	19,955
SJD59/4-A/CHLOR/P61	0,116	5,542	5,036	4,274	0,010	0,009	0,002	4,912	0,101	0,000	0,000	0,000	20,002
SJD59/4-A/CHLOR/P62	0,000	5,514	4,927	4,479	0,005	0,007	0,000	4,989	0,097	0,003	0,001	0,000	20,022
SJD59/4-A/CHLOR/P63	0,016	5,660	4,791	4,772	0,001	0,009	0,000	4,583	0,100	0,008	0,010	0,000	19,950
SJD59/4-A/CHLOR/P64	0,016	5,586	4,959	4,387	0,006	0,015	0,002	4,831	0,111	0,018	0,002	0,000	19,933
SJD59/4-A/CHLOR/P65	0,146	5,636	4,796	4,761	0,019	0,006	0,000	4,565	0,115	0,001	0,004	0,000	20,049
SJD59/4-A/CHLOR/P66	0,016	5,595	4,808	4,801	0,007	0,008	0,006	4,662	0,098	0,002	0,002	0,000	20,005
SJD59/4-A/CHLOR/P67	0,000	5,617	4,877	4,569	0,001	0,007	0,004	4,757	0,109	0,000	0,000	0,000	19,941
SJD59/4-A/CHLOR/P68	0,000	5,524	5,004	4,284	0,003	0,005	0,007	5,008	0,118	0,008	0,005	0,000	19,966
SJD59/4-A/CHLOR/P69	0,000	5,553	4,879	4,623	0,005	0,005	0,000	4,825	0,111	0,000	0,008	0,000	20,009
SJD59/4-A/CHLOR/P70	0,033	5,591	4,773	4,873	0,009	0,014	0,002	4,612	0,118	0,005	0,008	0,000	20,038
SJD59/4-A/CHLOR/71R	0,000	5,515	4,976	4,337	0,002	0,000	0,000	5,061	0,095	0,000	0,012	0,000	19,998
SJD59/4-A/CHLOR/P72	0,261	5,491	5,114	4,215	0,010	0,013	0,002	4,845	0,109	0,017	0,000	0,000	20,077
SJD59/4-A/CHLOR/P73	0,000	5,567	4,831	4,776	0,002	0,006	0,005	4,712	0,113	0,001	0,002	0,000	20,015

	SJD15/9/CHLOR/P31		SJD54/CHLOR/P32		SJD59/4-A/CHLOR/P51		SJD59/4-A/CHLOR/P52		SJD59/4-A/CHLOR/P53	
SiO₂	26,11		28,53		24,86		24,97		25,65	
Al₂O₃	19,61		18,43		19,55		19,90		20,19	
TiO₂	0,02		0,04		0,04		0,01		0,01	
Cr₂O₃	0,03		0,02		0,00		0,06		0,07	
FeO(t)	27,49		18,96		27,41		27,73		27,93	
MgO	13,74		20,14		12,67		12,87		13,24	
MnO	0,71		0,26		0,60		0,69		0,59	
CaO	0,06		0,21		0,02		0,04		0,04	
NiO	0,00		0,08		0,00		0,00		0,00	
Na₂O	0,00		0,00		0,24		0,44		0,00	
K₂O	0,03		0,20		0,04		0,14		0,01	
H₂O	11,23		11,67		10,87		0,14		11,20	
Total	99,03		98,54		96,29		87,00		98,92	
Si⁺⁴	2,90	4,0	2,93	4,0	2,74	4,0	2,72	4,0	2,75	4,0
Al^{IV}	1,10		1,07		1,26		1,28		1,25	
Al^{VI}	1,16	1,16	1,16	1,17	1,28	1,28	1,27	1,28	1,30	1,30
Ti⁺⁴	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
Cr⁺³	0,00		0,00		0,00		0,01		0,01	
Fe⁺³	-0,07	4,83	0,00	4,79	-0,03	4,75	0,01	4,78	0,00	4,67
Fe⁺²	1,75		1,63		2,56		2,51		2,50	
Mg⁺²	2,97		3,09		2,08		2,09		2,05	
Mn⁺²	0,03		0,02		0,06		0,06		0,00	
Ca⁺²	0,01		0,02		0,00		0,00		0,00	
Ni⁺²	0,00		0,01		0,00		0,00		0,00	
Na⁺	0,05		0,00		0,05		0,09		0,00	
K⁺	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00					
H⁺	8,00	4(H ₂ O)	8,00	4(H ₂ O)	8,00	4(H ₂ O)	0,01	4(H ₂ O)	8,00	4(H ₂ O)
T (° C)	290,72		281,94		343,30		351,68		341,50	

	SJD59/4-A/CHLOR/P54		SJD59/4-A/CHLOR/P55		SJD59/4-A/CHLOR/P56		SJD59/4-A/CHLOR/P58		SJD59/4-A/CHLOR/P59	
SiO₂	25,58		26,11		26,18		26,13		25,85	
Al₂O₃	19,78		19,61		19,56		20,46		19,75	
TiO₂	0,03		0,02		0,00		0,01		0,01	
Cr₂O₃	0,00		0,03		0,01		0,00		0,00	
FeO(t)	27,53		27,49		27,32		27,76		25,58	
MgO	13,35		13,74		13,89		13,79		13,91	
MnO	0,63		0,71		0,59		0,78		0,77	
CaO	0,06		0,06		0,00		0,03		0,03	
NiO	0,02		0,00		0,00		0,02		0,02	
Na₂O	0,20		0,00		0,00		0,00		0,20	
K₂O	0,02		0,03		0,04		0,03		0,03	
H₂O	11,13		11,23		11,22		11,39		11,25	
Total	98,33		99,03		98,80		100,40		99,41	
Si⁺⁴	2,76	4,0	2,79	4,0	2,80	4,0	2,75	4,0	2,75	4,0
Al^{IV}	1,24		11,21		1,20		1,25		1,25	
Al^{VI}	1,27	1,27	1,26	1,26	1,26	1,26	1,29	1,29	1,24	1,25
Ti⁺⁴	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
Cr⁺³	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
Fe⁺³	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
Fe⁺²	2,48	4,74	2,45	4,72	2,44	4,71	2,44	4,69	2,45	4,78
Mg⁺²	2,15		2,19		2,21		2,16		2,21	
Mn⁺²	0,06		0,06		0,05		0,07		0,07	
Ca⁺²	0,01		0,01		0,00		0,00		0,00	
Ni⁺²	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
Na⁺	0,04		0,00		0,00		0,00		0,04	
K⁺	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
H⁺	8,00		4(H ₂ O)		8,00		4(H ₂ O)		8,00	
T (° C)	338,61		328,22		325,31		339,98		339,01	

	SJD59/4-A/CHLOR/P60	SJD59/4-A/CHLOR/P61	SJD59/4-A/CHLOR/P62	SJD59/4-A/CHLOR/P63	SJD59/4-A/CHLOR/P64
SiO ₂	26,14	25,77	25,89	26,62	26,39
Al ₂ O ₃	19,10	19,87	19,62	19,12	19,88
TiO ₂	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,02	0,05	0,11
FeO(t)	25,87	27,31	28,01	25,77	27,29
MgO	14,65	13,33	14,11	15,06	13,90
MnO	0,62	0,56	0,54	0,55	0,62
CaO	0,05	0,04	0,03	0,04	0,07
NiO	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01
Na ₂ O	0,00	0,28	0,00	0,04	0,04
K ₂ O	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02
H ₂ O	11,16	11,15	11,26	11,28	11,33
Total	97,74	98,35	99,49	98,60	99,66
Si ⁺⁴	2,81	2,77	2,76	2,83	2,79
Al ^{IV}	1,19	1,23	1,24	1,17	1,21
Al ^{VI}	1,23	1,29	1,22	1,23	1,27
Ti ⁺⁴	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ⁺³	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ⁺³	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Fe ⁺²	2,32	2,46	2,47	2,29	2,42
Mg ⁺²	2,35	2,14	2,24	2,39	2,19
Mn ⁺²	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06
Ca ⁺²	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ⁺	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01
K ⁺	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
H ⁺	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
T (° C)	321,35	333,87	338,28	314,90	326,64

	SJD59/4-A/CHLOR/P65	SJD59/4-A/CHLOR/P66	SJD59/4-A/CHLOR/P67	SJD59/4-A/CHLOR/P68	SJD59/4-A/CHLOR/P69
SiO ₂	26,71	26,45	26,28	25,54	26,07
Al ₂ O ₃	19,29	19,29	19,36	19,63	19,43
TiO ₂	0,00	0,04	0,02	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00
FeO(t)	25,88	26,36	26,62	27,68	27,08
MgO	15,14	15,23	14,34	13,29	14,56
MnO	0,64	0,55	0,60	0,65	0,62
CaO	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02
NiO	0,02	0,01	0,00	0,03	0,05
Na ₂ O	0,36	0,04	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,07	0,03	0,01	0,01	0,02
H ₂ O	11,37	11,34	11,22	11,09	11,26
Total	99,51	99,38	98,49	98,02	99,11
Si ⁺⁴	2,82	2,8	2,81	2,76	2,78
Al ^{IV}	1,18	1,20	1,19	1,24	1,22
Al ^{VI}	1,22	1,20	1,25	1,26	1,22
Ti ⁺⁴	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ⁺³	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ⁺²	2,28	2,33	2,38	2,50	2,41
Mg ⁺²	2,38	2,40	2,28	2,14	2,31
Mn ⁺²	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06
Ca ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ⁺	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00
K ⁺	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
H ⁺	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
T (° C)	318,72	325,36	321,72	336,67	332,01

	SJD59/4-A/CHLOR/P70		SJD59/4-A/CHLOR/P71R		SJD59/4-A/CHLOR/P72		SJD59/4-A/CHLOR/P73	
SiO₂	26,31		25,93		26,17		26,01	
Al₂O₃	19,05		19,85		20,68		19,15	
TiO₂	0,01		0,00		0,01		0,03	
Cr₂O₃	0,03		0,00		0,10		0,01	
FeO(t)	25,95		28,46		27,61		26,32	
MgO	15,38		13,68		13,47		14,97	
MnO	0,65		0,53		0,61		0,62	
CaO	0,06		0,00		0,06		0,03	
NiO	0,05		0,07		0,00		0,01	
Na₂O	0,08		0,00		0,64		0,00	
K₂O	0,03		0,01		0,04		0,01	
H₂O	11,29		11,28		11,43		11,21	
Total	98,89		99,81		100,81		98,35	
Si⁺⁴	2,80	4,0	2,76	4,0	2,75	4,0	2,78	4,0
Al^{IV}	1,20		1,24		1,25		1,22	
Al^{VI}	1,18	1,20	1,25	1,25	1,30	1,31	1,20	1,22
Ti⁺⁴	0,00		0,00		0,00		0,00	
Cr⁺³	0,00		0,00		0,01		0,00	
Fe⁺³	0,02		0,00		0,00		0,01	
Fe⁺²	2,29	4,81	2,53	4,75	2,42	4,73	2,34	4,79
Mg⁺²	2,44		2,17		2,11		2,39	
Mn⁺²	2,06		0,05		0,05		0,06	
Ca⁺²	0,01		0,00		0,01		0,00	
Ni⁺²	0,00		0,01		0,00		0,00	
Na⁺	0,02		0,00		0,13		0,00	
K⁺	0,00		0,00		0,00		0,00	
H⁺	8,00	4(H ₂ O)	8,00	4(H ₂ O)	8,00	4(H ₂ O)	8,00	4(H ₂ O)
T (° C)	325,89		338,18		341,95		329,78	

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

AMOSTRA	Fe/Fe+Mg	Cathelineau (1988)		Kranidiotis & MacLean (1987)			Zang & Fyfe (1995)		
		Al ^{IV} (14 O)	T (° C)	Al ^{IV} (28 O)	Al ^{IV} _{Corr}	T (° C)	Al ^{IV} (28 O)	Al ^{IV} _{Corr}	T (° C)
SJD15/9/CHLOR/P31	0,36	1,0952	290,71	2,1904	2,444	277,02	2,1904	2,171	248,16
SJD54/CHLOR/P32	0,34	1,0679	281,92	2,1358	2,374	269,62	2,1358	2,136	244,39
SJD59/4-A/CHLOR/P51	0,54	1,2585	343,29	2,5170	2,893	324,70	2,5170	2,343	266,36
SJD59/4-A/CHLOR/P52	0,53	1,2846	351,70	2,5692	2,937	329,32	2,5692	2,406	273,04
SJD59/4-A/CHLOR/P53	0,54	1,2529	341,49	2,5058	2,88	323,32	2,5058	2,334	265,41
SJD59/4-A/CHLOR/P54	0,52	1,2440	338,62	2,4880	2,855	320,59	2,4880	2,326	264,58
SJD59/4-A/CHLOR/P55	0,52	1,2117	328,22	2,4234	2,788	313,49	2,4234	2,265	258,06
SJD59/4-A/CHLOR/P56	0,52	1,2027	325,33	2,4054	2,768	311,42	2,4054	2,249	256,35
SJD59/4-A/CHLOR/P58	0,52	1,2482	339,98	2,4964	2,862	321,32	2,4964	2,337	265,68
SJD59/4-A/CHLOR/P59	0,51	1,2452	339,01	2,4904	2,849	320,00	2,4904	2,339	265,90
SJD59/4-A/CHLOR/P60	0,49	1,1904	321,36	2,3808	2,724	306,77	2,3808	2,248	256,32
SJD59/4-A/CHLOR/P61	0,52	1,2292	333,86	2,4584	2,823	317,27	2,4584	2,299	261,68
SJD59/4-A/CHLOR/P62	0,52	1,2429	338,27	2,4858	2,849	319,98	2,4858	2,329	264,82
SJD59/4-A/CHLOR/P63	0,48	1,1703	314,89	2,3406	2,679	301,93	2,3406	2,215	252,78
SJD59/4-A/CHLOR/P64	0,52	1,2068	326,65	2,4136	2,775	312,10	2,4136	2,259	257,46
SJD59/4-A/CHLOR/P65	0,47	1,1822	318,72	2,3644	2,697	303,86	2,3644	2,246	256,05
SJD59/4-A/CHLOR/P66	0,49	1,2028	325,36	2,4056	2,746	309,04	2,4056	2,277	259,39
SJD59/4-A/CHLOR/P67	0,50	1,1915	321,72	2,3830	2,736	307,97	2,3830	2,239	255,33
SJD59/4-A/CHLOR/P68	0,53	1,2379	336,66	2,4758	2,848	319,87	2,4758	2,307	262,58
SJD59/4-A/CHLOR/P69	0,50	1,2235	332,02	2,4470	2,799	314,71	2,4470	2,304	262,18
SJD59/4-A/CHLOR/P70	0,48	1,2044	325,87	2,4088	2,741	308,58	2,4088	2,29	260,73
SJD59/4-A/CHLOR/71R	0,53	1,2426	338,17	2,4852	2,858	320,93	2,4852	2,316	263,50
SJD59/4-A/CHLOR/P72	0,51	1,2543	341,94	2,5086	2,867	321,94	2,5086	2,357	267,82
SJD59/4-A/CHLOR/P73	0,49	1,2165	329,77	2,4330	2,775	312,16	2,4330	2,302	262,03

¹ Equação de Cathelineau (1988): $T(^{\circ}C) = 321,98 Al^{IV} - 61,92$. Onde, Al^{IV} calculad (sem correção) para 14 átomos de oxigênio;

² Equação de Kranidiotis & MacLean (1987): $T(^{\circ}C) = 106 Al^{IV}_{Corr} + 18$. Onde, $Al^{IV}_{Corr} = Al^{IV} + 0,7 Fe/Fe+Mg$, Al^{IV} calculado para 28 átomos de oxigênio;

³ Equação de Zang & Fyfe (1995): $T(^{\circ}C) = 106 C + 18$, $Al^{IV}_{Corr} = Al^{IV} - 0,88 Fe/Fe+Mg + 0,2992$. Onde, Al^{IV} calculado para 28 átomos de oxigênio; $Al^{IV} = Al$ tetraédrico calculado (sem correção); $Al^{IV}_{Corr} = Al$ tetraédrico corrigido.

