



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 490

**GEOLOGIA, CONTROLE ESTRUTURAL E
GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E DO
MINÉRIO: IMPLICAÇÕES PARA O MODELO GENÉTICO DO
DEPÓSITO AURÍFERO DO PALITO, PROVÍNCIA TAPAJÓS,
ITAITUBA-PA**

Dissertação apresentada por:

VITOR FELIPE HAGE SERRA

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro (UFPA)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Serra, Vitor Felipe Hage, 1983-

Geologia, controle estrutural e geocronologia das rochas hospedeiras e do minério: implicações para o modelo genético do depósito aurífero do Palito, Província Tapajós, Itaituba-PA / Vitor Felipe Hage Serra. – 2016.

xiii, 78 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marco Antônio Galarza Toro

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Ouro – Itaituba (PA). 2. Granito – Itaituba (PA). 3. Cisalhamento. I. Título.

CDD 22. ed. 553.41098115



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

**GEOLOGIA, CONTROLE ESTRUTURAL E
GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E DO
MINÉRIO: IMPLICAÇÕES PARA O MODELO GENÉTICO DO
DEPÓSITO AURÍFERO DO PALITO, PROVÍNCIA TAPAJÓS,
ITAITUBA-PA**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
VITOR FELIPE HAGE SERRA**

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

Data de Aprovação: 24 / 09 / 2016

Banca Examinadora:

Prof. Marco Antonio Galarza Toro
Orientador - UFPA

Prof. Raimundo Netuno N. Villas
Membro - UFPA

Prof. Evandro Luiz Klein
Membro - CPRM

À Deus sob todas as coisas, por conceber inspiração, força e perseverança ao longo de toda a jornada deste trabalho, mostrando sempre um caminho de progresso moral, ético e científico.

À família, em especial minha Mãe que sempre de forma efusiva, latente e afirmativa emanava votos de apoio à conclusão deste trabalho, lutando com suas forças para realizar a educação dos filhos. À memória de meu pai, que mesmo desencarnando precocemente, conseguiu transmitir a mim os valores e a importância de uma educação continuada. À minha esposa Samantha Serra, por toda paciência provida durante momentos difíceis encontrados ao longo desta jornada científica.

Ao Prof. Dr. Marcio Dias Santos, que atuou na orientação, discussão e revisão de todos os dados apresentados nesta dissertação. Manifesto minha mais elevada gratidão.

Ao Orientador Dr. Marco Antonio Galarza Toro, por conceber sua disponibilidade acadêmica durante meu reingresso neste programa de Pós-Graduação.

Aos professores do PPGG, Dr. Raimundo Netuno N. Villas e Dr. Evandro L. Klein, componentes da banca examinadora desta dissertação e, como tal, contribuíram significativamente para a elevação do nível científico deste trabalho.

Aos colegas geólogos Rodrigo de Melo Costa e Antônio Wanderlei Gomes Borges pelas discussões técnicas e apoio nas etapas de coleta e revisão de dados.

Ao engenheiro Rodrigo Chafic da companhia Weatherford-Brasil que, sob sua gerência, obteve disponibilidade para as etapas de reingresso no PPGG e outras atividades do programa.

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

À CAPES pela concessão de bolsa na primeira fase deste trabalho, entre 2008 e 2010.

Ao Projeto Geociências da Amazônia (Geociam) do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (INCT) pelo suporte financeiro para o desenvolvimento da pesquisa que deu sustentação a esta dissertação.

À SERABI Mineração que permitiu a pesquisa no depósito Palito e concedeu suporte logístico e apoio técnico, sem o qual não seria possível a realização deste trabalho.

Nossa maior fraqueza está em desistir.
O caminho mais certo de vencer é tentar mais uma vez.

Thomas Edison

O depósito aurífero do Palito está localizado na porção leste da Província Aurífera do Tapajós, município de Itaituba, SW do Estado do Pará. O depósito do Palito compreende um sistema de filões subverticais de quartzo aurífero, hospedado nos granitos paleoproterozoicos Palito e Rio Novo e controlados estruturalmente por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, rúptil-dúctil, de direção NW-SE, que faz de uma estrutura regional denominada Lineamento Tocantinzinho. Os granitos Palito e Rio Novo são dois *stocks* monzograníticos oxidados cálcio-alcalinos, de idade orosiriana, típicos de arcos magmáticos e correlacionáveis à Suíte Intrusiva Parauari. Os veios mais espessos do sistema filoneano são alojados pelas falhas principais do cisalhamento, ao longo da direção N40°-50°W, enquanto que os filões menores são alojados por falhas e fraturas de segunda ordem e inclinadas em relação à direção principal do cisalhamento, com ângulos baixo (em torno de 20°), médio (por volta de 50°) e alto (em torno de 80°). Tal situação estrutural é compatível com o sistema de Riedel, com os filões mais expressivos paralelos à direção principal de cisalhamento (filões D), associados com filões de baixo ângulo (em falhas R e P), de médio ângulo (veios *gash* em fraturas de extensão T) e de alto ângulo (em falhas R' e X). Conjuntos de filões do tipo *stockwork* também ocorrem localmente como um tipo subordinado de minério. Os veios mineralizados estão sempre envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido e normalmente brechado. Alteração fílica (quartzo + fengita + pirita) e cloritização são os tipos dominantes, acompanhados por alteração potássica (K-feldspato), carbonatação (calcita + sericita + quartzo) e sulfetação (pirita + calcopirita + esfalerita) de ocorrência mais restrita. Três gerações hidrotermais de quartzo filoniano são bem caracterizadas no depósito aurífero do Palito. Os veios mais precoces são os de baixo ângulo (R e P), constituídos principalmente por quartzo₁, enquanto que os filões principais (D) são mais tardios e expressivos e constituídos por quartzo₁ e 2. Veios *gash* de quartzo, em fraturas de extensão, podem ocorrer em qualquer momento da evolução do sistema hidrotermal e são constituídos tanto por quartzo₁ (veios *gash* precoces), como por quartzo₂ e 3 (veios *gash* tardios). Vênulas *gash* de quartzo₃ representam os estágios finais do processo hidrotermal no depósito Palito. O minério aurífero, hospedado principalmente nos veios de quartzo₁ e 2, ocorre sempre associado com sulfetos de ferro e cobre (pirita e calcopirita), além de esfalerita. Pirrotita, bismutinita, galena, bismuto nativo e ouro, ocorrem como fases metálicas subordinadas. Três gerações de pirita e de calcopirita e uma geração de esfalerita foram reconhecidas. A calcopirita₁ substitui a pirita₁ e é substituída por esfalerita, a qual é substituída por calcopirita₂. Pirita de segunda

geração, contemporânea à esfalerita, ocorre nos filões mineralizados como massas anédricas substituindo grãos reliquiares (ilhas) de calcopirita¹ que exibem bordas côncavas ou corroídas. O ouro está sempre associado a, ou incluso em calcopirita¹ e 2, pirita², bismutinita e bismuto nativo. A geração sulfetada mais tardia é representada por vênulas de pirita³ e calcopirita³ que cortam as massas de sulfetos em zonas de transtensão condicionadas por diminutas falhas sinistrais sinuosas. Duas gerações de fengita e de clorita foram identificadas na ganga do minério, sendo a última em vênulas de fengita² e clorita² que contêm também carbonatos. Fluorita, rutilo, zircão e ilmenita ocorrem ainda como fases subordinadas da ganga. A idade Pb-Pb de 1794 ± 17 Ma, obtida para o minério do Palito, foi interpretada como rejuvenescimento do sistema Pb-Pb causado pelo magmatismo granítico alcalino (Suíte Intrusiva Porquinho), relacionado à terceira fase de deformação, de natureza extensional. As características geológicas do depósito Palito, como estilo filoniano, estruturalmente controlado, dos corpos mineralizados e da alteração hidrotermal, formando halos em torno dos filões, predominando a sericitização e cloritização, com alteração potássica restrita, e associação metálica (Au-Cu-Bi-Zn), favorecem a classificação do depósito como filões relacionado a intrusões (*intrusion-related vein gold deposits*), um tipo não porfirítico, possivelmente relacionado aos granitos alcalinos da Suíte Intrusiva Maloquina que ocorre em volta do depósito Palito. O magma granítico deve ter fornecido os fluidos mineralizantes e os metais, enquanto que o cisalhamento deve ter controlado a circulação dos fluidos e a deposição do minério do Palito.

Palavras-chave: Ouro. Granitos. Cisalhamento. Palito.

The Palito gold deposit, located at east portion of the Tapajós Gold Province, southwestern Pará State, comprises a nearly vertical mineralized quartz vein system, hosted by the Palito and Rio Novo Paleoproterozoic granites and controlled by a sinistral strike-slip brittle-ductile shear zone, trending to NW-SE direction, which belongs to the regional Tocantinzinho lineament. The host granites are two oxidized calc-alkaline monzogranite stocks of Orosirian age and magmatic arc affiliation, correlated to the Parauari Intrusive Suite. The thicker lodes of the veining system are hosted by the major shear, along the N40-50W direction, whereas the thinner veins are housed by faults and fractures of second order and oblique to the main shear direction, both at low angle (around 20°), moderate angle (nearby 50°) and high angle (around 80°). Such a structural situation is compatible with the Riedel system, with the major lodes parallel to the main shear direction (D), associated with low-angle veins (in R and P faults), moderate-angle gash veins (in extension T fractures) and high-angle veins (in R' and X faults). Stockwork veinlets also occur as a minor ore type. The veins are always involved by a well-developed, normally brecciated, hydrothermal alteration halo. Phyllic alteration (quartz + phengite + pyrite) and chloritization are the two main hydrothermal alteration types, associated to minor potassic alteration (K- feldspar), carbonatization (calcite + sericite + quartz) and sulfidation (pyrite + chalcopyrite + sphalerite). Three generations of hydrothermal veining quartz are well characterized in the Palito gold deposit. The youngest low-angle veins (R and P) are made up by quartz1, whereas the later thicker lodes (D) are composed by quartz1 and 2. Tension gash quartz veins may occur at any time of the hydrothermal system evolution and are made up by both quartz1 (youngest gash veins) and quartz2 and 3 (later gash veins). Gash veinlets of quartz3 correspond to final stages of the Palito hydrothermal process. The gold ore, hosted chiefly by quartz1 and 2 veins, is always associated to iron and copper sulfides (pyrite and chalcopyrite), besides sphalerite. Pyrrhotite, bismuthinite, galena, native bismuth and gold are minor metallic phases. Three generations of pyrite and chalcopyrite and one generation of sphalerite were recognized. Chalcopyrite1 replaces pyrite1 and it is replaced by sphalerite, which, in turn, is replaced by chalcopyrite2. Pyrite2, coeval to sphalerite, occurs in mineralized veins as anhedral masses replacing tiny remnant grains (islands) of chalcopyrite1, showing concave or corroded edges. Gold is always associated or included in chalcopyrite1 and 2 and pyrite2, bismuthinite and native bismuth crystals. Veinlets of pyrite3 and chalcopyrite3, crosscutting sulfide masses in transtension zones of tiny sinistral faults, are the latest sulfide generations. Two generations of

phengite and chlorite were identified in the gangue minerals, being veinlets of phengite², chlorite² and carbonate the last one. Fluorite, rutile, zircon and ilmenite still occur as minor gangue phases. The Pb-Pb age of 1794 ± 17 Ma, obtained for the Palito ore, was interpreted as rejuvenation of the Pb-Pb system caused by Sthaterian alkaline granitic magmatism (Porquinho Intrusive Suite) related to the third extensional deformation phase. The geological features of the Palito gold deposit, as structural controlled veining style of ore bodies and hydrothermal alteration halos, predominating sericitization and chloritization and metallic association (Au-Cu-Bi-Zn) of the ore, all favor classification of the Palito deposit as intrusion-related vein gold deposits. It is a non-porphyrific intrusion-related deposit type, possible related to alkaline granites of the Maloquinha Intrusive Suite, which occur around the Palito deposit. The granitic magma should have provided the ore fluids and metals and the shearing should have controlled the fluid circulation and ore deposition of the Palito deposit.

Key words: Gold. Granite. Shearing. Palito.

LISTRA DE ILUSTRAÇÕES

x

Figura 1a-	Mapa de localização geográfica do depósito do Palito na região do Tapajós	2
Figura 2a-	Províncias geocronológicas do cráton Amazônico	8
Figura 3a-	Mapa geológico da Província Aurífera do Tapajós	10
Figura 4a-	Coluna geológica da Província Aurífera do Tapajós	11
Figura 5a-	Evolução geotectônica da Província Tapajós, em três estágios	37
Figure 1-	Location map of the Palito deposit in the Tapajós region, SW Pará	42
Figure 2-	Geological map of the Tapajós Province	45
Figure 3-	Geological map of the Palito gold deposit area	46
Figure 4-	Photographs and photomicrographs of core samples of the Fofquinha granodiorite, Rio Novo and Palito granites	47
Figure 5-	Pb-Pb age diagrams for the Ingarana gabbro, Rio Novo and Palito granites (c)	48
Figure 6-	AB Geological cross section (NE-SW) on the map of figure 3 and Photographs of quartz veins with massive sulfide hosted by the Palito granite	49
Figure 7-	Photomicrographs of ore minerals of the Palito deposit: pyrite1 and 2, chalcopyrite1 and 2, sphalerite and galena	50
Figure 8-	Photomicrographs of pyrite3 and chalcopyrite3 in late veinlets, gold in chalcopyrite2 and bismuthinite, and chlorite masses + phengite + fluotite	51
Figure 9-	Photomicrographs of hydrothermal breccia and hydrothermal granular rock and supergene goethite and covellite formed from pyrite and chalcopyrite	52
Figure 10-	Photographs of hydrothermal breccia, quartz boudin and sigmoidal quartz vein and D, R', X and P quartz veins	53
Figure 11-	Poles and structural contour diagrams of attitudes of the major lodes (D), P and R low-angle veins, moderate-angle gash veins and high-angle R' veins	54
Figure 12-	Structural map of NW portion of the G-5N Front 1 gallery showing the major lodes (D), low-angle R and P veins, high-angle X veins and the gash veins	55
Figure 13-	Paragenetic sequence of the Palito ore deposit, showing the generations of the primary, hydrothermal and supergene minerals	56
Figure 14-	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochronic diagram for the Palito sulfide gold ore.....	57

LISTA DE TABELAS

xi

Tabela 1a-	Abertura química para as amostras de pirita do depósito Palito	6
Tabela 2a-	Principais dados geocronológicos da Província Aurífera do Tapajós	12
Tabela 3a-	Depósitos e garimpos na PAT controlados por falhas e fraturas de Riedel	34
Tabela 1-	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic ratios of the analyzed pyrite sample of the Palito gold ore with their standard deviations (2σ).....	57

SUMÁRIO

AGRADECIMENTO	iv
EPIGRAFE	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTRA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	2
1.2 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA.....	3
1.3 OBEJTIVOS.....	3
1.3.1 Objetivos Específicos	4
1.4 METODOLOGIA.....	4
1.4.1 Pesquisa bibliográfica	4
1.4.2 Trabalhos de campo	5
1.4.3 Trabalhos de laboratório	5
2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA TAPAJÓS NO CRÁTON AMAZÔNICO	8
3 GEOLOGIA REGIONAL	10
3.1 GRUPO JACAREACANGA.....	10
3.2 COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ.....	13
3.3 FORMAÇÃO VILA RIOZINHO.....	14
3.4 SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO.....	15
3.5 SUÍTE INTRUSIVA TROPAS.....	16
3.6 SUÍTE INTRUSIVA PARAUARÍ.....	18
3.7 SUÍTE INTRUSIVA INGARANA.....	19
3.8 MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO PÓS-TECTÔNICOS.....	20
3.8.1 Formação Bom Jardim	21
Andesito Joel-Mamoal	21
Lamprófiro Jamanxim	22
3.8.2 Grupo Iriri	22
3.8.2.1 Formação Salustiano.....	23
3.8.2.2 Formação Arurí.....	23

3.8.3	Suíte Intrusiva Maloquina.....	25
3.9	COBERTURAS SEDIMENTARES PROTEROZOICAS.....	26
3.9.1	Formação Castelo dos Sonhos.....	26
3.9.2	Formação Novo Progresso.....	27
3.9.3	Formação Buiuçu.....	28
3.10	MAGMATISMO ANOROGÊNICO ESTATERIANO E MESOPROTEROZOICO.....	29
3.10.1	Suíte Intrusiva Porquinho.....	29
3.10.2	Diabásio Crepori.....	31
3.10.3	Granito Igarapé Encantado.....	32
3.10.4	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca.....	32
3.11	EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA PROVÍNCIA TAPAJÓS.....	33
3.12	DEPÓSITOS AURÍFEROS DA PROVÍNCIA TAPAJÓS.....	40
	GEOLOGY, STRUCTURAL CONTROL, ROCKS AND ORE GEOCHRONOLOGY OF THE PALITO GOLD DEPOSIT, TAPAJÓS GOLD PROVINCE, SW PARÁ.....	42
4	CONCLUSÕES.....	64
	REFERÊNCIAS.....	68

1 INTRODUÇÃO

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

A lavra do ouro neste período ocorreu exclusivamente por meio da atividade garimpeira, principalmente em depósitos aluvionares e coluvionares e mais recentemente e restritamente em zonas oxidadas de depósitos primários, chegando a envolver mais de 80.000 garimpeiros em torno de 360 garimpos cadastrados pela CPRM (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). O alto teor e a facilidade de exploração dos depósitos residuais concorreram para a extraordinária produção de ouro nas décadas de 1970 e 1980, o que caracterizou a região do Tapajós como um verdadeiro Eldorado. Entretanto, a baixa tonelagem dos depósitos residuais não permitiu vida longa para este ciclo que começou a declinar nos anos 1990 com a exaustão desses depósitos. A migração da atividade garimpeira para os depósitos primários, com maior reserva, mas exigindo técnicas de exploração mais complexas e onerosas, restringiu o ciclo garimpeiro na região que está se encerrando e abrindo perspectivas para a mineração empresarial.

Desde a década de 90, a região do Tapajós tem sido alvo de trabalhos geológicos mais sistemáticos, tanto em nível de mapeamento básico pela CPRM (Almeida *et al.* 2000; Klein & Vasquez 2000; Bahia & Quadros 2000; Ferreira *et al.* 2000; Vasquez & Klein 2000), como também de exploração mineral por diversas empresas de mineração. Já foram registrados pela CPRM em torno de 140 depósitos primários de ouro na região do Tapajós (Klein *et al.* 2001). Com base na integração desses dados, Santos *et al.* (2001) propuseram uma classificação genética preliminar para os depósitos auríferos primários da PAT em dois tipos: 1) depósitos orogênicos mesozonais, hospedados em turbiditos ou em granitoides de arco magmático e 2) depósitos auríferos relacionados a intrusões de granitoides calcioalcalinos, alguns dos quais interpretados como do tipo porfirítico por Juliani *et al.* (2008). Um terceiro tipo, relacionado a vulcanismo félsico subaéreo e considerado como epitermal, foi proposto por Dreher *et al.* (1998), Jacobi (1999), Juliani *et al.* (2004a e b, 2005, 2012), Nunes *et al.* (2000, 2001), Correa Silva *et al.* (2001).

Dentre os mais de cem depósitos primários de ouro da PAT, o depósito aurífero do Palito, objeto desta dissertação, é o único até o presente que se tornou mina. Esse depósito é um antigo garimpo que foi adquirido no ano 2000 pela Mineração Serabi a qual, após três anos de pesquisa, conseguiu uma reserva medida + indicada em torno de 851Mt @ 7,5g/t Au e 0,23% Cu que permitiu o início de exploração subterrânea em 2003 e alcançou uma produção média de uma tonelada de ouro por ano entre 2006 e 2008, mas no final deste ano encerrou as atividades de mineração para nova fase de pesquisa, retomando a exploração no início de 2014. O depósito do Palito é controlado por uma zona de cisalhamento hospedada em plutons graníticos e, apesar de já estar sendo minerado, com nível de conhecimento médio a alto, os controles e a gênese deste depósito ainda não foram completamente compreendidos. Avanços importantes na geologia do depósito Palito foram obtidos por Costa *et al.* (2007), Costa (2008), Serra (2008) que defendem um modelo genético relacionado a intrusão, ao passo que Misas (2010) e Juliani *et al.* (2014) defendem um modelo porfirítico para o depósito.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito do Palito, inserido na PAT, está localizado no município de Itaituba, SW do estado do Pará, distante cerca de 250 km da sede do município (Fig. 1).

O acesso ao depósito do Palito pode ser feito por via aérea ou rodoviária de várias formas.

- Pode-se chegar à área por meio de voos comerciais, em aeronaves de pequeno porte, até o município de Novo Progresso, seguindo-se pela rodovia BR-163, sentido Itaituba, até Moraes de Almeida e pela rodovia Transgarimpeira até a localidade de Jardim do Ouro e, a partir daí, tomando a estrada que leva a Mina do Palito.
- Pode-se também optar por voos fretados ou particulares que pousam diretamente na pista de pouso da mina.

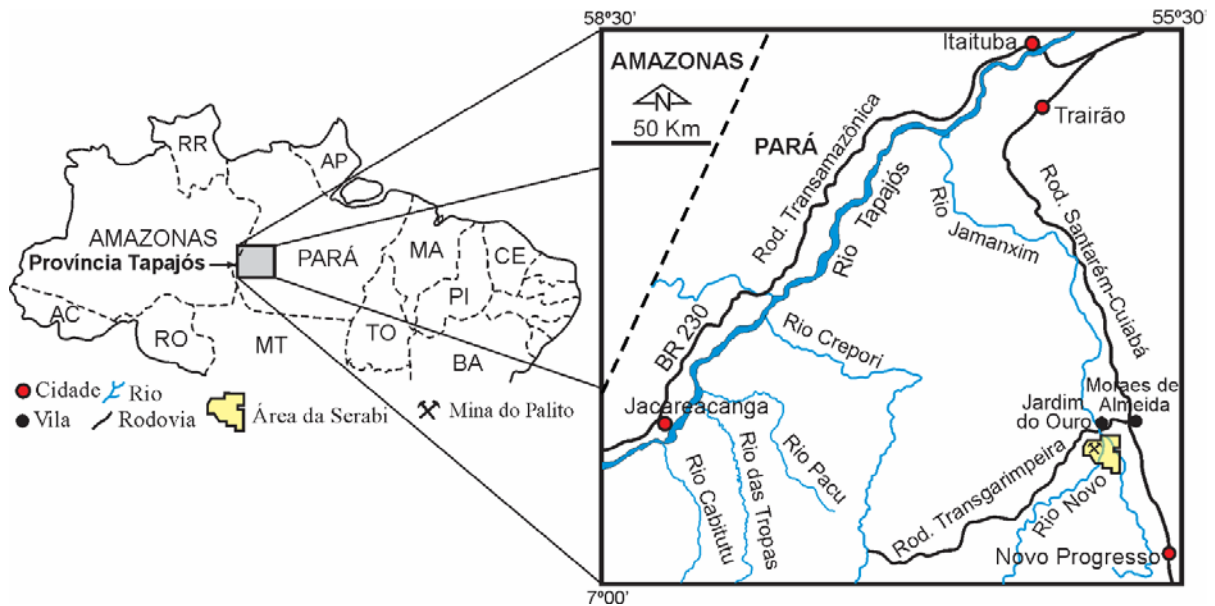


Figura 1a - Mapa de localização geográfica do depósito do Palito na região do Tapajós, extremo oeste do estado do Pará, fronteira com o estado do Amazonas, Brasil.

1.2 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Os avanços obtidos por R. M. Costa, V. F. H. Serra em 2007 e 2008 e por C. M. E. Misas em 2010 restringiram a gênese do depósito aurífero do Palito a dois modelos: “relacionado a intrusão” e “porfirítico”. Embora ambos sejam relacionados a corpos graníticos, ainda persistem dúvidas sobre a origem da fonte magmática mineralizadora. Qual corpo magmático, dentro da Província Tapajós, foi o responsável pela mineralização do depósito Palito? Seria o Palito um depósito filoniano porfirítico ou um depósito mais profundo relacionado à intrusão, conforme definição de Sillitoe (1991), ou ainda uma situação intermediária entre os dois sistemas?

Nesse contexto, para propor um modelo genético consistente para o depósito do Palito seria necessário compreender melhor: 1) a relação cronológica entre os corpos mineralizados e as rochas hospedeiras; 2) composição mineralógica e controle estrutural dos corpos mineralizados; 3) tipo e estilo da alteração hidrotermal; 4) participação do cisalhamento no contexto mineralizador; e 5) natureza e composição do fluido mineralizante.

1.3 OBEJTIVOS

O objetivo central foi estabelecer parâmetros para propor um modelo genético consistente para o depósito do Palito, com base em trabalho geológico de detalhe dos corpos

mineralizados e rochas hospedeiras, envolvendo petrografia, análise estrutural, caracterização do fluido mineralizante e estudos de isótopos radiogênicos do minério.

1.3.1 Objetivos Específicos

- Definir o estilo, forma e dimensões dos corpos mineralizados, com base em mapeamento geológico de detalhe de galerias da mina do Palito e seções geológicas montadas principalmente a partir de testemunhos de sondagens realizados pela empresa Serabi Mining.
- Caracterização petrográfica, mineralógica e textural das rochas graníticas hospedeiras, das zonas de alteração hidrotermal e do minério
- Análise estrutural das falhas e fraturas que hospedam os veios mineralizados para identificar um padrão de controle estrutural destes corpos.
- Caracterização do sistema de fluidos nos principais tipos de veios de quartzo do depósito Palito com base no estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas.
- Determinação das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em pirita do depósito Palito para obter a idade da mineralização e compará-la com as idades dos granitos hospedeiros e outros granitos da parte leste da PAT, obtidas por outros autores, e desse modo definir um possível evento granítico relacionado com a mineralização.

1.4 METODOLOGIA

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

1.4.1 Pesquisa bibliográfica

Durante todas as etapas deste trabalho foram realizadas extensas pesquisas bibliografias voltadas para o entendimento da geologia da Província Aurífera do Tapajós, bem como sobre os depósitos relacionados a intrusões graníticas, depósitos porfiríticos e orogênicos, e sobre os sistemas hidrotermais e controle estrutural nestes tipos de depósitos. Foram utilizados também trabalhos específicos sobre o estudo de inclusões fluidas aplicado aos depósitos minerais hidrotermais e sobre a aplicação dos isótopos radiogênicos ao estudo geocronológico de

depósitos minerais sulfetados, especialmente a metodologia Pb-Pb, além de relatórios técnicos da empresa Serabi Mining sobre o projeto de exploração e exploração do depósito do Palito.

1.4.2 Trabalhos de campo

Foram realizadas duas etapas de trabalhos de campo no depósito Palito. A primeira, com duração de uma semana, foi dedicada ao reconhecimento geológico da área e coleta preliminar de amostras. A segunda etapa envolveu um período maior (20 dias) para análise estrutural complementar ao trabalho de Costa (2008), voltada para medidas das atitudes dos veios mineralizados, utilizando uma bússola Clark, e coletas seletivas de amostras das rochas hospedeiras (halos de alteração) e dos vários tipos de veios mineralizados para estudos isotópicos no minério e de inclusões fluidas em quartzo. Coletas específicas de amostras dos granitos hospedeiros para estudos isotópicos, também foram realizadas para trabalhos de graduação associados a esse projeto de mestrado.

1.4.3 Trabalhos de laboratório

Os trabalhos de laboratório envolveram as seguintes atividades:

- a) Análise petrográfica das amostras de minério e rochas hospedeiras, por meio de um microscópio Zeiss Axioplan equipado com luz transmitida e refletida, do Laboratório de Metalogênese do Instituto de Geociências (IG) da UFPA
- b) Tratamento dos dados estruturais em *softwares* específicos, como *stereonet*, para obtenção de diagramas de polos e de contornos estruturais e interpretação dos mesmos.
- c) Análises isotópicas de Pb do minério do Palito foram realizadas em um espectrômetro de massa ICP-MS Thermo-Finnigan do laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA, pelo método Pb-Pb em pirita, com o objetivo de obter a composição isotópica de Pb e a idade da mineralização. A metodologia Pb-Pb baseia-se na técnica de lixiviação de Pb em sulfetos e outros minerais, para a obtenção de idades isotópicas por meio das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, conforme estabelecido por Frei & Kamber 1995. Segundo estes autores, se as amostras analisadas evoluíram em um sistema isotópico fechado, no qual as mudanças das razões isotópicas sejam causadas somente pelo decaimento radioativo, é possível determinar a idade do material. ^{206}Pb e ^{207}Pb são dois isótopos radiogênicos derivados dos isótopos radioativos de urânio (^{238}U e ^{235}U) que são normalizados pelo isótopo ^{204}Pb , considerado relativamente estável, com

uma meia vida muito elevada ($t^{1/2} = 1,4 \times 10^{17}$ anos), e abundância praticamente inalterada desde a origem da Terra (Pb primordial). A evolução da composição isotópica do Pb, proveniente do decaimento radioativo do urânio, pode ser expressa na forma de duas equações fundamentais:

$$1- (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h(e^{\lambda_{8t}} - 1)$$

$$2- (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h(e^{\lambda_{5t}} - 1)$$

A primeira equação representa as razões isotópicas do Pb no mineral hoje e a segunda corresponde às razões isotópicas iniciais do Pb no momento da formação do mineral, sendo t o tempo decorrido desde o fechamento do mineral para o U ou idade de cristalização, e λ (λ_5 e λ_8) as constantes de desintegração para cada isótopo de U. As idades das rochas podem ser determinadas quando as razões isotópicas atuais de um conjunto de amostras cogenéticas são plotadas em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e definem um alinhamento cuja inclinação é dada por uma expressão matemática correspondente à equação de uma reta $(Y - Y_0)/(X - X_0) = A$, obtida pela divisão da equação 2 pela equação 1, gerando a equação abaixo:

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

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

As análises foram realizadas em seis etapas de lixiviação, das quais duas foram eliminadas por apresentarem erro muito elevado. Para minimizar os efeitos da contaminação, durante a lixiviação de Pb, foi utilizado aproximadamente 1 g da amostra de pirita analisada, a qual foi dissolvida para produzir solução sobrenadante, a partir da qual foram realizadas as seis etapas de lixiviação (L1 – L6). O procedimento utilizado foi modificado de Frei & Kamber (1995) e Bjorlykke *et al.* (1990), conforme descrito em Galarza *et al.* (2008) e indicado na tabela 1. O resíduo da amostra analisada foi solubilizado com HBr (0,5N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1X8 (200-400 mesh), condicionada com HBr (0,5N). A coleta de Pb foi feita com HCl (6N), concentrado com 2µl de H₃PO₄ (0,25N). O concentrado final de Pb foi depositado em filamento simples de rênio para a análise isotópica por espectroscopia de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS). A contaminação de Pb total no processo analítico variou entre 28 pg e 191 pg durante o período das análises isotópicas e foi calculada com auxílio do padrão NBS-981. As razões isotópicas e as idades foram calculadas com desvio padrão de 2σ e os resultados lançados nos diagramas isocrônicos convencionais.

Tabela 1a - Abertura química para as amostras de pirita do depósito Palito.

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

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

2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA TAPAJÓS NO CRÁTON AMAZÔNICO

A Província Tapajós está localizada na porção centro-sul do cráton Amazônico (Fig. 2). 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 paleoproterozoica e que atravessa o cráton Amazônico de NW a SE. Santos *et al.* (2006) propõem a expansão dos limites geográficos do cinturão Tapajós-Parima para leste e norte, cujas dimensões alcançam aproximadamente 2500 km de comprimento e 260 a 520 km de largura.

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

A oeste do cinturão Tapajós-Parima, ocorrem duas províncias paleoproterozoicas 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 à leste (Província Amazônia Central), durante parte do Paleoproterozoico (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 das suítes Maloquinha (1,86-1,87 Ga) e Porquinho (~1,76 Ga), e corpos máficos da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (~1,19 Ga) cortam rochas do Cinturão Tapajós-Parima.

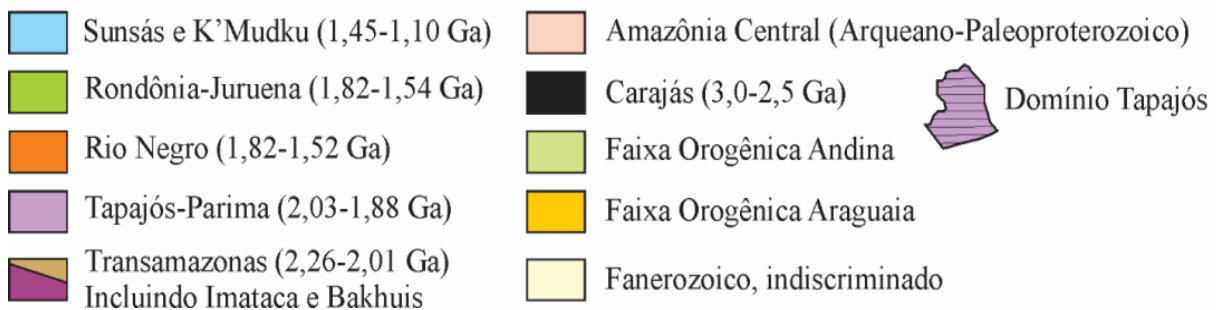
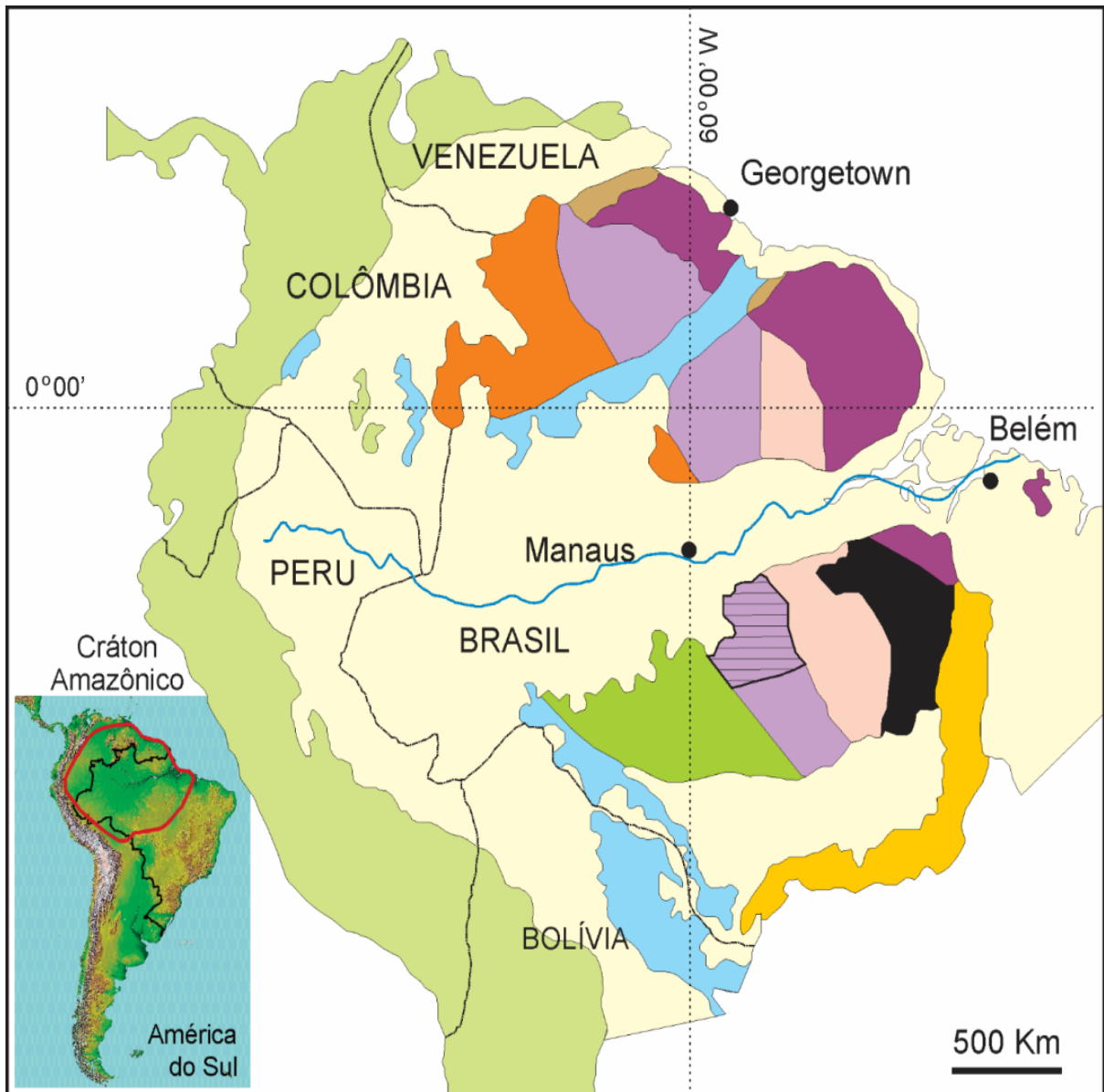


Figura 2a- Províncias geocronológicas do cráton Amazônico, segundo Santos *et al.* (2006), com destaque para o cinturão Tapajós-Parima (em lilás). A Província Tapajós está realçada (hachurada) e a figura menor mostra a localização do cráton Amazônico (contorno vermelho) na América do Sul.
Fonte: Santos *et al.* (2006).

3 GEOLOGIA REGIONAL

Até a década de 1970, grande parte das unidades litológicas da região do Tapajós estava reunida no Complexo Xingu como embasamento indiferenciado (Santos *et al.* 1975). O detalhamento dos trabalhos na região (Pessoa, *et al.* 1977, Bizinella *et al.* 1980) permitiu individualizar, no lugar do Complexo Xingu, uma sequência supracrustal (Grupo Jacareacanga), duas suítes de granitoides (Complexo Cuiú-Cuiú e Suíte Intrusiva Parauarí) e uma suíte máfica intrusiva, denominada Ingarana-Jutaí (Fig. 3, 4). Posteriormente, Ricci *et al.* (1999) e Santos *et al.* (2001) identificaram, respectivamente, as suítes intrusivas graníticas Creporizão e Tropas (Fig. 3, 4). 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 paleoproterozoica (Fig. 3).

3.1 GRUPO JACAREACANGA

É considerada a unidade mais antiga da PAT (Fig. 3, 4), com idade entre 2 100 e 2 000 Ma (período Riaciano do Paleoproterozoico). Como esta unidade é uma sequência supracrustal vulcanossedimentar, pode ter sido depositada sobre uma unidade ainda mais antiga (embasamento) ainda não identificada na PAT. O Grupo Jacareacanga foi definido por Ferreira (2000a,b) em substituição a denominação Suíte Metamórfica Jacareacanga de Melo *et al.* (1980). Esta unidade ocorre restritamente na parte oeste da PAT, com direção geral NNW-SSE, sendo constituída por três unidades litológicas principais (Santos *et al.* 2001): 1) Metabasaltos oceânicos (actinolita e clorita xistos), considerados como a sequência inferior que ocorre na parte oeste deste grupo. 2) Sequência metaturbidítica, considerada como a sequência superior que ocorre na porção leste. É constituída por sericita xistos, sericita quartzitos e filitos, que são as rochas dominantes (xistos Sai-Cinza) dessa unidade, 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 (metabasaltos) e a sericita (rochas metassedimentares), indicando metamorfismo de fácies xisto verde para as rochas desta unidade que ocorrem em faixas de direção NW-SE a NNW-SSE, na mesma direção da foliação (Almeida 2000a,b). O Grupo Jacareacanga foi considerado inicialmente como uma sequência do tipo *greenstone belt* (Bizinella *et al.* 1980) e mais recentemente como uma sequência acrescionária (Santos *et al.* 2000). Idades U-Pb em cristais de zircão detríticos na sequência metaturbidítica entre 2 875 e 2 098 Ma (Santos *et al.* 2000) podem ser indícios da crosta pré-Tapajós ainda não encontrada (Tabela 2), provavelmente formada em ambiente trás-arco. Santos *et al.* (2000, 2001) interpretaram as

idades entre 2 125 e 2 098 Ma (período Riáciano) do xisto Sai-Cinza como possível intervalo para o magmatismo relacionado ao rifteamento da bacia oceânica onde foram depositadas as rochas do Grupo Jacareacanga.

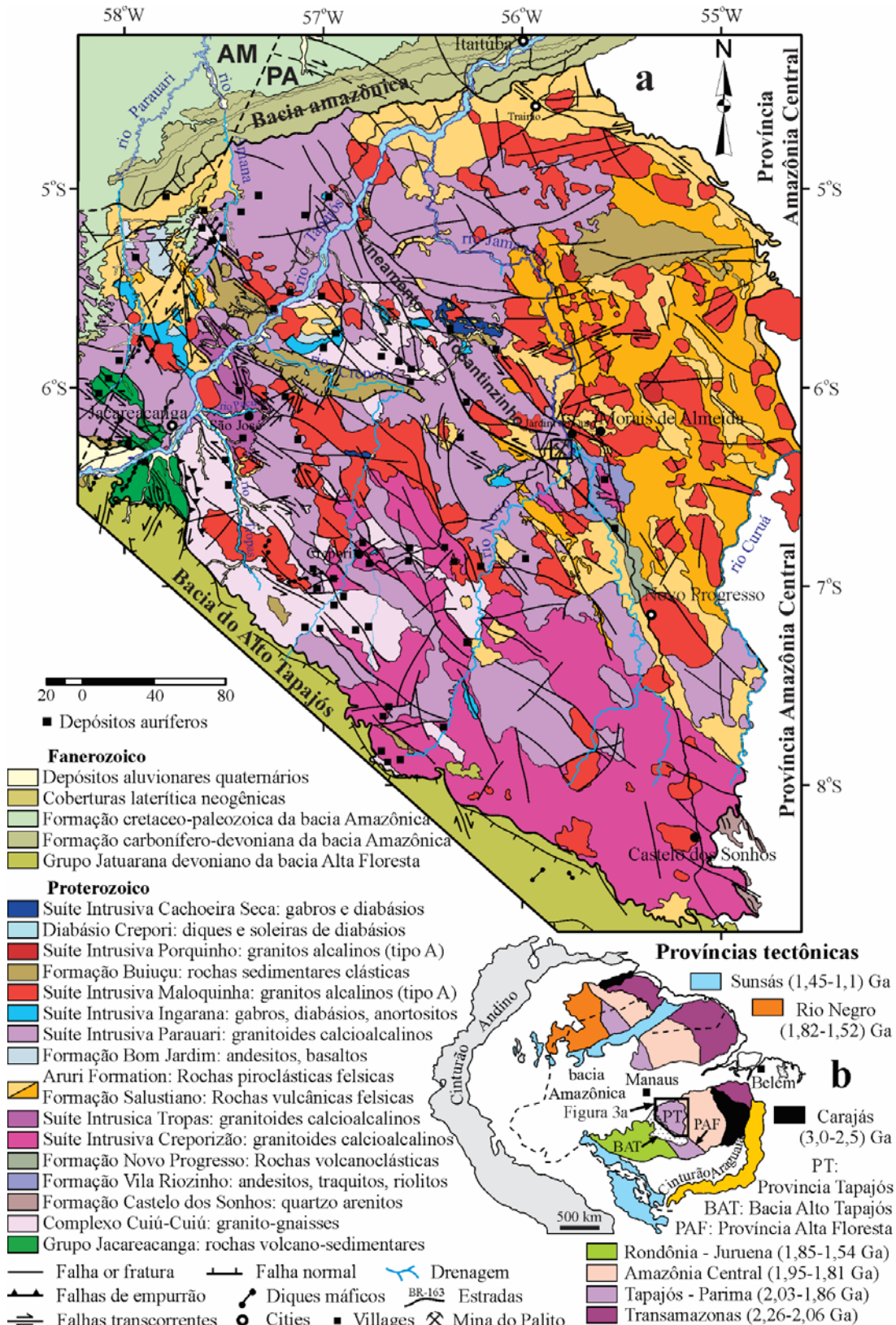


Figura 3a- Mapa geológico da Província Aurífera do Tapajós, mostrando a área de estudo (a), modificado de Vasquez *et al.* (2008a). Províncias tectônicas do cráton Amazônico (b).

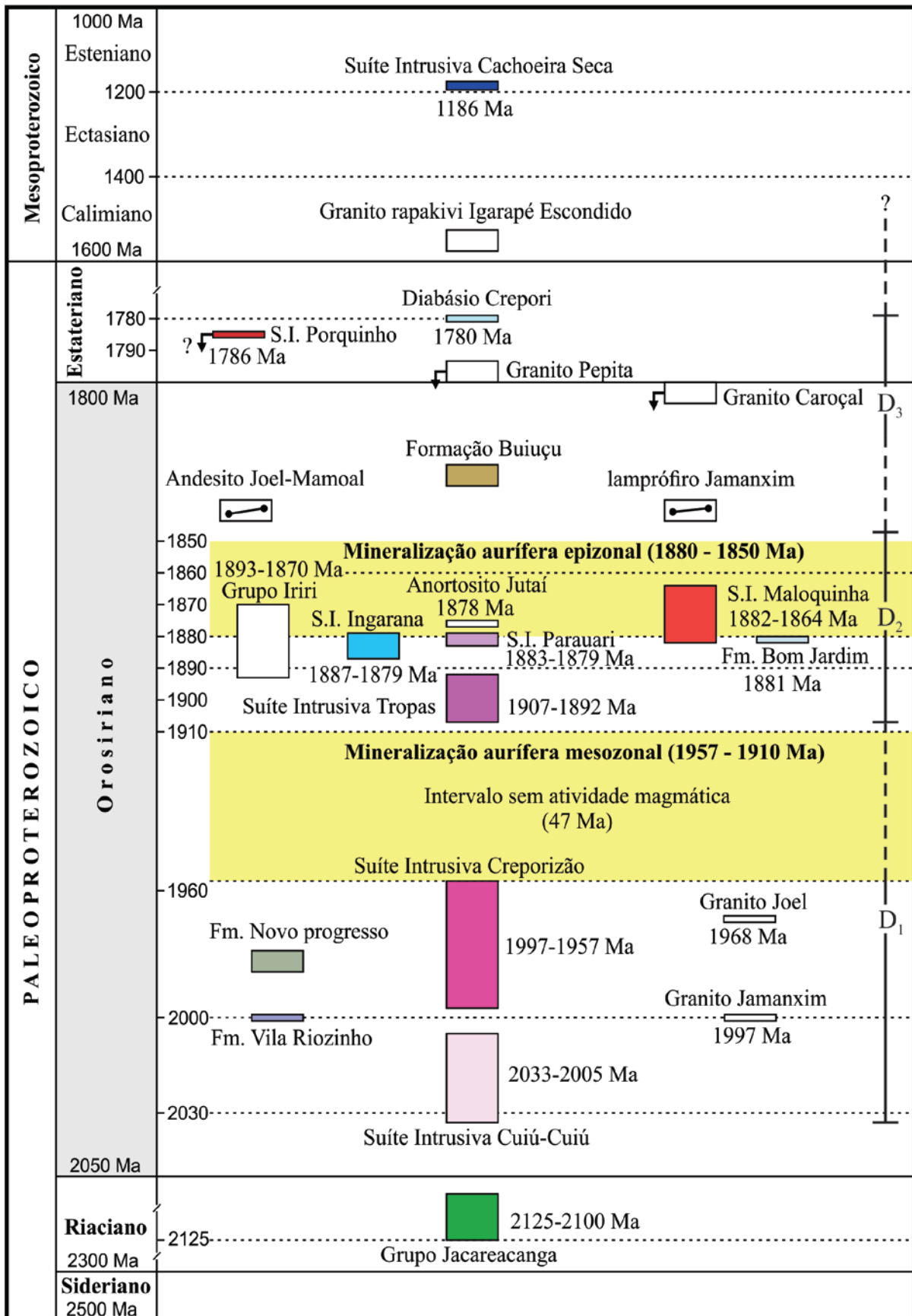


Figura 4a- Coluna geológica da Província Aurífera do Tapajós. Fonte: Adaptado de Klein *et al.* (2001), Coutinho (2008a), Vasquez *et al.* (2008a). Abreviaturas: F. (Formação), S.I. (Suíte Intrusiva).

Tabela 2- Principais dados geocronológicos da Província Aurífera Tapajós. * denominação usada exclusivamente pelos autores

Associações		Unidades Litoestratigráficas	Idade de formação / Fontes detríticas (Ma)	Método	T _{DN} (Ga)	ε _{Nd(t)}		
Mesopot.	Mag. toleit.	Suíte Intr. Cachoeira Seca	1186±12 ⁷	U-Pb S bd				
Estateriano		Diabásio Crepori	1780±7 ⁷	U-Pb S bd				
		Suíte Intrusiva Porquinho	1786±14 ¹⁰ , 1872±4 ¹⁰ (Pepita), 1870±4 ⁶ (Caroçal) 1889±2 ¹¹	U-Pb S zr Pb-Pb zr				
Paleoproterozoico 2500 – 1600 Ma Orosiriano 2050 – 1800 Ma	Vulcano – plutonismo - Paleoproterozoico	Formação Buiçu Form. Castelo dos Sonhos	2054, 2029, 1972, 1879 ⁶ 3100, 2083 ⁹	U-Pb T zrd U-Pb T zrd				
		Suíte Intrusiva Maloquinha (ca. 1882 - 1864 Ma)	1877±12 ⁶ , 1874±7 ⁶ , 1872±4 ¹ , 1870±4, 1864±18 ⁶ 1880±9 ⁸ , 1882±4 ³	U-Pb S zr Pb-Pb zr	2,60 e 2,53 ⁵ 2,28 a 2,23 ¹²	-6,67 e -2,84 ⁵ -0,72 a -2,45 ¹²		
		Formação Moraes Almeida*	1890±6, 1881±4 1875±4 ⁸	Pb-Pb zr	2,44 a 2,29 ²	-3,05 a -1,98 ²		
		Grupo Iriri (ca. 1893 - 1870 Ma)	1870±8 ⁶ 1893±3, 1888±2 ³	U-Pb S zr Pb-Pb zr	2,45 ⁵ 2,37 a 2,34 ¹²	-1,37 ⁵ -2,47 a -2,83 ¹²		
		Formação Bom Jardim	1881±4 ⁸	Pb-Pb zr	2,29 ¹¹ , 2,26 ⁵	-1,98 ¹¹ , -2,38 ⁵		
		Anortosito Jutaf*	1878±8 ⁶	U-Pb S ti				
		Suíte Intrusiva Ingarana (ca. 1887 - 1879 Ma)	1887±3 ⁴ , 1878±3 ⁴ (Olivina gabro Rio Novo*) 1881±3 (núcleo), 1880±7 ¹⁰ (borda), 1879±3 ⁶ 1881±11 ¹⁰	Pb-Pb zr U-Pb S zr U-Pb S bd	2,24 ⁵	-0,87 ⁵		
		Suíte Intrusiva Parauari (ca. 1883-1879 Ma)	1883±2, 1883±8 ⁴ , 1882±4 ³ , 1880±3 ⁸ (gr. J. Ouro) 1883±4 ⁶ , 1880±14 ¹ , 1879±3 ¹ (gr. Rosa de Maio)	Pb-Pb zr U-Pb T zr	2,32 ¹²	-1,82 ¹²		
		Granito S. Jorge Novo*	1891±3 ⁸	Pb-Pb zr	2,43 a 2,32 ¹²	-5,21 a -2,68 ¹²		
		Suíte Intrusiva Tropas (ca. 1907 - 1892 Ma)	1907±9 (grd. São Jorge*), 1896±5 ¹⁰ (tufo Uruá*) 1897±2 ton. Tropas*, 1893±3 ¹⁰ ton. Ouro Roxo* 1898±5 (metandesito), 1892±6 ⁵ (gr. Abacaxis*)	U-Pb S zr U-Pb T zr, ti U-Pb S zr				
		Suíte Intrusiva Creporizão (ca. 1997 - 1957 Ma)	1974±6, 1970±12, 1966±5, 1963±6, 1957±6 ⁵ 1968±7 ¹⁰ (gr. Joel*), 1997±5 ¹⁰ (gr. Jamaxin*) 1997±3 (gr. Rio Claro)*, 1984±1 ⁴	U-Pb S zr U-Pb S T zr, ti Pb-Pb zr				
		Granito São Jorge Antigo* Formação Vila Riozinho*	1983±8, 1981±2 ⁸ 2000±4, 1998±3 ⁸ , 2002±4 ¹³	Pb-Pb zr Pb-Pb zr	2,41 a 2,26 ¹² 2,49 a 2,28 ¹²	-1,03 a -2,68 ¹² -1,09 a -3,71 ¹²		
		Embasa- mento		Complexo Cuiú-Cuiú (ca. 2033-2005 Ma)	2011±23, 2006±3 ¹ 2033±7, 2016±5, 2015±19, 2012±8, 2005±7 ⁶	U-Pb T zr U-Pb S zr	2,16 e 2,09 ²	+1,8 e +2,6 ²
				Form. Comandante Arara*	2020±2 (dacito), 2012±2 ¹³ (micromonzogranito)	Pb-Pb zr	2,29 a 2,36 ¹⁴	-0,59 a -1,19 ¹⁴
Riaciano		Grupo Jacareacanga	2125, 2106, 2098, 2875 ⁵	U-Pb T zrd				

Abreviaturas: S SHRIMP, T ID-TIMS, bd baddeleyita, ti titanita, zr zircão, zrd zircão detrítico. **Referências:** 1 Santos *et al.* (1997), 2 Sato & Tassinari (1997), 3 Vasquez *et al.* (1999), 4 Vasquez *et al.* (2000a), 5 Santos *et al.* (2000), 6 Santos *et al.* (2001), 7 Santos *et al.* (2002), 8 Lamarão *et al.* (2002), 9 Santos (2003), 10 Santos *et al.* (2004), 11 Silva (2010), 12 Lamarão *et al.* (2005), 13 Vasquez *et al.* (2013), 14 Vasquez *et al.* (2014).

3.2 COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ

Pessoa *et al.* (1977) e Bizzinella *et al.* (1980) atribuíram idade arqueana a paleoproterozoica a um conjunto de granitoides de composição tonalítica que ocorrem na parte central e sudoeste da PAT, região dos rios das Tropas e alto rio Crepori e rio Novo, ao qual Pessoa *et al.* (1977) denominaram de Complexo Cuiú-Cuiú (Fig. 3). As rochas deste complexo foram intrudidas por rochas das suítes intrusivas Creporizão, Parauari, Ingarana e Maloquinha e ainda pelo granito Carochal (Fig. 4). Essas rochas ocorrem em contato tectônico com as aquelas do Grupo Jacareacanga, através de zonas de cavalgamento oblíquo, e com as rochas sedimentares paleoproterozoicas da Formação Buiúçu e devonianas do Grupo Jatuarana da bacia do Alto Tapajós (Cachimbo), através de falhas rúpteis normais e transcorrentes. Localmente, o Complexo Cuiú-Cuiú é recoberto por rochas vulcânicas do Grupo Iriri (Vasquez *et al.* 2008b). Segundo Santos *et al.* (2001), esta unidade é constituída predominantemente por ortognaisses bandados cálcio-alcálicos e sintectônicos, de composição tonalítica e granodiorítica e, subordinadamente, diorítica, quartzo diorítica e monzogranítica. Essas rochas formam batólitos alongados na direção NW-SE paralela à foliação das rochas do Grupo Jacareacanga, com enclaves de rochas metaultramáficas, metabasaltos toleíticos e gnaisses pelíticos, cortados localmente por veios trondhjemíticos. Os enclaves podem ser xenólitos de rochas do Grupo Jacareacanga (Ferreira *et al.* 2000) e a ocorrência de andesina, hornblenda, epidoto, silimanita e cordierita nessas rochas indica metamorfismo na fácies anfíbolito. Lentes de leucogranitos com muscovita e, às vezes, granada, ocorrem associadas com falhas de empurrão. Os gnaisses exibem estruturas de fluxo magmático e de mistura de magmas e, mais raramente, migmatíticas, indicando que essas rochas sofreram fusão parcial durante a deformação dúctil (Vasquez *et al.* 2002).

Santos *et al.* (1997) obtiveram, pelo método U-Pb em zircão, idade de 2006 ± 3 Ma para o tonalito Conceição, um representante típico desta unidade, na porção SE da PAT, entre os rios das Tropas e Crepori. Entretanto, idades U-Pb em zircão, em diversos granitoides desta unidade (Tabela 2), definiram o intervalo entre 2033 ± 7 e 2005 ± 7 Ma (Orosiriano inferior) para o Complexo Cuiú-Cuiú (Santos *et al.* 2001). A idade mais antiga (2033 Ma) foi obtida em tonalitos na parte leste da PAT, denominado pelos autores de tonalito Cuiú-Cuiú, enquanto que a idade mais jovem (2005 Ma) foi obtida em tonalitos no médio curso do rio das Tropas, na porção oeste da PAT. Vasquez *et al.* (2013) obtiveram idades Pb-Pb em zircão entre 2020 ± 2 e 2012 ± 2 Ma (Tabela 2), em metadacitos e micromonzogranitos porfiríticos, correlacionados aos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú, situados na região Comandante Arara (folha São Domingos), leste da PAT. Os referidos autores propuseram incluir essas

rochas metavulcânicas em uma formação do Complexo Cuiú-Cuiú denominada Comandante Arara, subdividida nos membros Lora (derrames andesíticos e riódacíticos) e Manual (depósitos piroclásticos e epiclásticos). As composições isotópicas de Nd dessas rochas metavulcânica, com ϵ_{Nd} levemente negativo (-0,59 a -1,19) e T_{DN} 2,29 a 2,36 Ga sugerem fonte paleoproterozóica com pouca contribuição crustal para essas rochas (Vasquez *et al.* 2014). Por outro lado, as composições isotópicas de Nd em tonalitos desta unidade, obtidas por Sato & Tassinari (1997), com ϵ_{Nd} positivo (1,8 a 2,6) e T_{DM} 2,16 a 2,09 Ga (Tabela 2), sugerem fonte juvenil paleoproterozóica para o Complexo Cuiú-Cuiú. Os granitoides desta unidade foram interpretados como componentes de um sistema de arcos magmáticos pouco evoluídos relacionado à subducção de crosta oceânica (Vasquez *et al.* 2002, Santos *et al.* 2001, Coutinho 2008b), provavelmente arcos de ilha primitivos da orogenia inicial que deu origem à Província Tapajós (Santos *et al.* 2001 e 2004). Os leucogranitos peraluminosos são compatíveis com granitos de anatexia relacionados com colisão continental.

No baixo curso do rio Jamanxim, na porção NE da PAT, 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 (tabela 2), o qual, segundo os citados autores, representa possivelmente a granitogênese rapakivítica mais antiga no cráton Amazônico. Outro exemplo daquele evento é o batólito monzogranítico Rio Claro, na porção sul da PAT, para o qual Vasquez *et al.* (2000c) obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão de 1997 ± 3 Ma. O quartzo monzonito Santa Helena e o granito rapakivi Cumaru são rochas semelhantes descritas respectivamente por Pessoa *et al.* (1977) e Bizzinella *et al.* (1980). Santos *et al.* (2004) consideraram o monzogranito Jamanxim como representante de um arco continental (arco Cumaru), com idade intermediária entre o Complexo Cuiú-Cuiú e a Suíte Intrusiva Creporizão.

3.3 FORMAÇÃO VILA RIOZINHO

Os eventos magmáticos orosirianos posteriores ao magmatismo Cuiú-Cuiú se concentraram nas porções central, sudeste e leste da PAT. À leste da PAT, no alto curso do rio Jamanxim e Riozinho das Arraias, próximo à Vila Riozinho, Lamarão *et al.* (1999) definiram uma sequência vulcânica félsico-intermediária denominada Formação Vila Riozinho (Fig. 3, 4), constituída por andesito basáltico, traquiandesito basáltico, traquito e riolito, com assinatura geoquímica cálcio-alcalina de alto K a shoshonítica, característica de

arco magmático maduro. Lamarão *et al.* (2002) obtiveram, pelo método Pb-Pb em zircão, idades de 2000 ± 4 e 1998 ± 3 Ma (tabela 2). Vasques *et al.* (2013) obtiveram, pelo mesmo método, a idade de 2002 ± 4 Ma (tabela 2) em um ignimbrito dacítico correlacionado à Formação Vila Riozinho, situado à oeste da área tipo (Vila Riozinho). Esses autores propuseram ainda uma subdivisão em dois membros da Formação Vila Riozinho, sendo o membro Riozinho das Arraias (inferior) constituído por derrames e ignimbritos andesíticos e dacítico, e o membro Tocantinzinho (superior) constituído por depósitos piroclásticos e epiclásticos de composição dacítica a riolítica. As idades da Formação Vila Riozinho, em torno de ca. 2000 Ma, indicam que essas rochas devem representar um evento vulcânico intermediário entre o arco Cuiú-Cuiú e o magmatismo Creporizão, correlacionado ao evento Cumaru de Santos *et al.* (2004).

Lamarão *et al.* (2005) argumentaram que a presença de cristais de zircão herdados de idade arqueana e a composição isotópica de Nd, com ϵ_{Nd} negativo (-1,09 a -3,71) e T_{DM} 2,49 a 2,28 Ga (Tabela 2), sugerem que essas rochas podem ter sido formadas por mistura de magma juvenil paleoproterozoico contaminado pela assimilação com rochas crustais 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* provocado por magmas máficos.

3.4 SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO

Na porção sudeste e central da PAT, Ricci *et al.* (1999) denominaram de Suíte Intrusiva Creporizão a um conjunto de plutons graníticos calcioalcalinos e tarditectônicos (Fig. 3), intrusivos nas rochas do complexo Cuiú-Cuiú (Fig. 4). Os plutons graníticos desta unidade ocorrem como batólitos com relevo arrasado e orientados na direção NW-SE, concordantemente com zonas de cisalhamento transcorrentes. Esses corpos são intrudidos por granitos das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha e pelo gabro Serra Comprida. São recobertas por rochas sedimentares paleoproterozoicas das formações Castelo dos Sonhos e Buiçu e devonianas do Grupo Jatuarana, e ainda por rochas vulcânicas do Grupo Iriri. A suíte Creporizão é constituída predominantemente por sieno a monzogranitos, com biotita e anfibólio, e granodioritos protomiloníticos, além de tonalitos e quartzo monzodioritos subordinados (Santos *et al.* 2001, Vasquez *et al.* 2008b). Santos *et al.* (2001) identificaram rochas vulcânicas máficas e intermediárias metamorfisadas, associadas aos granitoides Creporizão, cuja associação mineralógica indica grau metamórfico anfibolito baixo. Os granitoides Creporizão encontram-se milonitizados, com textura porfiroclástica. Entretanto

em porções mais preservadas da deformação as rochas exibem textura heterogranular ou porfírica, com estruturas de fluxo magmático subparalelas à foliação milonítica regional de direção N10-20°W, além de enclaves microgranulares máficos e xenólitos de ortognaisses (Vasquez *et al.* 2000b,c).

Datações geocronológicas pelo método Pb-Pb e U-Pb em zircão em amostras da suíte Creporizão (tabela 2) indicaram idades entre 1997 ± 3 e 1957 ± 6 Ma (Vasquez *et al.* 2000a, 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. Santos *et al.* (2001) obtiveram, pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, idades de 1963 ± 6 e 1966 ± 5 Ma em monzogranitos próximo a vila Creporizão, e 1974 ± 6 Ma em metandesito associado aos granitoides, na porção centro-leste da PAT, entre os rios Crepori e Pacu. Lamarão *et al.* (2002) obtiveram, pelo método da evaporação do Pb em zircão, idades Pb-Pb de 1981 ± 2 Ma e 1983 ± 8 Ma (Tabela 2) para um pluton granítico denominado por eles de Granito São Jorge Antigo, na porção leste da PAT, o qual parece representar atividade magmática precoce relacionada ao magmatismo Creporizão. A composição isotópica de Nd obtida por Lamarão *et al.* (2005), com ϵ_{Nd} negativo (-1,03 a -2,68) e T_{DM} 2,41 a 2,26 Ga (Tabela 2), sugerem que o magma que deu origem ao Granito São Jorge Velho é idade paleoproterozóica, derivado por fusão parcial de crosta arqueana.

Os granitoides Creporizão foram interpretados por Santos *et al.* (2001, 2004) e Coutinho (2008b) como componentes de um arco magmático continental, mais evoluído que o arco Cuiú-Cuiú, enquanto Vasquez *et al.* (2001, 2002), apesar da assinatura geoquímica calcioalcalina característica de arco magmático, consideraram esses granitoides como tardiorogênicos em relação à orogênese Cuiú-Cuiú, formados em ambiente de colisão continental.

3.5 SUÍTE INTRUSIVA TROPAS

Santos *et al.* (2001), com base em dados geocronológicos, propuseram designar de Suíte Intrusiva Tropas aos granitoides que ocorrem no baixo curso do rio das Tropas, porção oeste da PAT, anteriormente incluídos no Complexo Cuiú-Cuiú (Fig. 3), uma vez que, de acordo com os dados geocronológicos, os granitoides Tropas começaram a cristalizar após um hiato de 50 Ma em relação ao final do evento Creporizão (Fig. 4). Os granitoides Tropas são intrudidos por granitoides das suítes Parauari e Maloquinha e recobertos localmente por rochas sedimentares paleoproterozoicas da Formação Buiuçu e por rochas vulcânicas da

Formação Aruri (Grupo Iriri). A Suíte Tropas é constituída por granodioritos, tonalitos, monzogranitos, quartzo dioritos, andesitos e basaltos cálcio-alcalinos, com xenólitos de metabasaltos e metandesitos do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Creporizão (Ferreira *et al.* 2004). Os granitoides Tropas foram afetados por zonas de cisalhamento subverticais de direção N-S que imprimiram nestas rochas bandamento composicional concordante com o cisalhamento.

Datações U-Pb em zircão e titanita nos granitoides Tropas (tabela 2) indicaram idades entre 1907 ± 9 e 1892 ± 6 Ma (Santos *et al.* 2001, 2004). Na área tipo desta unidade, Santos *et al.* (2004) obtiveram, pelo método U-Pb TIMS em zircão e titanita, a idade de 1893 ± 3 Ma para o tonalito hospedeiro do depósito aurífero Ouro Roxo, na região do rio Pacu, denominado por eles de tonalito Ouro Roxo, e idades de 1897 ± 2 Ma para os tonalitos que ocorrem ao sul do depósito Ouro Roxo, no baixo curso do rio das Tropas. Estes mesmos autores obtiveram idades U-Pb SHRIMP em zircão de 1896 ± 5 Ma em tufos félsicos, na cachoeira Uruá do rio Tapajós, próximo a cidade de Itaituba, e 1907 ± 9 Ma para um granodiorito na área do depósito São Jorge, no alto curso do rio Jamanxim, porção leste da PAT. Santos *et al.* (2001) obtiveram idades U-Pb SHRIMP em zircão de 1898 ± 5 Ma em metandesitos associados aos granitoides Tropas e de 1982 ± 6 Ma para o monzogranito Abacaxis, no extremo oeste da PAT. Por outro lado, Lamarão *et al.* (2002) caracterizaram a rocha hospedeira do depósito aurífero São Jorge como monzogranito, denominada por eles de Granito São Jorge Jovem, com idade Pb-Pb em zircão de 1891 ± 3 Ma (Tabela 2), correlacionada ao evento Tropas. Dados isotópicos de Nd, com ϵ_{Nd} negativo (-5,21 a -2,68) e T_{DM} 2,43 a 2,32 Ga, indicam fontes paleoproterozoicas com contribuição crustal para o granito São Jorge Jovem (Lamarão *et al.* 2005).

Os granitoides 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 (Espírito Santo), na porção oeste da PAT, como formações de bacias intra-arco, relacionadas ao arco Tropas. Estas formações são constituídas por siltitos e grauvacas com grãos de zircão clásticos derivados dos granitoides Tropas, e são intrudidas pelos granitoides Parauarí. Entretanto, apesar da assinatura cálcio-alcalina, característica de arco magmático, Vasquez *et al.* (2001, 2002) consideraram os granitoides Tropas como pós-colisionais 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) e Bizzinella *et al.* (1980) salientaram que os granitoides Parauari normalmente são isotrópicos não deformados e ocorrem em toda a extensão da PAT (Fig. 3), característica que os diferenciam dos granitoides Cuiú-Cuiú, normalmente deformados e de ocorrência mais restrita, na porção SW da PAT. Os granitoides Parauari são intrusivos nos gnaisses Cuiú-Cuiú e granitoides Creporizão e foram intrudidos por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e gabros da Suíte Intrusiva Ingarana (Fig 4). Esses granitoides ocorrem como batólitos com formas irregulares, seguindo uma orientação regional NW-SE e exibem localmente uma sutil foliação protomilonítica nas porções afetadas por zonas de cisalhamento.

Considerando a variedade composicional desta unidade, Brito (2000) a denominou de Suíte Intrusiva Parauari, constituída por três fácies de granitoides calcioalcalinos de alto K (granodiorítica, granítica e granítica à titanita). Na fácies granodiorítica, com relevo mais arrasado, predominam granodioritos cinzas equi e inequigranulares, com biotita e hornblenda, além de monzogranitos, tonalitos e quartzo monzonitos subordinados. Na fácies granítica predominam monzo e sienogranitos inequigranulares e porfiríticos, com biotita e hornblenda, além rochas vulcânicas félsicas associadas. Localmente exibem textura de fluxo magmático marcada pela orientação dos fenocristais de feldspatos e biotita. A fácies granítica à titanita é uma variação da fácies granítica, que já tinha sido descrita por Barbosa (1966) e Pessoa *et al.* (1977). São monzogranitos com biotita e/ou hornblenda e mais raramente sienogranitos e granodioritos, com área de ocorrência bem mais restrita que as duas fácies principais (granodiorítica e granítica).

Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão, realizadas por Santos *et al.* (1997, 2001) em rochas desta unidade, nas áreas dos depósitos Rosa de Maio (área tipo), Penedo, Caroçal e Uruá, indicaram idades de cristalização entre 1883 e 1879 Ma (tabala 2). A idade mínima (1789 ± 3 Ma) foi obtida na área do depósito Rosa de Maio (área tipo da suíte Parauari) e a idade máxima (1883 ± 4 Ma) foi obtida na área do depósito Penedo, situadas na porção NE da PAT, a norte do rio Tapajós. Vasquez *et al.* (1999, 2000a) obtiveram pelo método Pb-Pb em zircão, idades de 1883 ± 2 , 1883 ± 8 e 1882 ± 4 Ma (Tabela 2) para granitoides desta unidade na área do rio Crepori, próximo da vila de mesmo nome, na parte central da PAT. Lamarão *et al.* (2002) obtiveram, pelo mesmo método, uma idade Pb-Pb de

1880±3 Ma (Tabela 2) para o granito Jardim do Ouro, próximo a vila de mesmo nome, na parte leste da PAT. Juliani *et al.* (2002) consideraram os granitos Rosa de Maio (1879±3 Ma) e Batalha (1883±4 Ma), com mineralização aurífera, como tardi a pós-tectônicos do evento Parauari. A composição isotópica de Nd obtida para o granito Jardim do Ouro, com ϵ_{Nd} negativo (-1,82) e T_{DM} 2,32 Ga (tabela 2), sugere a interação de uma fonte juvenil com uma fonte crustal mais antiga (Lamarão *et al.* 2005).

As rochas graníticas da Suíte Parauari foram interpretadas por Santos *et al.* (2001, 2004), Coutinho (2008b) e Juliani *et al.* (2012) como granitoides orogênicos tarditectônicos, componentes de arcos magmáticos continentais maduros, formados entre 1883 e 1879 Ma. Por outro lado, Vasquez *et al.* (2001, 2002) consideraram estes granitoides como pós-colisionais, formados em ambiente extensional por *undeplating* do manto litosférico e da crosta continental inferior, relacionado ao estágio tardio da colisão do arco Cuiú-Cuiú.

3.7 SUÍTE INTRUSIVA INGARANA

As intrusões gabroicas aflorantes no igarapé Bom Jardim, afluente pela margem direita do rio Tapajós, e seu afluente Ingarana, na porção centro-norte da PAT, 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 gabroicos correlacionados ao gabro Ingarana e individualizaram-nos como Suíte Intrusiva Ingarana (Fig. 3). A suíte Ingarana é constituída por augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, além de monzogabros, dioritos e monzodioritos subordinados, de caráter cálcio-alcálico de alto K, com enriquecimento em alumínio que ocorre como plutons com formas irregulares, normalmente batolíticos (Bahia & Quadros, 2000; Almeida *et al.* 2000). Esses plutons cortam rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e são intrudidos por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha (Fig. 4). Essas rochas ocorrem associadas às rochas graníticas da suíte Parauari, mas suas relações de contato não são conclusivas, provavelmente em função da contemporaneidade entre as duas unidades sugerida pelos dados geocronológicos (tabela 2).

Vasquez *et al.* (2000a) obtiveram idade de cristalização de 1887±3 Ma, pelo método Pb-Pb em zircão (Tabela 2), para um leuconorito da suíte Ingarana na porção centro-leste da PAT. Santos *et al.* (2004) obtiveram idades de 1880±7, 1881±3 e 1881±11 Ma, pelo método U-Pb SHIRIMP em zircão e baddeleyita (Tabela 2), em amostras de um corpo gabroico na área do depósito aurífero David (área tipo desta unidade), na parte centro-norte da PAT. A

composição isotópica de Nd, com ϵ_{Nd} negativo (-0,87) e T_{DM} 2,24 Ga (Tabela 2), sugere a interação de uma fonte juvenil com uma fonte crustal mais antiga (Santos *et al.* 2000). Diversos corpos máficos na PAT devem ser correlacionados à suite Ingarana. O Anortosito Jutai (Ferreira *et al.* 2004), na porção norte da Província Tapajós, com idade U-Pb SHRIMP em titanita de 1878 ± 8 Ma (Santos *et al.* 2001), o olivina gabro Rio Novo, na foz do rio Novo, afluente do rio Jamanxim, com idade Pb-Pb em zircão de 1878 ± 3 Ma (Vasquez *et al.* 2000a), o gabro São Domingos na porção centro-leste da PAT, próximo ao garimpo São Domingos, o gabro Serra Comprida, no interflúvio dos rios Novo e Inambé, na porção sul da PAT, e o quartzo monzogabro Igarapé Jenipapo na região do depósito Crepori, próximo à vila Creporizão (Vasquez *et al.* 2000b).

3.8 MAGMATISMO OROSIRIANO TARDI A PÓS-TECTÔNICO

Algumas unidades magmáticas na PAT, intermediárias a félsicas, tardia a pós-tectônicas, formadas em ambiente extensional, foram afetadas somente por deformação rúptil, sem evidência de metamorfismo regional, como a Formação Bom Jardim, o Grupo Iri e a Suíte Intrusiva Maloquinha do evento Uatumã (1,89 - 1,87 Ga)

O magmatismo Uatumã foi inicialmente definido como Grupo Uatumã por Barbosa (1966) na região do médio Tapajós, estado do Pará, incluindo rochas vulcânicas félsicas, posteriormente definidas como Formação Iri por Forman *et al.* (1972) e os granitos Maloquinha (Santos *et al.* 1975), posteriormente definidos como Formação Maloquinha por Pessoa *et al.* (1977). Rambrag & Santos (1974) e Silva *et al.* (1974) reconheceram o grupo Uatumã como produto de um grande evento vulcano-plutônico anorogênico que teria afetado quase todo o cráton Amazônico, o qual foi elevado à categoria de supergrupo por Santos *et al.* (1975). O evento Uatumã foi caracterizado por Klein *et al.* (2012) como uma Grande Província Ígnea (*Large Igneous Province*, Uatumã LIP), de idade ca. 1,89 - 1,87 Ga, conforme definição de Bryan & Erns (2008), e reconhecido como uma *Silicic Large Igneous Province* (SLIP) por Roverato *et al.* (2013), que cobre grande parte do cráton Amazônico (parte central-leste), no Brasil e países vizinhos ao norte. Devido à grande extensão das rochas expostas deste evento, com área em torno de 1.500.000 Km², diversas denominações para as unidades geológicas, tanto vulcânicas como plutônicas, foram atribuídas de acordo com suas áreas de ocorrências, indicando a existência de mais de um evento magmático correlacionados no tempo. Na PAT as rochas vulcânicas deste evento são representadas pelo Grupo Iri (Formações Salustiano e Aruri) e possivelmente também pela Formação Bom Jardim,

enquanto a Suíte Intrusiva Maloquinha representa as rochas plutônicas graníticas deste evento na PAT.

3.8.1 Formação Bom Jardim

Ferreira (2000c) propôs a denominação de Formação Bom Jardim para incluir rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição intermediária a máfica e assinatura calcioalcalina de alto K a shoshonítica que ocorrem na porção centro-oeste da PAT, possivelmente contemporânea ao expressivo magmatismo félsico do grupo Iriri (Fig. 3, 4). Esta formação é constituída predominantemente por derrames andesíticos, com basaltos, traquitos e latitos subordinados, associados com rochas vulcânicas da Formação Aruri (Grupo Iriri) e plutônicas da Suíte Intrusiva Ingarana (Fig. 3). Normalmente são rochas porfiríticas, isotrópicas, de coloração cinza esverdeada a preta, com fenocristais de plagioclásio, augita, hornblenda, actinolita e mais raramente quartzo e feldspato alcalino. Localmente, estas rochas exibem feições de fluxo de lava e texturas amigdaloidais, além de depósitos vulcanoclásticos associados. Juliani *et al.* (2005) descreveram também lavas e tufos riolíticos, basaltos amigdaloidais e fluxos traquíticos, traquiandesíticos e latíticos subordinados.

Lamarão *et al.* (2002) obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão de 1881 ± 4 Ma em um traquito desta formação, próximo à vila Moraes de Almeida (Tabela 2). Embora o posicionamento estratigráfico desta formação ainda é discutível entre os autores, Juliani *et al.* (2002) a posicionaram sob o Grupo Iriri e interpretaram as rochas desta unidade como remanescentes erosivos de estratovulcões pré-caldeira associados ao rifteamento trás-arco do evento Parauari. Os dados isotópicos de Nd (tabela 2), com ϵ_{Nd} negativo (-1,98) e T_{DM} 2,29 Ga para o traquito de Moraes de Almeida (Lamarão *et al.* 2005) e ϵ_{Nd} -2,38 e T_{DM} 2,26 Ga para os diques andesíticos (Santos *et al.* 2000), sugerem fontes paleoproterozoicas com pequena contribuição crustal para as rochas desta unidade (Lamarão *et al.* 2005).

Andesitos Joel-Mamoal

Vasquez *et al.* (2000c) descreveram diques e ocorrências restritas de derrames andesíticos na folha Vila Riozinho, porção centro-leste da PAT, aos quais denominaram de andesitos Joel-Mamoal, em alusão às ocorrências dessas rochas associadas aos depósitos auríferos nos garimpos de mesmo nomes (Fig. 4). No garimpo Joel, próximo à vila Crepori (porção central da PAT), os diques andesíticos são subverticais, com 0,8 a 1 m de espessura, e estão alojados em fraturas de direção ENE-WSW que cortam granitoides da suíte Creporizão. No garimpo Mamoal, à oeste da vila Jardim do Ouro, e próximo à vila Moraes de Almeida, os diques ocorrem alojados em fraturas NW-SE que seccionam granitos da suíte Maloquinha. Os andesitos são isotrópicas, de coloração verde escura e acinzentado, textura porfirítica, com

fenocristais milimétricos a subcentimétricos de plagioclásio, ou afírica com feições granofíricas localizadas. Os diques andesitos apresentam uma afinidade geoquímica calcioalcalina de alto K, semelhante aos andesitos da Formação Bom Jardim.

Lamprófiros Jamanxim

Diques lamprófíricos foram descritos nas folhas Caracol (Bahia & Quadros 2000), Vila Riozinho (Vasquez *et al.* 2000c) e Rio Novo (Vasquez *et al.* 2000b), porção leste da PAT (Fig. 4). Os citados autores mantiveram a denominação de lamprófiros Jamanxim atribuída por Almeida *et al.* (1977) para os lamprófiros que ocorrem no médio e baixo curso do rio Jamanxim. Esses diques são intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri, nos granitos da suíte Maloquinha, nos granitoides das suítes Creporizão e Parauari e nos gnaisses do Complexo Ciú-Cuiú, e apresentam espessura 0,3 a 2m, com orientação entre as direções ENE-WSW e NNE-SSW. São constituídos por lamprófiros isotrópicas, de coloração cinza escura e castanho, textura porfirítica fina, com fenocristais idiomórficos de piroxênio e anfibólio imersos em matriz microcristalina. Dois tipos de lamprófiros foram identificados: os vogesitos, constituídos por augita, hornblenda e feldspato alcalino, \pm plagioclásio, \pm actinolita, \pm clorita, \pm biotita, \pm quartzo, \pm epidoto, \pm carbonato, \pm apatita, \pm zircão \pm opacos, e os espessartitos, constituídos por augita, hornblenda, biotita, plagioclásio \pm actinolita, \pm epidoto, \pm clorita, \pm quartzo, \pm carbonato, \pm opacos. Os lamprófiros Jamanxim apresentam uma afinidade geoquímica calcioalcalina de alto K, semelhante aos andesitos Joel-Mamoal e à Formação Bom Jardim.

O caráter calcioalcalino de alto K dos andesitos Joel-Mamoal e dos lamprófiros Jamanxim e suas relações intrusivas com os granitos da suíte Maloquinha, sugerem uma correlação dessas rochas, com o magmatismo pós-tectônico da PAT, com uma pequena defasagem temporal (Klein *et al.* 2001). Essas características levaram Vasquez *et al.* (2008b) a considerar estas rochas como um evento tardio da Formação Bom Jardim.

3.8.2 Grupo Iriri

Forman *et al.* (1972) denominaram de Formação Iriri a um conjunto de rochas vulcânicas félsicas que ocorrem ao longo do rio Iriri, afluente pela margem esquerda do rio Xingu. Segundo os citados autores, esta formação é constituída por riolitos, riocacitos 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, definido por Barbosa

(1966). Pessoa *et al.* (1977) elevaram a Formação Iriri à categoria de grupo subdividido nas formações Salustiano (inferior), constituída por derrames félsicos a intermediários, e Aruri (superior), composta por rochas piroclásticas, vulcanoclásticas e epiclásticas, além de uma sequência híbrida com derrames e rochas piroclásticas. Na PAT, as ocorrências das rochas do Grupo Iriri são mais expressivas na porção oriental desta província, onde são intrudidas pelos granitos da suíte Maloquinha e pelo granito Porquinho (Fig. 3, 4). Apófises graníticas, *stockworks* e zonas de alterações hidrotermais nas rochas vulcânicas Iriri evidenciam estas relações (Almeida *et al.* 2000, Bahia & Quadros 2000, Vasquez *et al.* 2000b,c, Lamarão *et al.* 2002).

3.8.2.1 Formação Salustiano

A Formação Salustiano (Pessoa *et al.* 1977) é constituída por derrames de riolitos, riodacitos, dacitos e latitos, além de ignimbritos e tufos que ocorrem na porção oriental da PAT (Fig. 3). Essas rochas são normalmente isotrópicas e porfiríticos com fenocristais ou microfenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda em matriz afanítica ou microcristalina (Bahia & Quadros 2000). Na porção nordeste da PAT, Dall’Agnol *et al.* (1999) reconheceram riolitos com faialita e hedenbergita. As rochas vulcânicas desta formação apresentam diversos graus e estilos de alteração hidrotermal, cujos principais minerais de alteração são argilominerais, sericita, carbonato e epidoto (Nunes *et al.* 2000, Nunes *et al.* 2001, Correa Silva *et al.* 2001, Juliani *et al.* 2005).

Os riolitos da Formação Salustiano, de modo geral, apresentam assinatura alcalina aluminosa de ambiente intraplaca (Lamarão *et al.* 2002). Klein *et al.* (2001) reconheceram rochas vulcânicas félsicas da formação citada com assinatura cálcioalcalina a alcalina aluminosa (meta a peraluminosa), localmente peralcalina. Datações geocronológicas em riolitos desta unidade (Tabela 2) forneceram idades U-Pb SHRIMP em zircão de $1\,870 \pm 8$ Ma (Santos *et al.* 2000), e idades Pb-Pb em zircão de $1\,893 \pm 3$ e $1\,888 \pm 2$ Ma (Vasquez *et al.* 1999).

3.8.2.2 Formação Arurí

A Formação Arurí (Pessoa *et al.* 1977) compreende um conjunto de rochas piroclásticas (tufos, ignimbritos e brechas vulcânicas) e vulcanoclásticas (conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos) da parte superior do Grupo Iriri (Fig. 3). As rochas piroclásticas são normalmente

isotrópicas, mas algumas exibem orientação dos fragmentos líticos e de cristais de feldspato alcalino e quartzo, em matriz afanítica. As brechas contêm fragmentos líticos subangulosos de riolitos, andesitos, tufos félsicos e intermediários e microgranitos. Os tufos félsicos são de cristal, litoclásticos ou vidroclásticos e cineríticos, raramente estratificados. A sequência híbrida, com rochas piroclásticas e derrames félsicos, descrita por Pessoa *et al.* (1977), foram incluídas na Formação Aruri por Santos *et al.* (2000). Os arenitos e siltitos vulcânicos podem ser maciços ou estratificados e são intercalados com níveis conglomeráticos com seixos subarredondados de riolito, microgranito, tufos félsicos, além de fragmentos dos próprios arenitos e siltitos. A gênese das rochas piroclásticas e vulcanoclásticas da Formação Aruri foi relacionada ao caráter explosivo do magma félsico desta unidade que gerou grande quantidade de material piroclástico, em parte retrabalhado e depositado em ambiente subaquoso lagunar próximo dos vulcões, com mistura de material piroclástico e epiclástico (Bahia & Quadros 2000).

Na porção leste da PAT, Lamarão *et al.* (2002) descreveram riolitos e ignimbritos alcalinos, tipo A, denominados por eles de Formação Moraes Almeida. Idades Pb-Pb em zircão nessas rochas, obtidas pelos referidos autores, situaram-se entre 1890 ± 6 e 1875 ± 4 Ma (Tabela 2). As similaridades litológicas entre essas rochas e aquelas da Formação Aruri (sequência híbrida) e sua contemporaneidade com a Formação Salustiano, favorece a inclusão destas rochas no Grupo Iriri, conforme defenderam Vasquez *et al.* (2008b). A composição isotópica de Nd das rochas vulcânicas félsicas da parte leste da PAT (Tabela 2), com ϵ_{Nd} negativo, -2,47 a -2,83 e T_{DN} 2,37 a 2,34 Ga (Lamarão *et al.* 2005) e ϵ_{Nd} -1,37 e T_{DM} 2,45 Ga (Santos *et al.* 2000), sugerem fontes crustais paleoproterozoicas para as rochas do Grupo Iriri. Os dados isotópicos de Nd, com ϵ_{Nd} -3,05 a -1,98 e T_{DM} 2,44 a 2,29 Ga, obtidos por Sato & Tassinari (1997) para as rochas da Formação Moraes Almeida (Tabela 1) são compatíveis com aqueles de Lamarão *et al.* (2005) e Santos *et al.* (2000).

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, entre ca. 1,89 e 1,87 Ga, relacionados à colocação rasa de plutons calcioalcalinos tardi a pós-tectônicos em relação ao evento Parauari. Segundo os referidos autores, as formações Salustiano e Aruri correspondem a extensas e espessas camadas de derrames e rochas piroclásticas de caldeira depositadas sobre os derrames pré-caldeira da Formação Bom Jardim. O evento pós-caldeira é representado por vulcões compostos e domos de riolito, com intercalações de fluxos de riolitos e tufos félsicos, que se colocaram em torno e no interior das

caldeiras, seguidos por brechas hidrotermais e capas silicosas tardias com mineralizações auríferas epitermais de alta sulfetação (Juliani *et al.* 2005).

3.8.3 Suíte Intrusiva Maloquinha

O magmatismo granítico cratogênico, com tendência alasquítica, considerado a parte plutônica do evento Uatumã, foi inicialmente reconhecido, na região do Tapajós, por Santos *et al.* (1975), como granito Maloquinha, cuja área tipo é o porto Maloquinha no alto curso do rio das Tropas (Fig. 3). Esses granitos ocorrem como *stocks* e batólitos elípticos e circulares, amplamente distribuídos na PAT seguindo lineamentos regionais de direção NW-SE a N-S, e foram formalizados por Pessoa *et al.* (1977) como Formação Maloquinha. Trabalhos subsequentes (Andrade *et al.* 1978, Melo *et al.* 1980, Klein *et al.* 2001) atestaram a amplitude regional dessa unidade e a variedade composicional de suas rochas graníticas, o que levaram Andrade *et al.* (1978) a propor sua redefinição como Suíte Intrusiva Maloquinha. Os granitos desta unidade cortam principalmente as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Creporizão. Relações intrusivas também são observadas com as rochas do Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Paraurari, embora alguns plutons da suíte Maloquinha apresentem idades próximas das idades mínimas obtidas para essas unidades (Fig. 4).

Os granitos da suíte Maloquinha são isotrópicos e leucocráticos, de coloração vermelha a róseo, normalmente equigranulares de granulação média, embora ocorram tipos com granulação fina, grossa, inequigranulares e porfiríticos. Predominam sienogranitos e álcalifeldspato granitos, com monzogranitos subordinados e raros quartzo sienitos e quartzo monzonitos, além de granitos sódicos e granófiros (Dall'Agnol *et al.* 1994, 1999). Duas fácies podem ser caracterizadas com base na presença de biotita e anfibólio como minerais varietais nesses granitos (Brito *et al.* 1997, Vasques *et al.* 2000b,c, Bahia & Quadros 2000). Os biotita granitos são compostos por leucosienogranitos rosados, com álcalifeldspato granitos e leocomonzogranitos subordinados, enquanto que nos corpos com anfibólio predominam anfibólio-biotita sienogranitos e monzogranitos, além de anfibólio-biotita quartzo sienitos e quartzo monzonitos subordinados. Juliani *et al.* (2002) identificaram anfibólio-biotita granitos com anfibólitos sódicos (hastingsita e edenita) nos granitos Batalha, interpretados como produto de metassomatismo sódico pós-magmático.

Os granitos das duas fácies da suíte Maloquinha são subalcalinos a alcalinos, peraluminosos com características químicas compatíveis com granitos tipo A, típicos de ambientes extensionais intraplaca (Brito *et al.* 1997; Vasquez *et al.* 2002, Lamarão *et al.*

2002). 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 granitos da suíte Maloquinha, enquanto que Santos *et al.* (1997, 2001) obtiveram, pelo método U-Pb em zircão, idades entre 1864 ± 18 e 1877 ± 12 Ma para granitos desta suíte (Tabela 2). Estudos geocronológicos (U-Pb) em zircões herdados nesses granitos, realizados por Santos *et al.* (2001), identificaram uma população com 5 zircões orosirianos (ca. 1999-1899 Ma), dois zircões riacianos (ca. 2223 e 2207 Ma) e um neoarqueano (ca. 2679 Ma), indicando fonte crustal para esses granitos que apresentam idade modelo Sm-Nd arqueana entre 2535 a 2850 Ma (Santos *et al.* 2001).

As composições isotópicas de Nd obtidas por Lamarão *et al.* (2005) em amostras de granitos da suíte Maloquinha (Tabela 2), com ϵ_{Nd} negativo (-0,72 a -2,45) e T_{DN} 2,28 a 2,23 Ga, indicam participação de crosta paleoproterozoica (orosiriana) na fusão parcial que originou o magma que deu origem aos granitos da suíte Maloquinha. Por outro lado, Santos *et al.* (2000) obtiveram, em alguns granitos desta unidade, composições isotópicas de Nd, com ϵ_{Nd} -2,84 a -6,67 e T_{DN} 2,60 a 2,53 Ga (Tabela 2), que indicam participação de crosta neoarqueana na gênese desses granitos, o que é compatível com as idades em zircões herdados encontradas por Santos *et al.* (2001).

3.9 COBERTURAS SEDIMENTARES PALEOPROTEROZOICAS

Na PAT, ocorrem coberturas sedimentares paleoproterozoicas relacionadas a diferentes eventos geológicos. São sequências siliciclástica-vulcanoclásticas, como as Formações Buiçu, Novo Progreso e Castelo dos Sonhos, cujas relações com os eventos da PAT, nesta última sequência, ainda são pouco conhecidas.

3.9.1 Formação Castelo dos Sonhos

No limite da porção sudeste da PAT com o domínio Iri-Xingu da Província Amazônia Central, afora uma sequência psamo-psefítica denominada por Yokoi *et al.* (2001) de Formação Castelo dos Sonhos, em alusão à vila homônima. As rochas desta formação afloram como platôs e serras orientadas na direção NW-SE, as quais representam, provavelmente, a mais antiga cobertura sedimentar na PAT. A Formação Castelo dos Sonhos é constituída por quartzo arenitos acinzentados, conglomerados e arcóseos subordinados e avermelhados com matriz recristalizada (silicificada). Estas rochas exibem estratificação plano-paralela orientada

na direção NNW-SSE e NE-SW, mergulhando 15 a 30° para SW ou SE (Yokoi *et al.* 2001, Vasquez *et al.* 2008b). Os conglomerados são constituídos por seixos subangulosos a bem arredondados, centimétricos a milimétricos, de quartzo, rochas vulcanoclásticas, tufos de cinzas e clastos hidrotermalizados (Misas 2015, Vasquez *et al.*, 2008b). A Formação Castelo dos Sonhos encontra-se limitada por rochas da Suíte Intrusiva Creporizão e Grupo Iriri (Fig. 3), as quais, segundo Yokoi *et al.* (2001), são intrusivas naquela formação. Feições microscópicas de recristalização de quartzo, hematita e muscovita foram atribuídas por Yokoi *et al.* (2001) a um fraco metamorfismo termal. Os referidos autores descreveram também uma insipiente foliação milonítica subvertical na direção N30°E, além de mineralizações auríferas, nessa unidade, possivelmente do tipo paleoplacer. Santos (2003) obteve idades U-Pb SHRIMP entre 3105 e 2083 Ma em zircão detrítico de arenitos desta unidade (Tabela 2), o que indica contribuição de fontes arqueanas e riacianas e idade máxima de sedimentação em torno de 2083 Ma. Por outro lado, Vasquez *et al.* (2008b) sugeriram que a sedimentação continental da Formação Castelo dos Sonhos pode estar relacionada à evolução de uma bacia pós-colisional de um orógeno transamazônico do domínio Iriri-Xingu da Província Amazônia Central, sem relação com a orogenia na PAT.

3.9.2 Formação Novo Progresso

Vasquez *et al.* (2000b) descreveram depósitos de rochas vulcanoclásticas e epiclásticas nas proximidades da cidade de Novo Progresso, os quais foram incluídos na Formação Aruri (Grupo Iriri) e posteriormente desvinculados desta formação por Ferreira *et al.* (2004), com a denominação de Formação Novo Progresso. As rochas desta formação ocorrem como cristas e *cuestas* orientadas na direção NNW-SSE, com atitudes de acamamento variando de N25°W a N5°E e mergulhos de 18° a 60° para SW ou NE. A parte basal desta formação é constituída por conglomerados polimíticos, com seixos subangulosos e subarredondados de rochas vulcânicas félsicas e, mais raramente de granito, em uma matriz arcoseana. Na parte superior ocorrem arenitos líticos e arcoseanos de coloração cinza clara, granulação fina, maciços e estratificados, intercalados com argilitos laminados e siltitos tufáceos de coloração rósea. Embora a Formação Novo Progresso seja semelhante à Formação Aruri, sua proximidade com as rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho sugere que sua origem esteja relacionada com este vulcanismo mais antigo.

3.9.3 Formação Buiuçu

As rochas siliciclásticas da PAT receberam diversas denominações em trabalhos anteriores, correlacionadas a unidades proterozoicas de outras províncias, como Gorotire, Cubencraquém e Beneficiente, até serem reunidas na Formação Buiuçu (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000, Vasquez & Klein 2000). Pinheiro & Ferreira (1999) propuseram a denominação de Formação Buiuçu para as rochas sedimentares da bacia do Alto Tapajós (bacia do Cachimbo), em substituição à Formação Palmares de Santiago *et al.* (1980), tendo em visto que esta última denominação já havia sido anteriormente formalizada na Faixa de Dobramentos Sergipana. Além da bacia do Alto Tapajós, essas rochas ocorrem também na PAT em pelo menos duas áreas importantes: bacia do rio Crepori (médio curso do rio Tapajós) e na extrema porção nordeste da PAT (entre as bacias dos rios Jamanxim e Curuá). As bacias sedimentares onde foram depositadas as rochas da Formação Buiuçu são normalmente limitadas por falhas e *grabens* e foram interpretadas como bacias *pull apart* por Santo & Coutinho (2008). As rochas da Formação Buiuçu recobrem em contato discordante, de natureza erosiva e por falhas, as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, suítes Parauari, Maloquinha e Grupo Iriri (Fig. 3). O segmento de exposição mais expressivo desta formação é o da bacia do rio Crepori que estende-se para NW do rio Tapajós (Fig. 3). Este segmento constitui uma bacia sigmoidal, controlada por falhas extensionais e transcorrentes de direção WNW-ESE e NW-SE, na qual o acamamento mergulha entre 5° e 35° para N e NE, com paleocorrentes para N15°-20°E. Nessa bacia predominam arcóseos, arcóseos líticos e ortoarenitos, com conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos subordinados, com estratificação plano-paralela, localmente cruzada, e marcas de onda. Essa sequência foi intrudida por diques e soleiras do diabásio Crepori (Fig. 3).

Na porção NE da PAT, ocorre outro segmento expressivo de exposição da Formação Buiuçu, com orientação geral E-W e acamamento de direção NW-SE mergulhando 5° a 25° para NE, em grande parte recobrendo rochas do Grupo Iriri e, em menor expressão, da suíte Maloquinha. Além da sequência siliciclástica, Bahia & Quadros (2000) identificaram uma sequência vulcanoclástica constituída por tufos félsicos, arenitos e conglomerados com seixos de rochas vulcânicas. Essa sequência sedimentar-vulcanoclástica foi cortada pelo granito Porquinho.

Com base na baixa maturidade mineralógica e textural e nas estruturas primárias identificadas nas rochas da Formação Buiuçu, Bahia & Quadros (2000) sugeriram ambiente de deposição continental, possivelmente relacionado a canais fluviais entrelaçados, para esta

unidade. Conglomerados desta unidade contêm seixos de rochas vulcânicas do Grupo Irirí, cujas idades entre ca. 1890 e 1870 Ma representam a idade máxima da Formação Buiçu e sua idade mínima corresponde a idade do granito Porquinho (ca, 1786), intrusivo nesta formação.

3.10 MAGMATISMO ANORGÊNICO ESTATERIANO E MESOPROTEROZOICO

No final do paleoproterozoico (estateriano) e no mesoproterozoico ocorreram, na PAT, eventos magmáticos anorogênicos, tanto máfico como também granítico, representados pela Suíte Intrusiva Porquinho e diabásio Crepori, no estateriano, e pelo granito Igarapé Escondido e Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, no mesoproterozoico.

3.10.1 Suíte Intrusiva Porquinho

Pessoa *et al.* (1977) denominaram um batólito constituído de granitos alcalinos e com forma elíptica (15×10 Km), localizado no interflúvio dos rios Branco e Aruri, na parte nordeste da PAT (Fig. 3), de granito Porquinho, correlacionado ao granito (Formação) Maloquinha, interpretação também defendida por Almeida *et al.* 1977. Esses granitos cortam rochas piroclásticas da Formação Aruri e são recobertos pela Formação Buiçu, em discordância erosiva (Fig.4). Prazeres *et al.* (1979), com base em trabalhos de campo e análises petrográficas, descreveram essas rochas como leucogranitos alcalinos, com alta potencialidade para estanho, com textura isotrópica, normalmente equigranular hipidiomórfica média, por vezes porfirítica ou rapakivi, coloração vermelha a rósea, contendo monazita, fluorita, turmalina e topázio como minerais acessórios. Esses autores identificaram duas fácies no granito Porquinho: 1) álcalifeldspato granitos (alaskitos) e biotita granitos ou microgranitos, por vezes com muscovita, com textura granular hipidiomórfica, 2) riebeckita granitos e hastingsita granitos, estes últimos normalmente em corpos subvulcânicos com textura porfirítica. Essas características do granito Porquinho levaram Prazeres *et al.* (1979) a propor sua separação da Suíte Intrusiva Maloquinha. Silva (2010) caracterizou, no mesmo corpo, granitos com textura isotrópica, normalmente equigranular, por vezes porfirítica ou granofírica e identificou três fácies com base na composição mineralógica: 1) Biotita-álcalifeldspato granito, com *greisens* associados, 2) biotita-riebeckita monzogranito a álcalifeldspato granito, 3) biotita-hornblenda monzogranito a álcalifeldspato granito. Outro batólito, também elíptico, aproximadamente com a mesma dimensão do primeiro, situado em torno de 35 Km a nordeste da vila Moraes de Almeida, foi correlacionado ao granito Porquinho (Vasques *et al.* 2008a).

Bahia *et al.* (1998) tratou e interpretou os dados litogeoquímicos obtidos por Prazeres *et al.* (1979) para o batólito Porquinho, o que permitiu identificar uma afinidade subalcalina na porção central do batólito e uma assinatura alcalina a peralcalina na borda desse corpo. Esses dados levaram Bahia *et al.* (1998) a propor a elevação do granito Porquinho à categoria de suíte intrusiva, constituída por granitos alcalinos peraluminosos, tipo A, com porções metaluminosas e peralcalinas, típicos de ambiente intraplaca. Santos *et al.* (2004) obtiveram, pelo método U-Pb SHIRIMP em zircão, uma idade de cristalização de 1786 ± 14 Ma em alcalifeldspato granito desta unidade (Tabela 2), o que levou estes autores a correlacionar o granito Porquinho ao magmatismo da Suíte Intrusiva Teles Pires, com idade U-Pb em zircão de 1760 ± 12 Ma (Santos *et al.* 2001). Por outro lado, Silva (2010) obteve uma idade Pb-Pb em zircão de 1889 ± 2 Ma (Tabela 2) em amostras da fácies biotita-alcalifeldspato granito. As características petrográficas e geoquímicas do granito Porquinho, com tendência peralcalina, justificam sua separação da suíte Maloquinha. Entretanto, a idade do granito Porquinho ainda precisa ser confirmada, se estateriana, como proposto por Santos *et al.* (2004), ou orosiriana, como defendido por Silva (2010). A confirmação de uma idade estateriana para o granito Porquinho identificaria um segundo pulso de magmatismo granítico alcalino pós-orogênico na PAT e fortaleceria seu *status* de suíte intrusiva, separada da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Na margem direita do rio Tapajós, imediatamente a jusante da foz do rio Pacu, ocorre um batólito granítico de forma elipsoidal, com o eixo maior orientado na direção NNW-SSE, anteriormente incluído na Suíte Intrusiva Maloquinha (Melo *et al.* 1980). Com base na ocorrência de anfibólitos sódicos, Almeida *et al.* (2000) propuseram separá-lo da suíte Maloquinha e denominá-lo de granito Pepita. Esse batólito é constituído por alcalifeldspato granitos de coloração rosa avermelhada, com textura isotrópica hipidiomórfica equigranular média. Os minerais essenciais são feldspato alcalino mesopertítico, quartzo, plagioclásio albítico, biotita, riebeckita e arfvedsonita. Como acessórios destacam-se allanita e fluorita. A assinatura geoquímica do granito Pepita é alcalina a subalcalina, mas a ocorrência de anfibólitos sódicos é mais compatível com uma afinidade alcalina, tipo A, de ambiente intraplaca continental (Almeida *et al.* 2000). Santos *et al.* (2004) obtiveram, pelo método U-Pb SHIRIMP em zircão, uma idade de 1872 ± 4 Ma (Tabela 2) para o granito Pepita. Apesar da idade semelhante a idade mínima da suíte Maloquinha, a sua composição alcalina, com anfibólitos sódicos, é mais compatível com a Suíte Intrusiva Porquinho, ou seja, pode corresponder à idade máxima desta suíte.

Na área tipo da Suíte Maloquinha, Almeida *et al.* (1999) descreveram um corpo granítico com características composicionais diferentes daqueles da suíte Maloquinha. Trata-

se de um batólito alongado na direção NW-SE, localizado no alto curso do rio das Tropas, em torno de 9 Km do porto Maloquinha, e denominado pelos autores referidos de granito Caroçal. É constituído por sieno e monzogranitos de coloração vermelha e cinza rosada, com textura isotrópica equigranular grossa a porfirítica. Como minerais acessórios destacam-se titanita, allanita e epidoto. Almeida *et al.* (1999) identificaram uma assinatura calcioalcalina de alto K que contrasta com a afinidade alcalina (tipo A) dos granitos da suíte Maloquinha. Santos *et al.* (2004) obtiveram, pelo método U-Pb SHIRIMP em zircão, uma idade de cristalização de 1870 ± 4 Ma (Tabela 2) para o granito Caracol. Os mesmos autores identificaram populações de cristais de zircão herdados com idade 2,71 e 1,94 Ga. Entretanto, quem primeiro identificou herança arqueana no granito Caroçal foi Almeida *et al.* (1999) que obtiveram uma idade média de 2656 ± 6 Ma, pelo método Pb-Pb em zircão, em amostras desse corpo. As características do granito Caroçal não são compatíveis nem com os granitos da suíte Maloquinha e nem com aqueles da suíte Porquinho. Este corpo parece ser um exemplo isolado, na PAT, de granito calcioalcalino mais jovem que 1,88 Ga.

3.10.2 Diabásio Creporí

O Diabásio Creporí (Santos & Loguercio 1984), originalmente denominado de Sill Creporí por Pessoa *et al.* (1977), é constituído por soleiras de diabásios, com espessuras entre 10 e 50m, de direção predominante E-W (soleiras) e N10°E (sills), que ocorrem nas margens do rio Creporí, próximo ao rio Tapajós, na porção oeste da PAT, cortando rochas sedimentares da Formação Buiuçu (Fig. 3). Predominam diabásios e olivina diabásios, além de microgabros isotrópicos, de colorações preta e cinza esverdeada, com textura ofítica e subofítica, constituídos por pigeonita, augita, plagioclásio andesítico, olivina forsterítica, além de quartzo, feldspato alcalino, biotita e minerais opacos (óxidos de Fe e Ti) como acessórios. Hornblenda, tremolita-actinolita, antigorita, e clorita ocorrem como minerais secundários pseudomorfos, substituindo augita e olivina. Almeida *et al.* (2000) identificaram uma assinatura alcalina para as rochas máficas atribuídas ao Diabásio Crepori. Entretanto, a ocorrência de quartzo nessas rochas indica uma afinidade toleítica, típica de basaltos continentais. Datações geocronológicas realizadas por Santos *et al.* (2002) indicaram idades U-Pb SHRIMP em baddeleyita, de 1780 ± 7 Ma para o Diabásio Crepori (Tabela 2), evento que encerra a era paleoproterozoica na PAT.

3.10.3 Granito Igarapé Escondido

No extremo noroeste da PAT, interflúvio do igarapé Escondido com o rio Parauari, Brito *et al.* (1999) descreveram um *stock* granítico rapakivi, de forma aproximadamente circular e textura isotrópica. Predominam sienogranitos porfiríticos (rapakivi ou não) e constituído por rochas subvulcânicas e plutônicas e alcalifeldspato granito alasquíticos. As rochas subvulcânicas (microsienogranitos porfiríticos) exibem matriz hipidiomórfica equigranular fina, em parte granofírica, com fenocristais ovoides de feldspato alcalino, frequentemente manteados por plagioclásio (rapakivi). As rochas plutônicas (sienogranitos e alcalifeldspato granitos) são leucocráticas, de cor salmão, frequentemente alasquíticas, com textura hipidiomórfica equigranular média a grossa ou porfirítica, com fenocristais ovoides de feldspato alcalino (rapakivi ou não) e ocasionais fenocristais arredondados translúcidos de quartzo de coloração amarronzada ou levemente azulada. Como minerais opacos corem raros cristais de plagioclásio não zonados, biotita, allanita, apatita zircão e minerais opacos. Esses granitos apresentam uma assinatura geoquímica subalcalina, levemente peraluminosa, semelhantes aos granitos tipo A, característicos de ambiente intraplaca (Brito *et al.* 1999). O granito Igarapé Escondido não foi ainda datado, mas suas similaridades petrográficas e geoquímicas com os granitos rapakivi, tipo A, mesoproterozoicos que ocorrem principalmente nas províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena, levaram Klein *et al.* (2001) correlacionar o granito Igarapé Escondido à esse evento granítico anorogênico mesoproterozoico. No estado de Roraima (Província Rio Negro), destacam-se as Suítes Intrusivas Mucajaí (Fraga & Reis 1995) e Surucucus (Santos & Pinheiro 1985), com idades em torno de 1,5 a 1,6 Ga. Os granitos rapakivi da Suíte Serra da Providência (Rizzotto *et al.* 1995), no estado de Mato Grosso (províncias Rio Negro-Juruena e Alta Floresta) é outro exemplo deste evento, à sul da PAT.

3.10.4 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

No médio curso do rio Tocantins, afluente pela margem esquerda do rio Jamanxim, porção centro-norte da PAT, Andrade & Urdininea (1972) descreveram um expressivo corpo máfico, denominado Troctolito Cachoeira Seca por Pessoa *et al.* (1977) e Suíte Intrusiva Cachoeira Seca por Quadros *et al.* (1998). Esse corpo ocorre como um expressivo platô laterítico (35 × 6 Km) de direção média E-W, cuja área tipo são as exposições da serra cachoeira seca no médio curso do rio Tocantins. Um outro corpo menor, correlacionado a esta suíte, foi descrito no médio curso do rio Crepori, porção oeste da PAT (Vasquez *et al.* 2000b).

Segundo Bahia & Quadros (2000), esta unidade é constituída por rochas melanocráticas, de cor cinza esverdeada, isotrópicas, de granulação média, predominando olivina gabros, olivina gabronoritos, olivina diabásios e troctolitos que cortam rochas graníticas da suíte Paruari e Maloquinha e rochas sedimentares da Formação Buiuçu. Andrade & Urdinea (1972) descreveram derrames de olivina basaltos sobrepostos às rochas graníticas da suíte Paruari e Maloquinha e diques de diabásio encaixados nestas rochas. Pessoa *et al.* (1977) caracterizaram as rochas desta unidade como basaltos alcalinos, parcialmente saturados em sílica, enquanto que Quadros *et al.* (1998) atribuíram uma natureza toleítica saturada em sílica, típico de magmatismo anorogênico. Datações K-Ar em plagioclásio de diabásios da suíte Cachoeira Seca indicaram idades de 1072 ± 18 e 1046 ± 27 Ma (Pessoa *et al.* 1977). Por outro lado, Santos *et al.* (2002) obtiveram idades U-Pb SHRIMP, em baddeleyita, de 1186 ± 12 Ma, para diabásios desta unidade (Tabela 2), indicando uma idade mesoproterozoica para o magmatismo anorogênico que deu origem à suíte Cachoeira Seca.

3.11 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

Os trabalhos estruturais preliminares realizados por Santos (1999) reconheceram os registros de três eventos principais de deformação ocorridos na PAT durante o Paleoproterozoico, dois compressivos e um distensivo tardio. Análise estrutural efetuada em diferentes escalas de observação, associada com dados aerogeofísicos, petrogenéticos e geocronológicos, confirmaram a ocorrência de três eventos de deformação na PAT, em regimes dúctil, dúctil-rúptil e rúptil, acompanhados por expressivos eventos termo-tectônicos em escala regional (Almeida 2000a,b, Bahia & Quadros 2000, Klein *et al.* 2000a,b, Santos & Coutinho 2008). Segundo Santos & Coutinho (2008), o primeiro evento foi essencialmente compressivo e ocorreu em regime dúctil a dúctil-rúptil, com pico de deformação em torno de 1960 Ma. O segundo evento, de característica transpressiva (compressão + transcorrência), ocorreu em regime dúctil-rúptil a rúptil, com idade em torno de 1880 Ma. Após a fase compressiva, a PAT foi submetida a um evento extensional rúptil e tafrogênico, representado por fraturas regionais de direção E-W e ENE-WSW, bem evidentes em imagens de sensores remotos e cartas aeromagnéticas. Este terceiro evento de deformação começou no estateriano e progrediu até o mesoproterozoico.

As deformações mais antigas na PAT estão registradas nas rochas do Grupo Jacareacanga, do Complexo Cuiú-Cuiú (domínio oeste da PAT) e, em parte, da suíte Creporizão (domínio central), afetadas por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE (dextral) e NE-SW (sinistral), com idades entre 2100 e 1957 Ma. A principal feição estrutural

destas deformações é uma foliação metamórfica (S_1) com direção predominante NNE-SSW a NE-SW, melhor reconhecida no domínio central entre os rios das Tropas e Crepori (Almeida 2000a,b). Uma foliação S_1 submeridiana (NNW-SSE), subparalela ao acamamento Primário (S_0), também foi reconhecida por Santos *et al.* (2001) nas porções oeste e central da PAT, relacionada ao primeiro evento deformacional (D_1). Os mergulhos moderados a fortes para WNW ou WSW indicam um regime compressional com vergência para E. Os referidos autores também caracterizaram as grandes feições estruturais das rochas do Grupo Jacareacanga como uma sucessão regional de dobras isoclinais cujos eixos orientam-se na mesma direção da foliação S_1 . Na maior parte das exposições, essa foliação está quase que totalmente obliterada ou transposta pelas estruturas do evento transpressivo subsequente de direção NW-SE. O pico do metamorfismo relacionado a este evento compressivo foi datado em torno de 2000 Ma pelo método Rb-Sr em turbiditos do Grupo Jacareacanga (Santos *et al.* 2001). Segundo Klein *et al.* (2001, 2002), o evento compressional (D_1) ocorreu entre 2005 e 1997 Ma e afetou somente as rochas do Grupo Jacareacanga e do Complexo Cuiú-Cuiú. Esses autores não encontraram registros deste evento nas rochas da suíte Creporizão.

O segundo evento de deformação (D_2), de caráter transpressivo, foi responsável pelas principais feições estruturais na PAT, mais concentradas no seu domínio central, onde predominam granitoides das suítes Creporizão e Parauari. São megalineamentos de direção predominante NW-SE, retilíneos ou sinuosos, contínuos ou descontínuos, estendendo-se por dezenas a algumas centenas de quilômetros, bem evidentes em imagens de satélites e cartas aerogeofísicas. Esses megalineamentos foram denominados por Santos (1999) de Megassistema de falhas transcorrentes do Tapajós e caracterizados normalmente como zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais com cinemática principalmente sinistral. Segundo Santos & Coutinho (2008), as falhas dessas zonas de cisalhamento por vezes evoluem para estruturas do tipo duplex transcorrentes e rabos de cavalo e frequentemente limitam corpos graníticos, principalmente da suíte Maloquinha. De acordo com os referidos autores, estes lineamentos evoluíram a partir de uma reativação tectônica regional ao longo de antigas direções de fraqueza crustal do regime compressivo inicial, com movimento tectônico (σ_1) de leste para oeste. Vários falhamentos e fraturas com diferentes direções fazem parte desse megassistema complexo da PAT que, segundo Santos & Coutinho (2008), é compatível com o sistema de Riedel. As principais direções das falhas e fraturas deste megassistema, incluindo falhas sintéticas (sinistras) paralelas ao cisalhamento principal (falhas Y) e de baixo ângulo com a direção principal do cisalhamento (falhas R e P), além de falhas antitéticas (dextrais) de alto ângulo (falhas X e R') e fraturas de extensão de médio ângulo (tipo T), são:

- 1) transcorrências sinistras (sintéticas): N40°-50°W (direção principal Y), e falhas de baixo ângulo nas direções N10°-30°W (P) e N70°-80°W (R).
- 2) transcorrências dextrais (antitéticas) de alto ângulo: N-S a N15°E (X) e N40°-50°E (R').
- 3) fraturas extensionais de médio ângulo: E-W a N80°E (fraturas T).
- 4) Empurrões frontais e oblíquos localizados, com vergência para oeste: N-S a NW-SE.

As falhas transcorrentes sintéticas (sinistras), de direção NW-SE (Y, P e R), correspondem às feições estruturais de maior expressão na PAT, concentradas nos domínios oeste e central desta província, onde predominam rochas do Grupo Jacareacanga, Complexo Cuiú-Cuiú e suítes Creporizão, Parauari e Maloquinha. Essas falhas, em escala regional, exibem um conjunto com traçado sigmoidal, compondo um padrão geométrico anastomosado, com lentes de cisalhamento delimitadas pelas falhas Y associadas com falhas de baixo ângulo, principalmente tipo P e, subordinadamente, tipo R. O cisalhamento principal imprimiu às rochas, sobretudo da Suíte Intrusiva Creporizão, uma foliação milonítica de direção N10-20°W com fortes mergulhos (70 a 80°) para ENE e WSW e lineação de estiramento mineral subhorizantal que caracteriza o caráter transcorrente do cisalhamento (Klein *et al.* 2000a,b). As falhas transcorrentes antitéticas (dextrais) de alto ângulo (X e R') ocorrem com maior frequência no domínio central e mais raramente no domínio oeste da PAT.

Os extensos lineamentos de direção E-W e ENE-WSW, bem visíveis em imagens de sensores remotos, no domínio leste da PAT, foram interpretados por Santos (1999) e Santos & Coutinho (2008) como fraturas extensionais (T) relacionadas ao cisalhamento NW-SE. Segundo os referidos autores, existe uma estreita relação espacial entre esse sistema de fraturas (T) com os plutons graníticos da suíte Maloquinha e as rochas vulcânicas do Grupo Iri.

As falhas de empurrão são resultantes do regime compressivo de leste para oeste que deu origem a rampas frontais de direção N-S com inflexões para NW-SE, associadas com rampas laterais e oblíquas, com componentes de deslocamento transcorrente e oblíquo, respectivamente. Essas falhas ocorrem de maneira localizada no domínio oeste da PAT, onde foram reconhecidas nos granitoides miloníticos do Pepeu (próximo à vila São José) e em rochas sedimentares pelíticas da Formação Abacaxis, no garimpo de mesmo nome, próximo à borda oeste da PAT. Nessas áreas, as superfícies de cavalgamento deram origem a leques imbricados e duplex compressivos. Em todas essas falhas e fraturas, com exceção das falhas antitéticas R', ocorrem veios de quartzo auríferos associados, reconhecidos em vários depósitos e garimpos da PAT, principalmente no domínio central, conforme tabela 3.

Transcorrência Sinistral (Y,P,R)	Transcorrência Dextral (X)	Fraturas Extensionais (T)	Empurrões (E)
Santa Isabel (Y,R)	Carneirinho	Davi	Pompeu (S. José)
Espirito Santo (P)	Pompeu (São José)		Chico Torres
Bom Jesus (R)	Ouro Mil (Patrocínio)		Ouro Roxo
Creporizão (Mineração Crepori e Joel) (R)	Creporizão (JL) Mamoal		N.S da Conceição
Goiano	Goiano	Jutaí	Abacaxis
Majestade (R)	Cuiú-Cuiú (Jerimum)		
Cuiú-Cuiú (Jerimum de Cima, Nhô e Guarim)	Fazenda Pizon Batalha		
Raimundinha	São Jorge		

Tabela 3- Depósitos e garimpos na PAT controlados pelos principais tipos de falhas e fraturas de Riedel, associados ao Megassistema de falhas transcorrentes do Tapajós. Fonte: Santos & Coutinho (2008).

As unidades litológicas da porção nordeste da PAT foram afetadas principalmente por deformação rúptil, sugerindo a preservação de níveis crustais mais rasos em direção a esta porção da província. Esse quadro sugere um zoneamento, com as unidades litológicas e mineralizações auríferas associadas mais profundas a sudoeste passando para condições mais rasas a nordeste da PAT (Almeida *et al.* 2001, Klein *et al.* 2001, Santos & Coutinho 2008).

De acordo com Klein *et al.* (2001, 2002), os granitoides da suíte Creporizão foram afetados somente por zonas de cisalhamento transcorrentes rúptil-dúcteis, de direção NW-SE do evento D₂, ocorridos entre 1,97 e 1,95 Ga. Os referidos autores atribuíram as zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis de direção NNE-SSW, que afetaram os granitoides da suíte Tropas, ao evento D₃, ocorrido entre 1894 e 1883 Ma, não afetando, portanto, a suíte Parauari. Como, de acordo com Santos & Coutinho (2008), o evento D₃ é mais jovem que a suíte Tropas, essas zonas de cisalhamento N-S podem corresponder a falhas de alto ângulo X, do evento D₂. Klein *et al.* (2001, 2002) sustentam ainda que eventos deformacionais mais jovens que D₃ foram eminentemente rúpteis, gerados durante a colocação dos plutons graníticos da suíte Maloquinha e relacionados à tectônica extensional.

Com base nos dados petrogenéticos, estruturais e geocronológicos apresentados, existe consenso entre a maioria dos autores que a evolução geotectônica da PAT ocorreu sob um regime orogênico, envolvendo subducção, geração e acreção de arcos magmáticos e colisão continental, seguido de um evento magmático subalcalino a alcalino Tipo A, tardi a pós-tectônico, relacionado com tectônica extensional e com processo de *underplating* (fusão parcial) da crosta inferior. Entretanto, existem duas propostas distintas com relação a evolução da fase orogênica e pós-colisional deste regime tectônico: 1) Fase orogênica inicial em regime de compressão, com acreção de pelo menos três conjuntos de arcos magmáticos,

relacionados a subducção e colisão continental, seguida de um regime transpressivo tardi a pós-orogênico, com granitos alcalinos tipo A (Santos *et al.* 2004, Coutinho 2008b, Juliani *et al.* 2012, 2014); 2) Fase orogenética com acreção de apenas um arco magmático (Complexo Cuiú-Cuiú), seguido de uma sucessão de eventos magmáticos calcioalcalinos pós-colisionais (suítes Creporizão, Tropas e Parauari) e de magmatismo alcalino tipo A intraplaca (Vasquez *et al.* 2002, 2008b).

A proposta de arcos múltiplos em uma única orogênese está amparada em um número maior de autores. Segundo este modelo, a PAT seria um orógeno cujos esforços tectônicos teriam iniciado no orosiriano e terminado no estateriano, envolvendo uma fase orogênica com duração em torno de 130 a 140 Ma e uma fase pós-orogênica e anorogênica (tafrogênica) com duração em torno de 80 Ma, com reativações no mesoproterozoico e fanerozoico. A fase orogenética teve início no orosiriano inferior, com esforços tectônicos compressivos, com vergência para leste, que condicionaram processos de subducção com geração de arcos magmáticos que foram acrescentados ao continente à leste (Província Amazônia Central), conforme a figura 4 (Coutinho 2008b).

Segundo Coutinho (2008b), a compressão inicial da orogênese Tapajós ocorreu entre 2010 e 1880 Ma, sob um regime dúctil a dúctil-rúptil (Fig. 4), com geração de três arcos magmáticos de granitoides calcioalcalinos tipo I, sendo o primeiro arco de ilha (Cuiú-Cuiú), entre 2010 e 2005 Ma, com o pico do metamorfismo em torno de 2000 Ma, e os outros dois arcos continentais maduros, Crepeizão (2000-1957 Ma) e Parauari (1887-1879 Ma). No intervalo de 70 Ma entre os dois arcos continentais ocorreu o pico da deformação em torno de 1960 Ma e mineralização aurífera entre 1960 e 1910 Ma (Coutinho 2008b). Nesse intervalo, Santos *et al.* (2004) advogaram ainda a existência de outro arco de ilhas, entre 1907 e 1892 Ma, representado pelos granitoides calcioalcalinos tipo I da Suíte Intrusiva Tropas. As composições isotópicas de Nd indicam fonte juvenil para o arco Cuiú-Cuiú (ϵ_{Nd} positivo) e fonte juvenil com participação crustal para os arcos Creporizão e Parauari (ϵ_{Nd} levemente negativo).

A partir de 1880 Ma começa a segunda fase da orogênese, sob um regime transpressivo dúctil-rúptil a rúptil, tardi a pós-tectônico, com o vulcanismo andesítico da Formação Bom Jardim, os diques andesíticos Joel-Mamoal e os lamprófios Jamanxim. A deformação se manifestou através de sistemas transcorrentes de direção NW-SE (sinistral) e NE-SW (dextral), fraturas extensionais E-W e empurrões N-S a NW-SE, com vergência para leste. Essa fase tardia da orogênese durou apenas em torno de 10 Ma, mas as fraturas extensionais regionais condicionaram o expressivo vulcanismo félsico calcioalcalino de alto K a alcalino

do Grupo Iriri e o magmatismo granítico subalcalino a alcalino, tipo A, pós-colisional, da Suíte Intrusiva Maloquinha (Fig. 4). As fraturas extensionais E-W também condicionaram a colocação dos *stocks* máficos da suíte Ingarana e os *gabrens* da Formação Buiuçu. As composições isotópicas de Nd (com ϵ_{Nd} muito negativo) indicam participação de crosta continental mais antiga (arqueana e riaciana) na fusão parcial que gerou o magma granítico da suíte Maloquinha, provavelmente por processo de *underplating*. Coutinho (2008b) considerou os granitos Maloquinha como arcos magmáticos maduros de nível crustal mais elevado, interpretação não compartilhada por outros autores (Klein *et al.* 2002, Vasquez *et al.* 2008b, Juliani *et al.* 2014), que consideraram os granitos Maloquinha como do tipo A intraplaca. Juntamente com a deformação, ou logo após ela, ocorreu mineralização aurífera entre 1880 e 1850 Ma.

Após o magmatismo Maloquinha (1882-1864 Ma), a PAT foi submetida, a partir do estateriano, a processos extensionais anorogênicos de rifteamento crustal (tafrogênese) intraplaca (Fig. 4), representado por fraturas E-W, com sedimentação e atividades magmáticas associadas. A tafrogênese estateriana favoreceu a colocação dos granitos alcalinos peraluminosos, tipo A, da suíte Porquinho e do Diabásio toleítico Crepori, entre 1860 e 1780 Ma. Após este evento, houve pelo menos duas reativações mesoproterozoicas, uma de provável idade calimiana, marcada pelo granito rapakivi Igarapé Escondido, e outra de idade esteniana, marcada pelos corpos dos olivina gabros e troctolitos toleíticos da suíte Cachoeira Seca, de direção E-W. Finalmente houve uma reativação no mesozoico, acompanhada pelo diabásio Periquito, condicionado por fraturas submeridianas.

Santos *et al.* (2004) defendem a ocorrência de duas orogêneses distintas na PAT, separadas por um hiato de 50 Ma. A primeira, denominada orogênese Mundurucus, entre 2,04 a 1,96 Ma, envolveu a formação do arco de ilhas Cuiú-Cuiú (2,04-2,0 Ga) e o arco continental Creporizão (1,98-1,96 Ga), e a segunda denominada orogênese Tropas, compreendeu a formação do arco de ilhas Tropas (1,90-1,89 Ga) e o arco continental Parauari (1,89-1,88 Ga), hipótese não compartilhada pelos outros autores que defendem a existência de apenas uma orogênese na PAT (Coutinho 2008b, e Juliani *et al.* 2014, Vasquez *et al.* 2001, 2008b).

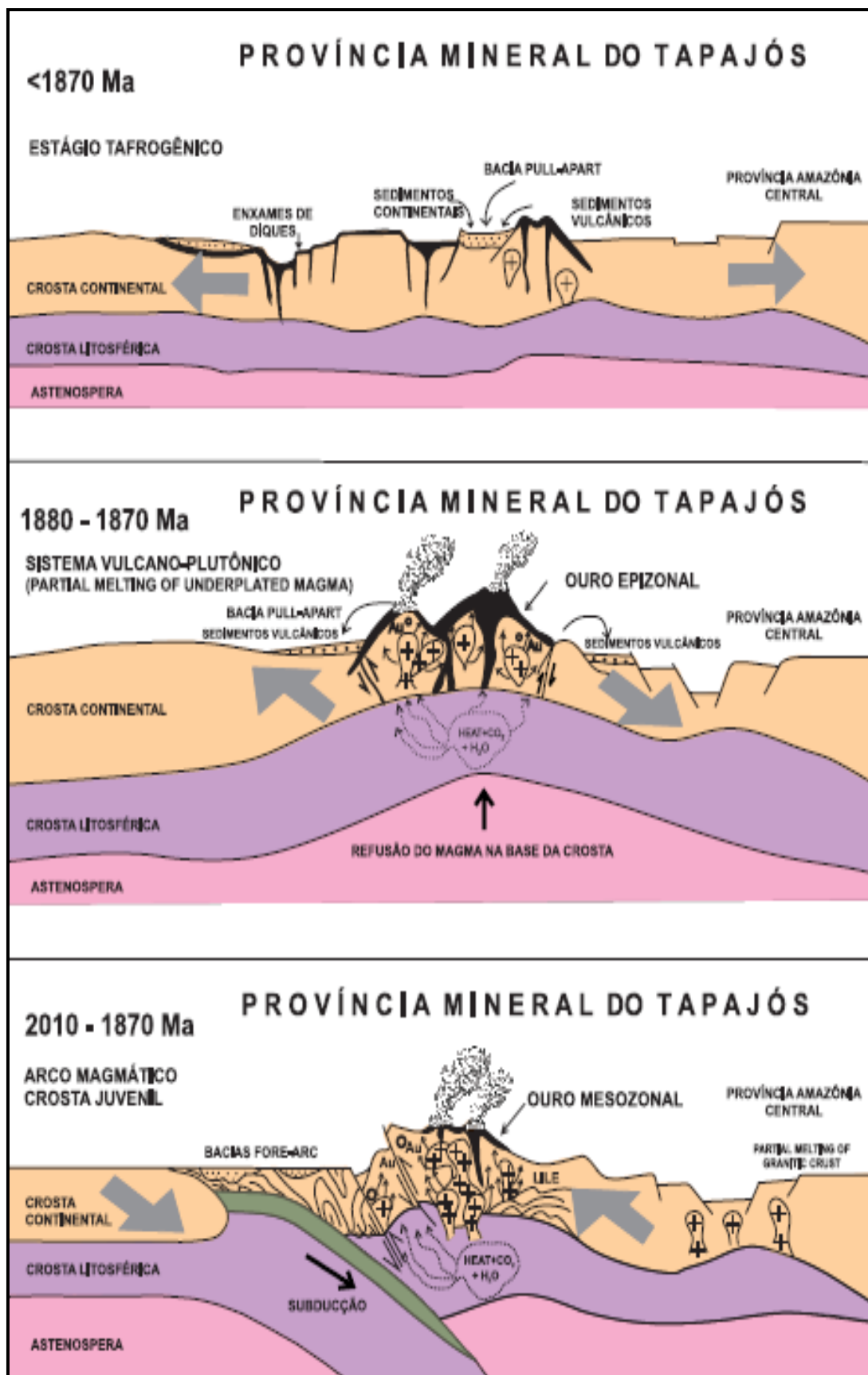


Figura 5a- Evolução geotectônica, em três estágios (dois orogênicos e um anorogênico) para a Província Mineral do Tapajós e sua relação com a mineralização de ouro, segundo Coutinho (2008b).

3.12 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 Aurífera do Tapajós (Santos *et al.* 2001). São depósitos mesozonais que se encontram hospedados tanto em sequências vulcanossedimentares do Grupo Jacareacanga (Ex. Buiucu, Tapajós, Maués), como em granitoides calcioalcalinos oxidados de arcos magmáticos do Complexo Cuiú-Cuiú e Suíte Tropas (Ex. Patinhas, Goiano, Ouro Roxo, Cantagalo e Pepeu).
- 2- Depósitos relacionados a intrusões graníticas (*Intrusion-related gold deposits*), segundo definição de Sillitoe (1991): depósitos filonianos (Ex. Limão, Mamoal, Batalha) e disseminados tipo *stockwork* (Jutaí, Carneirinho e Abacaxis), epizonais, relacionados espacial e geneticamente com granitoides calcioalcalinos oxidados de arcos magmáticos das Suítes Creporizão e Parauari e granitos alcalinos da Suíte Maloquinha, que ocorrem principalmente na parte N, E e SE da PAT (Santos *et al.* 2001). Misa (2010) e Juliani *et al.* (2014) classificaram o depósito do Palito, objeto da presente dissertação, como do tipo porfirítico.
- 3- Depósitos epitermais (Dreher *et al.* 1998; Jacobi, 1999; Nunes, 2001; Correa Silva *et al.* 2001; Juliani *et al.* 2004a,b, 2005): depósitos filonianos e disseminados de alta e baixa sulfetação que ocorrem mais restritamente na parte central da PAT, hospedados em rochas vulcânicas e piroclásticas félsicas pós-caldeira, além de granófiros e diques porfiríticos tarditectônicos, 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 de mineralização, a primeira entre 1960 e 1910 Ma, e a segunda entre 1880 e 1850 Ma (Coutinho *et al.* 2000, Coutinho 2008b). Estes dois eventos mineralizantes estariam posicionados, em condições pós-colisionais, após o pico dos dois eventos de deformação reconhecidos por Coutinho (2008b), o primeiro dúctil a dúctil-rúptil, em torno de 1960 Ma, associado com

metamorfismo, e o segundo dúctil-rúptil a rúptil, em torno de 1880 Ma. O evento mais antigo (1960 Ma) coincide com a fase tardia da Suíte Creporizão, interpretada por Vasquez *et al.* (2001, 2002) como pós-colisional, enquanto que o evento mais novo (1880 Ma) é contemporâneo com o Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Maloquinha, considerados como eventos magmáticos pós-colisionais.

Coutinho (2008b) propôs o modelo contínuo orogênico de Groves (1993) e Groves *et al.* (1998) para os depósitos auríferos da PAT. De acordo com esta proposta, os depósitos da porção oeste e sudoeste da província foram classificados como orogênicos mesozonais, com idade entre 1960 e 1910 Ma, e associados com granitoides calcioalcalinos, tipo I, metamorfisados e/ou deformados em regime dúctil a dúctil-rúptil. Esses depósitos foram formados em profundidades entre 7 e 4 Km, logo após o pico da deformação relacionada com a fase compressiva da orogênese, em condições termais de fácies anfíbolito baixa. Por outro lado, os depósitos da porção leste da PAT foram considerados, pelo autor citado, como orogênicos epizonais, com idade entre 1880 e 1850 Ma, e associados com granitoides subalcalinos a alcalinos, tipo A, deformados em regime dúctil-rúptil a rúptil. Esses depósitos foram formados em profundidades menor que 4 Km, logo após o pico da deformação relacionada com a fase transpressiva da orogênese, em condições termais compatíveis com a fácies xisto verde. Enquanto existe um certo consenso entre os autores com relação à classificação orogênica dos depósitos mesozonais, o mesmo não ocorre com os depósitos epizonais, considerados orogênicos epizonais (Coutinho, 2008b), relacionados a intrusões graníticas (Santos *et al.* 2001) e porfiríticos-epitermais (Misas 2010, Juliani *et al.* 2012, 2014).

GEOLOGY, STRUCTURAL CONTROL, ROCK AND ORE GEOCHRONOLOGY OF THE PALITO GOLD DEPOSIT, TAPAJÓS GOLD PROVINCE, SW PARÁ, BRAZIL.

Vitor Felipe Hage Serra^{1,2}, Márcio Dias Santos², Rodrigo de Melo Costa³, Marco Antonio Galarza², Jean-Michel Lafon²

¹ Raízen S.A. ² Geoscience Institute, UFPA. ³ Independent Geologist. Emails: vfhserra@gmail.com; marciodiasantos@gmail.com; rmcgeo@yahoo.com.br; antogt@ufpa.br; lafonjm@ufpa.br

ABSTRACT

The Palito gold deposit, located at east portion of the Tapajós Province, southwestern Pará State, Brazil, comprises a subvertical mineralized quartz vein system, hosted by the Palito and Rio Novo Orosirian granites and controlled by a sinistral strike-slip shear zone of NW-SE direction. The host granites are oxidized calc-alkaline stocks of magmatic arc nature, correlated to the Parauari Suite. The vein system is compatible to the Riedel system, with the thicker lodes hosted by the major faults of the shearing (D), of NW-SE trend, and the thinner veins housed by second order faults and fractures, oblique to the NW-SE direction (P-R-T-R'-X). The veins are enveloped by normally brecciated hydrothermal alteration halos, predominating phyllic alteration and chloritization, plus minor potassic alteration, carbonatization and sulfidation. The youngest veins (R-P) are made up by quartz1, followed by the main lodes composed by quartz1 and 2. Tension gash veins in fractures (T) are made up by quartz1, 2 and 3. The gold ore, hosted by quartz1 and 2, are associated to chalcopyrite1 and 2, pyrite2, bismuthinite and native bismuth, besides sphalerite, pyrrhotite and galena. Veinlets of pyrite3 and chalcopyrite3 crosscut sulfide masses. The veining style of the hydrothermal system and the ore metallic association (Au-Cu-Bi-Zn), favor classification of the Palito deposit as intrusion-related-vein gold deposits, probably related to alkaline granites of the Maloquinha Suite. The granitic magma should have provided the ore fluids and metals and the shearing should have controlled the fluid circulation and ore deposition.

Key words: Tapajós, gold, granitoids, shearing.

INTRODUCTION

The Tapajós Gold Province (TGP) comprises an area of over 100,000 km² encompassing the counties of Jacareacanga, Itaituba, Novo Progresso and Castelo dos Sonhos, southwestern of Pará State, Brazil. In the last three decades of the 20th century, the TGP was the Brazilian region with the highest gold production, reaching 211.5t (Faraco et al. 1997) or over 900t according to unofficial estimate. These figures correspond to more than half of the Brazilian annual production in the 1970s and 1980s (Thorman et al. 2001), despite gold production in that period being exclusively by artisanal mining from residual deposits (placers and gossans). However, the low tonnage of these deposits did not allow long life for this mining cycle, which began to decline in the 1990s. The identification of primary deposits (with higher tonnage) by artisanal miners and difficulties in exploitation them with rudimentary techniques, aroused the interest of mining companies, which began to invest in gold exploration programs in the Tapajós Region, since the 1990s, at the time when the Geological Survey of Brazil (CPRM) started systematic basic geological mapping. The major results of that effort can be found in Almeida et al. (2000), Klein & Vasquez (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira et al. (2000), and Vasquez & Klein (2000). Based on the integration of these data, Santos et al. (2001) proposed a preliminary genetic classification for primary gold deposits in TGP, divided into two types: 1) mesozonal orogenic deposits, hosted in turbidities or in granitoids of magmatic arc; and 2) calc-alkaline granitic intrusion-related gold deposits, some of which interpreted as porphyry type by Juliani et al. (2008). A third type, related to felsic subaerial volcanism and regarded as epithermal deposits,

was suggested by Dreher et al. (1998), Jacobi (1999) and Juliani et al. (2005, 2012) for some vein type deposits classified by Santos et al. (2001) as intrusion-related deposits.

Among the 140 primary gold deposits already catalogued by CPRM in the TGP (Klein et al. 2001), the Palito gold deposit, located at the confluence of the Novo and Jamanxim rivers, near to the Jardim do Ouro and Moraes de Almeida villages, southwestern Pará State (Fig. 1), is to date the only one that has become a mine. The Palito deposit is an old “gold-digging” acquired in 2000 by the Serabi Gold Company, which, after three years of exploration program, has achieved measured + indicated reserves around 851Mt @ 7.5g/t Au and 0.23% Cu. This result allowed the beginning of underground exploitation in 2003, with an average production of one ton of gold per year between 2006 and 2008. After further exploration phase, exploitation started again in the early 2014. The geological structural and geochronological characteristics of the Palito deposit, described in this paper, represent a contribution to unravel its genesis, not yet fully understood, despite being already mined.

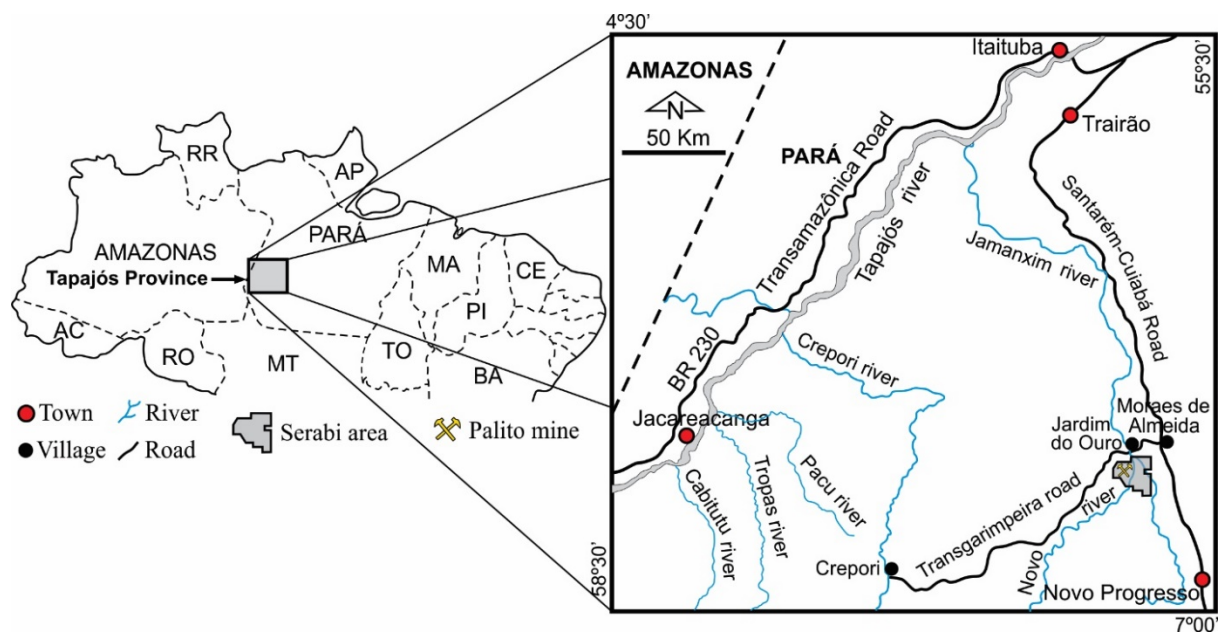


Figure 1. Location map of the Palito deposit in the Tapajós region, southwestern State of Pará, Brazil.

TECTONIC AND REGIONAL GEOLOGICAL SETTING

The TGP is located in the south-central portion of the Amazonian craton. Geological evidences indicate this province to be part of a huge Paleoproterozoic orogenic belt, named Tapajós-Parima (Santos et al. 2000) or Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999), which runs through Amazonia craton, north to south, largely covered by sedimentary rocks from the Amazonian basin (Fig. 2). Santos et al. (2000) considered this belt as an accretionary orogen, where an oceanic west crust collided with a continental east crust. The TGP corresponds approximately to the Tapajós domain of the Tapajós-Parima belt, limited to the north by the Amazonian basin, to the east by the Central Amazon Province, to the south and west by the Alto Tapajós basin sedimentary rocks (Fig. 2).

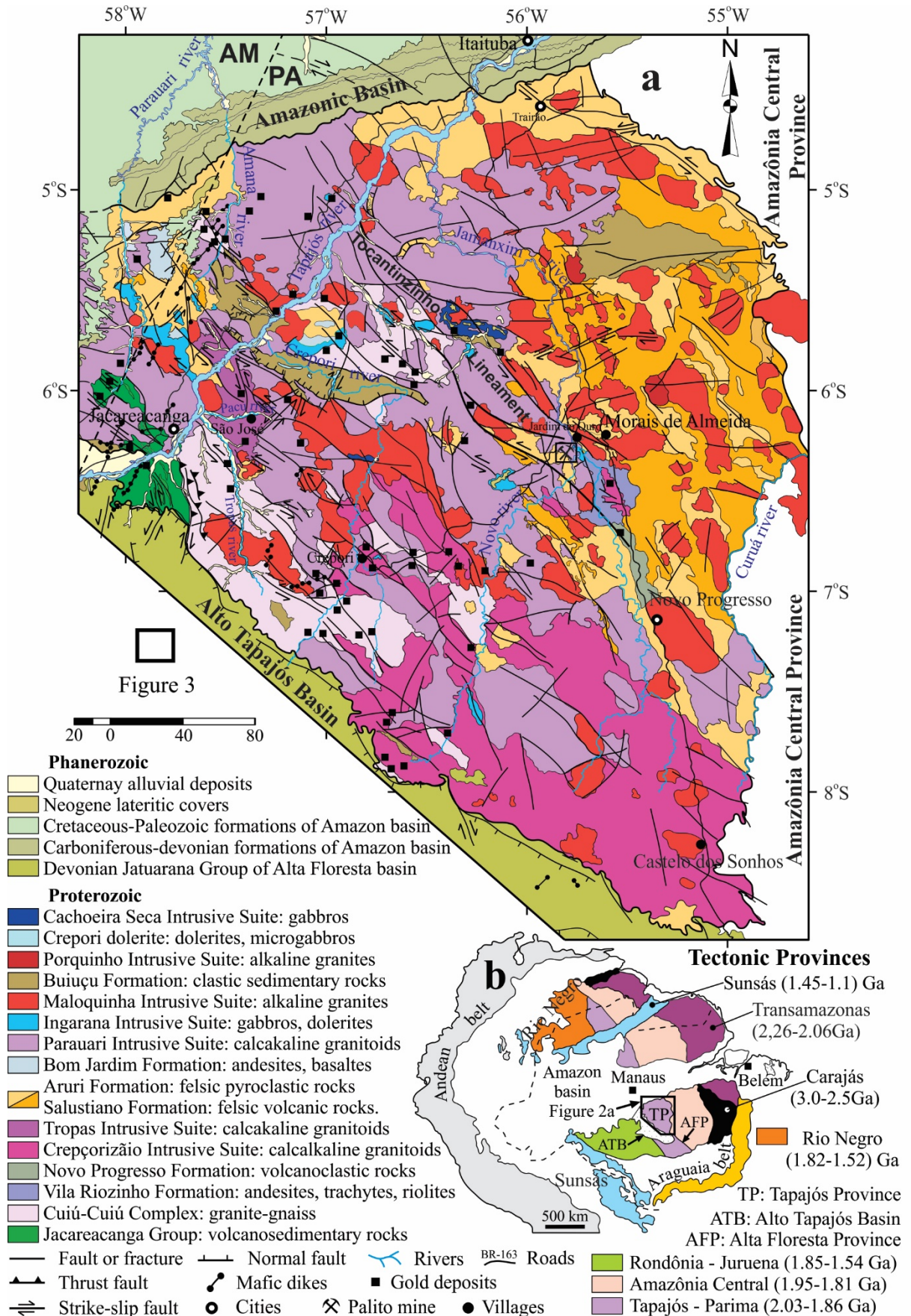


Figure 2. Geological map of the Tapajós Province, showing the study area (a), modified from Vasquez et al. (2008). Tectonic provinces of the Amazonian craton (b), according to Santos et al. (2000).

Semi-detailed works during the 1970-80s, in the Tapajós region (Pessoa et al. 1977 and Bizzinella et al. 1980), have allowed individualizing a Rhyacian (≥ 2100 Ma) volcano-sedimentary supracrustal sequence (Jacareacanga Group), and five Orosirian magmatic units. They are: two suites of calc-alkaline granitoids, the early Orosirian Cuiú-Cuiú Complex and the Parauari Intrusive Suite, a mafic suite (Ingarana Intrusive Suite), and a late Orosirian calc-alkaline to alkaline volcanic-plutonic magmatism, represented by the A-type granites of the Maloquinha Intrusive Suite and the felsic-intermediate volcanic rocks of the Iri Group. Two more Orosirian calc-alkaline granitoids suites were characterized later, the Creporizão Intrusive Suite, younger than the Cuiú-Cuiú Complex and older than the Parauari suite (Ricci et al. 1999), and the Tropas Intrusive Suite (Santos et al. 2001), younger than the Parauari suite (Fig. 2). Two restricted Orosirian calc-alkaline volcanic units, of intermediate-felsic composition, were recognized. The Vila Riozinho Formation, in the eastern TGP, is Pb-Pb dated around 2000 Ma (Lamarão et al. 2002) and correlated to later Cuiú-Cuiú event, whereas the Bom Jardim Formation (Ferreira et al. 2000), in the northwest TGP, is Pb-Pb dated at 1881 Ma (Lamarão et al. 2002) and coeval with the Parauari and Ingarana suites. Two Statherian magmatic units were characterized: the A-type alkaline granite batholith of the Porquinho Intrusive Suite, in the eastern TGP (Bahia & Quadros 2000), U-Pb dated at 1760 Ma (Santos et al. 2001), and the tholeiitic dolerite sills of the Crepori diabase (Santos & Loguercio 1984), in the western TGP (Fig. 2). At least, two major cover units of siliciclastic-volcanoclastic rocks occur in the TGP (Fig. 2): the Novo Progresso Formation (Ferreira et al. 2004), related to the Vila Riozinho Formation, and the Buiçu Formations, in the mid-western and northeastern TGP (Bahia & Quadros 2000, Almeida et al. 2000).

Three major deformation events compound the Orosirian Tapajós orogenic cycle (Santos & Coutinho, 2008, Klein et al 2001, 2002). The first event (D_1) corresponded to compressive ductile-brittle shear zones trending to NW-SE and NE-SW direction that lasted around 100 Ma (from 2100 to 1910 Ma) and affected the rocks of the Jacareacanga Group e Cuiú-Cuiú Complex. Mesozonal gold mineralization is tardi D_1 , between 1960 and 1910 Ma. The compressive D_1 event progressed to transpressive tardi to post-orogenic faults and brittle-ductile strike-slip shear zones of the second event (D_2) that lasted around 50 Ma (from 1910 to 1860 Ma), affected the rocks of the Creporizão, Parauari and Maloquinha suites and obliterated the oldest D_1 structures. According to Santos & Coutinho (2008), the faults and fractures of the D_2 event compose a complex structural set compatible with the Riedel system, including the major faults D ($N40^\circ-50^\circ W$), associated with smaller faults (P and R) making low angle with the main faults, besides extension fractures (T) of moderate angles and high angle faults (R' and X). The D-P-R sets are the most prominent structures of the TGP. During the compressive regime ($D_1 + D_2$), with σ_1 tensor trending to E-W direction, at least three I-type calc-alkaline granitoid arcs were generated: the Cuiú-Cuiú island arc, the Creporizão and Parauari continental arcs (Santos et al. 2004). The regional tension fractures (T), of E-W direction, conditioned the expressive felsic magmatism of the Iri volcanic rocks and the Maloquinha granites, generated by underplating process of the lower crust. Sin to post D_2 epizonal gold mineralization occurred between 1880-1850 Ma.

The third deformation event (D_3) was an extensional anorogenic taphrogenesis represented by E-W and ENE-WSW regional fractures, started in the late Orosirian period and finished in the early Mesoproterozoic (Santos & Coutinho 2008), with associated A-type alkaline granitic magmatism (Porquinho granite) and tholeiitic mafic rocks (Crepori diabase). Another tectonic interpretation for the TGP was made by Vasquez et al. (2002, 2008), who have defended just one subduction event during the Tapajós orogeny, with one island arc, represented by the metagranitoids of the Cuiú-Cuiú Complex. The unmetamorphosed calc-alkaline granites of the Creporizão, Tropas and Parauari suites were interpreted as post-collisional granites, accreted to the west border of the craton.

MATERIALS AND METHODS

The acquirement of field geological data that sustain this article was made possible by the logistical support provided by the Serabi Gold Company, which holds the mining rights of the Palito deposit area. The scarcity of good geological outcrops in this area turned the collection of geological data almost exclusively based on core samples and technical reports from the Serabi Gold. The structural analysis was undertaken to measure the veins attitudes, rock foliations and mineral lineations identified in the ore bodies and their host rocks, which were processed using the Stereonet software for construction of the pole and area diagrams. The petrographic analyzes were performed on a Zeiss Axioplan microscope equipped with transmitted and reflected light, at the Metallogenesis Laboratory of the Geosciences Institute (IG) of the Federal University of Pará (UFPA). The Pb-Pb ages of the granitic and gabbroic rocks were obtained by Pb evaporation method in single crystals of zircon using a Finnigan MAT 262 thermal ionization mass spectrometer, at the Isotope Geology Laboratory (ParaIso) of the IG/ UFPA, according to the procedures described in Kober (1986, 1987). The Pb isotopic analyzes of the Palito ore were carried out in an ICP-MS Thermo-Finnigan mass spectrometer at the ParáIso, through the sequential leaching method in pyrite, in order to obtain the isotopic signature of Pb and age of mineralization, per $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic ratios, as established by Frei & Kamber (1995). The analyses were performed in six leaching stages, two of which were eliminated due to the high error, according to the procedures described in Galarza et al. (2008).

GEOLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF THE PALITO DEPOSIT REGION

The Palito gold deposit consists of a high-grade Au and Cu sulfide quartz vein system, hosted by granitic rocks and controlled by a shear zone that is part of a regional NW-SE trending structure named Tocantinzinho lineament by mining companies operating in the TGP, such as Serabi Gold Company (www.serabigold.com) and Eldorado Gold Corporation (www.eldoradogold.com). This lineament is related to D₂ deformation event, in the N-NE portion of the TGP (Fig. 2). Other deposits and gold occurrences in that portion of the TGP are also controlled by shear zones of the Tocantinzinho lineament, like the São Jorge, Tocantinzinho and Cuiú-Cuiú deposits and the Batalha and Mamoal targets. Granitic rocks of the Parauari and Maloquinha suites and felsic volcanic rocks of the Iriri Group predominate in the northeast portion of the TGP (Costa, 2008; Misas, 2010).

Granitoids of the Parauari Intrusive Suite prevail near the Jardim do Ouro and Moraes de Almeida villages, neighborhood of the Palito mine. They are calc-alkaline granitic to granodioritic batholithic plutons, elongated in the NW-SE direction. The granitoids exhibit reddish gray color and usual porphyritic texture with plagioclase phenocrysts in a medium to coarse-grained matrix composed by quartz, plagioclase, perthitic K-feldspar, biotite and hornblende. Apatite, sphene and zircon are the main accessory phases, whereas sericite, chlorite and epidote are the chief hydrothermal minerals. Felsic pyroclastic volcanic rocks of the Aruri Formation and rhyolitic and dacitic flows of Salustiano Formation (Iriri Group) overlay the Parauari granitoids. Alkaline and peraluminous granitic plutons of the Maloquinha Intrusive Suite crosscut the Parauari granites and the volcanic rocks of the Iriri Group, near the Palito deposit area, presenting no spatial relationships with the ore bodies. Several 2-3 km-long NW-SE trending gabbroic dykes of the Ingarana Intrusive Suite, containing xenoliths of granodiorite, occur in the Palito deposit area. A brecciated black to dark green gabbroic body (gabbro Rio Novo), associated with mafic volcanic rocks, occurs west of the Palito mine (Fig. 3). It is a slightly hydrothermally altered monzogabro composed of plagioclase, quartz, hornblende, clinopyroxene, biotite and K-feldspar. Sphene, apatite, zircon and magnetite occur as accessory phases and the main hydrothermal minerals are sericite and chlorite.

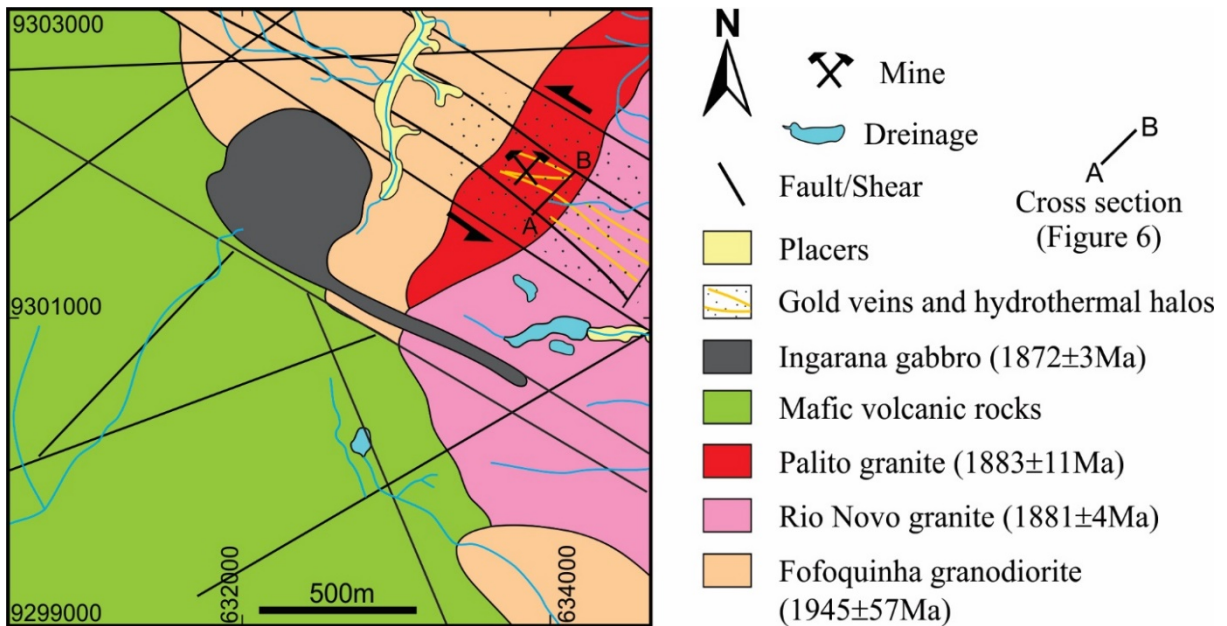


Figure 3. Geological map of the Palito gold deposit area (modified from Serabi Gold). AB cross section is shown in figure 6.

The Palito and Rio Novo granites host the ore bodies. These granites are intrusive into the Fofokinha granodiorite that lies north and west of the Palito mine and south of the Rio Novo granite. The granodiorite exhibits greenish gray color, medium-grained inequigranular texture, locally porphyritic with plagioclase phenocrysts. Hornblende and biotite are the main mafic minerals that can reach 20% of the rock. Opaque minerals are relatively abundant, especially magnetite, associated with mafic minerals (Fig. 4a). The Rio Novo granite is a roughly circular stock occurring on the banks of the Novo and Jamanxim rivers. It is a pinkish to orange-red monzogranite, exhibiting an inequigranular to porphyritic texture with about 0.5 cm-long megacrystals of perthitic K-feldspar and quartz, immersed in a medium to fine-grained matrix of amphibole, plagioclase and biotite (Fig. 4d), with xenoliths of the Fofokinha granodiorite. Brecciated and granophyric facies and dikes of rhyolite and microporphyrific dacite, associated with granite (Fig. 4b), suggest a shallow volcano-plutonic magmatism. The Rio Novo granite was less affected by hydrothermal alteration and hence less mineralized than the Palito granite.

The Palito granite is the main host rock of the ore bodies of the Palito deposit. This granite was very affected by hydrothermal and weathering alteration. The preserved part of this granite is very restricted, represented by a 2 km-long stock elongated around the NE-SW direction, sandwiched between the Fofokinha granodiorite and the Rio Novo granite. It is a redish inequigranular monzogranite (Fig. 4c and 4e), consisted by quartz, perthitic K-feldspar, oligoclase (An_{10-12}), biotite and chloritized pseudomorphs of amphibole. Zircon, apatite, rutile and fluorite occur as accessory phases, besides hydrothermal opaque minerals (pyrite and sphalerite). Along the contact with the Rio Novo granite, the Palito granite displays medium to fine-grained, locally porphyritic, texture.

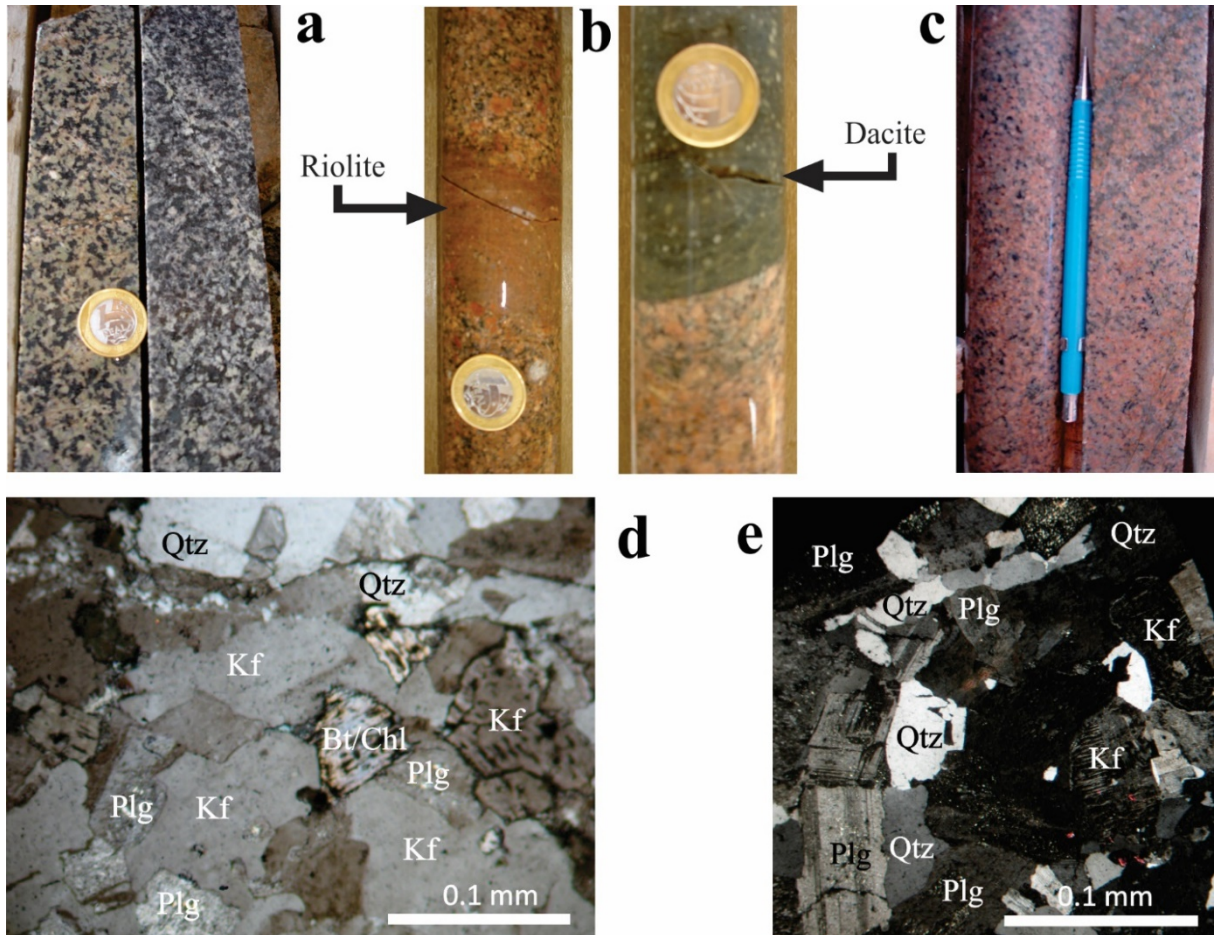


Figure 4. Photographs and photomicrographs in transmitted light and parallel nicols, of core samples, showing the textures of the Fofoquinha granodiorite (a) with magnetite and hornblende and/or biotite in dark portions. Rio Novo granite (b, d) with portions of volcanic rocks and Palito granite (c, e) with biotite, quartz, plagioclase and dominant K-feldspar. Qtz = quartz, Plag = plagioclase, Kf = K-feldspar, Bt = biotite, Chl = chlorite.

Lima (2010) and Aquino (2013) dated the Rio Novo and Palito granites and a monzogabbro near the Palito deposit. An average Pb-Pb age of 1872 ± 2 Ma with USD = 0.9 was defined for the monzogabbro (Fig. 5a), which is correlated to the Ingarana Intrusive Suite. Dating of the Rio Novo and Palito granites yielded an average Pb-Pb age of 1881 ± 4 Ma with USD = 1.2 (Rio Novo) and 1883 ± 11 Ma with USD = 2.1 (Palito), making them geochronologically indistinct (Fig. 5b, c). These data indicate that the Rio Novo and Palito granites may be different facies of a same magmatic event, correlated to the Orosirian Parauari event.

PALITO GOLD DEPOSIT: New data

The ore bodies of the Palito deposit comprise a system of subvertical quartz veins with centimetric to metric dimensions, surrounded by well-developed and mineralized hydrothermal alteration halos (Figure 6a), mainly composed by sericite, chlorite, quartz and sulfides (Figure. 6b, c, d). The veins and alteration halos form decametric ore bodies controlled by the shear zone that crosscuts the host rock of the mineralization that extend downwards to a depth of at least 250m (Fig. 6a). Gold is associated with sulfides, generally not much abundant in quartz veins, but they can form massive bodies with more than 70% of sulfides (Fig. 6b, c, d).

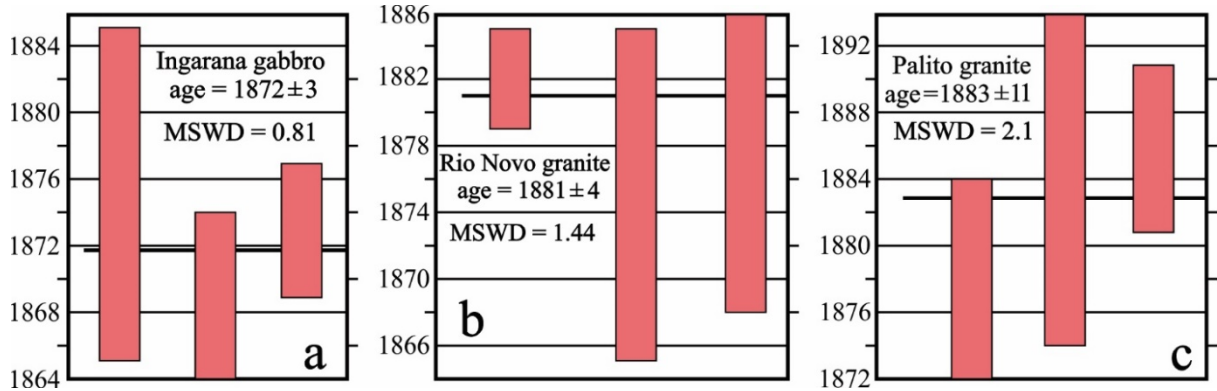


Figure 5. Pb-Pb age diagrams for the Ingarana gabbro (a), Rio Novo (b) and Palito granites (c) processed by the Isoplot program (Ludwig 2004) and based on three zircon single crystal data.

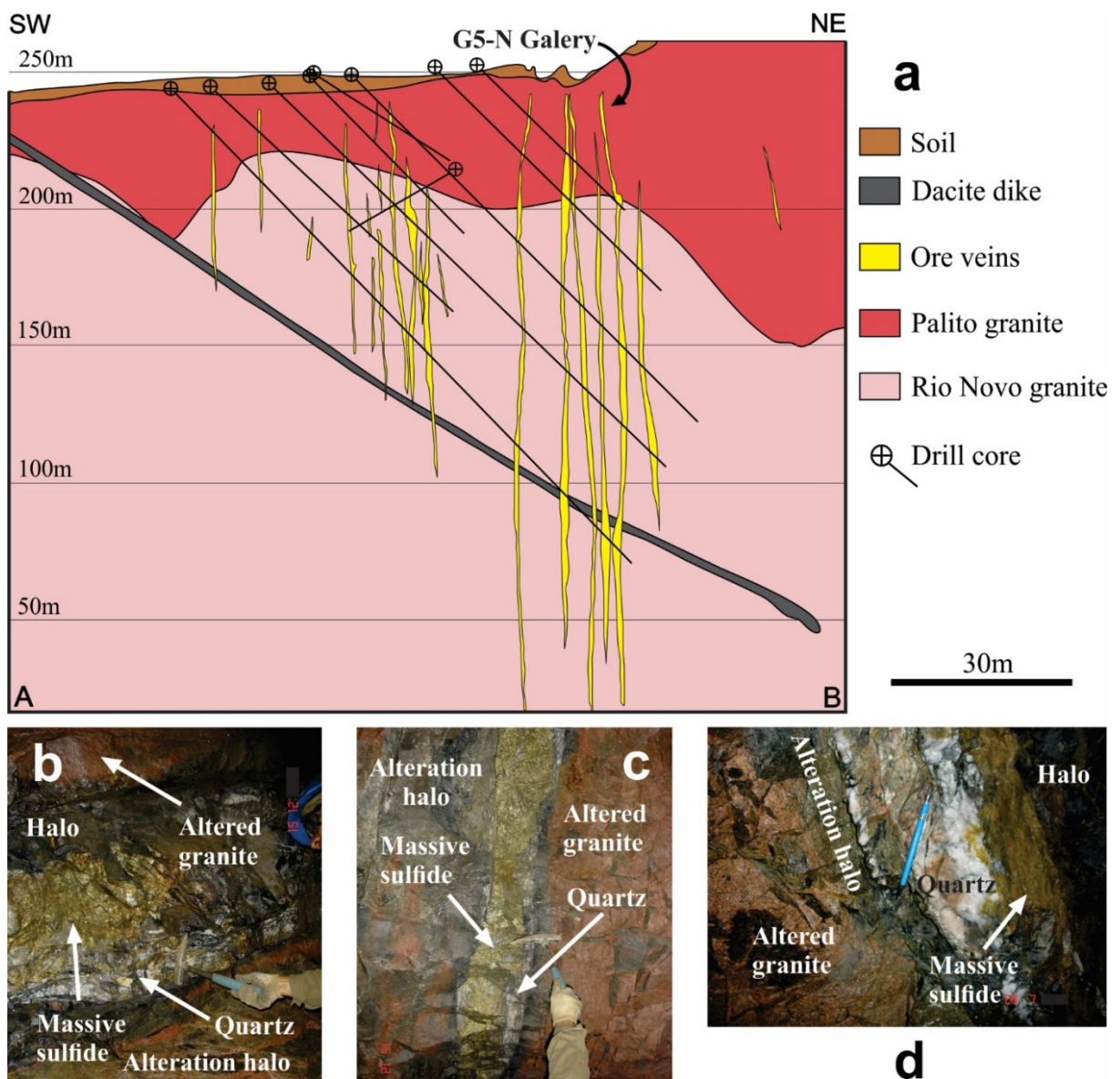


Figure 6. AB Geological cross section (NE-SW), transversal to the shear zone, on the map of figure 3, showing the subvertical vein system of the Palito deposit (a). Photographs of quartz veins with massive sulfide and alteration halos, hosted by the Palito granite (b, c, d) of the G5-N gallery of the Palito deposit.

Mineralized Veins are quartz veins with sulfides, mainly pyrite, chalcopyrite and sphalerite, besides galena, pyrrhotite, bismuthinite and native phases (Au and Bi). Three generations of pyrite and chalcopyrite were identified. The earliest pyrite (Py1) occurred as subhedral and euhedral grains of varying dimensions and section shape (square, rectangular and triangular sections), commonly replaced by sphalerite or chalcopyrite 1 (Fig. 7a, b). A second generation of pyrite (Py2) is coeval with sphalerite and occurs as anhedral masses including tiny relict grains (islands) of chalcopyrite 1 (Chpy1), showing concave or corroded edges, replaced by the host pyrite 2 (Fig. 7c). Chalcopyrite 1 replaces pyrite 1 which is replaced by sphalerite (Fig. 7d) which, in turn, is replaced by chalcopyrite 2 (Fig. 7e). Scarce and very fine grains of galena are associated with chalcopyrite 1, both replaced by sphalerite (Fig. 7f). The third generations of pyrite (Py3) and chalcopyrite (Chpy3) occur as late veinlets filling *en echelon* transtension zones along sinuous sinistral microfaults that crosscut the sulfide masses (Fig. 8a, b).

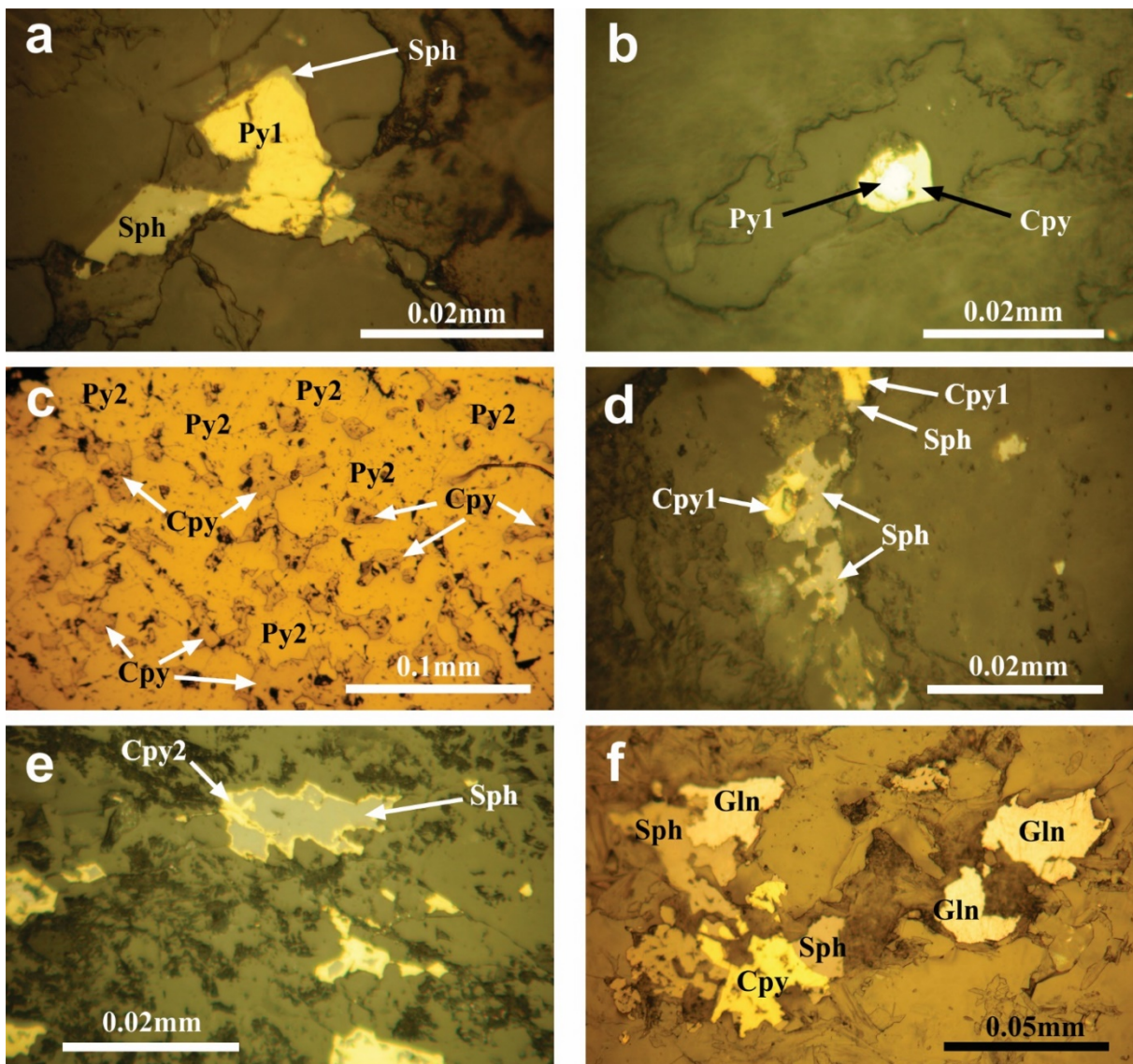


Figure 7. Photomicrographs of ore minerals of the Palito deposit. Pyrite 1 grains replaced by sphalerite (a) and chalcopyrite 1 (b). Anhedral mass of pyrite 2 replacing remnant islands of chalcopyrite 1 (c) which is replaced by sphalerite (d). Sphalerite grains replaced by chalcopyrite 2 (e) and replacing chalcopyrite 1 and galena (f). Py = pyrite, Cpy = chalcopyrite, Sph = sphalerite, Gln =

Gold is closely associated with chalcopyrite 1 and 2 and pyrite 2 grains. Free gold are not rare in veins, hosted mainly by the Rio Novo granite. It is usually included in chalcopyrite 2 grains associated with bismuthinite and/or native bismuth and rarely pyrrhotite (Fig. 8c). The gold occurs as very fine anhedral grains, the largest ones reaching 170 μm (Fig. 8c). The textural relationships among the mentioned minerals suggest replacement of gold and pyrrhotite by chalcopyrite 2 and native bismuth by bismuthinite (Fig. 8d).

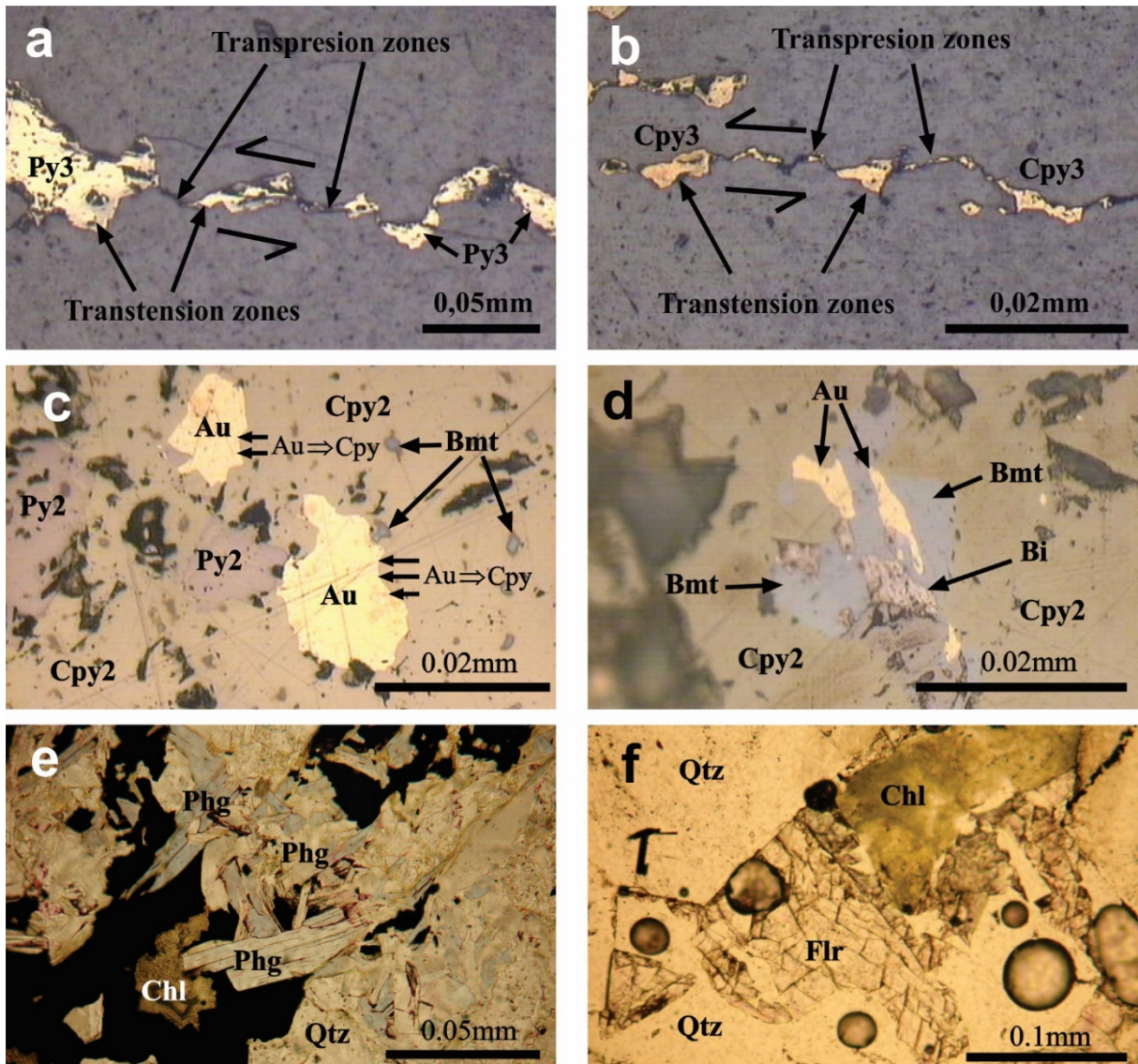


Figure 8. Photomicrographs of late veinlets of pyrite 3 (a) and chalcopyrite 3 (b) filling transtension zones in sinistral strike-slip microfaults. Photomicrographs of gold grains included in chalcopyrite 2, associated with pyrrhotite and bismuthinite (c) and included in bismuthinite, associated with chalcopyrite and native bismuth (d). Photomicrographs of chlorite masses associated with lath crystals of phengite (e) and fluorite crystals with cleavage (f). Bmt = bismuthinite, Phg = phengite, Chl = chlorite, Qtz = quartz, Flr = fluorite.

Quartz is the major gangue mineral. Three generations of this mineral were recognized in the mineralized veins. The earliest and most important generation occurs as massive aggregates of coarse-grained anhedral grains, dispersed in sulfide masses of pyrite and chalcopyrite (Fig. 6a, b, c). Microcrystalline anhedral clusters of quartz 2 fill small fractures and vugs between the larger crystals of quartz 1. Later veinlets of quartz 3 plus carbonate crosscut the masses of quartz 1 and 2 and

sulfides. Chlorite and sericite are the most important gangue minerals, after quartz, but they are volumetrically subordinate in relation to quartz and sulfides in the mineralized veins. Chlorite occurs as microcrystalline masses normally associated with sericite (Fig. 8e), or as late veinlets. The sericite occurs as isolated lath crystals, associated with chlorite, or as late veinlets, displaying white to yellowish gray or bluish pleochroism, typical of phengite (Fig. 8e). As minor gangue minerals, also occurs fluorite (Fig. 8f) and carbonates (calcite and siderite), besides rutile and zircon.

Hydrothermal Alteration The quartz veins are always enveloped by hydrothermal alteration halos with centimetric to decametric thickness, composed by dark gray to dark green and fine-grained rocks, commonly brecciated (hydrothermal microbreccia). Quartz clasts of different sizes are immersed in a microcrystalline matrix consisting of chlorite and white mica (Fig. 9a). The breccia fragments commonly display fractured edges, suggesting a hydraulic fracturing process. Chlorite predominates in the breccia matrix, while in the granular hydrothermal rocks chlorite occurs as small clusters in the microcrystalline masses of white mica, which is the second most abundant mineral in the hydrothermal halos. The white mica occurs as fine-grained lamellas involving the quartz crystals (Fig. 9b). Phengite is dominant, exhibiting white to yellowish or bluish brown pleochroism, whereas muscovite is rare (no pleochroism). Quartz dominates in both veins and hydrothermal halos. However, while in the veins the sulfides typically occur as massive bodies, gangue minerals dominates in the hydrothermal halos, where the sulfides are disseminated and represented mainly by pyrite, in addition to sphalerite, chalcopyrite, pyrrhotite and galena. Rutile, kaolinite, apatite and zircon, occur as tiny and minor phases dispersed in white mica and chlorite-rich masses. The ore occurs in veins of quartzo1 (predominant) and 2, related to the phyllic alteration (sericitization) and, to a lesser extent, the chloritization.

Restricted potassic alteration, represented by non-perthitic K-feldspar, was identified as the earliest hydrothermal alteration coeval with initial chloritization. The chloritization progressed and intensified itself, followed by the dominant and later phyllic alteration, coeval with mineralization. Perthitic K-feldspar occurs as scarce and strongly sericitized relict magmatic grains. Late veinlets of phengite plus chlorite and of quartz plus chlorite plus phengite correspond to the final stages of hydrothermal process.

Supergene Alteration The main supergene minerals, in the upper oxidized portions of the Palito ore bodies, are Fe oxide/ hydroxides (goethite and hematite) and covellite. The former (especially goethite) occurs as brownish aureoles, involving pyrite and chalcopyrite grains (Fig. 9c), developed as supergene alteration of these sulfides, whereas the last one is a supergene alteration of chalcopyrite (Figure. 9d). As minor supergene phases occur kaolinite and gold. These minerals are remains of gossanic crusts over the ore bodies, intensively exploited by the artisanal miners.

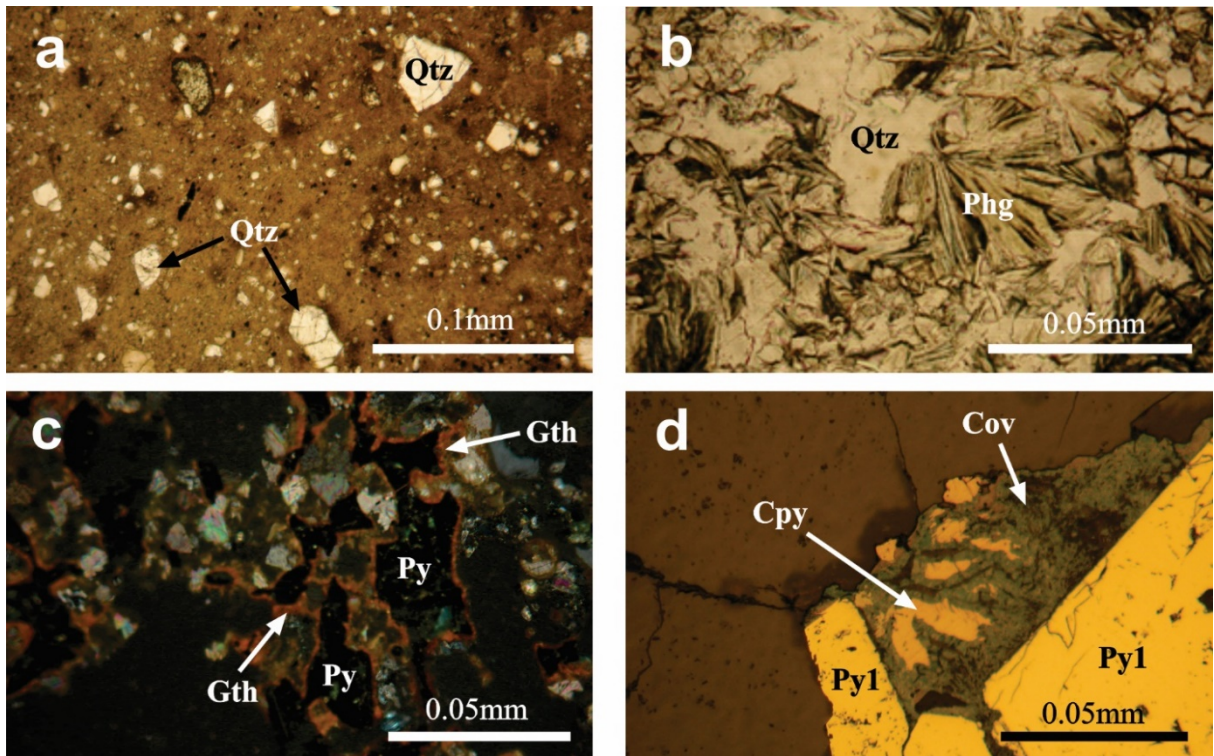


Figure 9. Photomicrographs of hydrothermal breccia with quartz clasts in microcrystalline matrix of chlorite and phengite (a) and granular hydrothermal rock with lamellar crystals of phengite involving quartz grains (b). Photomicrographs of pyrite grains with supergene alteration edges of goethite (c) and chalcopyrite islands replaced by covellite (d). Gth = goethite, Cov = covellite.

Structural control of the mineralized bodies The ore bodies of the Palito deposit are controlled by a sinistral high-angle strike-slip shear zone that trends to NW-SE direction and crosscut the Palito and Rio Novo granites (Fig. 3). The major faults of the shear zone are subvertical and strike to $N40^{\circ}-50^{\circ}W$ (main direction of the shear zone). The shearing can be classified as simple brittle-ductile type, as brittle features (veins and breccias) predominate in the ore bodies and their host rocks (Fig. 10a), although ductile features, such as boudins and sigmoids, also occur (Fig. 10b, c).

The veining system of the Palito deposit shows a complex pattern, with different types of veins. Most noticeable are veins, up to three meters thick, settled along the major faults of the shear zone and accompanied by cm-thick veins, hosted by second order faults and fractures, inclined in relation to the main shear direction. This pattern, with rhombohedral hydrothermal sets delimited by the veins, is compatible with the Riedel System (Fig. 10d), where the major lodes, parallel to the main shear direction, are the D veins (Costa 2008; Serra & Santos, 2008 Serra et al 2007). According to the angle in relation to the main direction of the shearing, the thinner veins are subdivided into three types: 1) low-angle veins, in R and P faults; 2) high-angle veins, in R' and X faults; 3) moderate-angle gash veins, in tension fractures (T). Minor stockworks veinlets, with varying directions, also occur. However, on a larger scale, this hydrothermal system comprises a directional veining pattern along the main direction $N40^{\circ}-50^{\circ}W$ (Fig. 3).

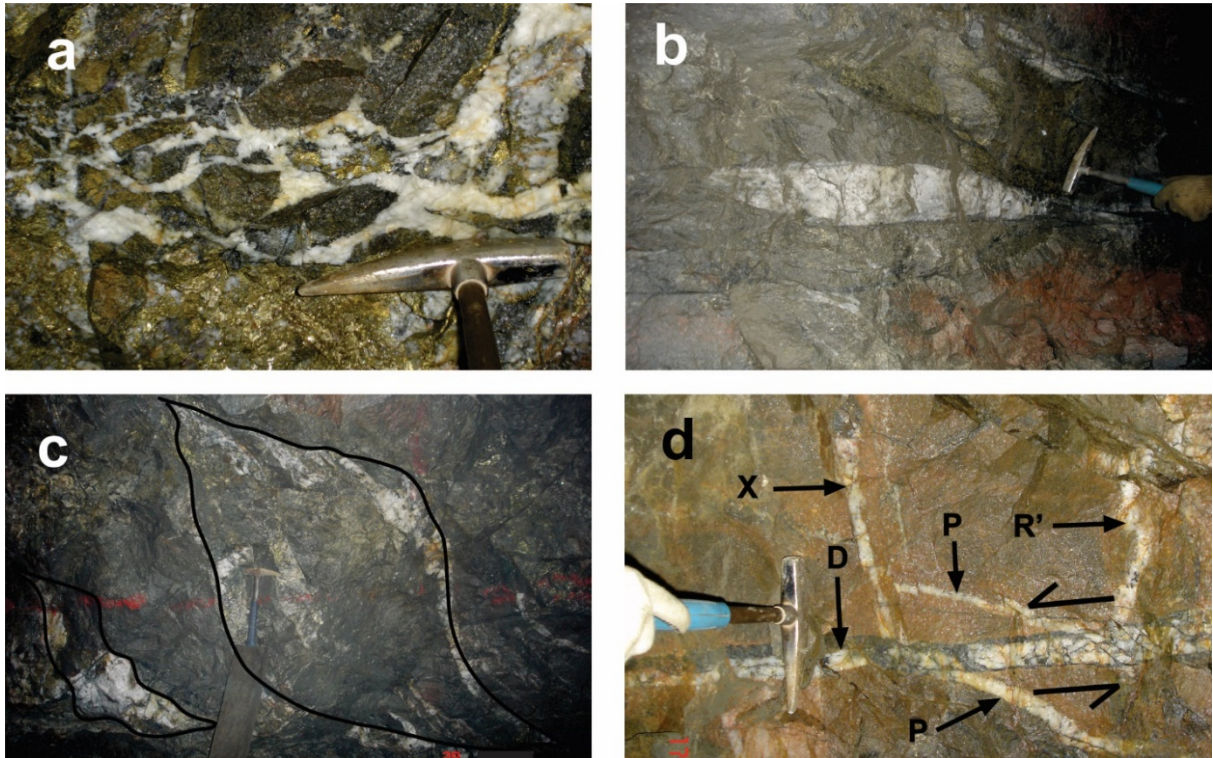


Figure 10. Photographs of structural features in G-5 gallery of the Palito deposit. Hydrothermal breccia (a), quartz boudin (b) and sigmoidal quartz vein (c). D, high-angle (R' and X) and low-angle (P) quartz veins in sinistral shear (d).

The major lodes (D) are subvertical with average strike of N45°W (N40-50°W range) and a low scattering outside this interval, possibly caused by subsequent faults (Fig. 11a, b). The low-angle lodes (R and P) are subvertical synthetic veins, trending mainly to N55°-75°W (R veins) and to N15°-35°W (P veins). They exhibit a low scattering outside these intervals because of their usually sinuous nature (Fig. 11c, d). The average angle of these veins in relation to the main shear direction is 20°. The R veins are more abundant and thicker than the P veins. Only 12 out of 126 measured attitudes refer to the P veins.

The moderate-angle (gash) and high-angle (R' and X) veins are also subvertical lodes. The gash veins fill antithetical extension fractures (T), exhibiting trends that vary from N70° to 100°W, because of the rotation experienced by these fractures during the shearing progress. They have an average strike of N85°E and show an average angle of 50° with respect to the main shear direction (Fig. 11e). The high-angle veins are rare and only the antithetical R' veins were measured, with trends within the N50°-60°E range. They show an average trend of N55°E and an average angle of 80° in relation to the main shear direction (Fig. 11e). Gash veins are important kinematic indicators of the shearing, as they match with the direction of maximum stress tensor σ_1 (Fig. 11f).

The moderate-angle (gash) and high-angle (R' and X) veins are also subvertical lodes. The gash veins fill antithetical extension fractures (T), exhibiting trends that vary from N70° to 100°W, because of the rotation experienced by these fractures during the shearing progress. They have an average strike of N85°E and show an average angle of 50° with respect to the main shear direction (Fig. 11e). The high-angle veins are rare and only the antithetical R' veins were measured, with trends within the N50°-60°E range. They show an average trend of N55°E and an average angle of 80° in

relation to the main shear direction (Fig. 11e). Gash veins are important kinematic indicators of the shearing, as they match with the direction of maximum stress tensor σ_1 (Fig. 11f).

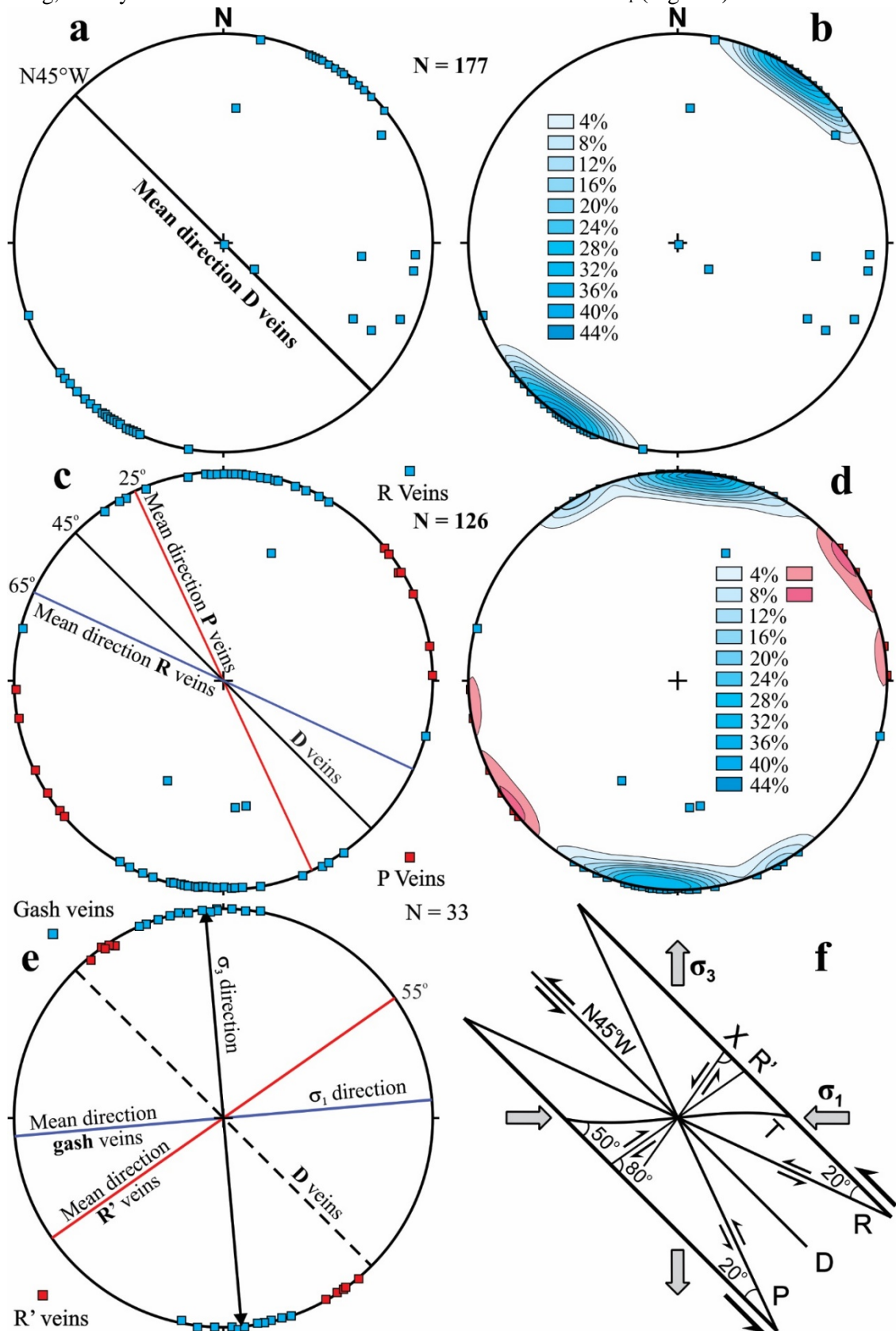


Figure 11. Pole and structural contour diagrams of attitudes of the major lodes (D) with 177 measures (a, b), low-angle P and R veins with 126 measures (c, d) and moderate-angle gash veins and high-angle R' veins with 33 measures (e), showing the mean directions of these veins. The Palito Riedel

In the Palito shear zone, the low-angle faults (R and P) are the earliest structures formed, as usually occur in simple shearing compatible with the Riedel system. These faults are truncated by the major faults (D) of the system. The gash veins are important temporal indicators, because they may be generated at any time during the shearing evolution. Early gash veins in the Palito deposit (T_1) were rotated according to the sinistral kinematics (Fig. 12a), although gash veins with dextral kinematic may also had occurred in the central part of larger rock blocks with sinistral motion (Fig. 12b), indicating that the interior of these blocks can move in the opposite sense in relation to the main sinistral shearing. More rotated gash veins (T_{1a}) are earlier than less rotated gashes (T_{1b}). Unrotated gash veins (T_2), are also compatibles with sinistral kinematics and were interpreted as latest gashes (Fig. 12a), since they were not affected by the progress of the simple shearing, at the final phase of deformation.

Post-mineralization brittle structures, such as faults and fractures, also affected the mineralized veins and their host rocks, usually with small displacements. The attitudes of these faults and fractures are quite variable, although it seems that directions between $N40^\circ$ - 65° W predominate.

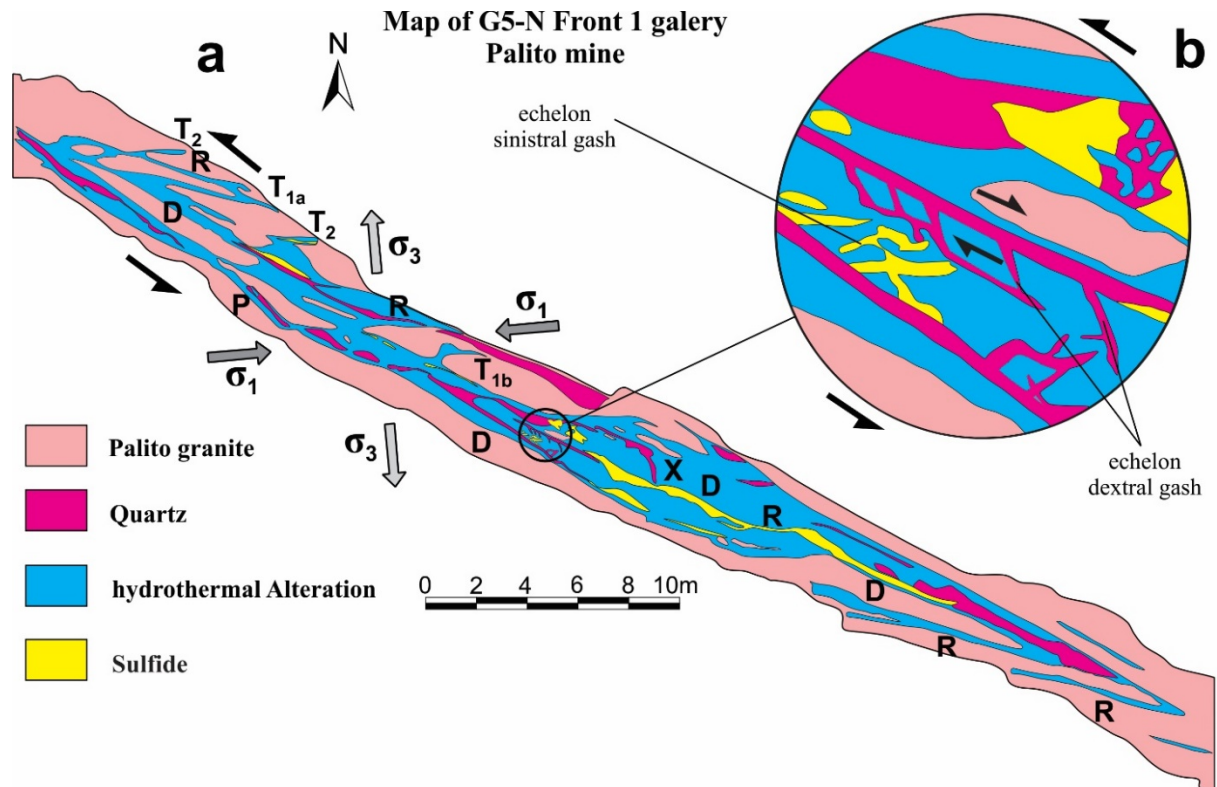


Figure 12. Structural map of NW portion of the G-5N Front 1 gallery (modified from Serabi Gold), showing in (a): the major lodes (D), low-angle R and P veins, high-angle X veins, the early gash veins (rotated T_1) and the later gash veins (unrotated T_2). In details (b), sinistral sulfide gash and dextral *en echelon* quartz gash vein.

Paragenetic sequence Based on textural relationships of mineral, veins and hydrothermal alteration halos, it was possible to establish a paragenetic sequence of metallic, gangue and supergene minerals that occurs in the Palito ore deposit, as shown in figure 13. In altered granites, the primary paragenesis is partially preserved, consisting of magmatic K-feldspar, plagioclase, biotite and quartz. Perthitic K-feldspar and possibly magmatic quartz also occur in hydrothermal alteration halos.

The youngest low-angle veins (R and P) consist mainly of quartz 1, which is the principal component of the more rotated gash veins (earliest T_{1a}), coeval with the R and P veins. The major veins (D) are composed chiefly by quartz 1 and 2, which are the main components of the less rotated gashes (T_{1b}), coeval with the D veins. The pyrite 1, together with quartz 1, occur in the earliest veins (R and P), whereas the first generation of chalcopyrite started to crystallize in the R and P veins, together with pyrrhotite and pyrite 1, and remain in the D lodes (Fig. 13). The second generation of pyrite and chalcopyrite together with gold, sphalerite, galena, bismuthinite and Bi, occurs in the main lodes (D). Unrotated gashes (latest T₂) are composed of quartz 3 and pyrite 3, which also occur in later veinlets, together with chalcopyrite 3, phengite 2, chlorite 2 and carbonate. These veinlets correspond to the final stages of the Palito hydrothermal process (Fig. 13). The supergene minerals (goethite, covellite, kaolinite and gold), that occur in gossans, were the last minerals formed in the Palito deposit (Fig. 13).

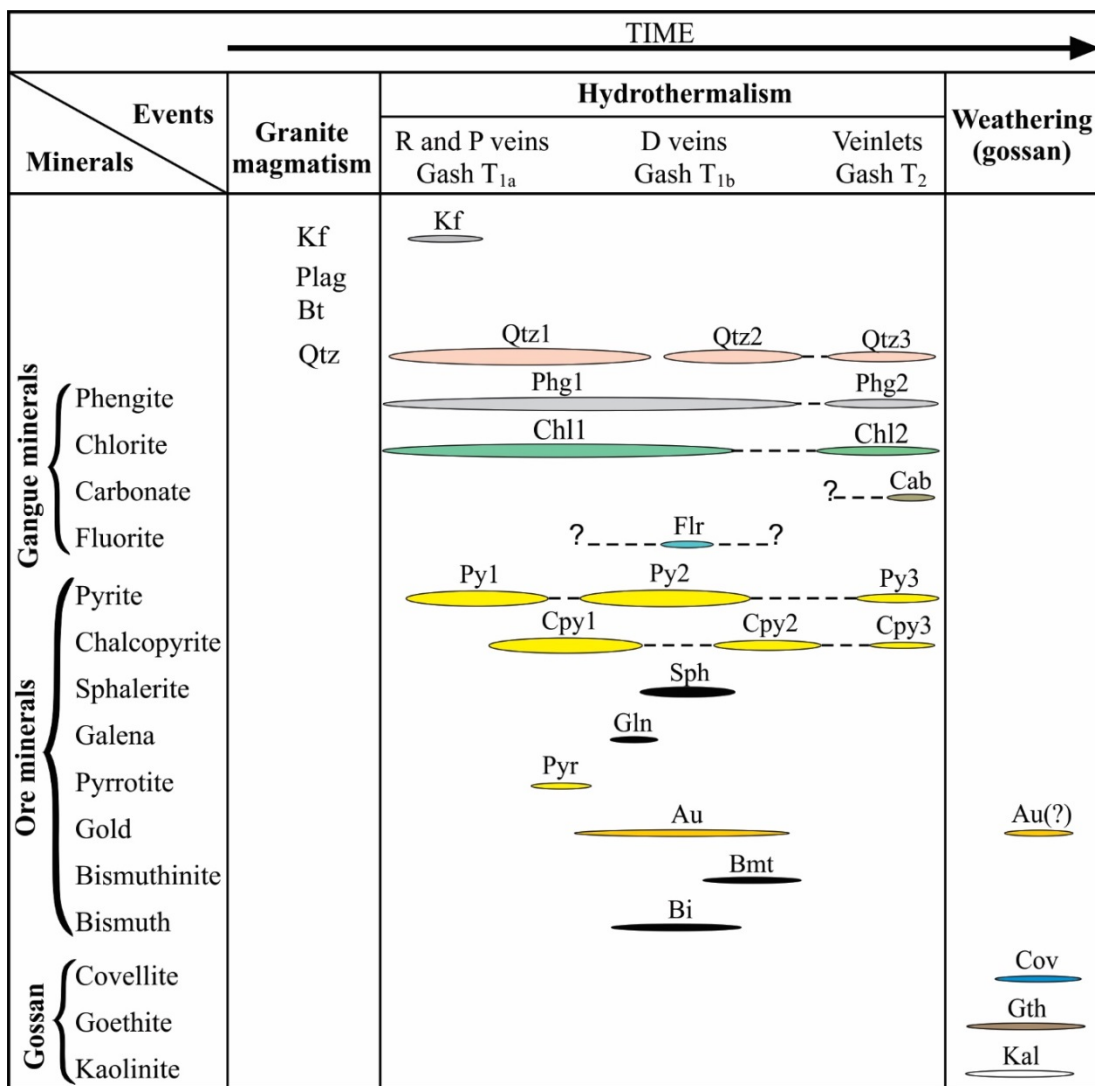
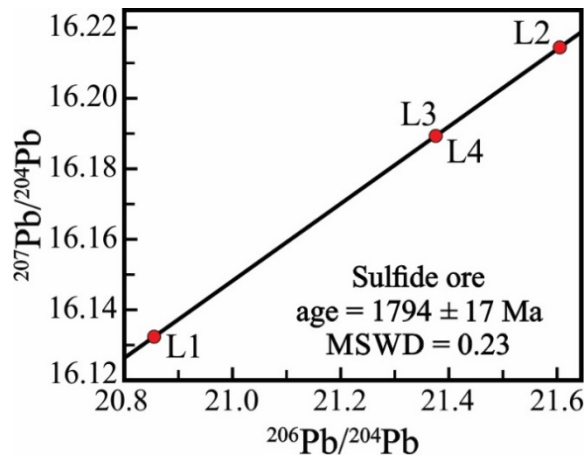


Figure 13. Paragenetic sequence of the Palito ore deposit, showing the generations of the primary minerals (magmatic), hydrothermal (metallic and gangue) and supergene minerals (gossan).

Isotope data of the Palito ore Pb isotope analyzes in pyrite 2 associated with gold and collected in the major vein (D) of the G5 Front1 gallery (Santos et al. 2013), provided the isotopic ratios $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, showed in table 1, and a Pb-Pb isochron age of 1794 ± 17 Ma, with MSWD = 0.23 (Fig. 14). This age is coeval with the third deformation phase (D₃) and so, younger than the two

phases of mineralization already identified in the TGP. The oldest mineralization phase, between 1960 and 1910 Ma, is related to the first deformation event (D_1) and late to post Creporizão granite suite, whereas the younger mineralization phase, between 1880 and 1850 Ma, is related to the second deformation event (D_2), the Iriri volcanism and the Maloquinha granite (Coutinho 2008).



	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
L1	20,8554	0,0007	16,1323	0,0007
L2	21,6077	0,0008	16,21471	0,0007
L3	21,3770	0,0009	16,1896	0,0005
L4	21,3762	0,0009	16,1895	0,0005

Table 1. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic ratios of the analyzed pyrite sample of the Palito gold ore, with their standard deviations (2σ).

Figure 14. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochronic diagram for the Palito sulfide gold ore.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The geological, structural and geochronological data for the mineralized bodies and host rocks of the Palito deposit, presented here, clearly demonstrate that it is an Au (Cu) vein deposit, epigenetically hosted by the Palito and Rio Novo granites of Orosirian age. This interpretation is supported by the fact that the granites were affected by the shearing that, in turn, controlled the ore bodies. The structural analysis also demonstrated that the faults and fractures of the shear zone are compatible with the Riedel system, a structural pattern regionally observed in the whole TGP by Santos & Coutinho (2008). Therefore, the granites were already crystallized when the shearing became active, simultaneously with the hydrothermal and mineralization processes. It means that the Palito mineralization is not genetically related to the Palito and Rio Novo granites, weakening the porphyry model advocated by Misa (2010) and Juliani et al. (2014) who considered the Palito granite as the magmatic source of the ore fluids for the gold deposit.

On the other hand, the geological characteristics of the Palito deposit, displaying veining style ore bodies surrounded by phyllic alteration halos, associated with chloritization and restricted potassic alteration, in addition to its metallic association (Au-Cu-Zn-Bi), favor the classification of the Palito deposit as an intrusion-related gold deposit, a broad class of gold deposits divided, by Sillitoe (1991), into six subtypes. This author included the porphyry Au-Cu deposits related to oxidized granitoids in that class, along with five no-porphyry subtypes, all hosted by granitic plutons and/or the enclosing rocks (disseminated ore or stockwork and veins). The Palito deposit can be included in the vein subtype (intrusion-related vein gold deposits) of Sillitoe (1991) and Sillitoe and Thompson (1998), hosted by the enclosing rocks. Other vein gold deposits, controlled by shear zones of the Tocantinzinho lineament, have also been classified as intrusions-related deposits, such as the São Jorge (Borges et al. 2009, Santos et al. 2010) and Tocantinzinho (Santiago et al. 2013).

The intrusions-related gold deposits have been the focus of several current articles, which have redefined this broad class of gold deposits. Thompson et al. (1999) introduced a new type of gold deposits related to more felsic and reduced intrusion in anorogenic continental environment or continental collision, characterized by the Au-Bi-Sn-W-As association and scarcity or absence of chalcophile elements (Goldfarb et al. 2005). Agreeing with this new scope, Lang et al. (2000) introduced the term intrusion-related gold systems (IRGS) that includes both gold deposits related to

oxidized granitoids with chalcophile elements (Au-Cu-Mo), in subduction environment, and those related to reduced granitoids poor in or without chalcophile elements, in anorogenic environment or continental collision. According to Sillitoe and Thompson (1998), the oxidized gold deposits may be associated with both calc-alkaline granitoids, with Au-Cu-Mo-As metallic association, in magmatic arc environment, and alkaline granites with Au-Cu-Bi-Zn-Te metallic association, far from magmatic arcs. Besides that, there might be transitional deposits among calc-alkaline, alkaline and reduced types. Lang & Baker (2001) and Hart (2005, 2007) pointed out that the porphyry gold deposits are shallower than the no-porphyritic intrusion-related systems and have currently included in the "intrusion-related gold system" only the no-porphyritic deposits which are mainly hosted by the enclosing rocks. The geological characteristics and the metallic paragenesis of the Palito deposit are more compatible with alkaline granitoids away from magmatic arc environment.

The Pb-Pb age of 1794 ± 17 Ma, obtained for the Palito gold ore, is coeval with the Statherian U-Pb SHRIMP age of 1786 ± 14 Ma determined for the alkaline Porquinho granite (Santos et al. 2004), located around 100km far north of the Palito deposit. A similar situation has been verified for some gold deposits of the Alta Floresta Province (southern extension of the TGP) that yielded Re-Os molybdenite ages varying from 1782 to 1792 Ma, contemporary with the alkaline Teles Pires granite of Statherian U-Pb ages ranging from 1773 to 1797 Ma (Xavier et al. 2013). Although the Teles Pires granite normally does not host gold deposits, a genetic relationship between them was defended by Xavier et al. (2013). However, there is no correspondence between the Statherian Pb-Pb age obtained for the Palito ore and the ages already determined for the two Orosirian phases of gold mineralization in the TGP. Furthermore, the Porquinho granite is related to extensional deformation phase (D_3) and so, younger than the NW-SE strike-slip shear zones, including the Tocantinzinho lineament, related to the second deformation phase (D_2), that controlled many gold deposits in the TGP. Therefore, the Statherian Pb-Pb age for the Palito ore can be interpreted as rejuvenation of the Pb-Pb system caused by the third deformation phase (D_3), associated with alkaline magmatism. The Orosirian Maloquinha granite (1.88 to 1.86 Ga) is a good candidate as the magmatic source for the Palito ore deposit, because: 1) it is spatially related to the Palito deposit, although it does not host the ore bodies, 2) it was controlled by the NW-SE strike-slip shear zone related to D_2 deformation phase, 3) it has alkaline to sub-alkaline signature, and 4) it is slightly younger than the host Palito and Rio Novo granites, correlated to the Parauari suite.

Coutinho (2008) defended the epizonal orogenic model for the gold deposits of the eastern portion of the TGP, related to the NW-SE strike-slip shear zones of the D_2 deformation phase. The intrusion-related gold deposits share many important features with the orogenic deposits (Groves et al. 1998, 2003), making difficult this distinction, especially in those no-porphyritic veins, poor in chalcophile elements. In both deposits predominate veins and directional stockwork veinlets, usually structural controlled, with unzoned veining hydrothermal alteration and phyllic alteration-related mineralization. However, in the eastern portion of the TGP there is no record of metamorphic rocks, an essential condition for both orogenic and porphyry deposits. This situation disfavor these two classes of deposits and, at the same time, favor the alkaline intrusion-related vein gold deposits, far from magmatic arcs, for the genesis of the Palito gold deposit. In this model, the alkaline granitic magma should have provided the ore fluids and metals, while the shearing had controlled the fluid circulation and ore deposition, as suggested by Serra et al. (2007).

ACKNOWLEDGMENTS The authors express their gratitude to the following institutions and people who provided important contribution to the achievement of this article. Capes and CNPq for the Master's scholarships to geologists Vitor F. H. Serra and Rodrigo M. Costa, first author and co-author of this article; the Geology and Geochemistry Post-graduate Program (PPGG) of IG/UFPA for the

academic and material support during the period of post-graduation of the two geologists mentioned above; the Serabi Gold Company which allowed research in the Palito deposit; the geologist Sergio Aquino and other geologists from the Serabi Gold, who supplied logistical and technical support at the time of field work in the Palito mine; Prof. Raimundo Netuno N. Villas and Dr. Evandro L. Klein, of the PPGG, who reviewed the manuscript of this article.

REFERENCES

- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D), estados do Amazonas e Pará, nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM). Brasília, CPRM, escala 1:250.000.
- Aquino L.B.M. 2013. Geologia e geocronologia do granito palito e de sua mineralização, depósito aurífero do palito, Província Aurífera do Tapajós, Itaituba-PA. Trabalho de conclusão de curso (TCC), Faculdade de Geologia. Instituto de Geociência-UFPA, 70p.
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C), Estado do Pará, nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM). Brasília: CPRM, escala 1:250.000.
- Bizzinella G.A., Santiago A.F., Santos A., Borges F.R., Souza F.J.C., Godoy H.K., Yamaguti H.S., Oliveira J.R., Oliveira L.R. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri. Relatório Final, partes I e II. Manaus: DNPM/CPRM, V. Ia e Ib.
- Borges A.W.G., Santos Jr. 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. 11^o Simpósio de Geologia da Amazônia. SBG-NN. Manaus-AM, [CD-ROM].
- Costa R.M. 2008. Geologia e metalogênese do depósito aurífero do Palito, Província Tapajós, Itaituba, PA. Dissertação de Mestrado, IG/UFPA, 117p.
- Coutinho M.G.N. 2008. Evolução Tectono-Geológica e Modelo da Mineralização de ouro. In: Coutinho M.G.N. (ed.). 2008. Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG. Rio de Janeiro, CPRM, p. 299-326.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 28(3):397-404.
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.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: C. Shobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M Matos, R.M Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus, (eds.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informação Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília. [CD, ROM].
- Jacobi P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 29: 277–279.
- Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2008. Dating and Isotopic Characteristics (Pb and S) of the Fe Oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia Ore Deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 377-397.

- Goldfarb R.J. & Hart C.J.R. 2005. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. In: New Zealand Minerals Conference proceedings, p. 125 -133.
- Goldfarb R.J., Baaker, T., Dubé, B., Groves D.I., Hart G.J.R., Gosselin P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 407-450.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98: p. 1-29.
- 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.
- Hart C.J.R. 2005. Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems. *The Gangue: Newsletter of the Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division*, 87: 1-9.
- Hart C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems, in: Goodfellow, W.D., ed. *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 95-112.
- 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.
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Fernandes C.M.D. 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism-Tapajós Gold Province, Amazon craton. In: *Inter. Geol. Congr., 33, General Proceedings, IUGS, 2008*. [CD-ROM].
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Misas C.M.E, Lagler B. Fernandes C.M.D. 2012. Gold and base metal porphyry and epithermal mineralization in Paleoproterozoic magmatic arcs in the Amazonian Craton, Brazil. In: *Intern. Geol. Congr. 12, IUGS* [CD-ROM].
- Juliani C., Vasquez M.L., Klein E.L., Villas R.N.N., Misas C.M.E., Santiago E.S.B., Monteiro L.V.S., Carneiro C.C., Fernandes C.M.D., Usero G. 2014. Metalogênese da Província Tapajós. In: *Silva M.D.G.D, Rocha Neto M.B.D, Jost H, Kuyumjian R.M. Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, p. 229-268.
- 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., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Ferreira A.L. 2001. *Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós, Folhas SB.21-V-D, SB.21-Y-B, SB.21-X-C, SB.21-Z-A e SB.21-Z-C, Estados do Pará e Amazonas, escala 1:500.000. Brasília, CPRM, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós), 81p.*
- Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A. 2002. *Geology of paleoproterozoic gneiss-and granitoid-hosted gold mineralization in southern Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. International Geology Review, 44: 544-558.*
- Kober B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93:482–490.

- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96:63-71.
- 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. *Preca. Rech.*, 119: 189-223.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36: 477-489.
- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. 2000. An exploration model for intrusion-related gold systems. *Society of Economic Geology Newsletter*, 40: 1-15.
- Lima M.V.G.R. 2010. Geologia e geocronologia do depósito aurífero do Palito, Província Tapajós, Iatituba-PA. Trabalho de conclusão de curso (TCC), Faculdade de Geologia. Instituto de Geociência-UFPA, 72p.
- Ludwig, K.R. 2004. Isoplot/Ex ver.3, a geochronological tool kit for Microsoft Excel, Berkeley, California. Geochronology Center.
- Misas C.M.E. 2010. Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências-USP, São Paulo, 179p.
- 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.
- Ricci P.S.F., Santos A., Klein E.L., Jorge João X.S., Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: *Simp. Geol. Amazônia*, 6. Anais, p. 519-522.
- Santiago E.S.B., Villas R.N., Ocampo R.C. 2013. The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós province, state of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1): 185-208.
- Santos R.A. & Coutinho M.G.N. 2008. Geologia Estrutural. In: Coutinho M.G.N. (Ed) 2008. *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM, p. 97-134.
- 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: Schobbenhaus C, Campos D.A, Derze G.R, Asmus H.E. (Coord.). 1984. *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, Incluindo Depósitos Mineraiis*. Brasília: DNPM/MME, p. 93-127.
- 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. *Prec. Res.*, 13: 73-109.
- Santos M.D., Borges A.W.G., Serra V.F.H. 2010. Sistema de Fluidos e Modelo Genético do Depósito Aurífero São Jorge, Província Tapajós, Novo Progresso-PA. 45º CBG, Belém-PA, [CD-ROM].

- Santos M.D., Aquino L.B.M., Serra V.F.H., Lima M.V.G.R., Galarza M.A., Lafon J.M. 2013. Geocronologia das rochas hospedeiras e do minério com implicações na gênese do depósito aurífero Palito, Província Tapajós, Sudoeste do Pará. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais. p. 775-778.
- Serra V.F.H., Costa R.M., Santos M.D. 2007. Depósito Aurífero do Palito: Um Exemplo de depósito híbrido na Província Tapajós, relacionado à intrusão granítica e controlado estruturalmente. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho. Boletim de resumos expandidos, v. 10.
- Serra V.F.H. & Santos M.D. 2008. Controle estrutural do depósito aurífero do Palito, Itaituba-PA. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba-PR. Boletim de resumos expandidos.
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster, R.P. ed. Gold metallogeny and exploration: Glasgow, Blackie, p. 165–209.
- Sillitoe R.H. & Thompson J.F.H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-agmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, 48: 237-250.
- 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.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita*, 34: 323–334.
- Vasquez M.L. & Klein E.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo - SB.21 - Z-C, Estado do Pará, escala 1:250.000, nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Brasília, CPRM, PROMIM Tapajós. 1 CD-Rom.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Ricci P.S.F. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, v.3, p. 67-84.
- Vasquez M.L., Rosa Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação Tectônica. In: Vasquez M.L. & Rosa Costa L. T. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. Belém, CPRM. p. 39 -112.
- Xavier R.P., Assis R.R., Creaser R., Barros A.J.P., Miguel Jr. E., Trevisan V.G., Serrato A., Barros M.A.S., Pinho F.E.C. 2013. Timing of gold metallogeny in the Alta Floresta gold province: evidence from pyrite and molybdenite Re-Os isotopic dating. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais, p. 709-711.

4 CONCLUSÕES

Os dados geológicos, estruturais e geocronológicos apresentados aqui, para os corpos mineralizados e suas rochas hospedeiras do depósito aurífero do Palito, demonstram que trata-se de um depósito filoneano de Au(Cu) hospedado epigeneticamente nos granitos Palito e Rio Novo de idade orosiniana. Os dados geológicos e estruturais indicam claramente que os corpos mineralizados são mais jovens que suas rochas hospedeiras, uma vez que os granitos Palito e Rio Novo foram afetados pelo cisalhamento que, por sua vez, condicionou os corpos mineralizados. A análise estrutural demonstrou ainda que as falhas e fraturas da zona de cisalhamento que controlaram os corpos mineralizados são compatíveis com o sistema de Riedel, um padrão estrutural observado regionalmente em toda a PAT por Santos & Coutinho (2008). Desse modo, os granitos já estavam rígidos quando o cisalhamento entrou em atividade simultaneamente com o processo hidrotermal mineralizante. Isto significa que os granitos Palito e Rio Novo não são fontes magmáticas adequadas para a mineralização, enfraquecendo o modelo porfirítico defendido por Misas (2010) e Juliani *et al.* (2014) que consideraram o granito Palito como a fonte dos fluidos mineralizantes para o depósito aurífero.

As características geológicas do depósito Palito, como estilo filoneano dos corpos mineralizados e da alteração hidrotermal que forma halos em torno dos filões, predominando a sericitização, associada com cloritização e alteração potássica restrita, além da associação metálica (Au-Cu-Zn-Bi) e controle estrutural dos filões, favorecem a classificação do depósito como relacionado a intrusões (*intrusion-related gold deposits*, de Sillitoe, 1991). Esta ampla classe de depósitos auríferos foi subdividida por Sillitoe (1991) em seis subtipos. Os depósitos porfiríticos de Au-Cu em granitoides oxidados foi incluído nesta classe, juntamente com mais cinco tipos não porfiríticos, hospedados tanto nos plutons graníticos, como nas rochas encaixantes (disseminados ou stockwork e filões). O depósito Palito pode ser enquadrado no subtipo filoneano (*intrusion-related vein gold deposits*) de Sillitoe (1991) e Sillitoe & Thompson (1998), hospedado nas rochas encaixantes. Outros depósitos auríferos filoneanos, controlados por zonas de cisalhamento do lineamento Tocantinzinho, têm sido também classificados como relacionados a intrusões de granitoides, como os depósitos São Jorge (Borges *et al.* 2009, Santos *et al.* 2010) e Tocantinzinho (Santiago *et al.* 2013).

Os depósitos auríferos relacionados a intrusões tem sido o foco de diversos artigos mais recentes que redefiniram esta ampla classe de depósitos auríferos. Thompson *et al.* (1999) introduziram um novo tipo de depósitos auríferos relacionados a intrusões reduzidas e mais félsicas, em ambiente continental anorogênico, afastado dos arcos magmáticos, ou

colisão continental, caracterizados pela associação Au-Bi-Sn-W-As e deficiência ou ausência de elementos calcófilos (Goldfarb *et al.* 2005). Em função desta maior amplitude dessa classe de depósitos auríferos, Lang *et al.* (2000) propuseram o termo “sistemas auríferos relacionados a intrusões” (*intrusion-related gold systems-IRGS*), incluindo tanto os depósitos auríferos relacionados a granitoides oxidados, em ambiente de subducção, com elementos calcófilos (Au-Cu-Mo), bem como aqueles relacionados a granitoides reduzidos, pobres ou sem elementos calcófilos, em ambiente anorogênico ou colisão continental. Segundo Sillitoe & Thompson (1998), os depósitos auríferos oxidados podem estar associados tanto com granitoides cálcio-alcálicos (Au-Cu-Mo-As), como alcalinos (Au-Te-Pb-Zn-Cu), podendo, ainda, existir depósitos transicionais entre os tipos cálcio-alcálicos, alcalinos e reduzidos. A associação metálica do depósito do Palito é mais compatível com uma assinatura alcalina.

Lang & Baker (2001) e Hart (2005) salientaram que os depósitos auríferos porfiríticos são mais rasos que os não porfiríticos relacionados a intrusões e passaram a se referir como “sistemas auríferos relacionados a intrusões” apenas os depósitos não porfiríticos, os quais são hospedados principalmente nas rochas encaixantes. Diversos depósitos auríferos porfiríticos e principalmente não porfiríticos relacionados a intrusões, tanto alcalinas quanto reduzidas, já foram caracterizados. Depósitos relacionados a granitoides alcalinos são conhecidos desde as décadas de 1970-80, como o grande depósito de Porgera, Papua, Nova Guiné (Fleming *et al.* 1986) e os depósitos de Barney’Canion, Bingham, Utah (Moore, 1973, in Sillitoe, 1991), Gilt Edge e Foley Ridge, Dakota do Sul (De Witt *et al.* 1986) e Golden Sunlight, Montana (Mutschler *et al.* 1985, in Sillitoe 1991). Depósitos auríferos relacionados a granitoides reduzidos foram mais recentemente caracterizados, como os depósitos de Fort Knox (Bakke 1995, in Hart 2005), Dublin Gouch (Maloof *et al.* 2001), Clear Creek (Marsh *et al.* 2003) e Scheelite Dome (Mair 2004, in Hart 2005), todos situados na Província aurífera Tintina (TGP), Alaska central e Yukon.

A idade Pb-Pb em pirita de 1794 ± 17 Ma, obtida para o minério do Palito, é correlacionável com a idade U-Pb Shrimp esteriana de 1786 ± 14 Ma para o granito Porquinho (Santos *et al.* 2004), de afinidade alcalina e situado em torno de 100 km ao norte do depósito Palito. Situação semelhante foi também constatada para alguns depósitos auríferos da Província Alta Floresta (extensão sul da Província Tapajós, separada pela bacia do Cachimbo), para os quais foram obtidas idades Re-Os em molibdenita de 1782 a 1792 Ma, contemporâneas com as idades U-Pb esterianas de 1773 a 1797 Ma para o granito alcalino Teles Pires (Xavier *et al.* 2013). Embora os plutons graníticos Teles Pires normalmente não hospedam os depósitos auríferos, uma relação genética entre eles foi defendida por Xavier *et*

al. (2013). Por outro lado, não há correspondência entre a idade esteriana Pb-Pb obtida para o minério do Palito e as idades já determinadas para as duas fases orosirianas dos depósitos auríferos da PAT. Além disso, o granito Porquinho está relacionado à terceira fase de deformação (D_3), de caráter extensional e, como tal, mais jovem que as zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE, incluindo o lineamento Tocantinzinho, relacionadas à segunda fase de deformação (D_2) que controlou muitos depósitos auríferos na PAT, principalmente na porção central-leste desta província. Desse modo, a idade Pb-Pb esteriana obtida para o minério do Palito pode ser interpretada como rejuvenescimento isotópico do sistema Pb-Pb causada pela terceira fase de deformação (D_3), associada com magmatismo granítico alcalino. O granito Maloquinha, de idade orosiriana (1,88 a 1,86 Ga), é um bom candidato para a fonte magmática que deu origem ao minério do Palito, pelas seguintes razões: 1) Embora ele não hospede minério do Palito, ocorre próximo ao depósito, 2) A colocação dos plutons Maloquinha foi controlada pelas zonas de cisalhamento transcorrentes, de direção NW-SE, relacionadas à segunda fase de deformação (D_2), 3) Ele apresenta assinatura subalcalina a alcalina, 4) Ele é pouco mais jovem que os granitos Palito e Rio Novo, hospedeiros da mineralização e correlacionados à Suite Parauari. Segundo Sillitoe (1991), a presença de As, Bi e Te na associação metálica de depósitos auríferos relacionados à intrusões é mais típica naqueles hospedados nas rochas encaixantes, especialmente naqueles relacionados à intrusões alcalinas ou reduzidas (Sillitoe & Thompson, 1998). A presença de Te e W nos minerais tetradimita ($\text{Bi}_2\text{Te}_3\text{S}$), hedleyta (Bi_7Te_3), pilsenita (Bi_4Te_3) e scheelita (CaWO_4), apontada por Misas (2010) no depósito Palito, embora em quantidades traços, é mais uma indicação de que a filiação geoquímica do granitoide que deu origem aos fluidos mineralizantes do Palito pode situar-se entre os tipos alcalino e reduzido.

Coutinho (2008b) defendeu o modelo orogênico epizonal para os depósitos auríferos da porção leste da PAT, relacionados com as zonas de cisalhamento NW-SE da segunda fase de deformação (D_2). Muitas características importantes dos depósitos orogênicos são comuns aos depósitos auríferos relacionados a intrusões (Groves *et al.* 1998, 2003), havendo dificuldade de fazer esta distinção especialmente nos depósitos filoneanos não porfiríticos relacionados a intrusões, pobres em elementos calcófilos. Em ambos predominam filões e filonetes stockwork direcionais, normalmente com controle estrutural, com alteração hidrotermal não pervasiva sem zoneamento e mineralização relacionada a alteração filica. Entretanto, na porção leste da PAT, onde situa-se o depósito Palito, não há registro de rochas metamórficas, condição essencial tanto para os depósitos orogênicos como para os porfiríticos. Tal situação desfavorece, portanto, essas duas classes de depósitos e, ao mesmo

tempo, favorece a classe de depósitos auríferos filoneanos relacionados a intrusões alcalinas, afastadas dos arcos magmáticos, para a gênese do depósito aurífero do Palito. Nesse modelo, o magma granítico alcalino deve ter fornecido os fluidos mineralizantes e os metais, enquanto que o cisalhamento condicionou a circulação dos fluidos e a deposição do minério, conforme sugerido por Serra *et al.* (2007).

REFERÊNCIAS

- Almeida C.A.S, Collyer T.A, Pereira J.A.L, Seabra A.S, Furtado A.M.M, Soubés L.F. 1977. *Relatório final de reconhecimento* (1). Projeto Santarém-Cachimbo. Pesquisa Mineral, Polo Amazônia/Polo Tapajós, Convênio SUDAM/IDESP.
- Almeida M.E, Brito M.F.L, Macambira M.J.B. 1999. Caróçal Granite: ^{207}Pb - ^{206}Pb evaporation age in post-collision granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. *In: South America Symposium on Isotope Geology*, 2. Cordoba, *Actas*, p. 3-6.
- Almeida M.E, Brito M.F.L, Ferreira A.L, Monteiro M.A.S. (org.). 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 (PROMIM Tapajós). Brasília, DF, CPRM. 67p. [1CD-ROM].
- Almeida M.E, Ferreira A.L, Brito M.F.L Monteiro M.A.S. 2001. Proposta de 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. (orgs.). 2001. Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBG. v. 2: 57-112.
- Almeida M.E. 2000a. Geologia estrutural e tectônica. *In: Ferreira A.L, Almeida M.E, Brito M.F.L, Monteiro M.A.S. (orgs.). 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, p. 33-39.
- Almeida M.E. 2000b. Geologia estrutural e tectônica. *In: Almeida M.E, Brito M.F.L, Ferreira A.L, Monteiro M.A.S. (Orgs.). 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. Manaus, PROMIM Tapajós/CPRM. p. 31-39.
- Andrade A.F, Oliveira J.R, Lopes R. C, Neves S. A. V, Santiago A.F, Melo C.F, Matos E.B.O, Bizinella G.A, Rosa Filho S.F, Santos J.O.S. Moura P.A.F. 1978. *Projeto Tapajós/Sucunduri: Relatório de Integração Geológica*. Manaus. CPRM. 3 v. 175p.
- Andrade F.G. & Urdininea J.S.A. 1972. *Mapeamento geológico em semidetalhe, prospecção geoquímica e por concentrado de minerais pesados em áreas da bacia do rio Jamanxin*. Belém: SUDAM/Geomitec. v.1, 127p.
- Bahia R.B.C, Quadros M.L.E.S. (org.). 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 (PROMIM Tapajós), Brasília, CPRM, [CD-ROM], 53p.
- Bahia R.B.C, Quadros M.L.E.S, Rizzotto G. 1998. Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Porquinho, região oeste do Pará. *In: 40^o Congresso Brasileira de Geologia*, Belo Horizonte, SBG. Anais de resumos, p. 502.
- Barbosa O. 1966. *Geologia básica e econômica da região do Médio Tapajós*. Estado do Pará. *Boletim DNPM/DFPM*, Rio de Janeiro, n. 126, 55p.

- 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. Ib: 357-700.
- Bjorlykke A, Cumming G.L, Krestic O. 1990. New isotope data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold-copper deposit, Finmark, Northern Norway. *Mineralogy and Petrology*, 43: 1-21.
- 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. In: 11^o Simpósio de Geologia da Amazônia. SBG-NN. Manaus-AM, [Anais...]. p. 00-00.[1 CD-ROM].
- Brito M.F.L. (2000) Suíte Intrusiva Parauari. In: Almeida M.E, Brito M.F.L, Ferreira A.L, Monteiro M.A.S. (org.). 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 (PROMIM Tapajós). Brasília, CPRM. , [CD-ROM]. p.15-18.
- 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: 6^o Congresso Brasileiro de Geoquímica. Salvador, SBGq, Anais. p. 847-857.
- Brito M.F.L, Almeida M.E, Macambira M.J.B. 1999. 207Pb/206Pb age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 2. Córdoba-Argentina. *Extended Abstracts*. p. 40-43.
- Bryan S & Ernst R.E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIP). *Earth Science Reviews*, 86: 175-202.
- 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 Tapajó, PA. In: 7^o Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Resumos expandidos*. [1 CD-ROM].
- Costa R. M. 2008. *Geologia e metalogênese do aurífero do Palito, Província Tapajós, Itaituba-Pará*. DS Mestrado. Instituto de Geociências, UFPA, Belém. 104p.
- Costa R.M, Santos M.D, Serra V.F.H. 2007. Depósito aurífero do Palito: um exemplo de depósito híbrido na Província Tapajós relacionado a intrusão granítica e controlado estruturalmente. In: 10^o Simpósio de Geologia da Amazônia. Porto Velho-RO, SBG/NO, Anais, CD-ROM.
- Coutinho M.G.N. 2008a. Geologia geral da Província Mineral do Tapajós. In: Coutinho M.G.N. (ed.). 2008. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM, p. 35-76.
- Coutinho M.G.N. 2008b. Evolução tectono-geológica e modelo da mineralização de ouro. In: Coutinho M.G.N. (ed.). 2008. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM, p. 299-326.
- 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: 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, *Anais...* 1 CD ROM.

Cunha B.C.C, Potiguar L.A.T, Ianhez A.C, Bezerra P.E.L, Pithan T.H.L, Souza J.R.J, Montalvão R.M.G. 1981. Geologia - Folha SC.22 Tocantins. *In: Projeto RADAMBRASIL*. Rio de Janeiro, MME – DNPM. p. 21-196. (Levantamento de Recursos Minerais, 2).

Dall'agnol R, Lafon J.M, Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anarogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50:113–138.

Dall'agnol R, Pichavant M, Champenois M. 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-Type granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69:325-347.

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: 1º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*. Gramado, *Boletim de resumos*.

De Witt E, Redden J.A, Burack W.A, Buscher D. 1986. Mineral resource potential and geology of the Black Hill National Forest, South Dakota and Wyoming. *US Geology Surv. Bull.* 1580, 133p.

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.A, Klein E.L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. *In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds.) 1997. Contribuições á geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p. 423-437.

Ferreira A.L. (2000a). Grupo Jacareacanga. *In: Ferreira A.L, Almeida M.E, Brito M.F.L, Monteiro M.A.S. (org.). 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 (PROMIM Tapajós). Manaus, CPRM, [1CD-ROM], p. 10-13.

Ferreira A.L. (2000b). Grupo Jacareacanga. *In: Almeida M.E, Brito M.F.L, Ferreira A.L, Monteiro M.A.S. (org.). 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 (PROMIM Tapajós). Brasília, CPRM, [1CD-ROM], p. 18-19.

Ferreira A.L. (2000c) Formação Bom Jardim. *In: Almeida M.E, Brito M.F.L, Ferreira A.L, Monteiro M.A.S. (org.). 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 (PROMIM Tapajós). Brasília, CPRM, [1CD-ROM], p. 10-13

Ferreira A.L, Almeida M.E, Brito M.F.L, Monteiro M.A.S. (org.). 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará, Nota explicativa, escala 1:250.000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM Tapajós). Manaus, CPRM, [1CD-ROM], 60p.

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: Shobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B, Leão*

- Neto R, Matos G.M.M, Vidotti R.M, Ramos M.A.B, Jesus J.D.A. (eds.) *Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informação Geográficas*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. [1CD- ROM].
- Fleming A.W, Handley G.A, Williams K.L, Hills A.L, Corbett G.J. 1986. The Porgera gold deposits, Papua, New Guinea. *Economic Geology*, 81: 660-680.
- Frei, R.; Kamber, B.S. 1995. Single mineral lead dating. *Earth Plan Sci Lett*, 129: 261-268.
- 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.
- Fraga L.M.B. & Reis N.J. 1995. A tectônica K'Mundku ao longo do cinturão de cisalhamento Guiana Central, Estado de Roraima, Brasil. In: 9º Congresso Brasileiro dos Centenários, Portugal, *Anais...* 472 p. ou p. 472.
- Galarza M.A, Macambira M.J.B, Villas R.N.N. 2008. Dating and Isotopic Characteristics (Pb and S) of the Fe Oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia Ore Deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 377-397.
- Goldfarb R.J. & Hart C.J.R. 2005. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. In: New Zealand Minerals Conference, *Proceedings*, p. 125 -133.
- Goldfarb R.J, Baaker, T, Dubé, B, Groves D.I, Hart G.J.R, Gosselin P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology* 100th Anniversary volume, p. 407-450.
- Groves D.I. (1993). The crustal continuum model for late-Archaeon lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Miner. Deposita* 28, 366-374.
- Groves D.I, Goldfarb R.J, Robert F, Hart C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98: p. 1-29.
- 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.
- Hart C.J.R. 2005. Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems. The Gangue: Newsletter of the Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 87: 1-9.
- 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, Vasquez M.L, Klein E.L, Villas R.N.N, Misas C.M.E, Santiago E.S.B, Monteiro L.V.S, Carneiro C.C, Fernandes C.M.D, Usero G. 2014. Metalogênese da Província Tapajós. In: Silva M.D.G.D, Rocha Neto M.B.D, Jost H, Kuyumjian R.M. 2014. Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras. Belo Horizonte, CPRM, p. 229-268.

Juliani C, Monteiro L.V.S, Echeverri-Misas C.M, Lagler B. Fernandes C.M.D. 2012. Gold and base metal porphyry and epithermal mineralization in Paleoproterozoic magmatic arcs in the Amazonian Craton, Brazil. In: Intern. Geol. Congr. 12, IUGS [CD-ROM].

Juliani C, Rye R.O, Nunes C.M.D, Snee L.W, Corrêa Silva R.H, Monteiro L.V.S, Bettencourt J.S, Neumann R, Alcover A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**: 95-125.

Juliani C, Monteiro L.V, 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 perspectives. In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral. Ouro Preto: ADIMB/DNPM/SBGf/SBG. [1CD-ROM].

Juliani C, Bettencourt J.S, Monteiro L.V.S. 2004b. Modelos conceituais de depósitos paleoproterozoicos high- e low-sulfidation (Au; Cu-Mo±Au) e do tipo pórfiro (Au-Cu; Cu-Mo) na Província Aurífera do Tapajós (PA). In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá. *Anais...* [1CD-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, 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). In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. *Boletim de resumos*, Belém. [1CD-ROM]

Klein E.L. & Vasquez M.L. (org.). 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 (PROMIM Tapajós). Brasília, CPRM, [1CD-ROM], 45p.

Klein E.L, Araújo, O.J.B, Martins R.C. 2000a. Geologia Estrutural e Tectônica. In: Klein E.L. & Vasquez M.L. (org.). 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 (PROMIM Tapajós). CPRM, Brasília. [1CD-ROM], p. 23-28.

Klein E.L, Araújo, O.J.B, Martins R.C. 2000b. Geologia Estrutural e Tectônica. In: Vasquez M.L. & Klein E.L. (Org.). 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo - SB.21-Z-C, Estado do Pará, Nota explicativa, escala 1:250.000*. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM Tapajós). CPRM, Brasília. [1CD-ROM], p. 23-28

Klein E.L, Almeida M.E, Vasquez M.L, Bahia R.B.C, Quadros M.L.E.S, Ferreira A.L. 2001. *Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós, Folhas SB.21-V-D, SB.21-Y-B, SB.21-X-C, SB.21-Z-A e SB.21-Z-C, estados do Pará e Amazonas, escala 1:500.000*. Brasília, DF, CPRM, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promim Tapajós), 81p.

Klein E.L., Vasquez M.L, Rosa-Costa L.T, Carvalho J.M.A. 2002. Geology of paleoproterozoic gneiss-and granitoid-hosted gold mineralization in southern Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 44: 544-558.

Klein, E.L, Almeida M.E, Rosa-Costa L.T. 2012. *The 1,89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America, November 2012 LIP of the month*. Large Igneous

Province Commission, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior. Disponível em: <www.largeigneousprovince.org>. Acesso em: ?????

Leal W.L.L, Pastana J.M.N, João, X.S.J, Amaral J.F, Neto C.S.S, Silva M.R, Pereira M.S.M. 1996. *Programa de integração mineral do município de Itaituba*. Belém, Primaz. 229p.

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: 1º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. Gramado, *Boletim de resumos*. p. 93.

Lamarão C.N, Dall'agnol R, Lafon J.M, Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119:189-223.

Lamarão C. N, Dall'agnol R, Pimentel M.M. 2005. Nd Isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: Implications for the crustal evolution of the Tapajós Gold Province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 277-292.

Lang J.R, Baker T, Hart C.J.R, Mortensen J.K. 2000. An exploration model for intrusion-related gold systems. *Society of Economic Geology Newsletter*, 40: 1-15.

Lang J.R, Baker T. 2001. Intrusion related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36: 477-489.

Maloof T.L, Baker T, Thompson J.F.H. 2001. The Dublin Gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon, Canada. *Mineralium Deposita*, 36: 83-593.

Marsh E.E, Goldfarb R.J, Hart C.J.R, Johnson C.A. 2003. Geology and geochemistry of the Clear Creek intrusion-related gold occurrences, Tintina Gold Province, Yukon, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40: 681-699.

Melo A.F.F, Andrade A.F, Yamaguti H.S, Oliveira J.R, Carmona J.R.M, D'antona R.J.G, Lopes R. C. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri. CPRM/DNPM, v. 1, p.1-356.

Misas C.M.E. 2010. Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências-USP, São Paulo, 179p.

Misas C.M.E. 2015. Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências-USP, São Paulo, 190p.

Nunes C.M.D, Juliani C, Corrêa Silva R.H, Bettencourt J.S, Jacobi P. 2000. Paleoproterozoic quartz–alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil), In: International Geological Congress, 31. Rio de Janeiro, Brazil. [1CD-ROM]

- Nunes C.M.D, Juliani C, Corrêa Silva R.H, Monteiro L.V.S, Bettencourt J.S, Neumann R, Alcover Neto A, Rye R.O. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation vulcânico paleoproterozóico da Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In: 7^o Simpósio de Geologia da Amazônia. Resumos expandidos*, Belém. [1CD-ROM].
- 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. Manaus, DNPM/CPRM. 3v, 614p.
- Pinheiro S. da. S & Ferreira A.L. 1999. *Sugestão para redefinição da denominação da Formação Palmares, região do Alto Tapajós, Sudeste do Estado do Pará*. Manaus, CPRM. 4p.
- 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.
- 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^o SBG, Belo Horizonte, MG. Anais*, p. 468.
- Rambrag G.E. & Santos J.O.S. 1974. O Grupo Uatumã. *In: 28^o Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, Porto Alegre, p. 87-94.
- Ricci P.S.F, Santos A, Klein E.L, João X.S.J, Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. *In: 6^o Simpósio de Geologia da Amazônia. Anais*, Manaus, p. 519-522.
- Rizzotto G.J, Scandola J.E, Silva C.R., Dall'agnol, R, Morais P.R. 1995. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência rapakivi granite Rondônia, Brazil. *In: Dall'Agnol R, Macambira M.J.B, Costi A.T. (eds). Symposium on rapakivi granites and related rocks. Abstracts volume*, Belém, Center of Geosciences, UFPA, p. 67-68.
- Roverato M, Juliani C, Misas C. M. E Fernandes C. M. D. 2013. Observations on the volcanism of the Tapajós province: understanding of the volcanic units. *In: 13^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos expandidos*. Belém, SBGeo/NO, 1 CD-ROM, p. 330-333.
- Santiago A.F, Santos J.O.S, Maia R.G.N. 1980. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar do Alto Tapajós. *In: 31^o Congresso Brasileiro de Geologia, 2. Camboriú, Anais*. Florianópolis, SBG, 786-797.
- Santiago E.S.B, Villas R.N.N, Ocampo R.C. 2013. The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós Province, state of Pará: Host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):185-208.
- Santos R.A. 1999. *Controle estrutural das mineralizações de ouro da província mineral do Tapajós – síntese de análise estrutural dos prospectos*. Salvador, DIGEOB/CPRM (Serviço Geológico do Brasil), Relatório Interno.
- Santos R.A. & Coutinho M.G.N. 2008. Geologia estrutural. *In: Coutinho M.G.N. (Ed) 2008. Província mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsual para ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM, p. 97-134.

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. Rio de Janeiro, DNPM, p. 15-99. (Levantamento de Recursos Naturais,7).

Santos J.O.S. & Pinheiro S.S. 1985. Suíte Intrusiva Surucucus e a reativação Parguasense. In: Simposium Amazônico, Ayacucho, Venezuela, *Boletim* 10, p. 273-289.

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: Schobbenhaus C, Campos D.A, Derze G.R, Asmus H.E. (coord.). 1984. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área Oceânica Adjacente, incluindo depósitos minerais*. Brasília,DF: 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, Faria M.S, Riker S.R, Souza M.M, Almeida M.E, Mcnaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*. [ICD-ROM].

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, Groves D.I, Hartmann L.A, Moura M.A, Cnaughton 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, Hartmann L.A, Gaudette H.E, Groves D.I, Macnaughton 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, Hartmann L.A, McNaughton N.J, Fletcher I.R. 2002. Timming of mafic magmatism in the Tapajos Povince (Brazil) and implications for the evolution of the Amazonian craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHIRIMP geochronology. *J. South American. Earth Sci.*, 15: 409-429.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e do Brasil Central. In: Bizzi L.A, Shobbenhaus C, Vidotti R.M, Gonçalves J.H. (Eds.). 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Textos, Mapas e SIG. Brasília, CPRM, p. 169-226.

Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseado em idades modelos de Sm-Nd, calculadas em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L. & Angélica R.S. (Coord.). 1997. Contribuições à geologia da Amazônia, v.1, p.91-142.

- Serra V.F.H. 2008. Controle estrutural do depósito aurífero da mina do Palito, Itaituba-Pará. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Belém, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, UFPA, 72p.
- Serra V.F.H, Santos M.D. 2008. Controle estrutural do depósito aurífero do Palito, Itaituba-PA. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba-PR. Boletim de resumos expandidos.
- Serra V.F.H, Costa R.M, Santos M.D. 2007. Depósito Aurífero do Palito: Um Exemplo de depósito híbrido na Província Tapajós, relacionado à intrusão granítica e controlado estruturalmente. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho. Boletim de resumos expandidos, v. 10.
- Sillitoe R.H. & Thompson J.F.H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, 48: 237-250.
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster, R.P. (ed.). 1991. *Gold metallogeny and exploration*: Glasgow, Blackie, p. 165–209.
- Silva J.S. 2010. Suíte Intrusiva Porquinho, Província Aurífera do Tapajós: novos dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC), Faculdade de Geologia/IG/UFPA, inédito, 91p.
- Silva G.G, Lima M.I.L, 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 A.R.B. 1984. Províncias auríferas do estado do Pará e Território Federal do Amapá. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro: SBG. *Anais...* p. 3945-3948.
- 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.
- Thompson J.F.H, Sillitoe R.H, Baker T, Lang J.R, Mortensen J.K. 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334.
- Vasquez M.L, Klein E.L, Ricci P.S.F. 2001. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: 7^o Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, SBG/NO, CD ROM.
- Vasquez M.L, Klein E.L, Ricci P.S.F. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein E.L, Vasquez M.L, Rosa-Costa L.T. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 3. Belém, p. 67-84.
- 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: 6^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. SBG/Núcleo Norte, Boletim de Resumos Expandidos. V. 6, p. 471-474.

Vasquez M.L, Klein E.L, Macambira M.J.B, Santos A, Bahia R.B.C, Ricci P.S.F, Quadros M.L.E.S. 2000a. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province, Amazon Craton, Brazil. In: Inter. Geol. Congr. 31, Abstracts, [1CD-ROM].

Vasquez M.L, Ricci P.S.F, Klein E.L, Santos A, Martins R.C. 2000b. Descrição das Unidades Litoestratigráficas e Litodêmicas. In: Vasquez M.L. & Klein E.L. (Org). 2000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Novo-SB.21-Z-C, Estado do Pará, escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN Tapajós). Brasília, CPRM, 1CD-ROM, p. 8-22.

Vasquez M.L, Ricci P.S.F, Klein E.L, Santos A, Martins, R.C. 2000c. Descrição das Unidades Litoestratigráficas e Litodêmicas. In: Klein E.L. & Vasquez M.L. (Org). 2000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Riozinho SB.21-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN Tapajós) Brasília, CPRM, 1CD-ROM, p. 7-22.

Vasquez M.L. & Klein E.L. 2000. (org.). 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 (PROMIM Tapajós). Brasília, CPRM, [1CD-ROM], 45p.

Vasquez M.L. & Rosa Costa L. T. 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Pará. Texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM. 327p.

Vasquez M.L, Rosa Costa L.T, Silva C.M.G, Klein E.L. 2008a. Compartimentação Tectônica. In: Vasquez M.L. & Rosa Costa L. T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM. p. 39 -112.

Vasquez M.L, Rosa Costa L.T, Silva C.M.G, Ricci P.S.F, Barbosa J.P.O, Klein E.L, Lopes E.C.S, Macambira E.M.B, Chaves C.L, Carvalho J.M.A, Oliveira J.G.F, Anjos G.C, Silva H.R. 2008b. Unidades Litoestratigráficas. In: Vasquez M.L. & Rosa Costa L. T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM, p. 113-215.

Vasquez M.L, Chaves C.L, Moura E.M, Oliveira J.K.M, Lafon J.M. 2013. Eventos magmáticos de 2020 a 1980 Ma nas Folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do Domínio Tapajós. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Marabá, SBGEO-NO. Boletim de resumos expandidos. p. 209 -212. [1CD-ROM].

Vasquez M.L, Chaves C.L, Moura E.M, Oliveira J.K.M, Lafon J.M. 2014. Identificação das Fontes das Rochas de 2020- 2010 Ma do leste do Domínio Tapajós com Base nos Isótopos de Sm-Nd. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador/Ba. Boletim de Resumos. [1CD-ROM].

Yokoi Y.O, Oliveira A.L.A.M, Tachibana J. 2001. General Economic Geology of the High Tapajós Basin (The “Cachimbo” Graben) and its boundaries: A regional geological survey with exploratory purpose. In: 7º Simposium Geol. Amaz. Belém, SBG/NO Resumos Expandidos, [CD-ROM].

Xavier R.P, Assis R.R, Creaser R, Barros A.J.P, Miguel Jr E, Trevisan V.G, Serrato A, Barros M.A.S, Pinho F.E.C. 2013. Timing of gold metallogeny in the Alta Floresta gold province: evidence from pyrite and molybdenite Re-Os isotopic dating. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais, p. 709-711