



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 452

**ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS DO
DEPÓSITO DE OURO HOSPEDADO EM
METACONGLOMERADOS E METARENITOS
PALEOPROTEROZOICOS CASTELO DE SONHOS,
PROVÍNCIA TAPAJÓS, SUDOESTE DO PARÁ**

Dissertação apresentada por:

JOANA D'ARC DA SILVA QUEIROZ

Orientador: Prof. Dr. Evandro Luiz Klein (CPRM)

**BELÉM
2015**

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

Queiroz, Joana D'Arc da Silva, 1988-

Aspectos geológicos e metalogenéticos do depósito de ouro hospedado em metaconglomerados e metarenitos paleoproterozoicos Castelo de Sonhos, Província Tapajós, sudoeste do Pará / Joana D'Arc da Silva Queiroz. – 2015.

xiv, 136f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Evandro Luiz Klein

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Ouro - Tapajós, Região (PA). 2. Metalogenia - Tapajós, Região (PA). 3. Metalogenia - Pará, Sudoeste. 4. Crátons - Amazônia. 5. Intrusões (Geologia). 6. Geocronologia. 7. Geoquímica. I. Título.

CDD 22. ed. 553.41098115



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

**ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS DO
DEPÓSITO DE OURO HOSPEDADO EM
METACONGLOMERADOS E METARENITOS
PALEOPROTEROZOICOS CASTELO DE SONHOS,
PROVÍNCIA TAPAJÓS, SUDOESTE DO PARÁ**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

JOANA D'ARC DA SILVA QUEIROZ

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 06 / 04 / 2015

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Evandro Luiz Klein
(Orientador – CPRM/UFPA)

Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas
(Membro – UFPA)

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho
(Membro – UnB)

AGRADEDIMENTOS

Aos meus pais, Izabel e José Luiz, aos meus irmãos, Francisco e Elizângela;

Ao meu orientador, Prof. Dr. Evandro L. Klein;

À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e, em especial, ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura disponibilizada;

Ao professor Cláudio Lamarão, à técnica Ana Paula e à geóloga Gisele Marques pelo apoio durante as análises de MEV realizadas na UFPA;

Às geólogas Jaqueline e Stella, à química Íris e ao professor Nilson F. Botelho pelo apoio durante as análises de microsonda realizadas na UnB;

À *Tristar Gold* por todo o apoio logístico fornecido nas duas campanhas de campo referentes a este trabalho e pela disponibilização do material estudado;

Ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Superintendência Regional de Belém, pelo apoio logístico nas atividades de campo e pelo apoio técnico nas atividades de laboratório;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos;

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Amazônia (GEOCIAM) por parte do suporte financeiro necessário à realização deste trabalho.

*“Diz, louco: que coisa é a maravilha?
Respondeu: “(...) amar mais as coisas visíveis,
corruptíveis, do que as invisíveis, incorruptíveis.”*

Raimundus Lullius

RESUMO

Castelo de Sonhos, situado na porção centro-sul do Cráton Amazônico, próximo ao limite entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu, é um depósito aurífero hospedado em metaconglomerados e metarenitos da Formação Castelo dos Sonhos (<2080 Ma U-Pb LA-ICP-MS). Em furos de sondagem, verificou-se que na área do depósito ocorrem rochas subvulcânicas e granitoides, algumas dessas rochas são intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos, enquanto que, para outras, a relação de contato não é clara. De modo geral, essas rochas apresentam afinidade cálcio-alcalina a alcalina e se mostram compatíveis com ambiente de arco vulcânico e pós-colisional. As rochas subvulcânicas são representadas por um dacito porfirítico com idade de 2011 ± 6 Ma (U-Pb LA-ICP-MS). Os granitoides foram classificados como biotita granodiorito, biotita monzogranito, muscovita monzogranito, respectivamente com idades (U-Pb SHRIMP) de 1976 ± 7 Ma, 1918 ± 9 Ma e 1978 ± 6 Ma, e sienogranito, este não datado. Estas idades de cristalização relacionam a geração dessas rochas a três a quatro eventos magmáticos distintos, que no Domínio Tapajós encontram correspondentes temporais no Complexo Cuiú-Cuiú (2033-2005 Ma), na Formação Comandante Arara (2020-2012 Ma), na Suíte Intrusiva Creporizão (1998-1957 Ma) e na Suíte Intrusiva Tropas (1907-1892 Ma). Apesar da relação temporal, os padrões geoquímicos das rochas estudadas não encontram correspondência direta com as unidades citadas. O fato de a Formação Castelo dos Sonhos ter sido intrudida por rochas temporalmente relacionadas a unidades do Domínio Tapajós pode ser considerada evidência de sua relação temporal e espacial, possivelmente estratigráfica, com esse domínio. A relação de contato intrusivo entre o dacito porfirítico e metarenitos da Formação Castelo dos Sonhos permitiu que fosse determinada em 2011 ± 6 Ma a idade mínima da sedimentação da Formação Castelo dos Sonhos. A mineralização aurífera principal no depósito Castelo de Sonhos está confinada estratigraficamente a um pacote de metaconglomerados e a metarenitos neles intercalados. Dentro desse pacote, a mineralização é errática e não parece seguir feições especiais ou ter controle estrutural. Na matriz dos metaconglomerados, ouro foi identificado no interior de grãos de quartzo (areia média a grossa), provavelmente fragmentos de veios auríferos, e também associado à magnetita. Em geral, as partículas de ouro mostram bordas subarredondadas a arredondadas e superfícies leve a moderadamente rugosas, raramente contendo inclusões, e apenas de magnetita, a composição química é homogênea e mostra altas razões Au/Ag. Essas características indicam origem singenética para o ouro presente nos metaconglomerados, e, assim, a idade da mineralização fica condicionada ao intervalo de

sedimentação da Formação Castelo dos Sonhos (2011 a ~ 2080 Ma). Por outro lado, a ocorrência de ouro em planos de fratura de metarenitos indica origem epigenética para parte da mineralização no depósito. A mineralização epigenética está relacionada a um encadeamento de processos metamórficos, magmáticos e deformacionais que afetaram a sequência sedimentar da Formação Castelo dos Sonhos e causaram a remobilização do ouro originalmente hospedado nos metaconglomerados. É provável que a interação desses processos, associada à infiltração de águas meteóricas, tenha contribuído para a geração e circulação de fluidos hidrotermais oxidantes que, ao percolarem o pacote de metaconglomerados, foram capazes de solubilizar parte do minério aurífero, levando à reprecipitação do ouro, acompanhado por películas ferruginosas, em planos de fratura dos metarenitos. Propõe-se o modelo de *paleoplacer* modificado para explicar a natureza híbrida, singenética e epigenética, da mineralização no depósito Castelo de Sonhos.

Palavras-chave: Cráton Amazônico; Tapajós; Iriri-Xingu; Rochas Intrusivas; Castelo de Sonhos; *Paleoplacer* Modificado.

ABSTRACT

Castelo de Sonhos, located in the central-south sector of the Amazonian Craton, near the boundary between the Tapajós and Xingu-Iriri tectonic domains, is a gold deposit hosted in metaconglomerates and metasandstones of the Castelo dos Sonhos Formation (<2080 Ma U-Pb SHRIMP). Subvolcanic rocks and granitoids were identified in boreholes that drilled the deepest parts of the deposit area. Some of these rocks are intrusive into the Castelo dos Sonhos Formation, while for others rocks, the contact relationships could not be determined with confidence. In general, these rocks show calc-alkaline to alkaline affinities and their geochemical patterns indicate that they are related to volcanic arc or post-collisional tectonic settings. The subvolcanic rocks are represented by a porphyritic dacite with age of 2011 ± 6 Ma (U-Pb LA-ICP-MS). The granitoids were classified as biotite granodiorite, biotite monzogranite, muscovite monzogranite, respectively dated at 1976 ± 7 Ma, 1918 ± 9 Ma and 1978 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP), and an undated syenogranite. These ages represent three to four distinct magmatic events and indicate that the studied rocks are coeval to four major units from Tapajós Domain: the Cuiú-Cuiú Complex (2033-2005 Ma), the Comandante Arara Formation (2020-2012 Ma), the Creporizão Intrusive Suite (1998-1957 Ma), and the Tropas Intrusive Suite (1907-1892Ma). Despite the temporal correspondence, the geochemical data show no direct correspondence with the units cited above. Notwithstanding, the intrusion relationship between some of the studied rocks and the metasedimentary rocks of the Castelo dos Sonhos Formation establishes a temporal, spatial and possibly stratigraphic relationship between this formation and the Tapajós Domain. The intrusive contact relationship between the porphyritic dacite and metasandstones of the Castelo dos Sonhos Formation allowed us to determine at 2011 ± 6 Ma the minimum sedimentation age of this unit. The primary gold mineralization at Castelo de Sonhos deposit is stratabound and restricted to a metaconglomerate package and interlayered metasandstones. The mineralization distribution is erratic and does not seem to follow special features or structural control. In the matrix of the metaconglomerates, gold occurs as intergranular particles, occasionally associated with magnetite, and also within quartz grains (medium to coarse sand), which probably represent fragments of auriferous veins. In general, the gold particles show subrounded to rounded shapes, mild to moderately rough surfaces. The particles seldom contain inclusions, and only of magnetite. The chemical composition is homogeneous and characterized by high Au/Ag ratios. These characteristics indicate a syngenetic origin for gold within the metaconglomerates package. Therefore, the age of mineralization is limited by the time

interval of deposition of the Castelo dos Sonhos Formation (2011 ± 6 Ma to ca. 2080 Ma). On the other hand, the occurrence of gold in fracture planes of metasandstones indicates an epigenetic origin for this style of mineralization. The epigenetic mineralization is related to concurrent metamorphic, magmatic and deformational processes that affected the sedimentary sequence of the Castelo dos Sonhos Formation and caused the remobilization of gold originally hosted in metaconglomerates. It is likely that the interaction of these processes associated with infiltration of meteoric waters contributed to the generation and flow of oxidizing hydrothermal fluids, which have percolated through the metaconglomerates package and were able to solubilize some of the gold, and re-precipitate it accompanied by ferruginous films, in fracture planes of the metasandstones. As a conclusion, a modified paleoplacer model is proposed here to explain the hybrid nature (syngenetic and epigenetic) of the gold mineralization in the Castelo de Sonhos deposit.

Keywords: Amazonian Craton; Tapajós; Irixi-Xingu; Intrusive Rocks; Castelo de Sonhos Gold Deposit; Modified Paleoplacer.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Localização dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	12
Figura 2 – Mapa geológico do Domínio Tapajós com destaque para a localização do depósito aurífero Castelo de Sonhos.....	24
Figura 3 – Mapa de geoquímica de solo com a localização dos alvos do depósito Castelo de Sonhos e dos furos de sondagem amostrados.....	34
Figura 4 - Aspectos macroscópicos de metaconglomerados e metarenitos do depósito Castelo de Sonhos em campo.....	35
Figura 5 – Seção estratigráfica esquemática da Formação Castelo dos Sonhos.....	36
Figura 6 – Mapa geológico do depósito Castelo de Sonhos.....	37
Figura 7 – Seção geológica A-B (NW-SE) do depósito Castelo de Sonhos.....	37
Figura 8 – Garimpos de ouro em metaconglomerados e metarenitos do depósito Castelo de Sonhos.....	38
Figura 9 – Aspectos macroscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	40
Figura 10 – Aspectos macroscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	41
Figura 11 – Aspectos macroscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	42
Figura 12 – Aspectos macroscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	43
Figura 13 - Aspectos macroscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	44
Figura 14 – Aspectos microscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	45
Figura 15 – Aspectos macroscópicos dos metarenitos do depósito Castelo de Sonhos.....	47
Figura 16 – Aspectos microscópicos dos meta-quartzoarenitos do depósito Castelo de Sonhos.....	48

Figura 17 – Imagens por elétrons retroespalhados mostrando os modos de ocorrência e a morfologia de partículas de ouro presentes na matriz dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	50
Figura 18 – Imagens por elétrons secundários mostrando a morfologia de partículas de ouro presentes na matriz dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	51
Figura 19 – Imagens por elétrons secundários mostrando a morfologia de partículas de ouro presentes na matriz dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	52
Figura 20 – Imagens por elétrons retroespalhados e secundários mostrando a morfologia de partículas de ouro presentes na matriz dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos.....	53
Figura 21 – Imagens por elétrons secundários mostrando a morfologia de partículas de ouro presentes em planos de fraturas de metarenitos do depósito Castelo de Sonhos.....	54
Figura 22 – Localização dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	64
Figura 23 – Mapa geológico do Domínio Tapajós com destaque para a localização do depósito aurífero Castelo de Sonhos.....	68
Figura 24 – Aspectos macroscópicos do dacito porfirítico.....	73
Figura 25 – Aspectos microscópicos do dacito porfirítico.....	74
Figura 26 – Aspectos macro e microscópicos do biotita granodiorito.....	76
Figura 27 – Aspectos macro e microscópicos do biotita monzogranito.....	78
Figura 28 – Aspectos macro e microscópicos do muscovita monzogranito.....	80
Figura 29 – Aspectos macro e microscópicos do sienogranito.....	82
Figura 30 – Diagramas de mobilidade Ba/Rb vs. PF, K ₂ O vs. PF, La vs. Zr; Ce vs. Zr e Eu vs. Zr.....	84
Figura 31 – Diagrama Al ₂ O ₃ /(CaO + Na ₂ O + K ₂ O) vs. Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O + K ₂ O), e diagramas de discriminação tectônica	87
Figura 32 – Padrões geoquímicos do dacito porfirítico em relação a unidades do Domínio Tapajós.....	88

Figura 33 – Padrões geoquímicos do biotita granodiorito em relação a unidades do Domínio Tapajós.....	89
Figura 34 – Padrões geoquímicos do biotita monzogranito em relação a unidades do Domínio Tapajós	90
Figura 35 – Padrões geoquímicos do muscovita monzogranito em relação a unidades do Domínio Tapajós.....	91
Figura 36 – Padrões geoquímicos do sienogranito em relação a unidades do Domínio Tapajós.....	92
Figura 37 – Imagens de elétrons retroespalhados representativas dos cristais de zircão do dacito porfirítico	93
Figura 38 – Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão representativos do biotita granodiorito	94
Figura 39 – Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão representativos do biotita monzogranito.....	96
Figura 40 – Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão representativos do muscovita monzogranito.....	97
Figura 41 – Esquema mostrando os ambientes de formação dos principais tipos de depósitos auríferos.....	116
Figura 42 – Condições de Pressão x Temperatura que separam diagênese e metamorfismo.....	117
Figura 43 – Esquemas mostrando a movimentação de fluidos influenciada por diferenças de pressão e temperatura.....	119

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Composição química do ouro presente em metaconglomerados e metarenitos do depósito Castelo de Sonhos.....	56
Tabela 2 – Síntese das características distintivas das rochas subvulcânicas e dos granitoides estudados.....	83
Tabela 3 – Composição química das rochas subvulcânicas e dos granitoides estudados.....	85
Tabela 4 – Síntese dos dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS obtidos em cristais de zircão.....	98
Tabela 5 – Síntese dos dados geocronológicos U-Pb SHRIMP obtidos em cristais de zircão.....	100
Tabela 6 – Características gerais do depósito Castelo dos Sonhos em relação a outros depósitos auríferos hospedados em sequências sedimentares siliciclásticas.....	121

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO AO DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS.....	2
1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA.....	3
1.4 OBJETIVOS.....	4
2 MATERIAIS E MÉTODOS	5
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	8
3.1 CRÁTON AMAZÔNICO: COMPARTIMENTAÇÃO E PROPOSTAS DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	8
3.2 A QUESTÃO DO LIMITE ENTRE OS DOMÍNIOS TAPAJÓS E IRIRI-XINGU.....	10
3.3 DOMÍNIO TAPAJÓS.....	12
3.3.1 Unidades Litoestratigráficas.....	13
3.3.2 Configuração Estrutural.....	25
3.3.3 Aspectos Metalogenéticos.....	26
3.4 DOMÍNIO IRIRI-XINGU.....	29
4 GEOLOGIA DO DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS: ASPECTOS GERAIS	31
5 MINERALIZAÇÃO	33

6 ROCHAS HOSPEDEIRAS.....	39
6.1 METACONGLOMERADOS.....	39
6.2 METARENITOS.....	46
7 MORFOLOGIA DAS PARTÍCULAS DE OURO.....	49
8 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS PARTÍCULAS DE OURO.....	55
9 Rochas intrusivas na bacia paleoproterozoica Castelo dos Sonhos, Cráton Amazônico: geocronologia, aspectos geoquímicos e implicações para litoestratigrafia, limite entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu e idade da mineralização no depósito aurífero Castelo de Sonhos.....	60
Resumo.....	60
Abstract.....	61
1. Introdução.....	62
2. Contexto Geológico Regional.....	63
2.1 <i>Domínio Tapajós.....</i>	65
2.2 <i>Domínio Iriri-Xingu.....</i>	69
2.3 <i>Formação Castelo dos Sonhos.....</i>	69
3 Procedimentos Analíticos.....	70
4 Rochas Intrusivas na Bacia Castelo dos Sonhos.....	71
4.1 <i>Dacito Porfíritico.....</i>	71
4.2 <i>Biotita Granodiorito.....</i>	75
4.3 <i>Biotita Monzogranito.....</i>	77
4.4 <i>Muscovita Monzogranito.....</i>	78
4.5 <i>Sienogranito.....</i>	81
5 Geoquímica.....	83
6 Geocronologia U-Pb.....	92
6.1 <i>Dacito Porfíritico.....</i>	92
6.2 <i>Biotita Granodiorito.....</i>	93

6.3 <i>Biotita Monzogranito</i>	95
6.4 <i>Muscovita Monzogranito</i>	96
7. Discussões	101
8. Conclusões	105
9. Referências	107
10 CONCLUSÃO: PROPOSIÇÃO DE UM MODELO METALOGENÉTICO PARA O DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS	114
REFERÊNCIAS	122

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O depósito aurífero Castelo de Sonhos está situado na porção centro-sul do Cráton Amazônico, junto ao limite entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu, que integram, respectivamente, as províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central, de acordo com a compartimentação do Cráton Amazônico proposta por Santos (2003) (Fig. 1).

A indefinição que ainda persiste em relação ao limite atualmente estabelecido entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu torna o posicionamento do depósito Castelo de Sonhos incerto e o introduz na discussão sobre a (re)definição de limites entre domínios/províncias tectônicas no Cráton Amazônico, uma discussão antiga que tem sido favorecida por dados obtidos em trabalhos recentes (Amaral 1974; Tassinari & Macambira 1999; Santos 2003; Tassinari & Macambira 2004; Juliani *et al.* 2013; Guimarães *et al.* 2014; Vasquez *et al.* 2008a, 2013, 2014, entre outros).

Castelo de Sonhos teve sua história marcada por intensa atividade garimpeira, principalmente de meados da década de 1980 até o início da década de 1990, período que lá representou o ápice da exploração artesanal de ouro aluvionar. Embora não haja dados oficiais para a produção mineral nesse período, estima-se que 5 a 10 toneladas de ouro tenham sido exploradas artesanalmente na área do depósito (Mello 2011). Os primeiros trabalhos sistemáticos de exploração mineral na área tiveram início em 1995, quando a mineradora *Barrick Gold* empreendeu um intenso programa de exploração que resultou na descoberta de duas expressivas anomalias geoquímicas de solo relacionadas a ouro: *Esperança Sul* e *Esperança Centro*. Entretanto, apesar da obtenção de resultados positivos, a mineradora finalizou precocemente seu programa de exploração em 1996. Em 2004, após lacuna de quase uma década, a propriedade foi adquirida pela *Osisko Mining*. Contudo, a empresa não deu continuidade aos trabalhos exploratórios de sua antecessora, despojando-se oficialmente da propriedade em 2010. No mesmo ano, os direitos minerários da área foram adquiridos pela *TriStar Gold*, que continua até o momento à frente do projeto Castelo de Sonhos.

O programa de exploração iniciado pela *TriStar Gold*, no ano seguinte, não só confirmou as anomalias geoquímicas já identificadas pela *Barrick Gold*, delimitando-as com maior precisão, mas levou à descoberta de novas anomalias geoquímicas importantes: *Esperança Leste* e *Esperança Oeste*. Recentemente, a avaliação econômica preliminar do

depósito revelou recursos (indicados + inferidos) de 4,2 Mt com teores entre 2,03 e 2,13 g/t, totalizando 8,68 toneladas de ouro contido (280.000 oz) (www.tristarau.com).

O minério aurífero no depósito Castelo de Sonhos encontra-se hospedado em metaconglomerados, principalmente, e metarenitos da Formação Castelo dos Sonhos (< 2080 Ma U-Pb SHRIMP – Santos 2003; Klein *et al.* 2014), que foi intrudida por rochas subvulcânicas félsicas e máficas, além de granitoides, estes observados apenas em furos de sondagens (Yokoi *et al.* 2001; Vasquez *et al.* 2008b).

Parte deste trabalho pautou-se na caracterização das rochas intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos quanto a seus aspectos petrográficos, geoquímicos e idades de cristalização, a fim de correlacioná-las a unidades já conhecidas no Domínio Tapajós. Esses resultados são apresentados em forma de artigo no capítulo 9 desta dissertação. Nos capítulos anteriores, é apresentada uma síntese da geologia regional dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu e de aspectos geológicos específicos do depósito Castelo de Sonhos, segue-se a caracterização das rochas hospedeiras da mineralização e a apresentação das características morfológicas e da composição química do minério. O estudo é finalizado no capítulo 10, com a proposição de um modelo metalogenético para o depósito. Com os dados aqui apresentados, espera-se contribuir para um melhor entendimento geológico e metalogenético da porção sul do Cráton Amazônico.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO AO DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS

O depósito Castelo de Sonhos (S= 8° 12' 07"; W= 54° 59' 20") está situado na porção sudoeste do estado do Pará, no município de Altamira, próximo à vila de Castelo dos Sonhos, a aproximadamente 15 km a leste da rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém) e a 250 km ao sulsudeste da cidade de Novo Progresso (Fig. 2).

O acesso rodoviário pode ser feito pela rodovia Cuiabá-Santarém, a partir de Santarém, Itaituba ou Novo Progresso, no Pará, e Sinop, Alta Floresta ou Guarantã do Norte, no Mato Grosso, até a vila de Castelo dos Sonhos, de onde se segue por mais 30 km em estrada não pavimentada até a área do depósito. O acesso mais rápido se dá por vôos fretados até a pista localizada no platô onde se situa o depósito.

1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

O depósito Castelo de Sonhos representa um caso interessante para a cartografia geológica por estar localizado em uma região limítrofe entre domínios tectônicos do Cráton Amazônico. A idade máxima de sedimentação em torno de 2,08 Ga, a identificação de populações de zircão detrítico com idades do Riaciano ao Arqueano e a suposta ausência de contribuição vulcânica levaram Vasquez *et al.* (2008b) a sugerir que a deposição da Formação Castelo dos Sonhos se deu antes do abundante vulcanismo Orisiriano do Domínio Tapajós (2,0 a 1,98 Ga – Formação Vila Riozinho), isto é, a formação seria mais antiga do que as rochas conhecidas no Domínio Tapajós e as fontes dos sedimentos viriam de nordeste (Domínio Bacajá) e leste (Domínios Carajás e Rio Maria) da área de exposição da bacia (Santos 2003). Em vista disto, Vasquez *et al.* (2008b) posicionaram a Formação Castelo dos Sonhos no Domínio Iriri-Xingu.

A esse respeito, é importante salientar que o próprio limite atualmente estabelecido entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu é impreciso e controverso. Trabalhos recentes (Vasquez *et al.* 2014; Guimarães *et al.* 2014) têm identificado, cada vez mais a leste, rochas com idades similares às encontradas no Domínio Tapajós, o que fundamentaria a expansão deste domínio para leste, para além do limite que atualmente o separa do Domínio Iriri-Xingu. Refletindo essa tendência, em trabalho mais recente, Vasquez *et al.* (2015) incluíram a Formação Castelo dos Sonhos no Domínio Tapajós, embora a questão sobre a manutenção ou redefinição do limite atualmente estabelecido entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu permaneça.

O depósito Castelo de Sonhos é também um importante objeto de estudo para a pesquisa mineral no estado do Pará. A mineralização aurífera hospedada em conglomerados de idade paleoproterozoica torna-o semelhante a outros depósitos e ocorrências auríferas mundialmente conhecidas, tais como Jacobina (Bahia), Tarkwa (Gana), e mesmo o depósito arqueano de Witwatersrand (África do Sul), além de outros depósitos e/ou ocorrências, como Moeda (Minas Gerais), Aguapeí (Mato Grosso), Vila Nova (Amapá), Igarapé de Areia (Pará-Maranhão), etc. A origem do ouro nesses depósitos é tema controverso e tem sido discutida segundo três hipóteses principais: paleoplacer, paleoplacer modificado e hidrotermal.

Ao contrário de muitos desses depósitos, que têm sido pormenorizadamente estudados, o depósito Castelo de Sonhos carece tanto de estudos geológicos quanto metalogenéticos e muitos aspectos relacionados a esses temas ainda permanecem obscuros. A maior parte das informações disponíveis acerca do depósito encontra-se em relatórios internos das empresas

de mineração que já atuaram ou atuam na área, e os dados divulgados nesses relatórios são, muitas vezes, restritos do ponto de vista geológico e metalogenético. A ausência de trabalhos sistemáticos de reconhecimento e/ou de detalhe, tanto no depósito quanto em seu entorno, e a consequente lacuna de informações mais específicas têm dificultado o estabelecimento de um modelo metalogenético consistente para o depósito Castelo de Sonhos.

Em uma abordagem regional, os dados geocronológicos obtidos neste trabalho para as rochas intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos podem ajudar a esclarecer sua relação estratigráfica com o Domínio Tapajós, auxiliando na definição de uma localização mais precisa para o próprio depósito Castelo de Sonhos em relação aos domínios tectônicos do Cráton Amazônico. Além disso, as informações metalogenéticas aqui apresentadas subsidiam a proposição de um modelo metalogenético para o depósito, o que pode contribuir para a elaboração de um programa prospectivo que se ajuste melhor às suas características e que possa, talvez, ser também aplicável a áreas similares em outras porções do Pré-Cambriano do Brasil.

1.4 OBJETIVOS

Esta dissertação teve como objetivos principais o enquadramento estratigráfico das rochas intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos e a proposição de um modelo metalogenético para o depósito Castelo de Sonhos. Para tanto, foram investigados aspectos geológicos gerais relacionados às rochas graníticas e aspectos metalogenéticos específicos do depósito, buscando reconhecer a influência de processos sedimentares, metamórficos, magmáticos e deformacionais na deposição/concentração e/ou remobilização do ouro. Assim, no escopo de seus objetivos principais, este trabalho teve como objetivos específicos:

- a) caracterizar as rochas intrusivas na Formação Castelo de Sonhos quanto a seus aspectos petrográficos, geoquímicos e idades de cristalização, buscando correlacioná-las a unidades conhecidas no Domínio Tapajós;
- b) determinar a composição mineralógica das rochas hospedeiras do minério aurífero, levando em consideração eventuais feições deformacionais, metamórficas e/ou evidências de alteração hidrotermal;
- c) determinar os modos de ocorrência do ouro, suas relações com os demais minerais das rochas hospedeiras, sua morfologia e composição química;
- d) apontar semelhanças e diferenças gerais entre o depósito estudado e outros depósitos auríferos relacionados a sequências sedimentares siliciclásticas.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos deste trabalho, foram adotados os seguintes procedimentos:

1) Pesquisa bibliográfica

O levantamento bibliográfico realizado abrangeu informações geológicas regionais relacionadas aos domínios Tapajós e Iriri-Xingu, aspectos geológicos disponíveis até o momento sobre o depósito Castelo de Sonhos, características geológicas e metalogenéticas de depósitos auríferos também hospedados em conglomerados de outras regiões, assim como informações sobre as técnicas analíticas que foram empregadas.

2) Trabalho de Campo

Foram realizadas duas campanhas de campo, em setembro e novembro de 2012, relacionadas ao projeto Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil PA/AP – área SE Tapajós, desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Essa fase contou com o apoio logístico da mineradora *TriStar Gold*, que forneceu o material utilizado neste trabalho, o qual consiste em amostras de nove furos de sondagem correspondentes aos alvos *Esperança Centro*, *Esperança Leste* e *Esperança Sul*. Foram visitados afloramentos dos principais litotipos que compõem a Formação Castelo dos Sonhos, assim como escavações de garimpos, ativos ou não, onde também foram coletadas amostras.

3) Trabalhos de Laboratório

Os trabalhos de laboratório foram organizados da seguinte forma:

□ Petrografia Convencional: Foi realizada a descrição macroscópica, a documentação fotográfica de testemunhos de sondagem e a petrografia das rochas hospedeiras do minério, metaconglomerados e metarenitos, e das rochas que as intrudem. Nessa fase, foi determinada a composição mineralógica desses litotipos, considerando também a influência dos processos hidrotermais, deformacionais e metamórficos que as afetaram. As lâminas polidas descritas foram confeccionadas nos laboratórios de laminação da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém, e da Universidade Federal do Pará (UFPA). A caracterização petrográfica foi realizada em microscópios de luz transmitida e refletida pertencentes ao Grupo de Pesquisa em Geologia Econômica (GPGE) da UFPA e à CPRM.

□ Análises Químicas em Rocha Total: Análises geoquímicas referentes às rochas subvulcânicas e aos granitoides estudados foram realizadas no SGS GEOSOL, Minas Gerais. Os elementos maiores foram analisados por ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) e os elementos traços, incluindo os elementos terras-raras, por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), após fusão com metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico diluído. Perda ao fogo (LOI) foi determinada pela diferença de peso das amostras antes e após aquecimento a 1000°C. Foi utilizado o branco das amostras sempre abaixo do limite de detecção para cada elemento e o protocolo analítico incluiu a análise de materiais de referência: STD SO-18, OREAS45PA, OREAS76A e DS7. Diagramas geoquímicos foram gerados utilizando-se o software GCDkit (Janousek *et al.* 2006).

□ Geocronologia U-Pb: A determinação das idades U-Pb (SHRIMP – Sensitive High-Resolution Ion Microprobe) foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP). Técnicas gravimétricas foram empregadas para a redução de amostras e a separação dos cristais de zircão foi efetuada em lupa binocular. Posteriormente, os cristais foram montados em resina epoxy, junto com o padrão TEMORA-2 (Black *et al.* 2004), e polidos para expor o interior dos grãos. As seções polidas foram cobertas com Au e examinadas em microscópio eletrônico FEI Quanta 250 equipado com detectores de elétrons secundários e catodoluminescência, no CPGeo-USP. As condições de operação mais comuns foram: corrente de emissão = 60 μ A, voltagem de aceleração = 15.0 kV, diâmetro do filamento = 7 μ m, tempo de aquisição = 200 μ s e resolução de 1024 \times 884. Posteriormente, as seções polidas foram analisadas pela técnica isotópica U-Pb, utilizando uma máquina SHRIMP-II, de acordo com os procedimentos analíticos apresentados por Williams (1998). Correção para o Pb comum foi feita com base no ^{204}Pb medido, e o erro típico para a razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ é menor que 2%. Abundância de urânio e razões U/Pb foram calibradas em relação ao padrão TEMORA e as idades foram calculadas utilizando o programa Isoplot®, versão 3.0 (Ludwig 2003). Erros são reportados como desvios de 1σ e as idades calculadas apresentam um nível de 95% de confiança.

As mesmas técnicas de redução de amostras, separação e imageamento dos cristais de zircão, descritas no método anterior, foram empregadas para a seleção dos cristais analisados pelo método U-Pb (LA-ICP-MS – Laser Ablation Induced Coupled Mass Spectrometry). As análises foram realizadas utilizando um equipamento Laser New Wave UP213 acoplado a um ICP-MS Neptune, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Dados isotópicos foram adquiridos no modo estático com *spots* de 25 e 40 μ m. Fracionamentos de

elementos por indução do Laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos utilizando como padrão o zircão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004). A cada quatro ou dez *spots* analisados nas amostras, duas análises do padrão GJ-1 foram realizadas. Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou ponto analítico).

□ Separação Mineralógica de Partículas de Ouro: Nessa fase, amostras de um metaconglomerado (porção corresponde à matriz) coletadas em área de garimpo foram submetidas a técnicas convencionais de fragmentação, peneiramento, deslamagem e concentração em micro-bateia, ao que se seguiu catação manual em lupa binocular, instalada no laboratório de petrografia da CPRM. Com o auxílio de pinças e utilizando lupa binocular, ouro também foi retirado de planos de fraturas de amostras de metarenito coletadas também em área de garimpo.

□ Caracterização Morfológica de Partículas de Ouro (71 partículas): quanto a seus aspectos morfológicos, presença ou ausência de inclusões e modo de ocorrência nas rochas hospedeiras. Essa fase contou com a utilização, além de microscópio petrográfico convencional, de microscópio eletrônico de varredura acoplado a Sistema de Dispersão de Energia (MEV-EDS), modelo LEO-1430, instalado no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) da UFPA. As condições analíticas para imageamento em elétrons secundários (ES) e elétrons retroespalhados (ERE) foram as seguintes: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 10 kv, distância de trabalho = 15 mm.

□ Análises Químicas Quantitativas de Partículas de Ouro: Para a determinação da composição química das partículas de ouro separadas na etapa anterior, foi utilizada Microsonda Eletrônica (*Electron Probe Microanalyzer*) modelo JEOL JXA 8230, pertencente ao Laboratório de Microsonda Eletrônica (LME) da Universidade de Brasília (UnB). Foram analisados os seguintes elementos: Au, Ag, W, As, Zn, Pb, Bi, Te, Cd, Co, Cu, Sb, Hg, Ni, Pd e Pt. As análises químicas foram realizadas sob as seguintes condições: tensão de aceleração = 20 kv, corrente na amostra = $2,01 \times 10^{-8}$ Amps, tempo de contagem = 30 s.

4) Integração e Interpretação dos Resultados

Os dados obtidos neste estudo foram tratados e interpretados para publicação nos meios de divulgação científica apropriados.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 CRÁTON AMAZÔNICO: COMPARTIMENTAÇÃO E PROPOSTAS DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Entre as unidades tectônicas que compõem a Plataforma Sul-Americana, o Cráton Amazônico se destaca como uma das principais áreas de ocorrência de rochas pré-cambrianas e se estende por aproximadamente 4.500.000 km², abrangendo a porção norte do Brasil, além da Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. O Cráton Amazônico corresponde a uma grande placa litosférica continental constituída pelos escudos das Guianas e Brasil Central, separados pelas coberturas sedimentares das bacias do Amazonas e Solimões. Ao norte, o Cráton Amazônico é limitado pela margem atlântica, a oeste pela cadeia andina, e ao sul e leste por faixas orogênicas neoproterozoicas marginais do Escudo Atlântico formadas durante o Ciclo Brasileiro e representadas pelos cinturões Paraguai e Araguaia (Schobbenhaus & Brito Neves 2003).

O Cráton Amazônico é constituído por várias províncias crustais arqueanas a mesoproterozoicas. Tectonicamente estabilizado por volta de 1,0 Ga, o Cráton Amazônico permaneceu estável durante o Neoproterozoico, quando se desenvolveram as faixas orogênicas marginais brasileiras (Brito Neves & Cordani 1991).

Desde Amaral (1974), vários modelos de compartimentação tectônica foram propostos para o Cráton Amazônico (p. ex. Cordani *et al.* 1979; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari 1996; Tassinari & Macambira 1999; Santos *et al.* 2000; Tassinari *et al.* 2000; Santos 2003; Tassinari & Macambira 2004), dentre os quais, os modelos de Santos (2003) e Tassinari & Macambira (2004) têm se destacado como os mais discutidos, apresentando algumas similaridades gerais. Ambos assumem a evolução tectônica do Cráton Amazônico como resultado de sucessivos episódios de acreção crustal, do Paleoproterozoico ao Mesoproterozoico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano. No entanto, há também divergências, sobretudo em relação aos limites temporais e territoriais e à interpretação da evolução geológico-tectônica das províncias (Vasquez *et al.* 2008a).

O modelo de Santos (2003), adotado neste trabalho (Fig. 1), propôs a divisão do cráton em sete províncias tectônicas ou geocronológicas: Carajás (3000 – 2500 Ma), Transamazonas (2260 – 1990 Ma), *Tapajós – Parima* (2030 – 1860 Ma), *Amazônia Central* (1900 – 1860 Ma), Rondônia – Juruena (1850 – 1540 Ma), Rio Negro (1820 – 1520 Ma) e Sunsás (1450 – 1000 Ma).

Já o modelo de Tassinari & Macambira (2004) sugeriu a divisão do Cráton Amazônico em seis províncias tectônicas: Amazônia Central (>2,50 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,90 Ga), Ventuari – Tapajós (1,90 – 1,80 Ga), Rio Negro – Juruena (1,80 – 1,55 Ga), Rodônia – San Ignácio (1,50 – 1,30 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,00 Ga).

De acordo com a proposta de Santos (2003), a Província Tapajós-Parima constitui um cinturão orogênico de orientação geral NW-SE, que se estende do norte do Mato Grosso ao sul da Venezuela, sendo limitado a leste pelas províncias Amazônia Central e Transamazonas e a oeste pelas províncias Rondônia-Juruena e Rio Negro. Compõem o cinturão orogênico Tapajós-Parima os domínios Parima e Uaimiri, situados ao norte da bacia do Amazonas, e Tapajós e Alta Floresta, localizados ao sul desta bacia (Santos *et al.* 2001). Em linhas gerais, a Província Tapajós-Parima é tida como composta por rochas de derivação mantélica e tem sua evolução relacionada ao desenvolvimento de um único arco magmático ou de sucessivos arcos magmáticos acrescidos à borda de um continente (Vasquez *et al.* 2002, 2008a; Santos *et al.* 2000, 2001, 2004).

Por outro lado, a Província Amazônia Central corresponde a uma associação vulcano-plutônica paleoproterozoica interpretada como cratogênica e com estruturação principal segundo NW-SE, essencialmente rúptil. Limitada pelas províncias Carajás e Transamazonas, a leste, e pela Província Tapajós-Parima, a oeste, a Província Amazônia Central é constituída pelos domínios Iriri-Xingu e Erepecuru-Trombetas, situados ao sul e ao norte da bacia do Amazonas, respectivamente (Santos *et al.* 2000; Santos 2003; Vasquez *et al.* 2008a).

Recentemente, Juliani *et al.* (2013) apresentaram uma nova interpretação sobre a geração e a evolução tectono-magmática dos terrenos paleoproterozoicos da parte sul do cráton, considerando principalmente as unidades reunidas no Supergrupo Uatumã, *sensu lato*, e sua relação com os terrenos arqueanos da Província Carajás e com o Domínio Bacajá. De acordo com esses autores, a parte sul do Cráton Amazônico é formada por pelo menos dois arcos magmáticos, um de 2,13-1,95 Ga e outro de 1,89-1,87 Ga, denominados Arcos Tapajônicos, ambos de orientação E-W, que teriam sido formados pela subducção de uma placa oceânica de sul para norte sob uma placa arqueana a paleoproterozoica. Esse novo modelo evolutivo difere daqueles propostos anteriormente (Tassinari & Macambira 1999; Santos *et al.* 2000; Cordani & Teixeira 2007), segundo os quais a evolução do Cráton Amazônico estaria associada a eventos de subducção de sudoeste para nordeste, que teriam resultado na amalgamação de diversos arcos insulares gerados durante a evolução de orógenos acrescionários.

Considerando que o depósito Castelo de Sonhos, objeto deste estudo, está situado na porção limítrofe entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu, os próximos tópicos abordam, de forma geral, aspectos geológicos referentes a esses domínios.

3.2 A QUESTÃO DO LIMITE ENTRE OS DOMÍNIOS TAPAJÓS E IRIRI-XINGU

O Domínio Tapajós (Fig. 1) ocupa a porção central da Província Tapajós-Parima, é limitado a leste pelo domínio Iriri-Xingu, ao norte pela bacia do Amazonas e ao sul pela bacia do Alto Tapajós (Vasquez *et al.* 2008a). Os limites espaciais do Domínio Tapajós são praticamente coincidentes com os da Província Aurífera do Tapajós (PAT), que compreende uma área de aproximadamente 140.000 km², na porção centro-sul do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), e é considerada um dos principais distritos auríferos do Brasil.

Embora não haja consenso, a evolução geológica do Domínio Tapajós pode ser entendida de acordo com duas propostas principais. A primeira sugere que houve acreção de cinco arcos magmáticos sucessivos, durante dois eventos orogênicos ocorridos entre 2040 e 1880 Ma, ao que se seguiu um período pós-orogênico, entre 1870 e 1760 Ma (Santos *et al.* 2000, 2001, 2004). Já a segunda proposta, ponderando que os dados sobre a região atualmente disponíveis são insuficientes para a caracterização desses vários arcos, sugere a formação de apenas um arco magmático (Arco Cuiú-Cuiú), durante um único evento orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú), seguido pela geração de sucessivos pulsos magmáticos pós-colisionais e a implantação de riftes continentais, em ambiente extensional, há aproximadamente 1,88 Ga (Vasquez *et al.* 2008a).

Por sua vez, o Domínio Iriri-Xingu (Fig. 1) está situado na porção meridional da Província Amazônia Central, é limitado a oeste pelo domínio Tapajós, a leste pelos domínios Bacajá, Carajás, Rio Maria e Santana do Araguaia, ao norte pela bacia do Amazonas e ao sul pelas bacias Parecis e Bananal. Além da expressiva associação vulcano-plutônica orosiriana, o Domínio Iriri-Xingu é formado por coberturas sedimentares de rifte continental e sequências sedimentares remanescentes de uma bacia paleoproterozoica (Castelo dos Sonhos), tida como intracratônica (Vasquez *et al.* 2008a), cuja evolução é anterior ao vulcano-plutonismo orosiriano. Gnaisses e rochas supracrustais do Morro Grande, no rio Curuá, representam um dos poucos registros do embasamento encontrados no Domínio Iriri-Xingu, e são interpretados como a provável continuidade dos domínios adjacentes (Forman *et al.* 1972).

O limite oriental do Domínio Tapajós, na divisa com o Domínio Iriri-Xingu, é ainda tema em discussão. A indefinição a esse respeito se deve, em grande parte, ao baixo grau de conhecimento geológico disponível para a porção do Cráton Amazônico em que se situa o Domínio Iriri-Xingu (ausência de cartografia geológica em escala adequada e de levantamentos aerogeofísicos de alta resolução). Por outro lado, embora mais estudado, o Domínio Tapajós ainda apresenta muitos aspectos geológicos e tectônicos que precisam ser esclarecidos.

Os contrastes na assinatura isotópica das rochas relacionadas aos domínios Tapajós e Iriri-Xingu foram o principal critério usado para traçar o limite que os separa. Dados de isótopos de Nd disponíveis na literatura (Lamarão *et al.* 2005; Vasquez 2006) mostram que quanto mais próximo do Domínio Iriri-Xingu maior contribuição arqueana é observada nos protólitos das rochas ígneas do Tapajós (crosta mais antiga do que o intervalo de tempo atribuído para a evolução do Domínio Tapajós). A própria bacia Castelo dos Sonhos apresenta abundância em cristais detríticos de zircão arqueanos (Santos 2003; Klein *et al.* 2014).

Por outro lado, a continuidade de unidades do Domínio Tapajós vem sendo demonstrada em trabalhos recentes pela identificação, cada vez mais a leste, avançando em direção ao Domínio Iriri-Xingu, de rochas com idades similares às encontradas no domínio Tapajós e que mostram pouca participação de crosta arqueana em sua formação (Vasquez *et al.* 2014; Guimarães *et al.* 2014). Isso fundamentaria a expansão do Domínio Tapajós para além do limite que o separa do domínio Iriri-Xingu. Esses dados mostram a necessidade de reavaliação do limite que atualmente separa esses blocos, e, para torná-lo mais preciso, fazem-se necessários estudos sistemáticos de geocronologia e geoquímica isotópica, o que contribuiria, conseqüentemente, para refinar o próprio limite entre as províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central.

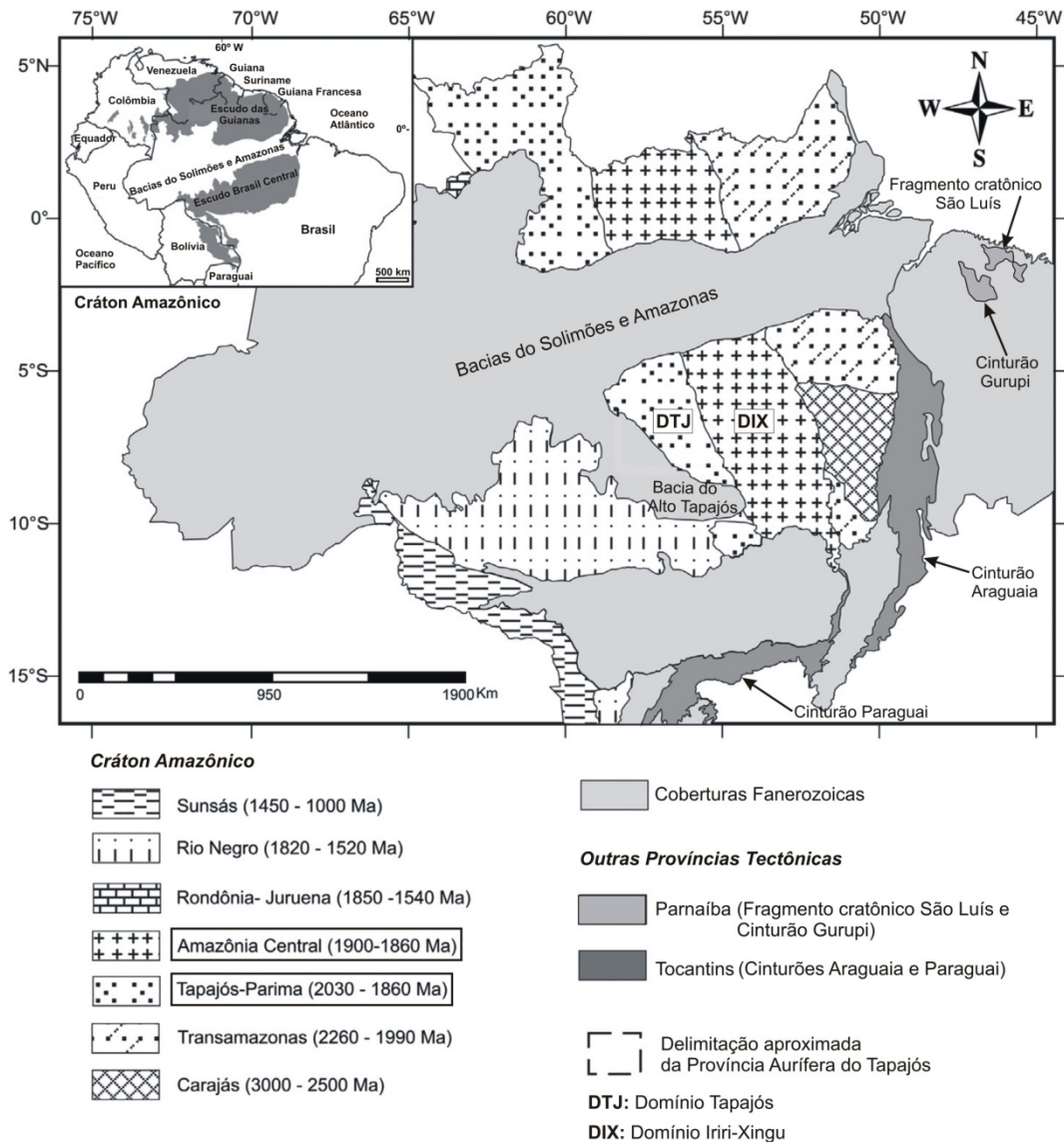


Figura 1 – Localização dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, de acordo com Santos (2003). Modificado de Vasquez *et al.* (2008a).

3.3 DOMÍNIO TAPAJÓS

Vasquez *et al.* (2008a) dividiram as unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós em associações tectônicas relacionadas à formação do arco magmático orosiriano Cuiú-Cuiú, durante o evento orogênico homônimo, seguindo-se associações tardi a pós-orogênicas, associações relacionadas a tafrógenos e riftes continentais, que se implantaram do final do Orosiriano ao início do Estateriano, e associações relacionadas a riftes continentais estenianos. Neste tópico, é adotada a proposta litoestratigráfica mais recente de Vasquez *et al.* (2015 – Fig. 2), na qual a Formação Castelo dos Sonhos é considerada parte do Domínio Tapajós e não mais do Domínio Iriri-Xingu (Vasquez *et al.* 2008a,b).

3.3.1 Unidades Litoestratigráficas

As rochas da Formação Castelo dos Sonhos sustentam platôs e serras de orientação NW-SE que ocorrem na porção sudoeste do Pará, junto ao limite dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu. Esta unidade compreende uma sequência metassedimentar constituída principalmente por meta-quartzoarenitos e meta-conglomerados e, subordinadamente, por metarcósios. Essas rochas apresentam estratificação plano-paralela orientada, em geral, segundo NNW-SSE e NE-SW, com mergulhos de 15° a 30° para SW ou SE. Localmente, exibem foliação milonítica subvertical (N30°E) e feições microscópicas de recristalização de quartzo, hematita e muscovita/sericita, que foram interpretadas como resultado de metamorfismo termal relacionado a intrusões de rochas subvulcânicas félsicas e máficas (Yokoi *et al.* 2001). Em furos de sondagem de empresas que prospectam ou prospectaram a área, verificou-se neste trabalho que esse conjunto sedimentar também foi intrudido por corpos graníticos.

De acordo com Alkmim (2011), os arenitos e conglomerados da Formação Castelo dos Sonhos correspondem, respectivamente, a depósitos proximais e distais de um complexo aluvial dominado por rios entrelaçados, em associação com leques aluviais. Vasquez *et al.* (2008a, 2015) entendem que Castelo dos Sonhos representa remanescente de uma bacia tipo rifte ou antepaís.

A datação de cristais de zircão detríticos de um metarenito da Formação Castelo dos Sonhos, pelo método U-Pb SHRIMP, revelou populações de zircão com idades entre 3105 e 2083 Ma, estabelecendo uma idade máxima de sedimentação de 2083 Ma. Como prováveis fontes para esta unidade, foram apontados os domínios arqueanos Carajás e Rio Maria, situados a leste, e Bacajá a norte-nordeste da área de exposição da bacia (Santos 2003). Novos dados geocronológicos obtidos pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) revelaram populações de zircão com idades entre 3318 e 2250 Ma, reafirmando o papel dos domínios Carajás, Rio Maria e Bacajá como potenciais fontes de sedimentos. Ainda, os dados apontaram o intervalo de 2080-2100 Ma como a idade das principais fontes detríticas (Klein *et al.* 2014).

De acordo com o modelo evolutivo de Vasquez *et al.* (2008a), o Grupo Jacareacanga e o Complexo Cuiú-Cuiú representam o arco magmático Cuiú-Cuiú em seus estágios iniciais de desenvolvimento.

As rochas do Grupo Jacareacanga (Ferreira 2000a,b) ocorrem como faixas alongadas de orientação NW-SE a NNW-SSE, que se estendem do sudoeste do Pará ao sudeste do Amazonas. O grupo é constituído por rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas (filitos, meta-argilitos e metagrauvas) e rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas (quartzo-mica

xistos, micaxistos, talco-clorita-tremolita xistos e actinolita xistos, com hornblenda e epidoto), que compõem a Unidade Xisto, além de quartzitos, formações ferríferas bandadas e metassilexitos, reunidos na Unidade Quartzito (Vasquez *et al.* 2008b).

Essa sequência metavulcanossedimentar apresenta zircão detrítico com idades U-Pb entre 2875 e 2098 Ma, com o predomínio de idades em torno de 2,1 Ga (Santos *et al.* 2000), e foi definida como uma sequência turbidítica, intercalada com basaltos oceânicos e relacionada a bacias de retroarco e de fossa oceânica. De acordo com esse modelo, os metabasaltos representariam o magmatismo primordial de fundo oceânico, associado à fase rifte, seguido pela sedimentação em fossa oceânica e bacias de retroarco, entre 2,1 e 2,01 Ga (Santos *et al.* 2000). Salienta-se que há poucos dados geológicos e geoquímicos que sustentem ou não essa interpretação.

O metamorfismo dos xistos máficos do Grupo Jacareacanga atingiu fácies xisto verde a epidoto-anfibolito (Melo *et al.* 1980), enquanto as metagrauvas e meta-argilitos foram submetidos a condições anquimetamórficas (Ferreira 2000a,b). Em geral, as rochas dessa unidade são conspicuamente foliadas segundo o *trend* regional NW-SE, e exibem, localmente, dobras assimétricas, estruturas S-C e clivagens de crenulação (Ferreira 2000b; Almeida 2000a,b). Além disso, apresentam contato tectônico com as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú (Ferreira 2000b).

O conjunto granito-gnáissico que compõe o Complexo Cuiú-Cuiú, conforme redefinição de Almeida *et al.* (1998), ocorre nas porções sudoeste e centro-sul do domínio Tapajós como corpos orientados, em geral, segundo o *trend* regional NW-SE. Esta unidade é constituída por granitoides e ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, com termos monzograníticos, quartzo dioríticos, quartzo monzodioríticos e dioríticos associados. Essas rochas apresentam contato tectônico, marcado por falhas rúpteis normais e transcorrentes, com as rochas sedimentares da Formação Buiçu. Além disso, foram intrudidas pelas rochas das suítes intrusivas Creporizão, Parauari, Ingarana e Maloquinha, e também pelo Granito Caroyal, sendo localmente recobertas pelas rochas vulcânicas do Grupo Iriú (Vasquez *et al.* 2008b).

Gnaisses e granitoides inclusos no Complexo Cuiú-Cuiú apresentam assinatura cálcio-alcalina típica de arcos magmáticos relacionados à subducção de placa oceânica, e foram caracterizados como sinorogênicos em relação à orogênese Cuiú-Cuiú, relacionados ao estágio colisional do arco magmático homônimo (Vasquez *et al.* 2002; Santos *et al.* 2004).

O metamorfismo das rochas do Complexo Cuiú-Cuiú atingiu fácies anfibolito superior e, localmente, essas rochas exibem feições migmatíticas. O bandamento composicional segue

orientação NE-SW (N10°-20°E/60°-80°SE), e também ocorrem dobras apertadas intrafoliais, dobras abertas e lineações de estiramento mineral com caimento 60°-75°NNE; (Ferreira & Almeida 2000a,b; Vasquez *et al.* 2000a,b; Almeida 2000a,b; Bahia & Quadros 2000; Klein *et al.* 2000a,b). Esse padrão estrutural apresenta, localmente, inflexões para NW-SE e NNW-SSE (Vasquez *et al.* 2008b).

Ortognaisses e granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú, datados pelo método U-Pb em zircão, apresentaram idades entre 2033 ± 7 e 2005 ± 7 Ma (Santos *et al.* 2000, 2001). Recentemente, granitoides porfiroclásticos da região entre o campo mineralizado do Cuiú-Cuiú e o garimpo São Domingos, anteriormente incluídos na Suíte Intrusiva Parauari, revelaram idades entre 2016 ± 3 Ma e 2010 ± 5 Ma (Pb-Pb em zircão) e foram correlacionados ao Complexo Cuiú-Cuiú (Vasquez *et al.* 2013), que recentemente foi estendido ainda mais para sudeste (Fig. 2), considerando dados aerogeofísicos (Vasquez *et al.* 2015).

Além disso, Vasquez *et al.* (2013) dataram corpos vulcânicos que afloram na região de Comandante Arara e obtiveram idades de 2020 ± 2 Ma (Pb-Pb em zircão), para um dacito porfirítico, e de 2012 ± 2 Ma (Pb-Pb em zircão), para um micromonzogranito porfirítico. Essas idades permitem relacionar temporalmente as rochas vulcânicas que ocorrem naquela região aos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú, dos quais, segundo Vasquez *et al.* (2013), seriam os equivalentes extrusivos. Com base nos dados geocronológicos obtidos, os mesmos autores propuseram reunir esses corpos vulcânicos em uma nova unidade estratigráfica, denominada Formação Comandante Arara, subdividida, por sua vez, nos membros Lora, composto por derrames de andesitos a riodacitos, e Manual, constituído por depósitos de rochas piroclásticas e epiclásticas.

As rochas vulcânicas intermediárias a félsicas da Formação Vila Riozinho, identificadas por Lamarão *et al.* (2002) na porção leste do Domínio Tapajós, também apresentam afinidade geoquímica com ambiente de arco magmático. Os andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos que compõem esta unidade apresentam idades de cristalização entre 2000 ± 4 e 1998 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão) e assinatura cálcio-alcalina de alto K a shoshonítica, típica de arcos magmáticos maduros (Lamarão *et al.* 2002). A assinatura de isótopos de Nd indica que essas rochas podem ter sido formadas a partir de mistura de magma juvenil paleoproterozoico, variavelmente contaminado pela assimilação de rochas arqueanas, já que cristais herdados de zircão de idade arqueana foram encontrados; outra hipótese é a de que tenham se formado a partir da fusão de uma crosta sílica, de aproximadamente 2,2 Ga, envolvendo *underplating* de magmas máficos (Lamarão *et al.* 2005).

Considerando a assinatura geoquímica e a ausência de sinais de metamorfismo ou deformação dúctil, Vasquez *et al.* (2008a) sugerem que as rochas da Formação Vila Riozinho estejam provavelmente relacionadas a uma etapa tardia do desenvolvimento do arco Cuiú-Cuiú.

Vasquez *et al.* (2013) obtiveram idades de 2002 ± 4 Ma (Pb-Pb em zircão) para um ignimbrito dacítico da porção leste do Domínio Tapajós e correlacionaram as rochas vulcânicas que lá ocorrem à Formação Vila Riozinho, propondo ainda sua divisão em dois membros: Riozinho das Arraias, constituído por derrames e ignimbritos de composição andesítica e dacítica, sobrepostos por depósitos piroclásticos e epiclásticos; e Tocantinzinho, formado por derrames de composição dacítica a riolítica.

Rochas vulcânicas e piroclásticas com idades de aproximadamente 1,97 Ga foram também identificadas no sudeste do Domínio Tapajós, ao norte do depósito Castelo dos Sonhos, área em que se considerava que ocorressem rochas relacionadas ao evento Uatumã *sensu lato*, as idades obtidas, no entanto, indicam a relação temporal dessas rochas com a Formação Vila Riozinho (Tokashiki *et al.* 2014).

Os batólitos da Suíte Intrusiva Creporizão, que ocorrem nas porções centro-leste e sudeste do Domínio Tapajós, alojaram-se ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE, que se instalaram no domínio após o evento colisional da orogênese Cuiú-Cuiú. Esta unidade é constituída principalmente por sienogranitos, monzogranitos, granodioritos, tonalitos e subordinados quartzo monzodioritos, localmente milonitizados (Vasquez *et al.* 2000a,b; 2002). A foliação milonítica apresenta direção N10°-20°W, com fortes mergulhos (70°-80°) para ENE e WSW, e lineação de estiramento mineral sub-horizontal (Klein *et al.* 2000a,b). Essas rochas foram intrudidas pelos granitos das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha, e recobertos pelas rochas sedimentares da Formação Buiúçu, além das rochas vulcânicas do Grupo Iriri (Vasquez *et al.* 2008b).

Foram obtidas idades entre 1997 ± 3 (Pb-Pb em zircão – Vasquez *et al.* 2000c) e 1957 ± 6 Ma (U-Pb em zircão – Santos *et al.* 2001) para os granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão, que apresentam assinatura cálcio-alcálica mais evoluída que a dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú. Vasquez *et al.* (2002, 2008a,b) consideram que apesar de apresentarem, em parte, padrões geoquímicos remanescentes de granitos de arcos magmáticos, os granitoides Creporizão, provavelmente, correspondem a granitos tardios de ambientes colisionais e estariam, assim, relacionados à fase tardia da colisão do arco Cuiú-Cuiú. Por outro lado, Santos *et al.* (2004) questionam a ausência de associações de rochas típicas de ambientes colisionais, como leucogranitos peraluminosos e paragneisses, e

interpretam que a gênese desses granitoides estaria associada à formação de um arco magmático mais jovem que o Arco Cuiú-Cuiú.

Após o final da orogênese Cuiú-Cuiú, o Domínio Tapajós é marcado por um hiato de 50 Ma (período sem litogênese conhecida), até a geração dos pulsos magmáticos que deram origem às rochas da Suíte Intrusiva Tropas e da Suíte Intrusiva Parauari.

A Suíte Intrusiva Tropas reúne tonalitos, quartzo-dioritos, granodioritos, monzogranitos, andesitos e basaltos que afloram na porção oeste do Domínio Tapajós (Ferreira *et al.* 2004). Essas rochas são, em geral, porfiríticas e isotrópicas, mas localmente apresentam foliação protomilonítica. Os granitoides Tropas apresentam assinatura cálcio-alcalina (Santos *et al.* 2001) e idades entre 1907 ± 9 e 1892 ± 6 Ma (U-Pb em zircão e titanita – Santos *et al.* 2004). Vasquez *et al.* (2008a) interpretaram os granitoides Tropas como pós-orogênicos em relação à orogênese Cuiú-Cuiú. Por outro lado, Santos *et al.* (2004) interpretaram esses granitoides como orogênicos, relacionando-os a um arco de ilha formado em torno de 1,90 Ga, o Arco Tropas.

Os granitoides da Suíte Intrusiva Parauari, de ocorrência expressiva no Domínio Tapajós, apresentam-se como batólitos orientados segundo o *trend* regional NW-SE. Esses granitoides foram individualizados em duas fácies petrográficas distintas, uma granodiorítica e outra granítica. Na fácies granodiorítica, predominam granodioritos com biotita e hornblenda, com ocorrência subordinada de monzogranitos, tonalitos e quartzo monzonitos. Essas rochas apresentam feições de mistura de magma; em geral, são isotrópicas, mas exibem foliação protomilonítica nas porções afetadas pelas zonas de cisalhamento NW-SE. Já a fácies granítica é constituída por monzogranitos e sienogranitos, também portadores de biotita e hornblenda, que exibem localmente feições de fluxo magmático preservadas, apresentam menor ocorrência de feições de mistura de magma, e nos quais foliação protomilonítica é raramente observada. Esses granitoides intrudiram as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão, e foram intrudidos pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e pelos gabros da Suíte Intrusiva Ingarana (Vasquez *et al.* 2008b).

Os granitoides Parauari apresentaram idades de cristalização entre 1891 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão – Lamarão *et al.* 2002) e 1879 ± 11 Ma (ID-TIMS U-Pb em zircão – Santos *et al.* 2000). Essas rochas apresentam filiação cálcio-alcalina (Brito 2000; Vasquez *et al.* 2002) e assinatura de isótopos de Nd sugestiva de interação de fontes juvenis e fontes crustais mais antigas (*underplating*) (Lamarão *et al.* 2005). Vasquez *et al.* (2002) relacionaram os granitoides Parauari ao relaxamento e extensão crustal do estágio final do desenvolvimento do arco magmático Cuiú-Cuiú. Assim, essas rochas, embora associadas a

ambiente extensional, teriam preservado a assinatura geoquímica de arco magmático de sua fonte. Outra linha de interpretação associa a assinatura cálcio-alcálica dessas rochas à formação de outro arco magmático continental, entre 1885 e 1877 Ma (Santos *et al.* 2001, 2004), o Arco Parauari.

O período pós-orogênico também é caracterizado por significativo magmatismo básico intracontinental. Nessa fase, ocorrem intrusões de inúmeros corpos máficos, principalmente gabroicos, com idades entre 1887-1878 Ma e assinatura geoquímica cálcio-alcálica de alto K, o que reforçaria a ocorrência de *underplating* na geração das rochas pós-orogênicas (Vasquez *et al.* 2008a).

Essas rochas gabroicas foram reunidas nas seguintes unidades: Suíte Intrusiva Ingarana, que apresenta idades de cristalização entre 1887 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão – Vasquez *et al.* 2000a) e 1881 ± 11 Ma (U-Pb em zircão e baddeleyita – Santos *et al.* 2004); Anortosito Jutai, com idade U-Pb SHRIMP em titanita de 1878 ± 8 Ma (Santos *et al.* 2001); Olivina Gabro Rio Novo, que foi datado por evaporação de Pb em zircão e apresentou idades médias de cristalização entre 1999 ± 3 e 1967 ± 3 Ma (consideradas pouco conclusivas para a caracterização de um magmatismo máfico mais antigo que 1,88 Ga), além de uma idade de 1878 ± 3 Ma (considerada mais próxima da idade mínima real de cristalização desse corpo) (Vasquez *et al.* 2000b); além dos outros corpos, como o Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo, o Gabro Serra Comprida e o Gabro São Domingos, para os quais não há dados geocronológicos, mas que foram associados ao magmatismo máfico pós-orogênico de 1,88 Ga por correlação com os demais corpos máficos já datados na região (Vasquez *et al.* 2008b).

As manifestações magmáticas intracontinentais pós-orogênicas e anorogênicas do Domínio Tapajós são ainda representadas pelo vulcanismo félsico do Grupo Iriri, pelo vulcanismo intermediário a máfico da Formação Bom Jardim e pelo expressivo magmatismo alcálico da Suíte Intrusiva Maloquinha. Essas unidades estão entre aquelas consideradas como resultantes do evento vulcano-plutônico Uatumã (*lato sensu*) (Vasquez *et al.* 2008a; Klein *et al.* 2012).

O Grupo Iriri ocorre extensivamente no domínio Iriri-Xingu, onde permanece, no entanto, como unidade indivisa, devido à carência de dados geológicos. Já no domínio Tapajós, onde ocorre principalmente na porção leste, foi subdividido nas formações Salustiano, caracterizada por derrames de rochas vulcânicas félsicas (riolitos, riocácitos e dacitos, pórfiros e porfíricos), e Aruri, que reúne rochas vulcanoclásticas e epiclásticas (ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, etc.) (Pessoa *et al.* 1977; Bahia & Quadros 2000). Essas rochas foram intrudidas pelo Granito Porquinho e pelos granitos da Suíte

Intrusiva Maloquinha, e os contatos são marcados por apófises graníticas, *stockworks* e zonas de alteração hidrotermal (Almeida *et al.* 2000b; Bahia & Quadros 2000; Vasquez *et al.* 2000a,b; Lamarão *et al.* 2002). A datação de riolitos e ignimbritos do Grupo Iriri forneceu idades de cristalização entre 1890 ± 6 Ma (evaporação de Pb em zircão – Lamarão *et al.* 2002) e 1870 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão – Lamarão *et al.* 2002).

Trabalhos recentes de Klein *et al.* (2012) e Barreto *et al.* (2013) sugerem que o Grupo Iriri e seus equivalentes na porção norte do Cráton Amazônico, inclusos no Supergrupo Uatumã, representem parte de uma grande província ígnea silicática (SLIP – *Silicic Large Igneous Province*).

Dados de isótopos de Nd obtidos por Lamarão *et al.* (2005) indicam fontes crustais paleoproterozoicas para as rochas do Grupo Iriri que ocorrem no Domínio Tapajós. Por outro lado, no Domínio Iriri-Xingu, as rochas desta unidade apresentam significativa contribuição de crosta arqueana (Teixeira *et al.* 2002b; Vasquez 2006).

Embora os riolitos apresentem, em geral, assinatura alcalina aluminosa de ambiente intraplaca (Lamarão *et al.* 2002; Fernandes 2005), a filiação geoquímica das rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iriri é ambígua, varia de cálcio-alcalina a alcalina aluminosa (meta e peraluminosa), sendo localmente peralcalina (Bahia *et al.* 2001a). É também importante destacar que rochas vulcânicas e piroclásticas com características geoquímicas e idades diferentes daquelas tipicamente atribuídas ao Grupo Iriri (magmatismo Uatumã *lato sensu*) têm sido encontradas tanto no Domínio Tapajós como no Domínio Iriri-Xingu (Fernandes *et al.* 2011; Semblano *et al.* 2014; Tokashiki *et al.* 2014). Todos esses dados indicam que conjuntos de rochas com gêneses distintas têm sido incluídos no Grupo Iriri e que esta unidade, portanto, carece de redefinição (Vasquez *et al.* 2008b; Klein *et al.* 2012).

A Formação Bom Jardim é composta por rochas vulcânicas e subvulcânicas intermediárias a máficas que afloram nas porções central e oeste do Domínio Tapajós (Ferreira 2000c). Essa unidade é constituída principalmente por andesitos, com a ocorrência subordinada de basaltos, traquitos e latitos. Os diques andesíticos denominados informalmente Andesitos Joel-Mamoal, assim como os diques dos Lamprófiros Jamanxim, que ocorrem nas porções leste e central do Domínio Tapajós, também foram incluídos nessa unidade. Na classificação química TAS, essas rochas correspondem a traquibasaltos, traquiandesitos basálticos, andesitos basálticos, traquiandesitos e traquitos (Vasquez *et al.* 2008b).

Lamarão *et al.* (2002) dataram, por evaporação de Pb em zircão, um traquito localizado nas proximidades da localidade de Moraes Almeida, correlato à Formação Bom

Jardim, que apresentou idade de cristalização de 1881 ± 4 Ma. Foi identificada assinatura cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica para as rochas da Formação Bom Jardim (Ferreira 2000c; Vasquez & Ricci 2002), que tiveram sua formação associada a fontes paleoproterozoicas, com pequena contribuição crustal, como indicaram os dados de isótopos de Nd obtidos por Santos *et al.* (2000) e Lamarão *et al.* (2005).

Os *stocks* e batólitos graníticos que constituem a Suíte Intrusiva Maloquinha, amplamente distribuídos no domínio Tapajós, apresentam formas circulares, elipsoidais a irregulares, e geralmente encontram-se orientados segundo direções que variam de N-S a NW-SE. São representados principalmente por sienogranitos e feldspato alcalino granitos, com subordinados monzogranitos e raros quartzo sienitos e quartzo monzonitos, que foram divididos em duas fácies petrográficas distintas, uma com biotita e outra com anfibólio (Bahia & Quadros, 2000; Vasquez *et al.* 2000a,b). Esses granitos intrudiram as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, da Suíte Intrusiva Creporizão, do Grupo Iriri e da Suíte Intrusiva Parauari (Vasquez *et al.* 2008b).

A datação dos granitos Maloquinha revelou idades cristalização entre 1882 ± 4 Ma (evaporação de Pb em zircão – Vasquez *et al.* 1999) e 1871 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão – Santos *et al.* 2001), também foram identificadas populações de zircão herdado com idades neoarqueanas a orosirianas (Santos *et al.* 2001). Esses granitos são caracterizados por sua afinidade alcalina (tipo A), típica de ambientes extensionais intracontinentais (Brito *et al.* 1997; Lamarão *et al.* 2002; Vasquez *et al.* 2002). A assinatura de isótopos de Nd identificada por Lamarão *et al.* (2005) sugere fontes paleoproterozoicas, no entanto, dados isotópicos obtidos por Santos *et al.* (2000) indicaram também a participação de crosta arqueana na formação dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, o que é compatível com a ocorrência de zircão herdado com idade neoarqueana.

Além da Suíte Intrusiva Maloquinha, os granitos Caroçal, Pepita e Porquinho também estão associados ao intenso magmatismo alcalino intracontinental que ocorreu no Domínio Tapajós, entre 1882 e 1864 Ma (Vasquez *et al.* 2008a). Contudo, algumas particularidades devem ser destacadas.

O Granito Caroçal, com idade de cristalização de 1870 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão – Santos *et al.* 2004), apresenta assinatura cálcio-alcálica de alto K, que contrasta com a assinatura alcalina dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, além de apresentar significativa contribuição de crosta arqueana (Almeida *et al.* 1999).

O Granito Pepita, datado em 1872 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão – Santos *et al.* 2004), apresenta assinatura geoquímica alcalina a subalcalina, de ambiente continental

intraplaca. Entretanto, a ocorrência de granitos *hipersolvus*, contendo anfibólitos sódicos, atesta a filiação alcalina compatível com a dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha (Brito 2000).

E o Granito Porquinho, com idade de cristalização de 1786 ± 14 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão – Santos *et al.* 2004), é cerca de 100 Ma mais jovem que os demais granitos dessa fase, cujas idades variam de 1,88 a 1,86 Ga. Além disso, apresenta assinatura geoquímica que varia de subalcalina (cálcio-alcalina?) a alcalina (Vasquez *et al.* 2008b).

As coberturas sedimentares do Domínio Tapajós são representadas pelas formações Novo Progresso e Buiucu. As cristas e cuevas de rochas vulcanoclásticas e epiclásticas que compõem a Formação Novo Progresso, orientadas segundo NNW-SSE, ocorrem na porção leste do Domínio Tapajós, e as melhores exposições encontram-se ao longo da rodovia BR-163 e vicinais, nas proximidades da cidade de Novo Progresso. Esses depósitos vulcanoclásticos e epiclásticos foram primeiramente incluídos na Formação Aruri, do Grupo Iriri, por Vasquez *et al.* (2000a). Posteriormente, foram reunidos por Ferreira *et al.* (2004) em uma nova unidade, a Formação Novo Progresso. De modo geral, esta unidade é constituída por conglomerados polimíticos de matriz arcossiana, em que predominam seixos subangulosos e subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, com ocorrência subordinada de seixos arredondados de granito. Sotopostos a esse conjunto ocorrem arenitos líticos e arcossianos estratificados, intercalados com argilitos laminados e siltitos tufáceos (Vasquez *et al.* 2008b).

Vasquez *et al.* (2008b) sugeriram possível relação da Formação Novo Progresso com o magmatismo da Formação Vila Riozinho, levando em consideração a associação espacial entre essas unidades. No entanto, Klein *et al.* (2014) identificaram recentemente, pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão detrítico, idade deposicional máxima de 1857 Ma para a Formação Novo Progresso, o que indica sua relação temporal com o vulcanismo do Grupo Iriri (magmatismo Uatumã), em desconformidade com o que foi sugerido por Vasquez *et al.* (2008b). Quantidade subordinada de cristais detríticos de zircão revelou, ainda, idades de 2120 a 2985 Ma, sugerindo a contribuição de fontes detríticas externas ao domínio Tapajós, mas em um intervalo de idade desconhecido no domínio Iriri-Xingu (Klein *et al.* 2014).

A deposição das coberturas sedimentares da Formação Buiucu está relacionada à implantação de riftes continentais, entre o Orosiriano e o Estateriano, no Domínio Tapajós. Sua área-tipo está localizada na borda noroeste da bacia do Alto Tapajós e outras ocorrências também foram registradas a sudeste, formando cristas e cuevas alinhadas segundo NW-SE (Vasquez *et al.* 2008b).

Um dos segmentos mais expressivos da Formação Buiúçu está situado na bacia do rio Crepori, estendendo-se a noroeste ao longo dos igarapés Coatá Grande e Coatá Pequeno, afluentes do rio Tapajós. Sua configuração nessa área é a de uma bacia sigmoidal controlada por falhas extensionais e transcorrentes de direções WNW-ESSE e NW-SE, onde ocorrem predominantemente arcósios, arcósios líticos e arenitos ortoquartzíticos, além de conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos, conjunto que foi seccionado por soleiras e diques do Diabásio Crepori (Santos *et al.* 2002).

Outro segmento expressivo da Formação Buiúçu ocorre na porção nordeste do Domínio Tapajós, do interflúvio dos rios Branco e Aruri até as cabeceiras do rio Riozinho do Anfrísio. Nesse segmento, a bacia segue orientação geral aproximadamente E-W, e, além da sequência siliciclástica, foi individualizada uma sucessão vulcanoclástica constituída por tufos félsicos, arenitos e conglomerados com seixos de rochas vulcânicas. Nessa porção, as rochas da Formação Buiúçu foram seccionadas pelo Granito Porquinho e recobrem rochas do Grupo Iriri (Bahia & Quadros, 2000; Santos *et al.* 2004).

As estruturas sedimentares identificadas, assim como a baixa maturidade textural e composicional das rochas da Formação Buiúçu, levaram Bahia *et al.* (2001b) a sugerir ambiente de canais fluviais entrelaçados para a deposição dessas rochas. Ainda não foi definido se os seixos vulcânicos e tufos félsicos da Formação Buiúçu estão relacionados ao vulcanismo de 1,88 Ga do Grupo Iriri ou a um evento magmático mais jovem. No entanto, as intrusões do Granito Porquinho e do Diabásio Crepori, com idades em torno de 1,78 Ga, indicam que os sedimentos da Formação Buiúçu foram depositados antes do Estateriano (Vasquez *et al.* 2008b).

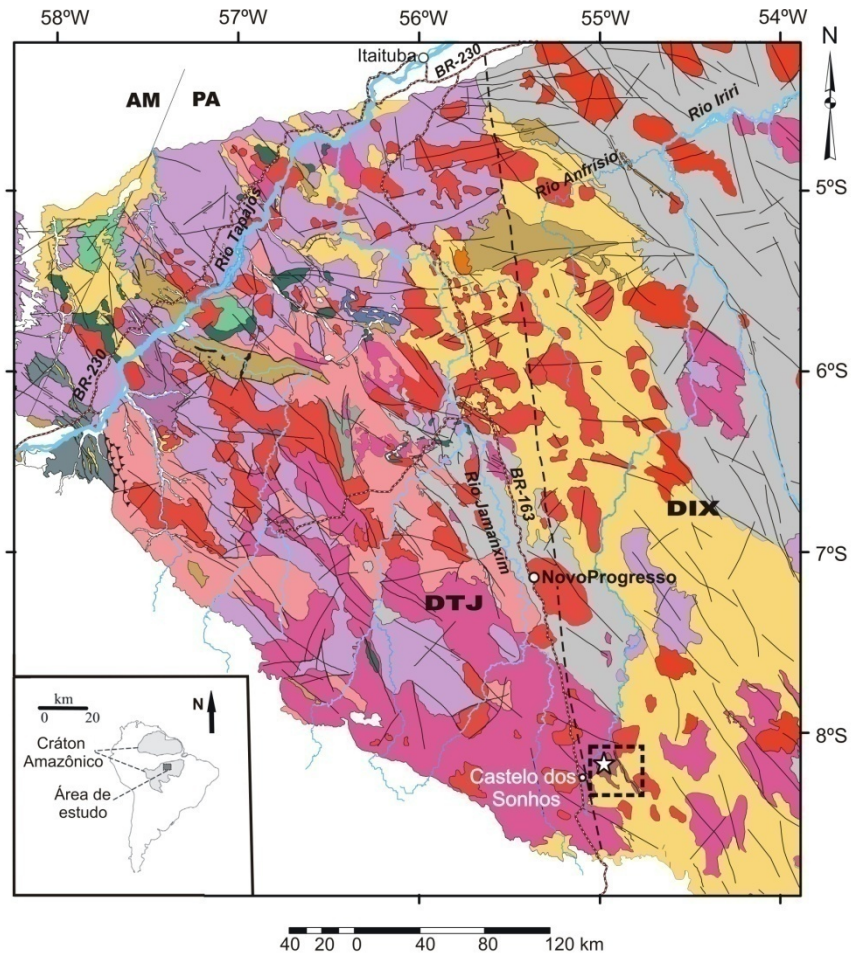
Os diques e soleiras de diabásio que seccionam as rochas da Formação Buiúçu, geralmente orientados segundo E-W, receberam a denominação Diabásio Crepori (Santos & Loguércio 1984), constituído por diabásios, olivina diabásios e microgabros. Foi obtida idade de cristalização de 1780 ± 7 Ma para essa unidade (U-Pb SHRIMP em baddeleyita – Santos *et al.* 2002), cuja afinidade alcalina foi determinada por Monteiro (2000). No entanto, a presença de quartzo (normativo e modal) indica que as rochas máficas que compõem esta unidade também apresentam afinidade quartzo toleítica, típica de basaltos toleíticos continentais (Vasquez *et al.* 2008b).

O magmatismo máfico que originou as rochas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca marcou a reativação do manto sob o Domínio Tapajós, após um hiato de cerca de 600 Ma sem registro de atividade magmática.

As rochas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca ocorrem na porção centro-norte do Domínio Tapajós, definindo a Serra da Cachoeira Seca, orientada aproximadamente segundo E-W. Nesta unidade, predominam olivina gabros, olivina gabronoritos, olivina diabásios e troctolitos, com ocorrência subordinada de olivina basaltos (Quadros *et al.* 1998; Bahia & Quadros 2000; Vasquez *et al.* 2008b). Vasquez *et al.* (2000b) identificaram, na porção centro-sul do Domínio Tapajós, um corpo máfico intrusivo em granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e correlato à Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, o qual intrudiu, ainda, granitoides correlatos à Suíte Intrusiva Parauari (Pessoa *et al.* 1977). Na Serra da Cachoeira Seca, também foram descritos derrames de olivina basaltos sobrepostos a rochas sedimentares correlatas à Formação Buiucu (Andrade & Urdininea 1972).

A idade da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca foi definida pela datação de um troctolito, que revelou idade de 1186 ± 12 Ma (U-Pb em baddeleyita – Santos *et al.* 2002). De natureza química ainda não muito bem definida, as rochas desta unidade foram classificadas como basaltos de afinidade alcalina, em parte subsaturados em sílica (Pessoa *et al.* 1977), e também como olivina toleítos saturados em sílica (Quadros *et al.* 1998).

Os depósitos cenozoicos, representados por coberturas lateríticas, terraços fluviais, sedimentos aluvionares, etc., completam o quadro estratigráfico do Domínio Tapajós.



EVENTOS/UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO DOMÍNIO TAPAJÓS

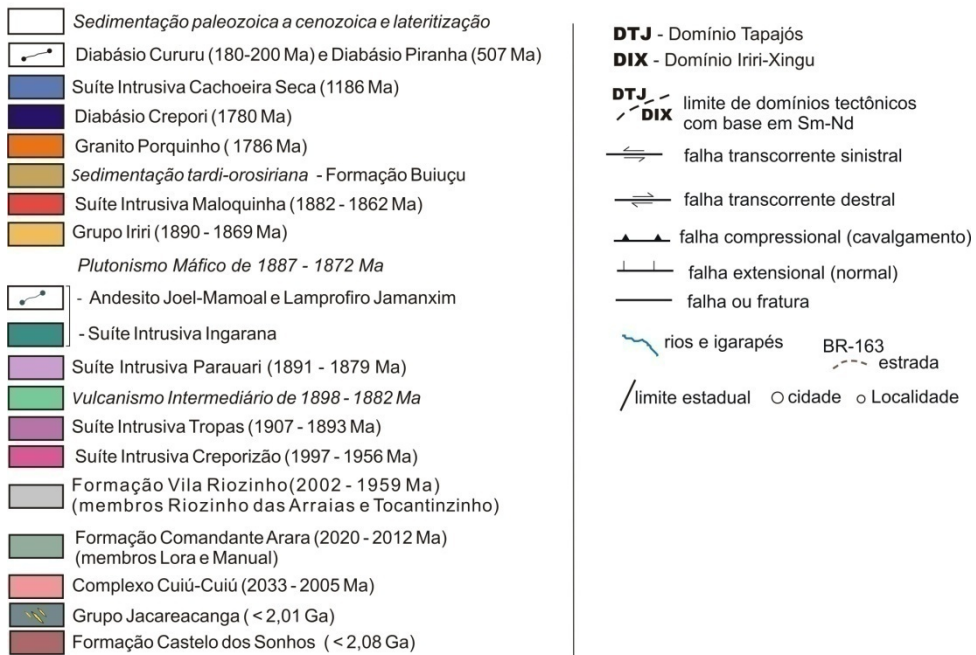


Figura 2 – Mapa geológico do Domínio Tapajós com destaque para a localização do depósito aurífero Castelo de Sonhos (indicado pela estrela). Modificado de Vasquez *et al.* (2015).

3.3.2 Configuração Estrutural

O arranjo estrutural do Domínio Tapajós é resultado de diferentes eventos deformacionais, alternadamente compressivos e distensivos, que se desenvolveram ora em regime dúctil, ora em regime dúctil-rúptil a rúptil, e controlaram o posicionamento ou afetaram várias unidades litoestratigráficas da província. A integração de dados estruturais, geofísicos, litoestratigráficos e petrogenéticos sustenta que o arcabouço estrutural principal da província formou-se durante uma fase orogênica inicial, em regime de transpressão (transcorrência + compressão), seguida por uma fase extensional. Nesse sentido, foram reconhecidas evidências de três eventos deformacionais que afetaram a província, durante o Paleoproterozoico (Santos & Coutinho 2008).

O primeiro evento, compressivo, está relacionado a um regime dúctil a dúctil-rúptil, com vergência para ESE, desenvolvido em ambiente de subducção e provavelmente simultâneo ao pico do metamorfismo regional. A foliação da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Jacareacanga e o bandamento gnáissico das rochas do Complexo Cuiú-Cuiú foram gerados nessa fase (Santos & Coutinho 2008), cuja idade foi estimada em 2005 a 1977 Ma (Santos *et al.* 2001; Klein *et al.* 2002). O contato entre essas unidades é marcado por falhas ou zonas de cisalhamento contracionais oblíquas e sinistrais (Ferreira 2000b).

Durante esse evento, foram gerados lineamentos principalmente de direção NNE-SSW, sinistrais. Mas também se desenvolveram zonas de cisalhamento de direção NW-SE, de movimentação dextral, e de direção N-S e NE-SW, de movimentação sinistral. No entanto, as estruturas geradas nesse primeiro evento foram quase completamente obliteradas e transpostas pelo evento deformacional subsequente (Santos & Coutinho 2008).

O segundo evento, compressivo a transpressivo, produziu os registros estruturais mais expressivos da PAT em escala regional, levando ao desenvolvimento de megalineamentos de orientação predominante NW-SE. Essas estruturas se desenvolveram ao longo de antigas zonas de fraqueza crustal, a partir de uma reativação tectônica regional, e correspondem temporalmente à continuidade do regime compressivo, inserido em um contexto de deformação progressiva, que levou ao desenvolvimento de um megassistema de falhas transcorrentes (Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós), predominantemente sinistrais, com transporte tectônico de leste para oeste (Santos & Coutinho 2008).

Esse evento, ocorrido a partir de ~1,90 Ga (Klein *et al.* 2002), foi responsável pela ampla transposição das estruturas geradas durante o primeiro evento deformacional e pela

reorientação local, segundo NW-SE, de corpos do Complexo Cuiú-Cuiú. Além disso, a implantação de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE controlou fortemente a colocação dos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão, em regime rúptil-dúctil a rúptil, e afetou em maior ou menor grau as rochas das suítes intrusivas Tropas e Parauari. A mineralização aurífera da PAT está estreitamente associada a esse megassistema de falhas transcorrentes, caracterizado por falhas transcorrentes sinistrais e dextrais, fraturas extensionais e falhas de cavalgamento e de empurrão (Santos & Coutinho 2008).

O terceiro evento ocorreu por volta de 1880 Ma (Klein *et al.* 2002) e está relacionado a uma tectônica extensional caracterizada pelo desenvolvimento de extensos lineamentos orientados segundo E-W e ENE-WSW e bem representados nas porções leste e central da província. A cinemática dessas estruturas não foi ainda bem definida. Uma possibilidade é a de que façam parte do Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós, e assim correspondam, em sua maioria, a fraturas extensionais (tipo T). Verificou-se que há estreita relação espacial entre as fraturas extensionais de direção E-W e as áreas de ocorrência do sistema vulcano-plutônico relacionado ao Supergrupo Uatumã, representado pelos granitoides tipo Maloquinha e pelas rochas vulcânicas do Grupo Iriri. As rochas básicas da Suíte Intrusiva Ingarana também são geralmente controladas por esse sistema de falhas extensionais. Da mesma forma, a reativação das estruturas E-W controlou, provavelmente, a deposição das coberturas sedimentares da Formação Buiucu, assim como a ascensão de magmas básicos que deram origem à Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (Santos & Coutinho 2008).

Eventos deformacionais posteriores registrados na PAT produziram estruturas em regime eminentemente rúptil e/ou reativaram estruturas mais antigas, durante a colocação de plútons graníticos relacionados à tectônica extensional.

3.3.3 Aspectos Metalogenéticos

O Domínio Tapajós (PAT) tem sua história fortemente associada à exploração artesanal do ouro, descoberto por garimpeiros nos anos de 1950 (Klein & Carvalho 2008). Iniciada em 1958, a atividade extrativa concentrou-se, ao longo das três primeiras décadas, principalmente em ouro aluvionar, com produção não oficial estimada em 600 t de ouro para esse período. A partir dos anos de 1990, além de ouro aluvionar, ouro supergênico e, em menor quantidade, ouro primário também passaram a ser minerados pelos garimpeiros. Entre 1985 e 1995, dados oficiais registraram produção garimpeira de cerca de 90 t de ouro. Em

2007, a produção atingiu 2,2 t, o que representou 63% da produção garimpeira de ouro no Pará (Klein & Carvalho 2008).

A expressiva produção de ouro nas últimas seis décadas torna a PAT um importante objeto de interesse para a pesquisa mineral no Estado, como mostram os diversos estudos que aí têm sido realizados, tanto em escala regional – abordando, entre outros aspectos, cartografia de unidades litoestratigráficas, ambientes tectônicos, controles estruturais, evolução geológica e limites territoriais (p. ex., Santos 2000; Coutinho *et al.* 2000a; Santos *et al.* 2001, 2002, 2004; Almeida *et al.* 2001; Klein *et al.* 2002; Vasquez *et al.* 2002, 2008a,b; Coutinho 2008; Santos & Coutinho 2008) – quanto em escala local, centrados em depósitos individuais, com ênfase em aspectos como fluidos mineralizantes, alteração hidrotermal, isótopos estáveis e radiogênicos, mineralogia hidrotermal e controles estruturais (Dreher *et al.* 1998; Jacobi 1999; Klein *et al.* 2001, 2004; Ronchi *et al.* 2001; Juliani *et al.* 2002, 2005; Echeverri-Misas 2010; Santiago 2012; Queiroz & Klein 2012; Santiago *et al.* 2013; Villas *et al.* 2013; Veloso & Santos 2013; Assunção & Klein 2014; Queiroz & Villas 2015, etc).

Alguns dos depósitos que receberam estudos mais aprofundados foram classificados, com maior ou menor segurança, nas categorias de depósitos relacionados a intrusões (p. ex., Tocantinzinho – Santiago 2012; Santiago *et al.* 2013; Villas *et al.* 2013; Queiroz & Villas 2015; Moreira Gomes – Assunção & Klein 2014), epitermais (p. ex., V3/Botica – Juliani *et al.* 2005), do tipo pórfiro (p. ex., Palito – Echeverri-Misas 2010) e orogênicos (p. ex., Guarim – Klein *et al.* 2001; Ouro Roxo – Veloso & Santos 2013; Patinhas – Klein *et al.* 2004).

No estágio atual do conhecimento geológico na região, a PAT não pode ser compreendida segundo um modelo metalogenético regional e consensual. A discussão sobre esse tema envolve a integração das informações levantadas até o momento por diversos autores, levando em consideração os méritos e as limitações dos modelos já propostos. Em uma abordagem regional, foram propostos os seguintes modelos principais: (1) o de Santos *et al.* (2001), que define duas classes de depósitos auríferos: orogênicos e relacionados a intrusões; e o de Coutinho (2008), que trata apenas da classe dos depósitos orogênicos e (3) sistemas pórfiro-epitermais relacionados com subducção (Juliani *et al.* 2005, 2013). Por outro lado, outros autores propuseram modelos diferentes com base no estudo de depósitos individuais, como citado acima.

No modelo de Santos *et al.* (2001), os depósitos orogênicos são classificados como mesozonais e subdivididos em: a) veios de quartzo-sulfeto e disseminações em zonas de cisalhamento dúctil, associados ao Grupo Jacareacanga e b) veios de quartzo-sulfeto-carbonato e disseminações em estruturas rúptil-dúcteis, hospedados em rochas relacionadas a

arcos magmáticos. Já os depósitos relacionados a intrusões, epizonais, foram subdivididos em a) veios de quartzo-pirita e disseminações, associados a estruturas rúpteis rasas, frequentemente associados a diques básicos e b) disseminações e *stockworks* com magnetita hidrotermal, hospedados em rochas máficas e sedimentares, que apresentam algumas semelhanças com depósitos do tipo pórfiro.

Para Santos *et al.*(2001), com base em isótopos de Pb e Ar, ocorreu apenas uma fase de mineralização na PAT (por volta de 1,86 Ga), e desse evento teriam resultado as duas classes de depósitos propostas.

Por outro lado, o modelo de Coutinho (2008) propôs para a PAT apenas a classe dos depósitos orogênicos de ouro (Groves *et. al.* 1998), classificando-os como mesozonais e epizonais, respectivamente concentrados nas porções central e leste da província. Os depósitos mesozonais foram relacionados a ambiente de subducção e teriam se formado em regime predominantemente dúctil, compressivo/transpressivo, durante o desenvolvimento de orógenos acrescionários responsáveis pela formação de arcos magmáticos. Já os depósitos epizonais foram associados a processos de *underplating*, com o desenvolvimento subsequente de um megassistema de falhas transcorrentes, predominantemente sinistrais, associado a falhas de empurrão e extensionais, que levou à formação de veios de quartzo auríferos, *stockworks* e disseminações, em regime que variou de dúctil-rúptil a predominantemente rúptil.

Com base em idades-modelo Pb-Pb em sulfetos, Coutinho (2008) propôs duas fases de mineralização: a primeira em 1,96 Ga, e a segunda em 1,88 Ga, ambas posteriores ao pico metamórfico regional e relacionadas à tectônica compressiva a transpressiva. Dados de isótopos estáveis (O, H) obtidos pela mesma autora revelaram origem magmática para os fluidos mineralizantes, com participação de água meteórica nos depósitos mais rasos. Outros dados de isótopos de Ar e Pb (Juliani *et al.* 2005; Silva-Júnior *et al.* 2015) sustentam a existência do segundo evento, enquanto que o primeiro ainda carece de mais dados para comprovação.

Também com enfoque mais regional, Klein *et al.* (2002) estudaram depósitos da porção sul da PAT e, com base no tipo de estrutura hospedeira e em estruturas e texturas internas dos veios que lá ocorrem, identificaram cinco estilos estruturais de mineralização: 1) veios em zonas de cisalhamento; 2) falhas oblíquas reversas de ângulo baixo a moderado; 3) veios de preenchimento de falhas; 4) *stockworks* e 5) brechas. Desses estilos, 1e 3 são os mais comuns. Considerando os estilos definidos, a mineralogia hidrotermal, a natureza e o grau metamórfico das rochas hospedeiras, os autores associaram os dois primeiros estilos a depósitos mesozonais, e os três últimos a depósitos epizonais, relacionando sua formação a

dois eventos de mineralização distintos, em concordância com as fases de mineralização propostas por Coutinho (2008). Desse modo, os estilos 1 e 2 representariam depósitos mais antigos, provavelmente relacionados ao regime transcorrente que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão, por volta de 1,97-1,95 Ga, e se encaixariam na classe dos depósitos orogênicos de ouro, o que é corroborado por dados isotópicos (Coutinho *et al.* 2000a; Vasquez *et al.* 2000a; Coutinho 2008), enquanto os estilos 4 e 5, mais jovens, seriam possíveis representantes de depósitos relacionados a intrusões, concordando em parte com a proposta de Santos *et al.* (2001). Por fim, o estilo 3 poderia ser associado tanto a depósitos orogênicos quanto a depósitos relacionados a intrusões.

Embora as investigações que vêm sendo realizadas por diversos autores tenham produzido informações importantes sobre a geologia e o quadro metalogenético da PAT, parte importante dos depósitos e ocorrências conhecidas na região ainda necessita de estudos mineralógicos, isotópicos, de fluidos, geocronológicos e geoquímicos. Da mesma forma, a gênese e a relação espacial-temporal desses depósitos/ocorrências com os eventos geológicos da província precisam ser mais bem definidas. Além disso, é necessário ampliar o conhecimento na região em relação à cartografia de unidades litoestratigráficas, definindo com maior segurança os ambientes tectônicos em que se formaram as diferentes associações litológicas.

3.4 DOMÍNIO IRIRI-XINGU

O Domínio Iriri-Xingu tem sua evolução associada à extensão e ao adelgaçamento crustal que ocorreram após o amalgamento de massas continentais, durante o Riaciano e o Orosiriano, que resultou na formação de supercontinentes no final do Paleoproterozoico (Brito Neves *et al.* 1995). Este domínio, com escassa cartografia geológica, é constituído por uma expressiva associação vulcano-plutônica orosiriana intracontinental, associada ao magmatismo Uatumã, e por coberturas sedimentares cuja deposição está relacionada à evolução de um rifte continental formado entre o Orosiriano e o Estateriano (Vasquez *et al.* 2008a).

Essa associação vulcano-plutônica é representada principalmente pelas rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iriri, além de granitoides que carecem de estudos petrográficos e geocronológicos e que ainda não receberam denominação formal. Alguns desses granitoides apresentam afinidade cálcio-alcálica de alto K e foram correlacionados à Suíte Intrusiva

Parauari, e outros, de afinidade alcalina, foram correlacionados à Suíte Intrusiva Maloquinha (Vasquez *et al.* 2008b).

A datação de um riolito correlato ao Grupo Iriri, da região de São Félix do Xingu, forneceu idade de 1886 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão) (Teixeira *et al.* 2002). Os dados isotópicos obtidos para rochas vulcânicas aflorantes entre as regiões de Rurópolis e São Félix do Xingu indicaram significativa contribuição de crosta arqueana, contrastando com o que foi identificado nas rochas da mesma unidade no Domínio Tapajós (Teixeira *et al.* 2002; Vasquez 2006).

4 GEOLOGIA DO DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS: ASPECTOS GERAIS

Trabalhos sistemáticos de exploração mineral desenvolvidos desde meados da década de 1990 na área do depósito Castelo de Sonhos levaram à definição de quatro alvos (Fig. 3): Esperança Sul, Esperança Centro, Esperança Leste e Esperança Oeste.

As informações sedimentológicas e estruturais atualmente disponíveis sobre o depósito constam em relatório interno da *Tristar Gold* (Alkmim 2011), Este tópico apresenta uma síntese dessas informações.

A área do depósito (Fig. 4A) compreende um platô da Formação Castelo dos Sonhos que mede aproximadamente 15 km de comprimento por 12 km de largura. No platô, foram identificadas duas associações principais de litofácies (Fig. 5): mA, formada por metarenitos, e mC, composta por metaconglomerados. O contato entre essas associações é gradacional e o arranjo estratigráfico é representado, na base, por um pacote de 200-300m de metarenitos, seguido por um pacote de 200-300m de metaconglomerados, sobreposto por outro pacote de 200-400m de metarenitos.

A associação mA é constituída principalmente por metarenitos médios a grossos, subordinadamente finos, mal selecionados e geralmente compostos por quartzo, fragmentos de quartzito, muscovita e hematita. Em geral, contêm seixos de quartzo dispersos, exibem estratificação cruzada ou planar de pequeno ou grande porte e, menos comumente, estratificação paralela. Podem também apresentar estrutura maciça ou acamamento sub-horizontal (Fig. 4B).

A associação mC reúne metaconglomerados finos a muito grossos, mal selecionados, sustentados por clastos ou matriz (Figs. 4C e D), que apresentam estratificação paralela, planar e cruzada, e são constituídos por seixos subangulares a bem arredondados de quartzitos, fragmentos de veios de quartzo, formações ferríferas bandadas, turmalinitos, metavulcânicas e xistos.

As associações de litofácies mA e mC foram interpretadas, respectivamente, como depósitos distais e proximais de um complexo aluvial dominado por rios entrelaçados em associação com leques aluviais (*sensu* Miall 1996). Interpretação mais aprofundada requer investigação da arquitetura das litofácies e dos padrões de paleocorrentes. A sucessão de dois pacotes de metarenitos com um pacote de metaconglomerados intercalado pode indicar progradação seguida de retrogradação do sistema aluvial, o que pode refletir mudanças na taxa de soerguimento da área fonte.

Em furos de sondagem, verificou-se que essa sequência metassedimentar foi intrudida por rochas subvulcânicas félsicas e máficas, além de granitoides (Yokoi *et al.* 2001; Vasquez *et al.* 2008b) (Figs. 6 e 7). O capítulo 9 desta dissertação trata de algumas destas rochas intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos.

Estruturalmente, o platô onde se situa o depósito apresenta forma circular (Fig. 6) em sua porção central e está disposto em um arranjo sinforme (Fig. 3), cujo eixo mergulha 15-20° para SW. O flanco sul segue orientação NE-SW e mergulha 30-35° para NW, o flanco leste e a seção central seguem direção NS e mergulham 30-35° para W e o flanco norte/noroeste está orientado segundo NE-SW e mergulha 60-80° para SE.

As feições deformacionais encontradas nas rochas do depósito foram geradas em dois episódios ou fases de deformação. Foi durante a primeira fase, dúctil e sin-metamórfica, que se formou a estrutura sinforme descrita acima. A deformação ocorreu em regime transpressional sinistral e nessa fase foi gerada a foliação dos metarenitos e metaconglomerados, definida pela orientação preferencial das micas e dos seixos de quartzo segundo NW-SE, com mergulhos de 75° a 80° para SE ou NW, além de lineações de estiramento, caracterizadas pelo achatamento e estiramento de seixos de quartzo dos metaconglomerados, e zonas de cisalhamento sinistrais reversas, marcadas pela ocorrência de bandas de milonitos com até 20m de espessura e orientação preferencial N56°W/ 75°SE.

Já a segunda fase de deformação ocorreu em regime rúptil e levou à formação de fraturas e falhas, estas últimas geralmente destrais, que mostram atitudes principais N32W/90, N37E/90 e N67W/90. Nessa fase, o sinforme gerado no episódio anterior foi afetado por falhas transcorrentes responsáveis pelo deslocamento, para NE, do alvo Esperança Leste (Fig. 3).

5 MINERALIZAÇÃO

Na área do depósito Castelo de Sonhos, foram observadas quatro formas de ocorrência do ouro: em aluviões, em depósitos coluviais e coberturas lateríticas, em metaconglomerados e em metarenitos (Alkmim 2011). O programa de exploração da Tristar Gold está voltado apenas para estas duas últimas formas de ocorrência e, portanto, apenas estas são consideradas neste trabalho.

A definição dos alvos apresentados no tópico anterior (Fig. 3) baseou-se na identificação de anomalias geoquímicas de solo coincidentes com as áreas de ocorrência dos metaconglomerados, principais rochas hospedeiras da mineralização (Figs. 4C a F; Figs. 8A a C; Figs. 9 a 14). Na matriz dessas rochas, ouro ocorre no interior de grãos detríticos de quartzo, de forma intergranular (Fig. 17A a D) e associado à magnetita (Fig. 20A a C).

Entretanto, dentro do pacote de metaconglomerados, a mineralização é errática e não parece seguir feições especiais ou direção preferencial. Os dados analíticos disponíveis mostram a tendência errática da distribuição dos teores do minério. No alvo Esperança Sul, as intersecções mineralizadas variam de 24,5 m a 1,98 g/t Au a 2,80 m a 11,21 g/t Au (furo CSH-11-32). No alvo Esperança Centro, as intersecções variam de 15,0 m a 0,33 g/t Au a 5,0 m a 2,79 g/t Au (furo CSH-11-04), podendo chegar a valores de 1,0 m a 10,62 g/t Au (furo CSH-11-02) (www.tristarau.com).

Mesmo em intervalos de alto teor, não é possível diferenciar visualmente rochas mineralizadas de rochas estéreis, exceto quando há presença de ouro visível. De modo relativamente satisfatório, ferruginização e silicificação têm sido usadas como guias para identificar as porções mineralizadas, embora afetem indiscriminadamente tanto rochas mineralizadas quanto rochas não mineralizadas.

Em relação aos metarenitos (Figs. 8D e E), o ouro ocorre em planos de fratura revestidos por películas de óxido de ferro (Figs. 15B a D; Figs. 21A a H). Também nesse caso, algumas questões permanecem indefinidas. Não se sabe se são mineralizadas apenas as fraturas revestidas por películas ferruginosas ou se as fraturas contendo ouro estão restritas aos metarenitos (Alkmim 2011).

No alvo Esperança Sul, também foram encontrados arenitos ricos em magnetita, conhecidos na área do depósito como “*ironstones*” (Figs. 4G e H). Esses arenitos foram analisados quanto ao teor de ouro e mostraram bons resultados, o teor variou de < 1,0 até 6,06 g/t de ouro. A TriStar Gold busca delimitar melhor a área de ocorrência desses arenitos (www.tristarau.com).

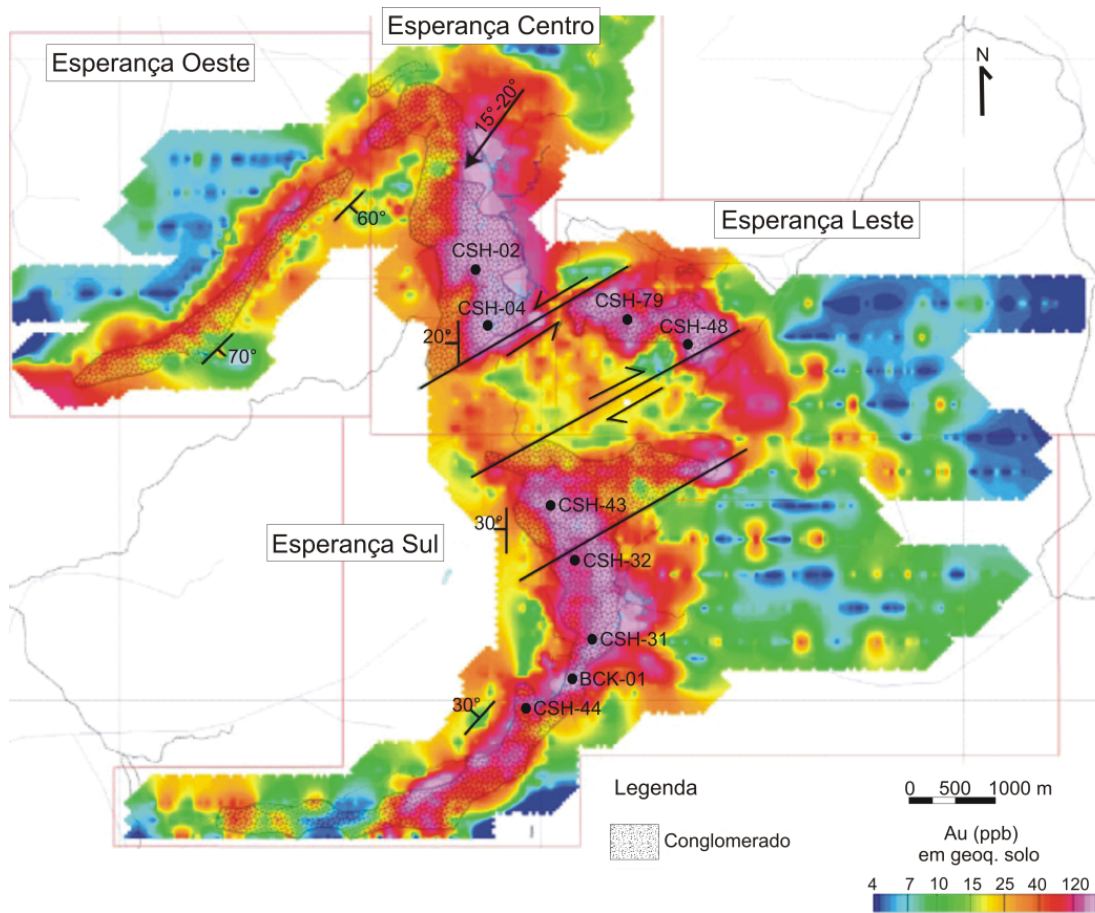


Figura 3: Mapa de geoquímica de solo com a localização dos alvos do depósito Castelo de Sonhos e dos furos de sondagem amostrados (BCK, CSH), com destaque para a estrutura sinforme do depósito e a indicação das principais feições estruturais. Modificado de www.tristarau.com.

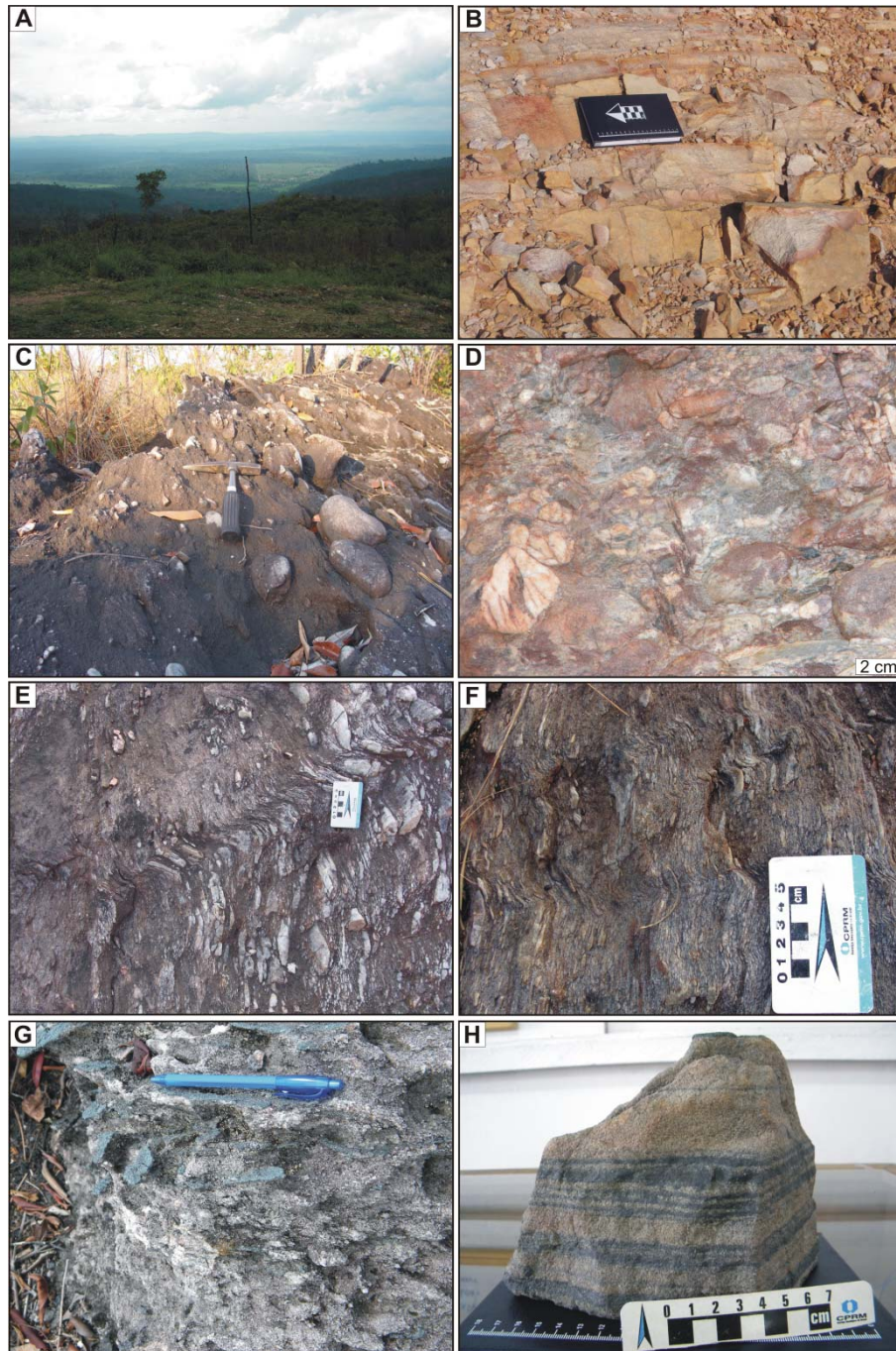


Figura 4 - Aspectos macroscópicos de metaconglomerados e metarenitos do depósito Castelo de Sonhos em campo. (A) Vista panorâmica do entorno do depósito a partir do platô; (B) Metarenitos com acamamento sub-horizontal; (C) Metaconglomerado deformado sustentado por matriz; (D) Metaconglomerado suportado por clastos; (E) e (F) Metaconglomerados milonitizados; (G) Metarenito rico em magnetita (*Ironstone*); (H) Amostra de mão de *ironstone*.

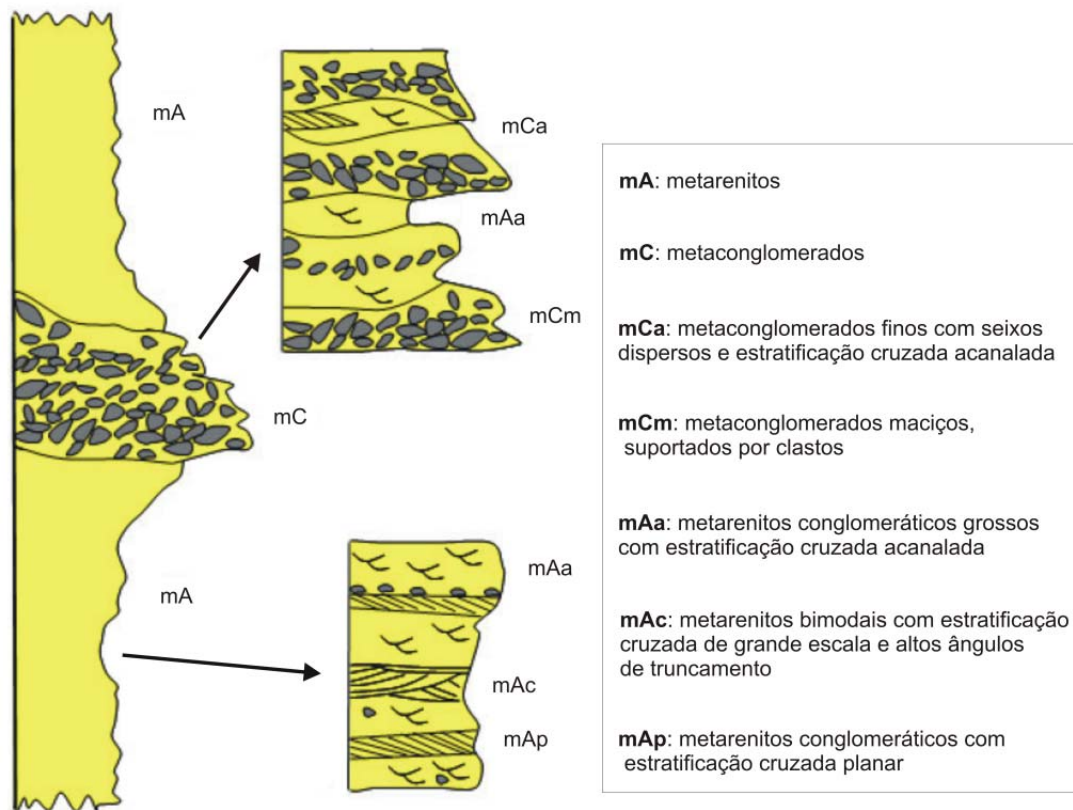


Figura 5 – Seção estratigráfica esquemática da Formação Castelo dos Sonhos mostrando as litofácies individuais que compõem as associações mA e mC. Modificado de Alkmim (2011).

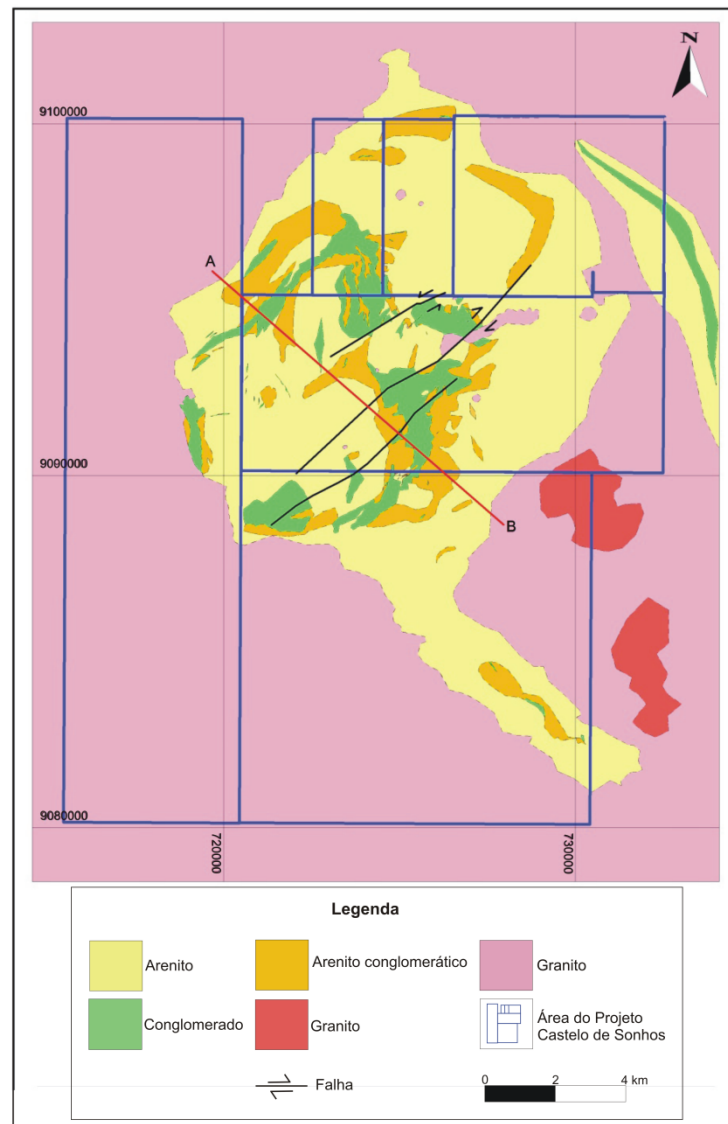


Figura 6: Mapa geológico do depósito Castelo de Sonhos. Modificado de www.tristarau.com.

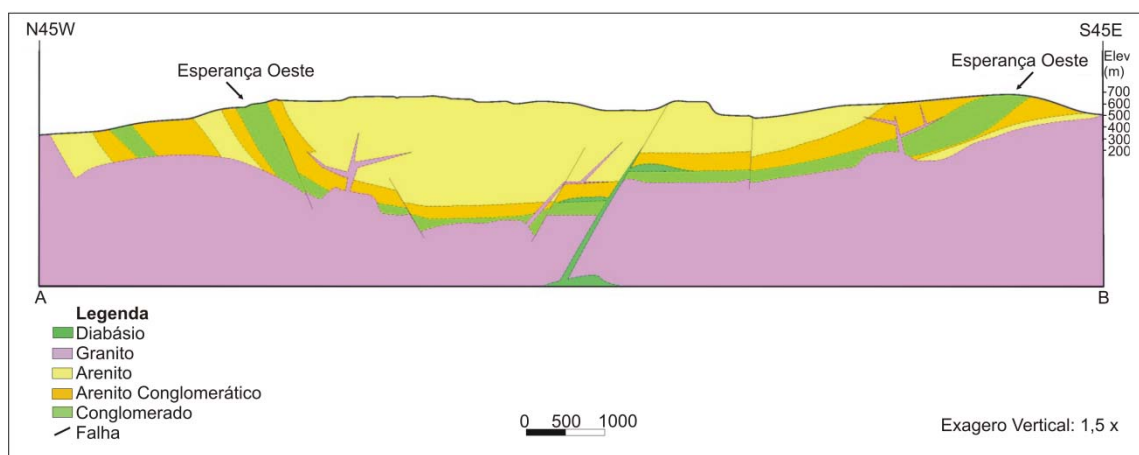


Figura 7: Seção geológica A-B (NW-SE) do depósito Castelo de Sonhos. Modificado de www.tristarau.com.

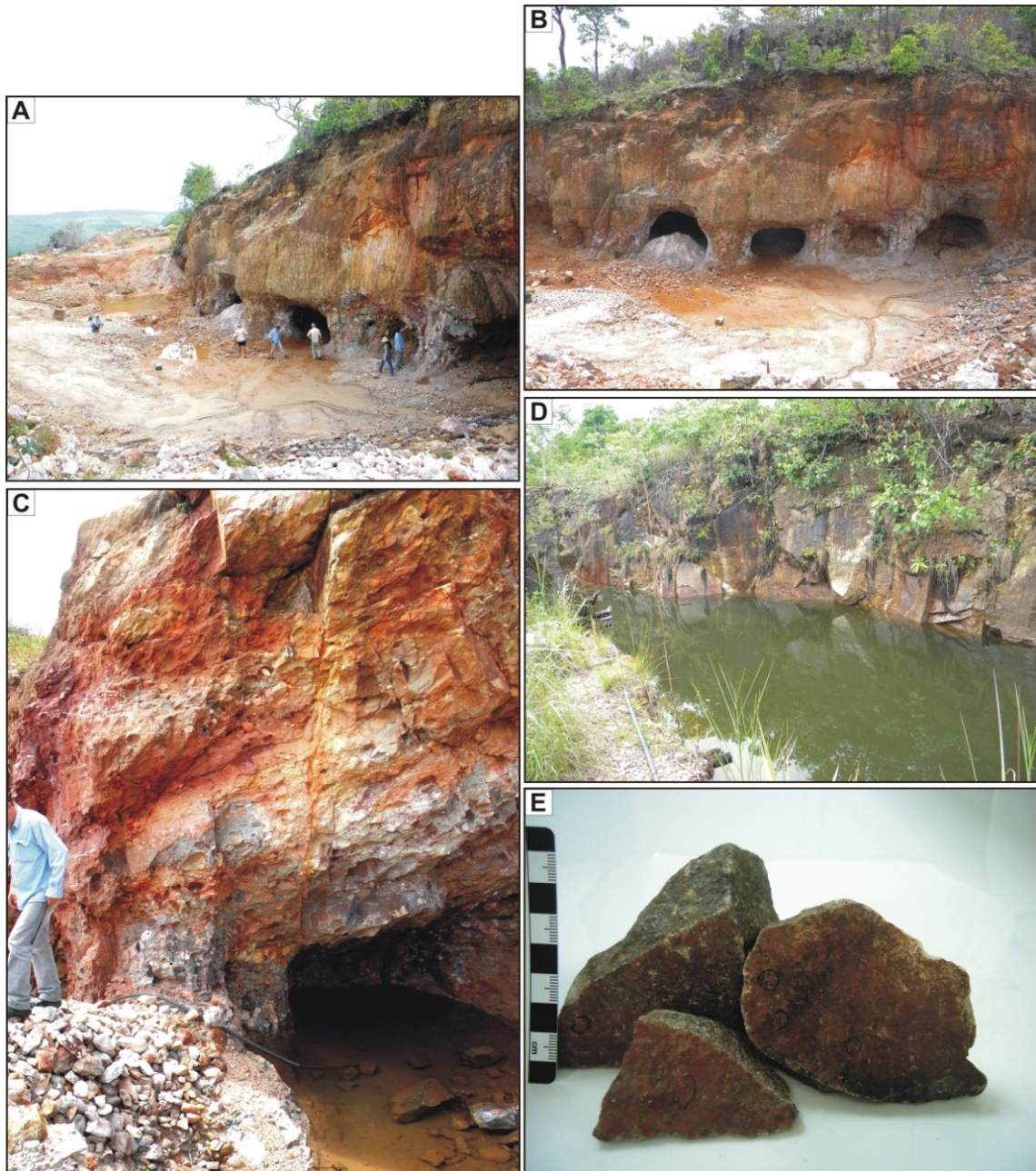


Figura 8 – (A) a (C) Garimpo de ouro em metaconglomerados (Garimpo do Xuxa – ativo); (D) e (E) Garimpo de ouro em metarenitos (Garimpo do Morto – inativo).

6 ROCHAS HOSPEDEIRAS

6.1 METACONGLOMERADOS

Os metaconglomerados (Figs. 9 a 13) são maciços, finos a muito grossos, polimíticos e compostos por clastos de dimensões centimétricas a métricas, bem arredondados a subangulares. Foram identificados predominantemente clastos de quartzo, e subordinadamente de quartzito, formação ferrífera bandada e xistos. Os metaconglomerados são sustentados tanto por clastos quanto por matriz quartzo-micácea argilosa, geralmente avermelhada a alaranjada (Fig. 8C). Em algumas porções, as lamelas de muscovita se destacam pela granulação média a grossa (Figs. 11A e 13A).

Geralmente, os metaconglomerados mostram feições sedimentares bem preservadas e as camadas apresentam, em geral, acamamento (S_0) ondulado com direção NW-SE e mergulhos variáveis, de 28° a 54° , para SW. Localmente, foram fortemente afetados por deformação dúctil e se encontram variavelmente milonitizados (Figs. 4C, E e F; 11B a E), apresentando foliação milonítica, em geral, com atitude $N60^\circ E 80^\circ SE$. Essas rochas também foram afetadas por deformação rúptil e é comum a ocorrência de fraturas multidirecionais, geralmente revestidas por óxidos de ferro, que cortam indistintamente clastos e matriz e que localmente cortam a foliação milonítica (Figs. 9B, 10B e E, 11C e 12D).

Os metaconglomerados mostram matriz fortemente silicificada (Figs. 7D, 9A e 10A) e são localmente cortados por vênulas de quartzo \pm Py \pm Cal (Figs. 12A, B e C). Essas rochas mostram-se também variavelmente ferruginizadas (Figs. 9 a 13). Impregnações de óxido de ferro na matriz ocorrem localmente ou de forma pervasiva, formando manchas avermelhadas. Em alguns casos, as texturas e estruturas originais são quase totalmente ou totalmente obliteradas pela ferruginização (Figs. 12D e E, 13A e B).

Ao microscópio (Fig. 14A a H), a matriz, média a grossa, é composta principalmente por quartzo e muscovita, além de magnetita, hematita, clorita, turmalina, monazita e zircão; sulfetos (pirita e calcopirita) são raros e ocorrem como finos cristais intergranulares, geralmente idiomórficos. Em geral, os grãos de quartzo são monocristalinos, exibem extinção ondulante moderada a forte e são angulosos, exibindo contatos suturados e côncavo-convexos entre si (Figs. 14A e B). Esses tipos de contato são indicativos de que ocorreu dissolução por pressão, o que não permite que o grau de arredondamento e os limites originais entre os grãos sejam determinados. É comum a ocorrência de cimento ferruginoso, que preenche tanto poros primários quanto secundários (Fig. 14G). A muscovita geralmente ocorre como finas lamelas

intersticiais e de disposição aleatória, localmente associada à clorita. Nas porções mais deformadas e/ou metamorfisadas, as lamelas encontram-se leve a fortemente orientadas; localmente, ocorrem lamelas recristalizadas de granulação grossa, contorcidas e/ou com extinção ondulante forte (Figs. 14A, C, D e H). As porções mais intensamente deformadas são marcadas pela diminuição da granulação da matriz e pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica heterogênea, definida pela orientação das lamelas de muscovita, clorita e pelo estiramento de grãos e/ou clastos de quartzo (Figs. 11D e E; 14E). A magnetita mostra-se geralmente leve a intensamente alterada para hematita (Fig. 14F).

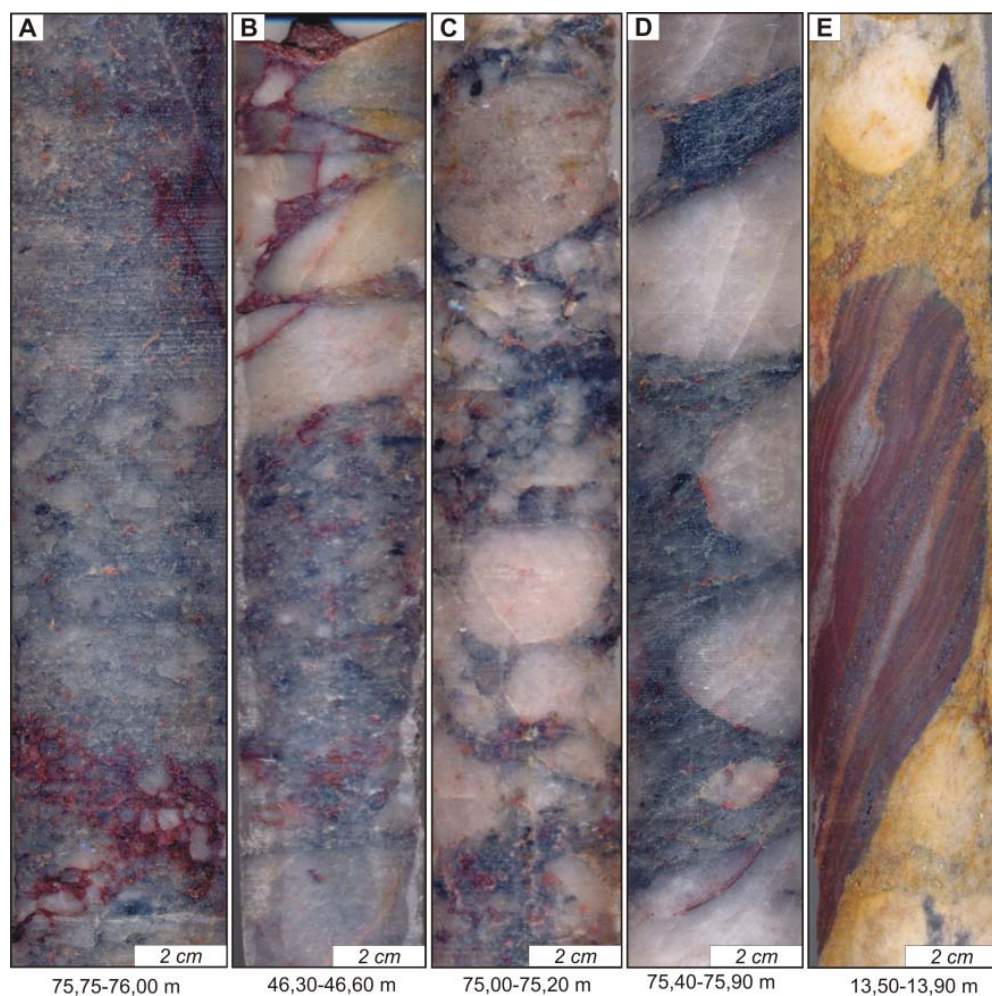


Figura 9 – Aspectos mesoscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos. **(A)** Metaconglomerado fino suportado por matriz e localmente ferruginizado; **(B)** Metaconglomerado grosso. Notar manchas de óxido de ferro na matriz e em fraturas nos clastos; **(C)** e **(D)** Metaconglomerados grossos sustentados por clastos. Notar que clastos de quartzo predominam; **(E)** Metaconglomerado contendo clasto de formação ferrífera bandada. *Furo CSH-04*: **A**, **B** e **C**; *furo CSH-48*: **D** e **E**.

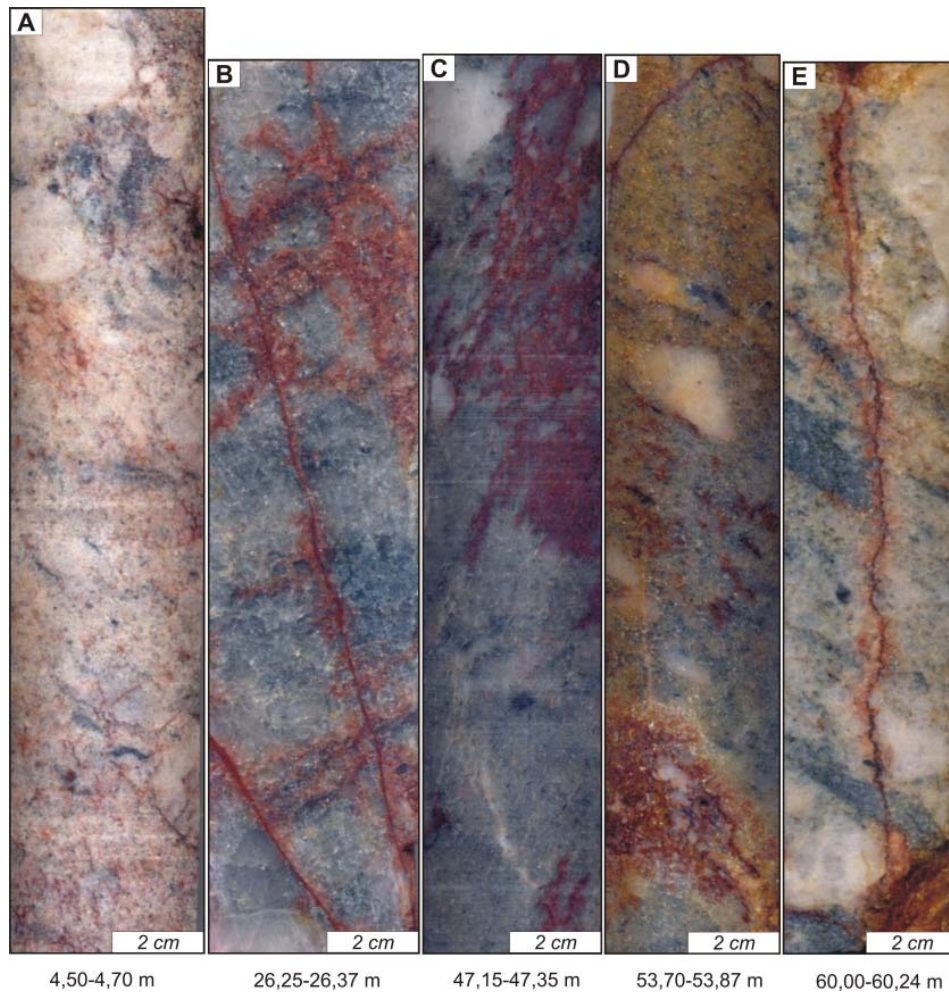


Figura 10 – Aspectos mesoscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos. **(A)** Metaconglomerado levemente ferruginizado; **(B)** Fraturas revestidas por óxido de ferro; **(C)** e **(D)** Metaconglomerados mostrando matriz impregnada por óxido de ferro; **(E)** Fratura revestida por óxido de ferro. Notar que a fratura atravessa clastos e matriz. Todas as amostras: furo CSH-43.

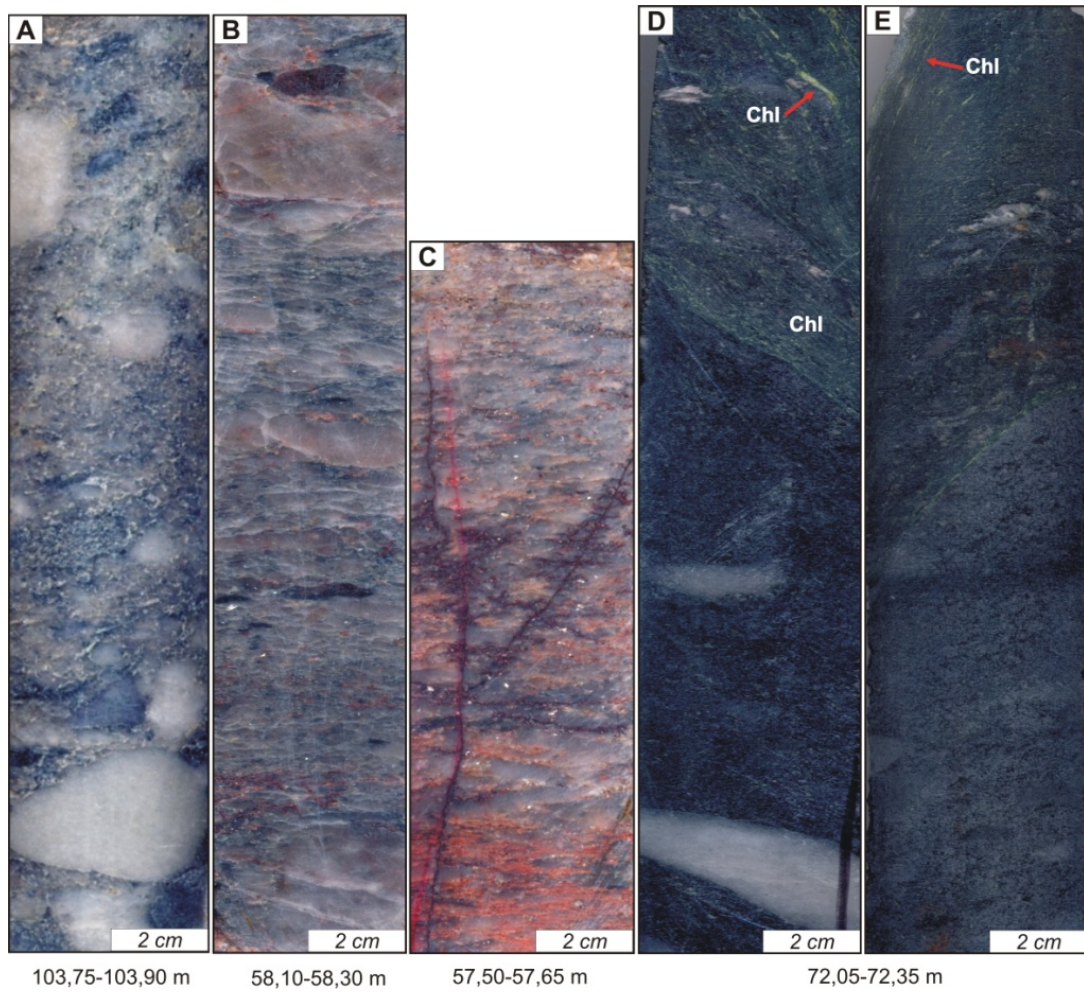


Figura 11 – Aspectos mesoscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos. **(A)** Metaconglomerado grosso, com micas de granulação média na matriz; **(B)** e **(C)** Metaconglomerados deformados (protomilonitos); **(D)** e **(E)** Metaconglomerados deformados (milonitos). Chl: clorita. Furo CSH-43: A; furo CSH-31: B e C; furo CSH-48: D e E.

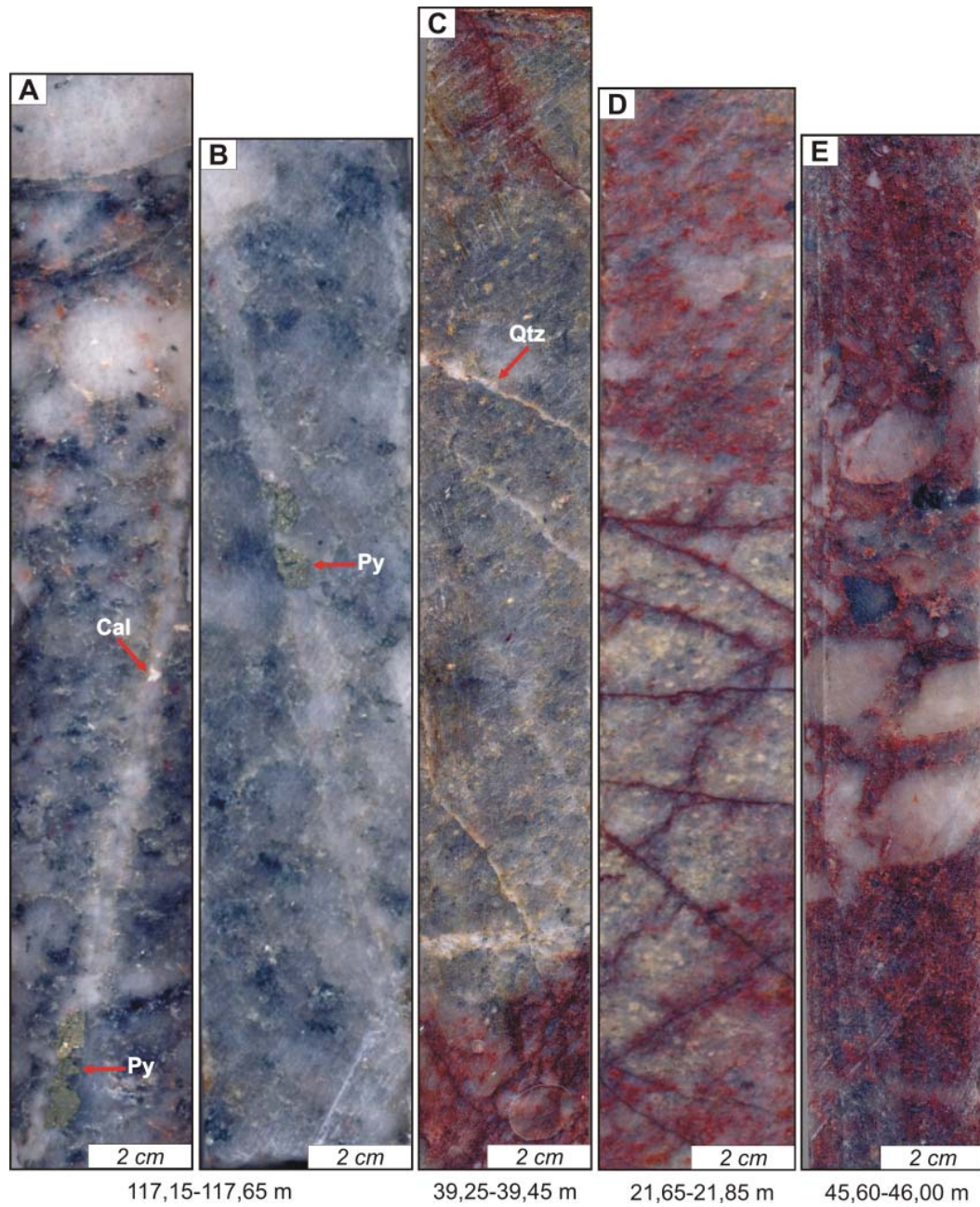


Figura 12 – Aspectos mesoscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos. **(A)** a **(C)** Vênulas de $Qtz \pm Py \pm Cal$ cortando metaconglomerados; **(D)** Fraturas revestidas por óxido de ferro em metaconglomerado; **(E)** Metaconglomerado fortemente ferruginizado. Qtz: quartzo; Py: pirita; Cal: calcita. Furo CSH-48: **A** e **B**; furo CSH-32: **C** e **D**; furo CSH-04: **E**.

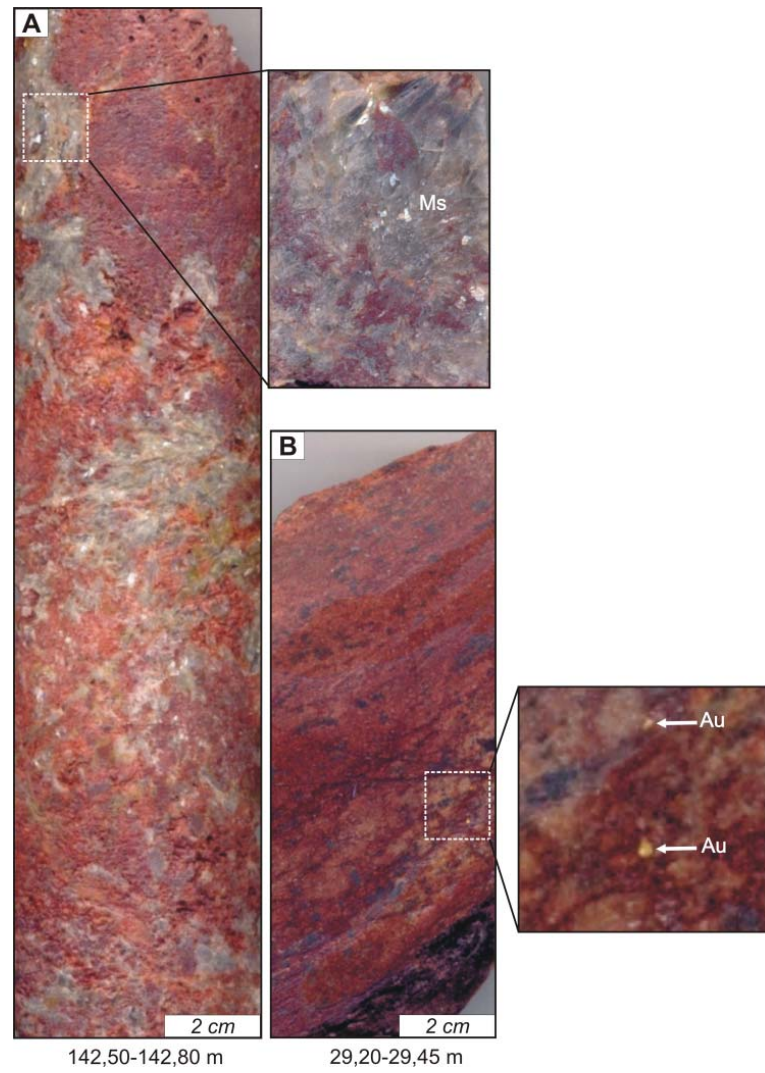


Figura 13 - (A) Metaconglomerado intensamente ferruginizado. Notar as lamelas grossas de muscovita. (B) Metaconglomerado ferruginizado e milonitizado. Em destaque, partículas de ouro. *Furo CSH-32: A e B.*

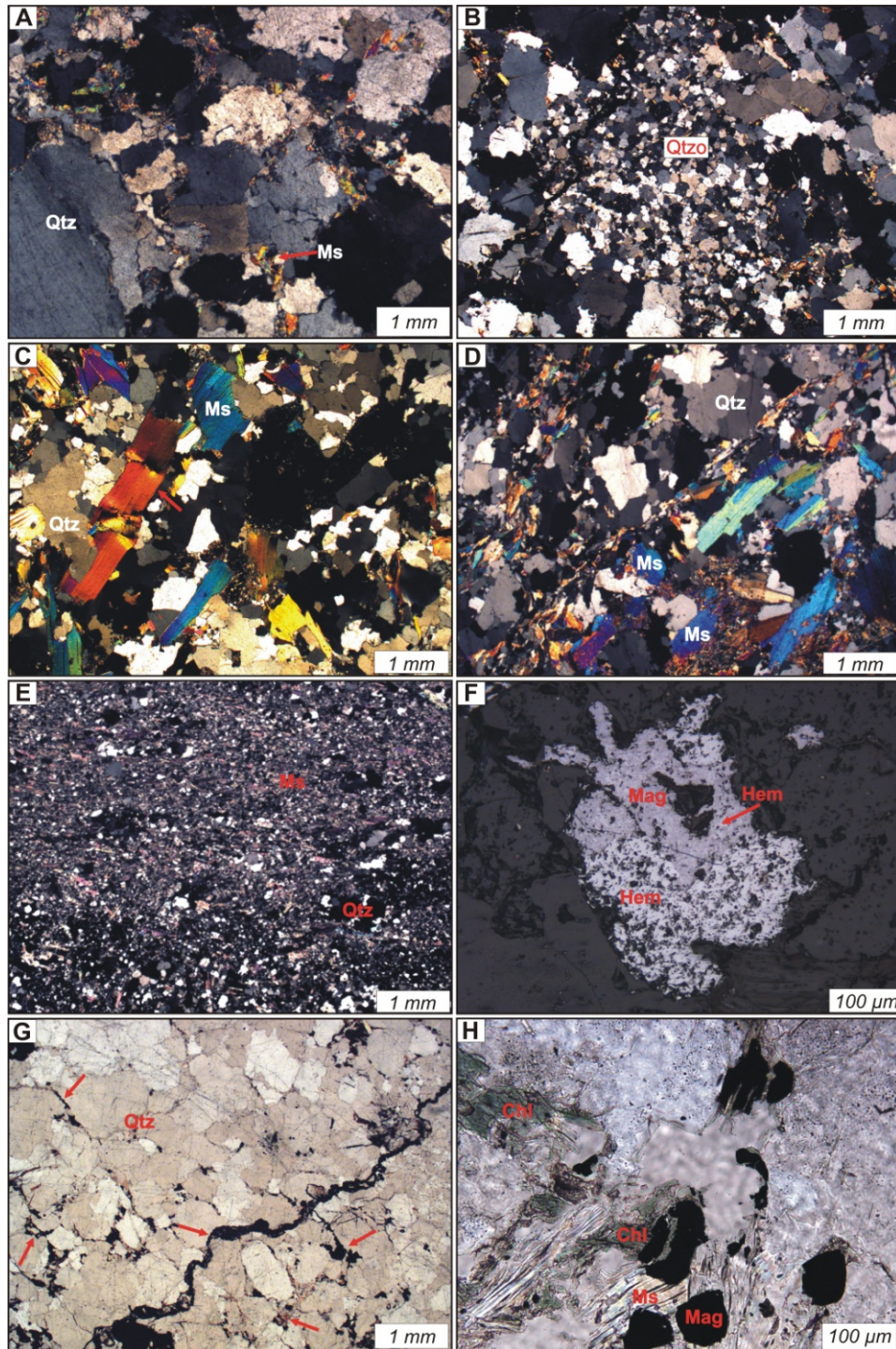


Figura 14 – Aspectos microscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos. **(A)** Matriz quartzo-micácea média a grossa. Os grãos de quartzo são angulosos a subangulosos e exibem contatos intergranulares côncavo-convexos e suturados; **(B)** Clasto de quartzito; **(C)** Lamela de muscovita grossa (indicada pela seta), recrystalizada e deformada, contorcida, exibindo extinção ondulante; **(D)** Lamelas de muscovita recrystalizada e orientadas; **(E)** Foliação milonítica em metaconglomerado deformado; **(F)** Magnetita alterada para hematita; **(G)** Cimento ferruginoso (indicado pela seta) preenchendo poros primários e poro secundário; **(H)** Lamelas de muscovita associadas à clorita. Qtz: quartzo; Ms: muscovita; Mag: magnetita; Hem: hematita; Chl: clorita. *Luz polarizada*: (A) a (E), *luz refletida*: (F), *luz natural*: (G) e (H).

6.2 METARENITOS

Os metarenitos (Figs. 15A a E) são maciços, médios a grossos, localmente finos, mal selecionados, por vezes contendo grânulos de quartzo dispersos. Em geral, as estruturas sedimentares estão bem preservadas (Fig. 4B). As camadas apresentam acamamento (S₀) ondulado com direção NW-SE e mergulhos em torno de 12° para SW, ou direção NE-SW e mergulhos em torno de 23° para SE. Essas rochas foram afetadas por deformação dúctil e se encontram variavelmente milonitizadas (Figs. 15B e C). Foram também afetadas por deformação rúptil e, localmente, fraturas revestidas por óxido de ferro cortam a foliação protomilonítica/milonítica (Figs. 15B, C e D).

Assim como os metaconglomerados, os metarenitos mostram-se fortemente silicificados (Fig. 15A), mas vênulas de quartzo são raras (Fig. 15D). Mostram-se também variavelmente ferruginizados. A ferruginização ocorre de forma pervasiva, como manchas difusas de óxido de ferro que mascaram, localmente, as estruturas e texturas originais da rocha, e também como revestimento em fraturas (Figs. 15A a E).

Composicionalmente, os metarenitos correspondem a quartzarenitos, segundo a classificação de Folk (1974). Por simplificação, a partir deste ponto, os meta-quartzarenitos serão sempre referidos como metarenitos. Ao microscópio (Figs. 16A a H), essas rochas apresentam granulação média a grossa e são compostas por quartzo, muscovita, clorita, magnetita, hematita, monazita e zircão. Sulfetos (pirita e calcopirita) são raros, finos e geralmente idiomórficos (Figs. 16G e H). O quartzo (~95%) é monocristalino, exhibe extinção ondulante moderada a forte e, geralmente, os grãos mostram-se bastante fraturados. Cimento ferruginoso é comum e preenche tanto poros primários quanto secundários (Figs. 16D e E). O padrão textural da rocha, com grãos de quartzo angulosos a subangulosos e apresentando contatos intergranulares côncavo-convexos e suturados, chegando a formar microestilólitos (Figs. 16A, B e C), é indicativo de dissolução por pressão e não permite que o grau de arredondamento e as relações de contato originais entre os grãos sejam determinados. Muscovita e clorita estão presentes como finas lamelas intersticiais e localmente ocorrem lamelas de muscovita esmagadas (Figs. 16C e E). Nas porções deformadas, a foliação é definida pela orientação das lamelas de muscovita, mas, principalmente, pela orientação e/ou estiramento dos grãos de quartzo (Fig. 16F). A magnetita mostra-se leve a intensamente alterada para hematita (Fig. 16G), que também ocorre como grãos independentes, talvez resultantes, ou não, da alteração total da magnetita (Fig. 16H).

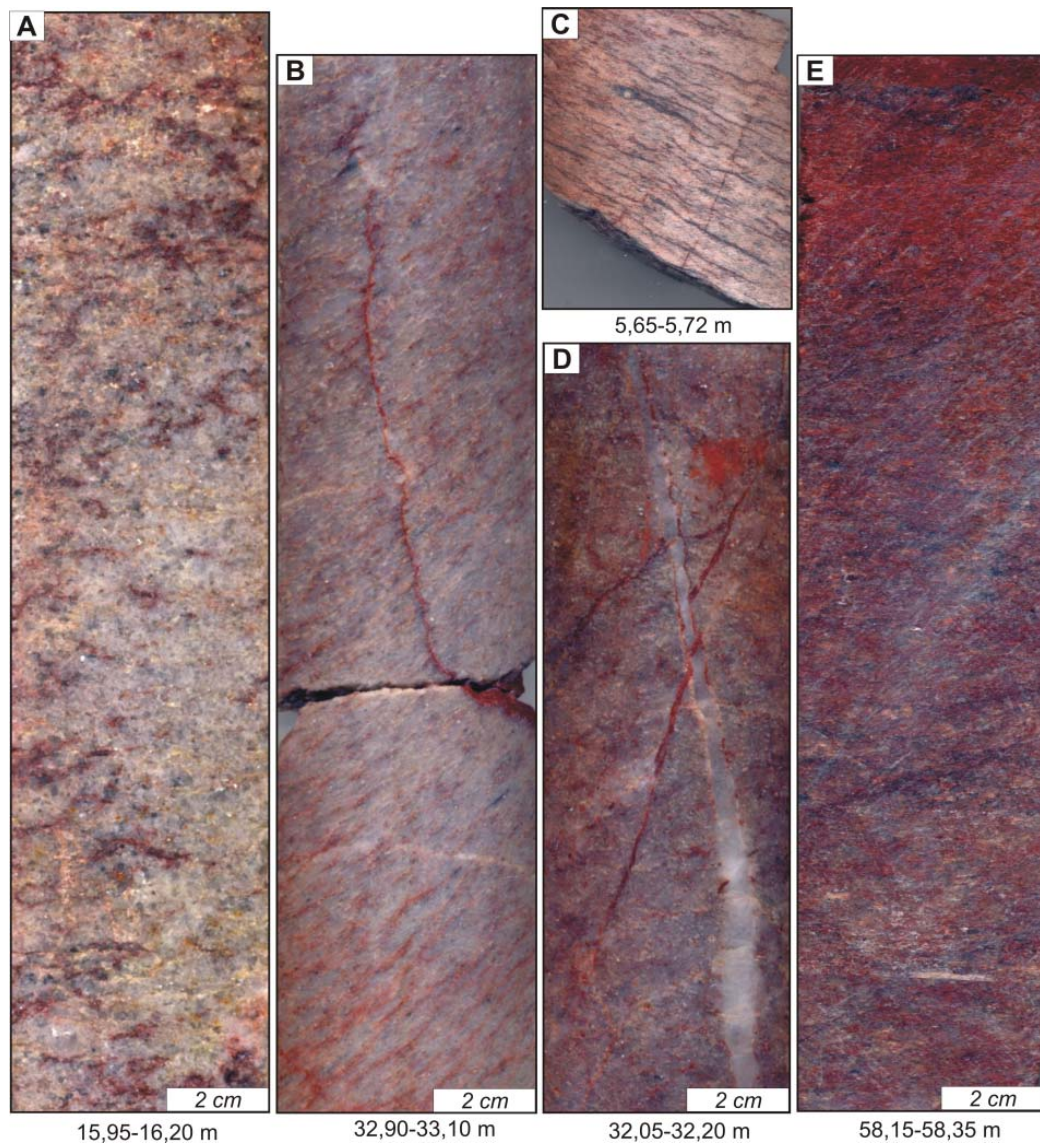


Figura 15 – Aspectos mesoscópicos dos metarenitos do depósito Castelo de Sonhos. **(A)** Metarenito médio, maciço, levemente ferruginizado e fortemente silicificado; **(B)** e **(C)** Foliação milonítica em metarenito. Notar as fraturas revestidas por óxido de ferro cortando a foliação; **(D)** Metarenito ferruginizado cortado por vênula de quartzo e mostrando fraturas com revestimento ferruginoso; **(E)** Metarenito fortemente ferruginizado. Furo CSH 44: **A**, **B**, **D** e **E**; Furo CSH 31: **C**.

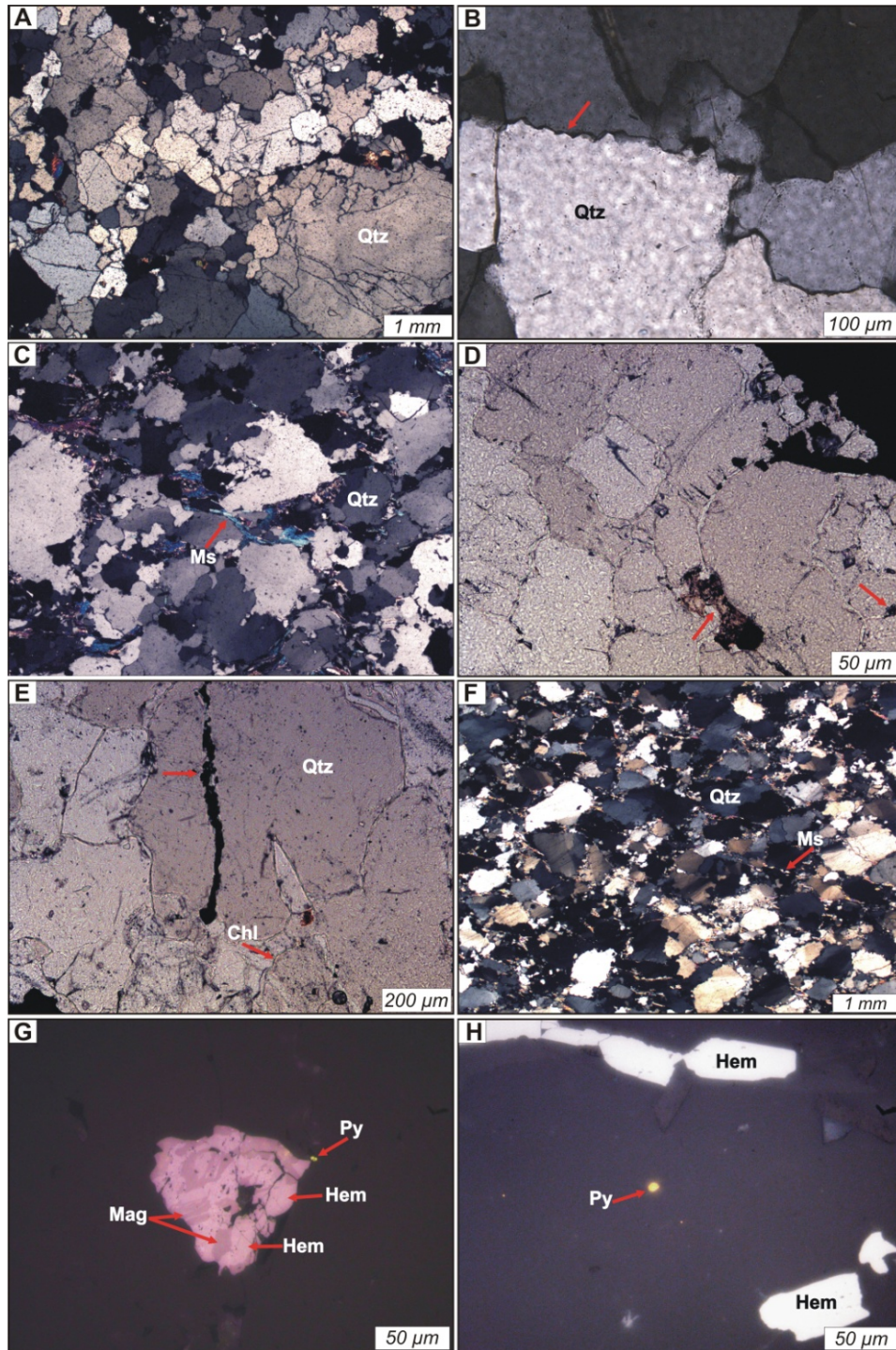


Figura 16 – Aspectos microscópicos dos metarenitos do depósito Castelo de Sonhos. **(A)** Grãos de quartzo angulosos a subangulosos exibindo contatos intergranulares côncavo-convexos e suturados; **(B)** Microestilólito (indicado pela seta); **(C)** Grãos de quartzo angulosos a subangulosos exibindo contatos intergranulares côncavo-convexos e suturados. A seta indica lamela de muscovita esmagada; **(D)** e **(E)** Cimento ferruginoso (indicado pelas setas) preenchendo, respectivamente, poros primários e secundários; **(F)** Foliação protomilonítica em metarenito deformado; **(G)** Magnetita alterada para hematita e cristal de pirita; **(H)** Hematita e pirita. Qtz: quartzo; Ms: muscovita; Mag: magnetita; Hem: hematita; Chl: clorita; Py: pirita. *Luz polarizada:* (A) a (C) e (F), *luz natural:* (D) e (E), *luz refletida:* (G) e (H).

7 MORFOLOGIA DAS PARTÍCULAS DE OURO

Foram selecionadas duas amostras representativas dos dois principais estilos da mineralização no depósito Castelo de Sonhos. A amostra SG-34 corresponde a um metaconglomerado amostrado no Garimpo do Xuxa (Figs. 8A a C) e a amostra SG-32 a um metarenito amostrado no Garimpo do Morto (Figs. 8D e E).

As partículas de ouro identificadas na matriz dos metaconglomerados medem de ~ 7 a 200 μm e exibem formatos diversos (Figs. 17 a 20), havendo partículas aproximadamente retangulares, esferoidais, elipsoidais e irregulares, que mostram bordas arredondadas a subangulosas e superfícies leve a fortemente rugosas. Ocasionalmente, as partículas de ouro ocorrem associadas à magnetita. Algumas partículas exibem depressões e/ou protuberâncias, mas raramente contêm inclusões, e apenas de magnetita. Raras partículas apresentam formas cristalinas reliquiares localmente preservadas e também são raras partículas com textura esponjosa. Ouro não foi encontrado nas fraturas que cortam os metaconglomerados.

As partículas de ouro que ocorrem nas fraturas dos metarenitos são mais grossas que aquelas presentes na matriz dos metaconglomerados, medindo de 180 a ~ 500 μm . Essas partículas apresentam constituição frágil e se mostram parcialmente recobertas por películas de óxidos de ferro. São predominantemente placoides (Fig. 21) e exibem superfícies moderada a fortemente rugosas e bordas subangulosas a angulosas. Partículas levemente encurvadas e/ou com sulcos ocorrem subordinadamente (Fig. 21B e C) e inclusões não foram observadas.

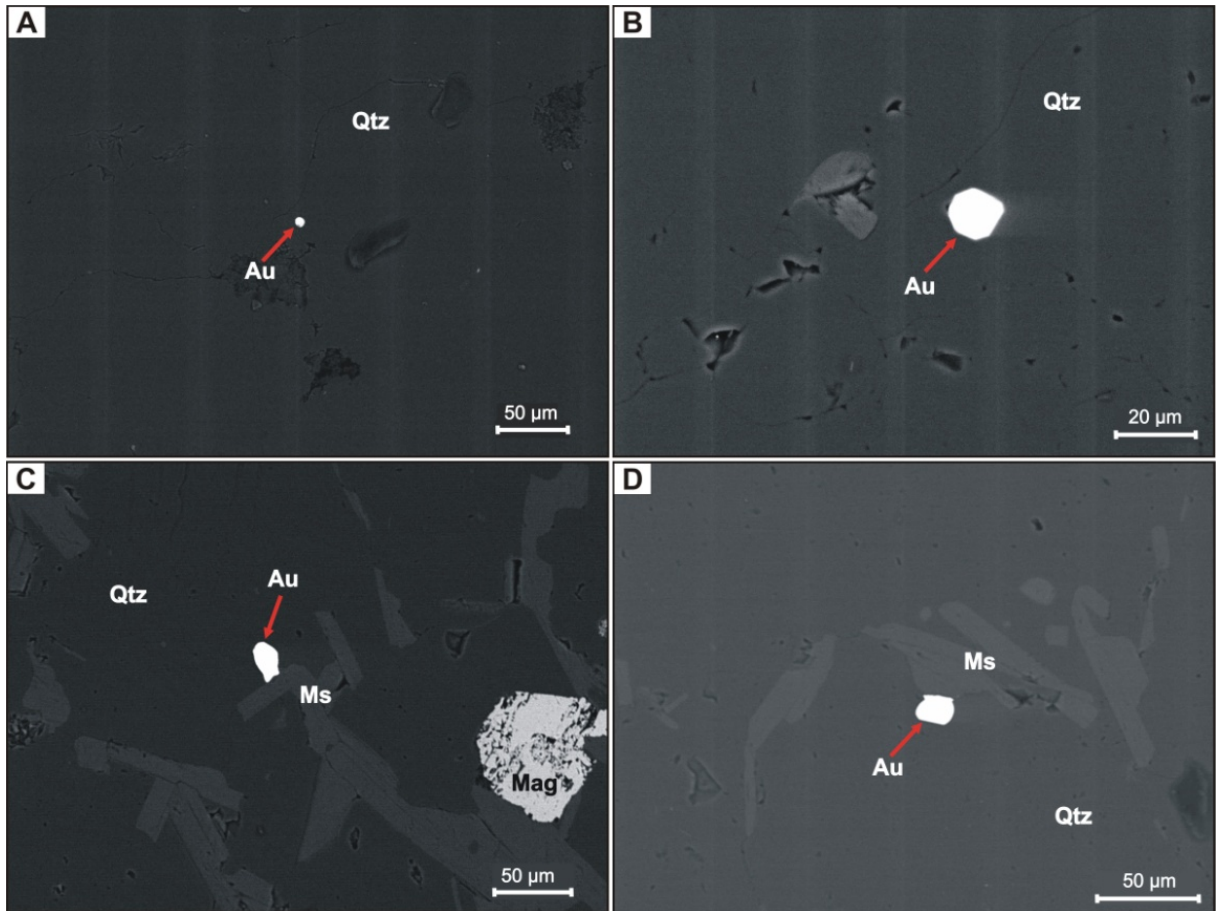


Figura 17 – Imagens por elétrons retroespalhados mostrando os modos de ocorrência e a morfologia de partículas de ouro presentes na matriz dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos. (A) e (B) Partículas de ouro no interior de grãos de quartzo; (C) e (D) Partículas de ouro intergranulares, em contato com lamelas de muscovita. Notar em todas as imagens que as partículas de ouro apresentam bordas arredondadas a subarredondadas. Qtz: quartzo; Ms: muscovita; Au: ouro.

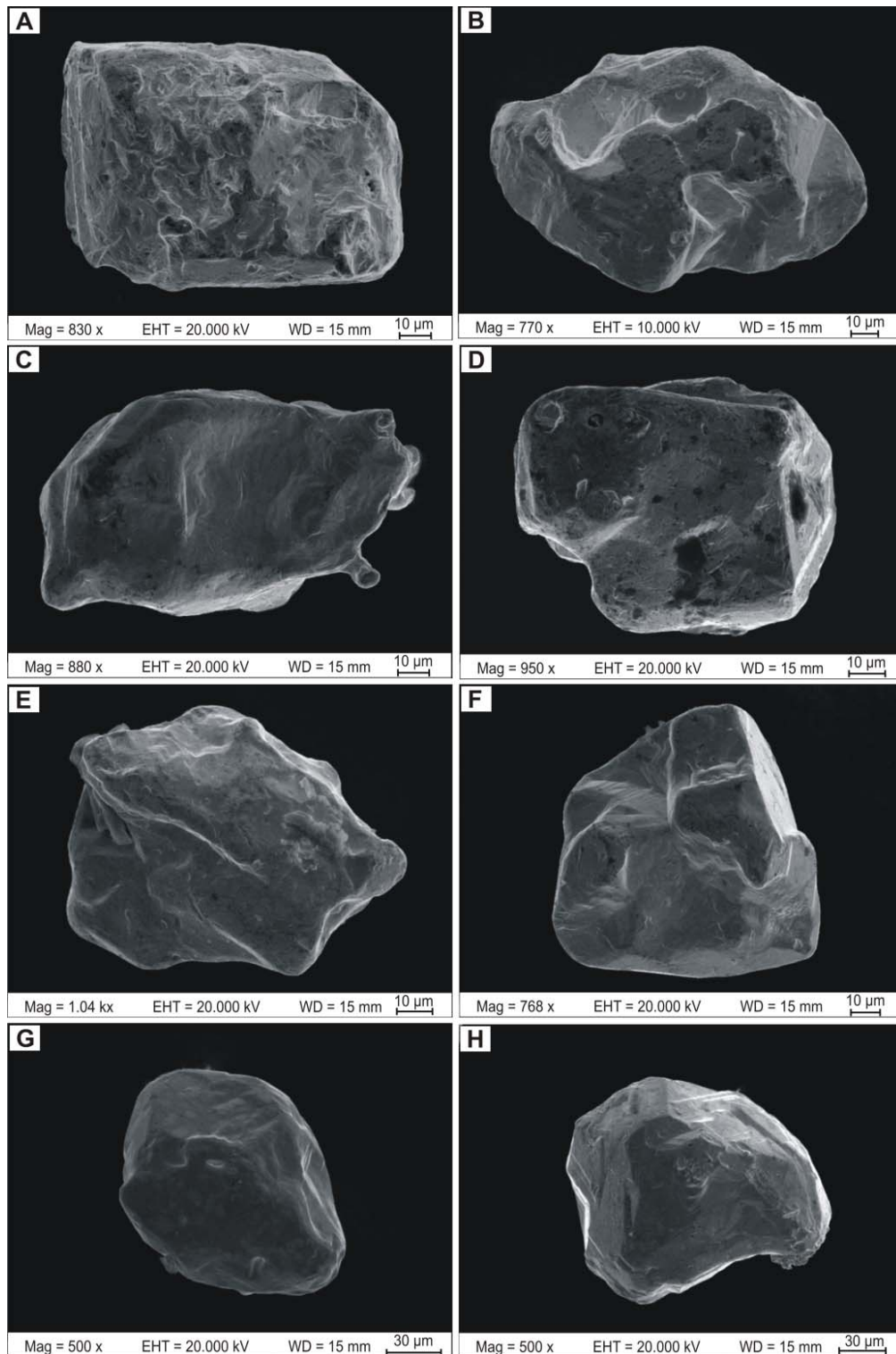


Figura 18 – Imagens por elétrons secundários mostrando a morfologia de partículas de ouro presentes na matriz dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos. (A) a (D) Partículas aproximadamente retangulares e elipsoidas com bordas arredondadas a subarredondadas. Notar o predomínio de superfícies lisas a moderadamente rugosas; (E) a (H) Partículas subarredondadas a arredondadas. Notar as superfícies lisas a levemente rugosas.

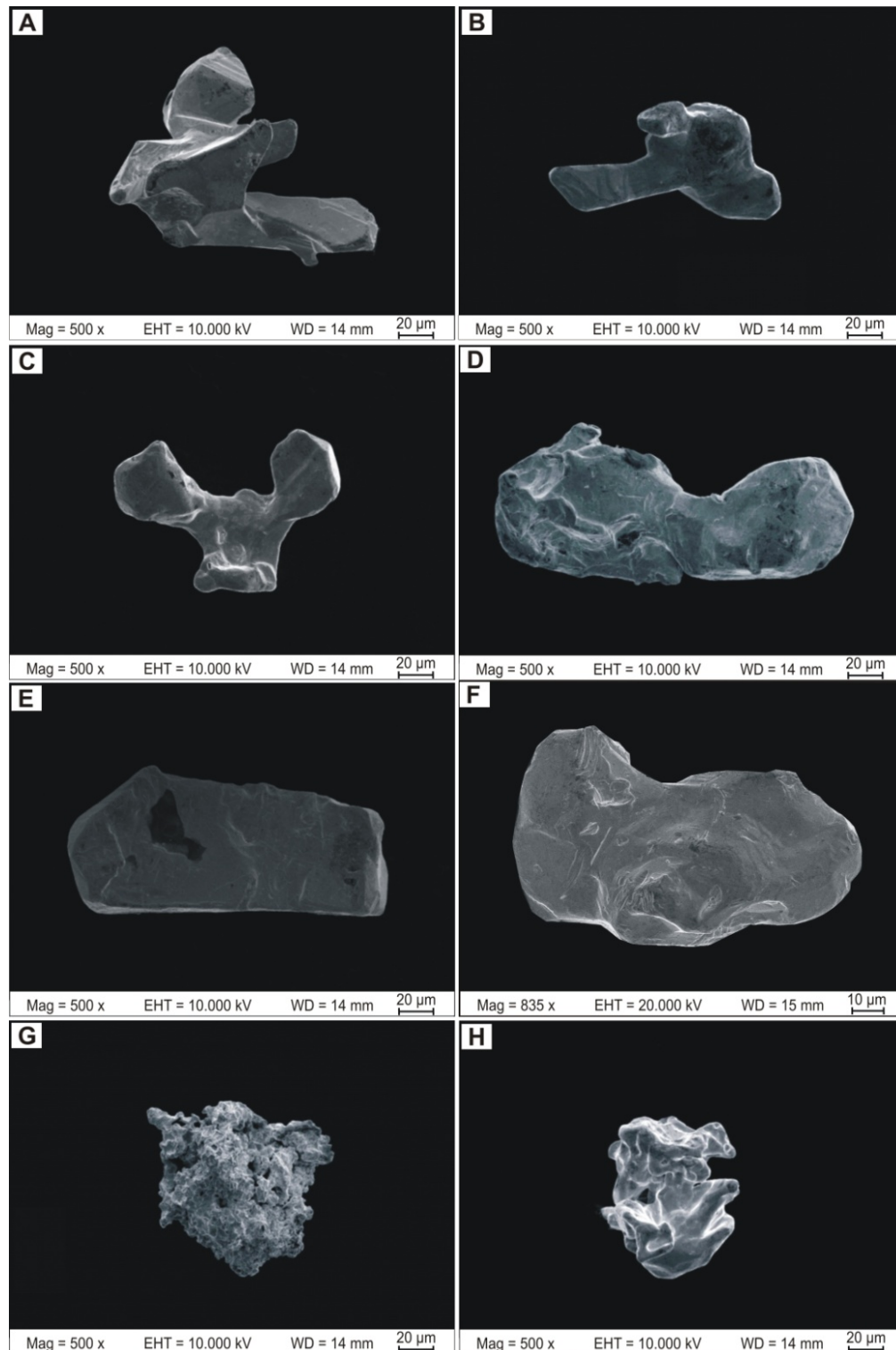


Figura 19 – Imagens por elétrons secundários mostrando a morfologia de partículas de ouro presentes na matriz dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos. **A)** a **C)** Partículas de formato irregular, com bordas arredondadas a subangulosas; **(D)** a **(F)** Partículas aproximadamente retangulares, com bordas arredondadas a subarredondadas e superfícies lisas a levemente rugosas; **(G)** e **(H)** Partículas com textura esponjosa.

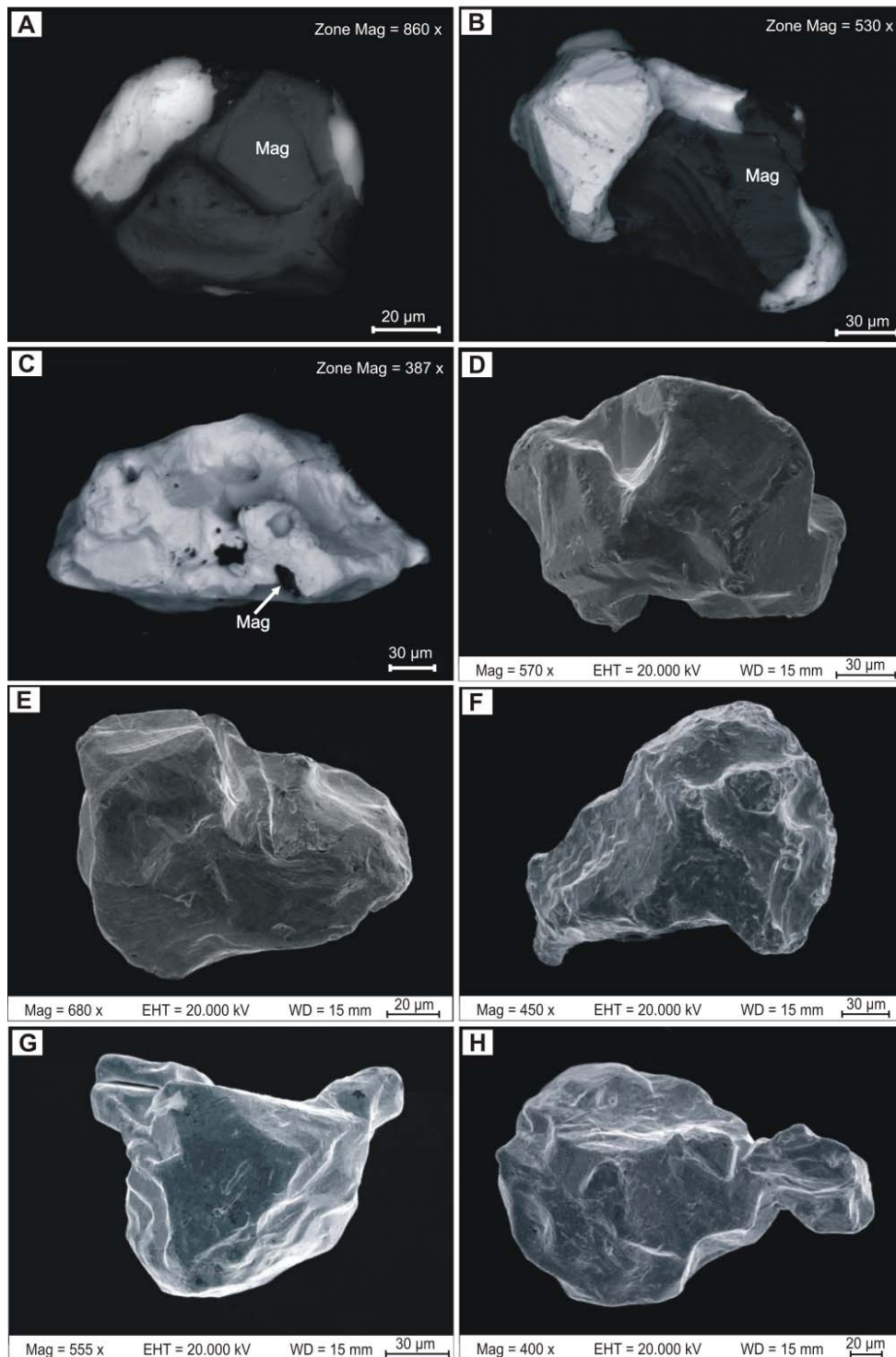


Figura 20 – Imagens por elétrons retroespalhados (A, B e C) e secundários (D a H) mostrando a morfologia de partículas de ouro presentes na matriz dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos. **A)** Partícula arredondada de ouro associada à magnetita; **(B)** Partícula de ouro associada à magnetita. Notar a forma cristalina reliquiária na porção superior da partícula; **(C)** Partícula de ouro com inclusão de magnetita. Notar a superfície lisa, com alguns sulcos e várias cavidades; **(D)** a **(H)** Partículas arredondadas a subarredondadas com superfícies leve a moderadamente rugosas.

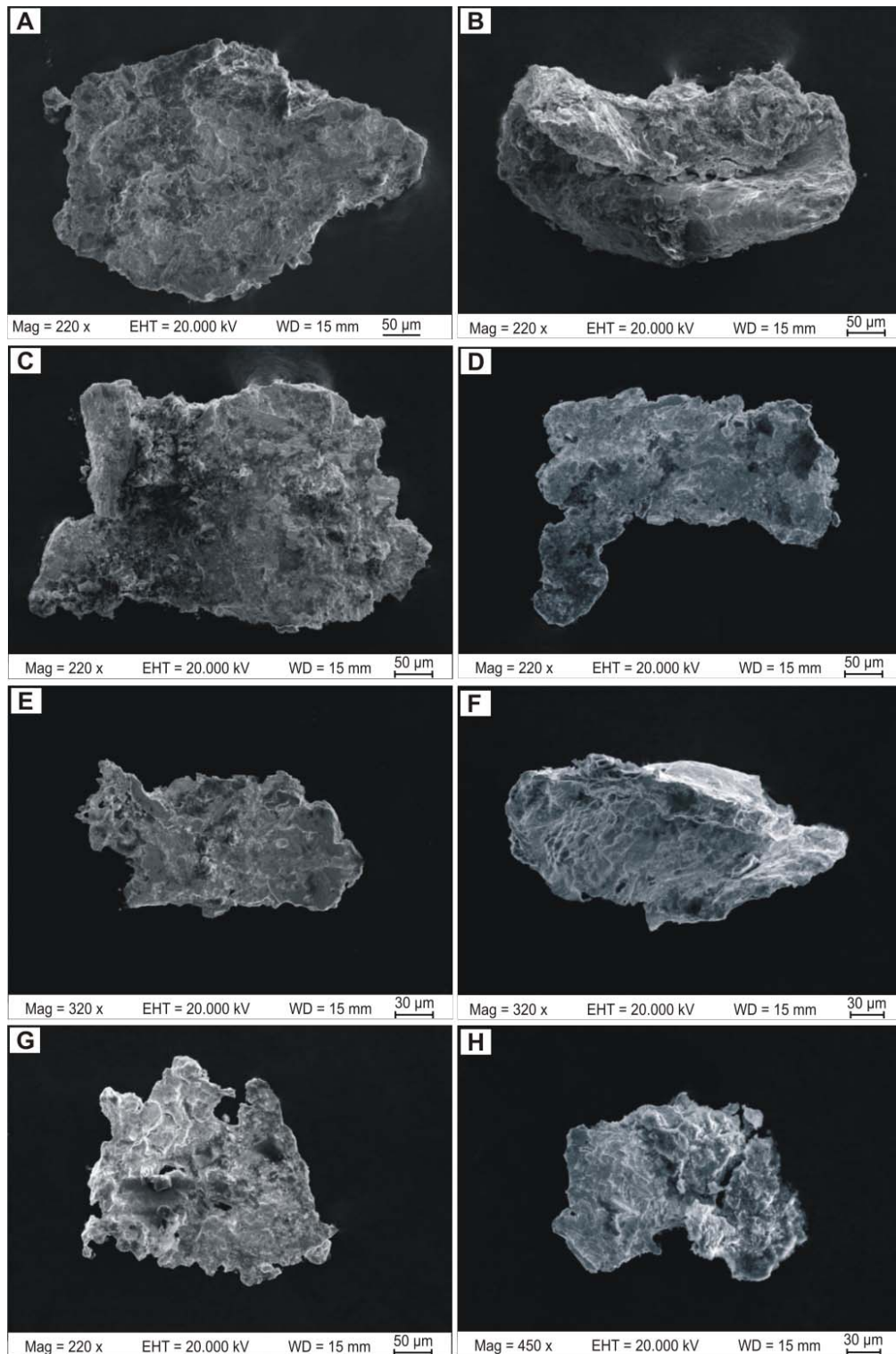


Figura 21 – Imagens por elétrons secundários mostrando a morfologia de partículas de ouro presentes em planos de fraturas de metarenitos do depósito Castelo de Sonhos. **A) a H)** Partículas placoides, com bordas subangulosas a angulosas e superfícies moderadas a fortemente rugosas.

8 QUÍMICA MINERAL DAS PARTÍCULAS DE OURO

Partículas de ouro presentes na matriz do metaconglomerado e em planos de fratura do metarenito foram analisadas por microsonda eletrônica, considerando os seguintes elementos: Au, Ag, Zn, Pb, Bi, Te, Cd, Cu, Sb, Hg, Ni, Pd e Pt (Tabela 1).

De modo geral, as partículas mostraram composição química homogênea e razões Au/Ag elevadas. O teor de Au variou de 94 a 99%, o teor de Ag de < 1,0 a 4,73% e os demais elementos apresentaram teor << 1,0%. No entanto, uma diferença significativa é que as partículas de ouro provenientes da matriz do metaconglomerado apresentaram os maiores teores relativos de Ag, quase sempre > 1,0% e chegando até 4,73%. Já as partículas de ouro das fraturas do metarenito apresentaram teores de Ag sempre << 1,0%. Contudo, seria necessário analisar um número maior de partículas de ouro presentes em planos de fratura para confirmar essa tendência. O número reduzido de partículas analisadas fornece apenas uma indicação, que precisaria de confirmação estatística, de que o ouro presente em fraturas é mais empobrecido em Ag e, portanto, apresenta razões Au/Ag ainda mais elevadas que o ouro presente na matriz dos metaconglomerados.

Sempre que possível, foram analisados dois pontos em cada partícula, para verificar possíveis diferenças composicionais entre centro e borda. Os resultados obtidos para as partículas de ouro de ambas as amostras mostraram diferenças muito pequenas em relação à composição do centro e da borda das partículas, e essas diferenças não seguem um padrão, havendo tanto partículas que mostram o centro ligeiramente mais enriquecido em ouro quanto partículas em que a borda é levemente mais enriquecida.

Tabela 1 – Composição química do ouro presente em metaconglomerados (SG-34) e metarenitos (SG-32) do depósito Castelo de Sonhos.

(Continua)

Grão	Zn (%)	Pb (%)	Bi (%)	Te (%)	Cd (%)	Co (%)	Cu (%)	Sb (%)	Hg (%)	Ni (%)	Ag (%)	Pd (%)	Au (%)	Pt (%)	Total (%)
Amostra	SG-34														
M1.14 B	*	*	*	*	*	*	*	0,01	0,11	0,01	1,16	*	98,61	*	99,99
M1.5 C	*	*	*	0,01	0,01	*	*	0,04	0,42	0,02	0,77	0,02	98,68	*	99,97
M1.8 C	*	*	*	*	0,02	*	*	*	0,19	*	1,65	0,06	98,13	*	100,05
M1.11 C	*	*	*	0,01	0,03	0,03	*	*	0,49	*	1,41	0,02	96,99	*	98,98
M1.10 C	*	*	*	0,02	*	*	*	*	0,16	*	1,11	0,03	98,67	*	99,99
M1.10 B	*	*	*	0,04	*	*	*	0,14	*	0,01	1,79	0,01	97,74	0,03	99,76
M1.6 C	*	*	*	*	0,02	0,01	*	*	*	*	1,85	0,02	97,00	0,02	98,92
M1.6 B	*	*	*	*	0,02	0,01	0,02	0,05	0,15	0,02	1,97	0,00	96,87	*	99,11
M1.13 C	*	*	*	*	*	*	*	0,06	0,12	*	1,27	0,05	96,54	*	98,04
M1.13 B	*	*	*	*	0,03	*	*	0,08	0,37	*	1,60	0,03	96,63	0,01	98,75
M1.1 C	*	*	0,11	*	*	*	0,10	0,04	0,11	0,02	1,29	0,01	98,15	*	99,83
M1.1 B	*	*	*	0,04	0,04	0,02	*	0,26	*	*	2,49	0,04	95,79	*	98,68
M1.2 C	*	*	*	0,02	*	0,03	0,02	*	0,23	*	1,03	0,04	96,73	0,05	98,15
M1.2 B	*	*	*	*	0,03	0,01	*	0,29	0,42	*	1,38	0,01	98,07	*	100,21
M1.3 C	*	*	*	0,03	0,04	0,02	*	0,22	0,21	*	0,56	*	98,75	*	99,83
M2.H C	*	*	0,02	0,01	*	*	*	0,20	*	*	1,04	*	99,61	*	100,88
M2.H B	*	*	*	0,04	*	*	*	0,27	0,44	*	1,17	0,06	99,46	*	101,44
M2.C C	*	*	*	0,02	0,04	*	*	*	0,27	*	3,14	0,03	98,38	*	101,88
M2.C.B	*	*	*	0,07	0,04	*	*	0,32	0,36	*	2,93	*	97,54	*	101,26
M2.A B	*	*	*	0,04	0,03	0,03	*	*	0,39	*	0,86	*	99,92	0,02	101,29
M2.4 C	*	*	*	0,02	*	*	*	0,11	0,33	*	0,40	*	96,91	*	97,77
M2.10 C	*	*	*	*	0,06	0,01	*	*	0,19	*	1,77	0,05	99,37	*	101,45
M2.10 B	*	*	*	*	0,02	0,01	*	*	0,09	0,02	2,14	0,01	99,14	*	101,43
M2.B C	*	*	*	0,03	0,02	*	*	*	0,14	0,03	2,75	*	99,06	*	102,03
M3.1 C	*	*	*	*	*	0,02	*	*	0,40	*	1,05	0,02	97,26	*	98,75
M3.1 B	*	*	*	*	*	*	*	0,05	0,48	*	1,83	0,01	97,26	*	99,63
M3.6 C	*	*	*	*	0,04	0,01	*	*	0,27	*	2,47	0,04	94,86	0,02	97,71

Grão	Zn (%)	Pb (%)	Bi (%)	Te (%)	Cd (%)	Co (%)	Cu (%)	Sb (%)	Hg (%)	Ni (%)	Ag (%)	Pd (%)	Au (%)	Pt (%)	Total (%)
Amostra	SG-34	(Continuação)													
M3.8 C	*	*	*	*	0,07	0,03	*	0,20	0,11	*	1,25	0,03	97,72	*	99,41
M3.8 B	*	*	*	*	*	*	*	*	0,17	0,01	1,51	0,04	96,46	*	98,19
M3.12 C	*	*	*	0,03	*	0,02	*	0,04	0,23	*	1,15	0,02	98,19	*	99,68
M3.13 C	*	*	*	0,04	0,01	*	*	*	*	*	1,23	0,04	97,23	*	98,55
M3.13 B	*	*	*	*	*	*	*	0,04	0,55	*	1,77	0,02	97,82	*	100,20
M3.7 B	*	*	*	0,04	*	*	*	*	0,16	0,01	1,38	0,06	96,45	0,02	98,12
M3.5 C	*	*	*	0,01	*	0,01	*	0,27	0,38	*	1,24	0,01	99,52	*	101,44
M3.5 B	*	*	*	0,02	*	*	*	*	0,35	*	1,79	*	96,14	*	98,30
M3.2 C	*	*	0,05	0,03	*	0,02	*	*	*	*	0,71	*	98,79	*	99,60
M3.2 B	*	*	*	0,04	*	*	*	0,27	0,24	0,02	1,04	0,02	96,23	*	97,86
M3.3 B	*	*	0,02	*	*	0,02	*	0,14	0,06	*	0,71	0,05	97,73	*	98,73
M3.4 C	*	*	*	*	0,02	*	*	0,03	0,17	0,05	1,15	0,03	99,48	*	100,93
M3.9 B	*	*	*	0,01	*	*	*	*	0,32	*	0,64	*	99,03	*	100,00
M3.11 C	*	*	*	0,01	*	*	*	0,22	*	*	0,70	0,02	98,95	*	99,99
M3.11 B	*	*	*	0,01	0,04	0,03	*	*	0,06	*	2,08	0,02	97,59	*	99,83
M4.J C	*	*	*	0,01	*	*	*	0,06	0,17	*	3,52	0,01	96,22	0,06	100,05
M4.N C	*	*	*	*	0,02	0,01	*	0,30	0,20	0,03	0,74	0,03	98,75	0,01	100,06
M4.N B	*	*	*	0,01	0,02	*	*	*	0,16	*	0,79	*	99,42	*	100,40
M4.M B	0,02	*	*	*	0,06	0,01	*	*	0,41	*	2,76	*	96,16	0,01	99,41
M4.M C	*	*	*	0,03	*	0,04	*	0,28	0,06	0,02	2,69	0,04	97,89	*	101,05
M4.L C	*	*	*	*	*	0,01	*	*	0,31	*	2,85	0,04	95,55	*	98,78
M4.L B	*	*	*	*	*	*	*	0,13	0,29	*	3,14	0,03	96,62	*	100,21
M4.R B	*	*	0,02	0,04	0,03	0,01	*	*	*	*	2,36	0,03	96,96	0,01	99,46
M4.R C	*	*	*	*	*	*	0,07	*	0,14	*	4,00	0,03	95,92	*	100,16
M4.S C	*	*	*	0,03	*	*	*	*	0,13	*	1,39	0,04	98,97	*	100,56
M4.S B	0,28	*	*	*	0,04	0,02	0,02	0,05	0,35	*	3,47	0,05	95,75	*	100,03
M5.10 B	0,02	*	*	*	*	*	*	0,17	0,25	*	0,08	0,06	98,52	*	99,10
M5.Y2 C	*	*	*	*	0,05	0,01	*	0,01	0,53	*	4,07	0,01	95,61	*	100,29
M5.Y2 B	*	*	*	0,01	0,01	0,04	*	0,04	0,05	*	0,75	*	97,18	0,01	98,09
M5.W B	*	*	*	0,02	0,04	*	*	0,28	0,20	*	1,18	0,04	98,54	*	100,30
M5.13 C	*	*	*	0,02	*	*	*	*	0,06	*	*	0,05	98,33	*	98,46

Grão	Zn (%)	Pb (%)	Bi (%)	Te (%)	Cd (%)	Co (%)	Cu (%)	Sb (%)	Hg (%)	Ni (%)	Ag (%)	Pd (%)	Au (%)	Pt (%)	Total (%)
Amostra	SG-34	(Continuação)													
M6.15 C	*	*	*	0,01	0,03	0,01	*	*	0,73	*	3,96	*	95,82	*	100,56
M6.15 B	*	*	*	*	0,02	0,01	*	*	0,14	0,02	3,83	*	95,46	0,02	99,50
M9.1 B	*	*	*	0,01	*	0,02	*	*	0,03	*	0,49	0,02	98,50	*	99,07
M9.2 C	*	*	*	0,02	*	*	*	*	0,39	*	1,15	0,01	98,79	*	100,36
M9.2 B	*	*	*	0,04	*	*	*	0,12	*	*	1,21	0,03	99,42	*	100,82
M9.3 C	*	*	*	*	*	*	*	0,04	*	*	1,12	0,01	99,59	*	100,76
M9.4 B	*	*	*	0,07	*	*	*	*	0,37	0,01	0,39	0,01	99,59	*	100,44
M9.5 B	*	*	*	0,06	*	0,02	*	0,03	0,21	*	1,28	0,01	99,00	*	100,61
M9.6 C	*	*	*	0,02	0,02	0,01	*	0,12	0,20	*	3,01	0,05	97,83	*	101,26
M9.6 B	*	*	*	*	0,01	0,02	*	*	0,16	*	2,91	0,06	97,74	*	100,90
M9.7 B	*	*	*	0,03	*	0,01	*	0,10	0,25	*	1,02	0,03	98,26	*	99,70
M9.8 C	*	*	*	0,01	*	*	*	*	0,34	0,03	0,88	0,02	98,87	0,04	100,19
M9.9 C	*	*	*	*	0,08	0,02	*	0,05	0,14	*	3,53	0,02	97,00	*	100,84
M9.9 B	*	*	0,05	*	*	0,01	*	0,04	*	*	3,20	0,05	96,15	0,05	99,55
M9.10 B	*	*	*	*	0,08	*	*	0,32	0,35	*	1,92	0,02	99,30	*	101,49
M9.11 C	*	*	0,02	0,02	*	*	*	*	0,18	*	1,23	*	98,11	*	100,56
M9.12 B	*	*	*	0,02	0,04	0,05	*	0,19	0,31	*	1,01	0,04	99,07	*	100,73
M10.1 C	*	0,02	*	0,01	*	*	*	*	0,31	*	2,12	0,02	95,19	*	97,67
M10.1 B	*	*	*	0,03	0,02	0,02	*	0,03	*	*	2,31	0,02	96,98	0,04	99,45
M10.2 C	*	*	*	*	0,06	*	*	*	0,40	*	0,82	0,02	97,56	0,01	98,87
M10.3 B	*	*	*	0,02	0,01	*	*	*	*	*	2,15	0,05	98,22	0,01	100,46
M10.5 C	*	*	*	0,08	0,09	0,02	*	0,04	0,41	*	2,91	0,03	95,62	*	99,20
M10.5 B	*	*	0,03	0,05	0,01	0,01	*	0,20	0,11	*	2,85	0,05	96,12	*	99,43
M10.6 C	*	*	*	0,10	0,02	0,01	*	*	0,36	*	3,21	0,01	94,22	*	97,93
M10.6 B	*	*	*	*	0,06	0,02	*	*	0,56	*	3,13	0,03	96,50	*	100,30
M10.7 C	*	*	*	*	0,01	0,02	*	*	0,58	*	0,45	*	97,92	*	98,98
M10.7 B	*	*	*	*	*	*	*	0,17	0,22	*	1,52	0,06	97,93	0,01	99,91
M10.8 C	*	*	*	*	*	*	*	0,28	0,48	0,04	0,28	*	98,70	0,05	99,83
M10.9 C	*	*	*	*	0,01	0,04	*	0,02	0,33	*	0,73	0,01	98,75	*	99,89
M12.1 C	*	*	*	0,01	*	0,02	*	*	0,55	0,01	0,51	0,03	99,19	*	100,32
M12.1 B	*	*	*	0,03	0,05	*	*	*	0,48	*	0,58	0,04	97,86	*	99,04
M13.1 B	*	*	*	0,02	*	0,01	*	*	0,12	*	1,31	0,06	99,79	*	101,31

Grão	Zn (%)	Pb (%)	Bi (%)	Te (%)	Cd (%)	Co (%)	Cu (%)	Sb (%)	Hg (%)	Ni (%)	Ag (%)	Pd (%)	Au (%)	Pt (%)	Total (%)
<i>Amostra</i>	<i>SG-32</i>	<i>(Continuação)</i>													
M7.3 B	*	*	*	0,02	*	*	*	*	0,35	*	*	0,01	98,36	0,08	98,82
M7.7 C	*	*	*	0,03	0,01	*	*	*	0,26	*	*	0,04	99,48	*	99,82
M7.7 B	*	*	*	0,05	*	*	*	0,07	0,14	*	0,04	0,04	100,62	0,04	101,00
M7.1 B	*	*	*	*	*	0,01	*	*	0,09	*	*	0,04	100,07	*	100,21
M7.6 B	*	0,04	*	0,02	*	*	*	*	0,09	*	*	0,05	99,46	*	99,66
M7.5 B	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,09	99,46	*	99,55
M7.4 B	*	*	*	0,01	*	*	*	*	0,52	*	*	0,10	100,76	*	101,39
M7.4 C	*	*	*	0,01	*	*	*	0,27	0,21	*	*	1,52	95,94	0,54	98,49
M8.2 B	*	*	0,01	*	0,05	*	*	0,04	0,19	0,01	0,01	*	98,42	0,01	98,74
M8.2 C	*	*	*	*	*	0,02	*	*	0,14	*	0,07	0,06	100,02	*	100,31
M8.9 B	*	*	*	0,01	*	*	0,04	*	0,46	*	0,03	0,02	98,90	*	99,46
M8.8 C	*	*	*	0,02	0,09	0,01	*	*	*	*	0,02	0,10	99,29	0,02	99,55

* abaixo do limite de detecção; C: centro; B: borda.

9. Artigo científico submetido ao Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi – Ciências Naturais.

Rochas intrusivas na bacia paleoproterozoica Castelo dos Sonhos, Cráton Amazônico: geocronologia, aspectos geoquímicos e implicações para litoestratigrafia, limite entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu e idade da mineralização no depósito aurífero Castelo de Sonhos

Rocks intrusive into the paleoproterozoic Castelo dos Sonhos basin, Amazonian Craton: geochronology, geochemical aspects, and implications for lithostratigraphy, the boundary between the Tapajós and Iriri-Xingu domains, and mineralization age at the Castelo de Sonhos gold deposit

Joana D’Arc da Silva Queiroz¹, Evandro Luiz Klein^{2,1}, Joseneusa Brilhante Rodrigues³

1 – GPGE – Grupo de Pesquisa em Geologia Econômica, PPGG – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências

2 – CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Divisão de Geologia Econômica, Av. Dr. Freitas, 3645, Belém-PA, CEP: 66095-110

3 – CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Departamento de Recursos Minerais, Av. SGAN Q603, conj. J., parte A, Brasília, DF, CEP: 70830-030

Resumo

A Formação Castelo dos Sonhos (<2080 Ma), situada na região limítrofe entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu, na porção centro-sul do Cráton Amazônico, corresponde a uma sequência metassedimentar siliciclástica em que se destacam metaconglomerados, nos quais está hospedado o minério aurífero singenético (*paleoplacer*) do depósito Castelo de Sonhos. A sequência metassedimentar da Formação Castelo dos Sonhos foi intrudida por rochas subvulcânicas (dacito porfírico) e plutônicas (granitoides), para as quais foi identificada afinidade cálcio-alcalina a alcalina e idades de cristalização de 2011 ± 6 , 1978 ± 6 e 1918 ± 9 Ma. Estas idades relacionam a geração dessas rochas a três a quatro eventos magmáticos distintos, que no Domínio Tapajós encontram correspondentes temporais no Complexo Cuiú-Cuiú (2033-2005 Ma), na Formação Comandante Arara (2020-2012 Ma), na Suíte Intrusiva Creporizão (1998-1957 Ma e na Suíte Intrusiva Tropas (1907-1892 Ma).

Contudo, apesar da relação temporal, os padrões geoquímicos das rochas estudadas não encontram correspondência direta com as unidades plutônicas félsicas citadas. Ainda assim, o fato de a Formação Castelo dos Sonhos ter sido intrudida por rochas temporalmente relacionadas a unidades do Domínio Tapajós é uma evidência de sua relação temporal e espacial, provavelmente estratigráfica, com esse domínio. Os dados geocronológicos obtidos permitiram ainda que fosse determinada em 2011 ± 6 Ma a idade mínima da sedimentação da Formação Castelo dos Sonhos e da mineralização aurífera singenética nela hospedada.

Palavras-chave: Cráton Amazônico; Tapajós; Iriri-Xingu; U-Pb, Geoquímica, *Paleoplacer*, Granitoides.

Abstract

The Castelo dos Sonhos Formation (<2080 Ma), located at the boundary between the Tapajós and Xingu-Iriri tectonic domains, in the central-south sector of the Amazonian Craton, is a siliciclastic metasedimentary sequence in which metaconglomerates stand out as the host of the paleoplacer gold mineralization at Castelo de Sonhos deposit. The Castelo dos Sonhos basin was intruded by subvolcanic (dacite porphyry) and plutonic (granitoids) rocks that show calc-alkaline to alkaline affinities and crystallization ages of 2011 ± 6 , 1978 ± 6 and 1918 ± 9 Ma. These ages represent three to four distinct magmatic events and relate the studied rocks in time to four major units from Tapajós Domain: the Cuiú-Cuiú Complex (2033-2005 Ma), the Comandante Arara Formation (2020-2012 Ma), the Creporizão Intrusive Suite (1998-1957 Ma), and the Tropas Intrusive Suite (1907-1892Ma). Despite the temporal correspondence, the geochemical data find no direct correspondence with the felsic plutonic units cited above. Notwithstanding, the intrusion relationship between some of the studied rocks and the metasedimentary rocks of the Castelo dos Sonhos Formation establishes a possible stratigraphic relationship between this formation and the Tapajós Domain. Moreover, the geochronological data also allowed us to determine for the Castelo dos Sonhos Formation a minimum sedimentation age of 2011 ± 6 Ma, which also represents the age of the paleoplacer gold mineralization at Castelo de Sonhos deposit.

Keywords: Amazonian Craton; Tapajós; Iriri Xingu; Paleoplacer Gold, U-Pb, Geochemistry, Granitoids.

1. Introdução

A Formação Castelo dos Sonhos (Yokoi *et al.*, 2001) é constituída por uma sequência metassedimentar que aflora na porção sudoeste do estado do Pará, na região limítrofe entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu do Cráton Amazônico (Fig. 22). Por estar situada em uma região limítrofe entre domínios tectônicos, esta unidade, que hospeda o depósito aurífero Castelo de Sonhos, tem sido incluída tanto no Domínio Iriri-Xingu quanto no Domínio Tapajós, o que a introduz e a torna relevante na discussão sobre a (re)definição de limites entre domínios/províncias tectônicas no Cráton Amazônico, uma discussão antiga que vem ganhando relevo com novos dados obtidos em trabalhos recentes (Amaral 1974; Tassinari & Macambira 1999; Santos 2003; Tassinari & Macambira 2004; Juliani *et al.* 2013; Guimarães *et al.* 2014; Vasquez *et al.* 2008a, 2013, 2014, entre outros).

Idades de 2083 Ma (U-Pb SHRIMP – Santos, 2003) e 2080 Ma (U-Pb LA-ICP-MS – Klein *et al.*, 2014) em zircão detrítico marcam o intervalo máximo de sedimentação para a Formação Castelo dos Sonhos, que também revelou populações de cristais com idades variadas, do Riáciano ao Arqueano. A idade máxima de sedimentação em torno de 2,08 Ga e a suposta ausência de contribuição vulcânica levaram Vasquez *et al.* (2008b) a sugerir que a deposição da formação se deu antes do abundante vulcanismo Orisiriano do Domínio Tapajós (2,0 a 1,98 Ga – Formação Vila Riozinho), isto é, a Formação Castelo dos Sonhos seria mais antiga do que as rochas conhecidas no Domínio Tapajós e as fontes dos sedimentos viriam do nordeste (Domínio Bacajá) e leste (Domínios Carajás e Rio Maria) da área de exposição da bacia (Santos, 2003). Em vista disto, Vasquez *et al.* (2008b) posicionaram a formação no Domínio Iriri-Xingu.

Sondagens realizadas em vários setores da Formação Castelo dos Sonhos por empresas que prospectam o depósito aurífero nela hospedado revelaram que alguns dos corpos graníticos que lá ocorrem são intrusivos nesta unidade. O estudo geocronológico desses granitoides, portanto, permite uma melhor definição do tempo de deposição dos sedimentos da formação e, também, comparação com unidades já conhecidas. Assim, este estudo, realizado em nível de reconhecimento, apresenta características petrográficas e geoquímicas gerais e idades de cristalização (U-Pb em zircão, por LA-ICP-MS e SHRIMP) dos granitoides intrusivos na Formação Castelo de Sonhos. São sugeridas relações temporais entre os granitoides estudados e unidades estratigráficas conhecidas no Domínio Tapajós. Além disso, é apresentada uma idade mínima para a sedimentação da Formação Castelo dos Sonhos e, conseqüentemente, para a mineralização aurífera nela hospedada. Com isso, espera-

se contribuir para um melhor entendimento da geologia da porção sul do Cráton Amazônico, com possíveis implicações na manutenção ou redefinição do limite tectônico entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu.

2. Contexto Geológico Regional

Os domínios Tapajós e Iriri-Xingu (Fig. 22) compõem, respectivamente, as províncias Tapajós-Parima (2,03-1,86 Ga) e Amazônia Central (1,90-1,86 Ga), conforme a proposta de compartimentação do Cráton Amazônico de Santos (2003). O Domínio Tapajós ocupa a porção central da Província Tapajós-Parima e é limitado a leste pelo Domínio Iriri-Xingu, situado na porção meridional da Província Amazônia Central (Vasquez *et al.*, 2008a).

Em linhas gerais, o Domínio Tapajós é composto por raras rochas metavulcanossedimentares, gnaisses e várias gerações de granitoides e rochas vulcânicas relacionadas a possível ambiente de arco magmático, suítes plutônicas tardi a pós-orogênicas, rochas gabbroicas intracontinentais, além de uma associação vulcano-plutônica intracontinental e coberturas sedimentares de rifte continental (Vasquez *et al.*, 2008a). Os granitoides tidos como de arco magmático apresentam idades modelo T_{DM} paleoproterozoicas (2,09 a 2,16 Ga) e os valores positivos de ϵNd (+2,6 a +1,8) indicam contribuição de material juvenil em sua origem. As idades modelo T_{DM} e os valores fracamente negativos de ϵNd das rochas vulcânicas mais antigas ($T_{DM} = 2,49$ a $2,28$ Ga; $\epsilon Nd = -1,09$ a $-3,71$) e dos granitoides tardiorogênicos ($T_{DM} = 2,41$ a $2,26$ Ga; $\epsilon Nd = -1,03$ a $-2,68$) demonstram pequena contribuição de crosta mais antiga (Vasquez *et al.*, 2008a). Para as rochas vulcânicas mais jovens as idades modelo e valores de ϵNd ($T_{DM} = 2,44$ a $2,30$ Ga; $\epsilon Nd = -2,26$ a $-3,05$) indicam fontes crustais paleoproterozoicas (Lamarão *et al.*, 2005).

Por outro lado, o Domínio Iriri-Xingu é formado predominantemente por uma associação vulcano-plutônica, além de sequências sedimentares de rifte continental. Idades modelo T_{DM} e valores de ϵNd representativos das rochas vulcânicas ($T_{DM} = 2,60$ a $3,13$ Ga; $\epsilon Nd = -6,3$ a $-11,6$) e dos granitoides relacionados ($T_{DM} = 2,55$ a $3,25$ Ga; $\epsilon Nd = -5,35$ a $-12,2$) revelaram significativa contribuição crustal arqueana (Teixeira *et al.*, 2002; Sato & Tassinari, 1997).

Esses contrastes na assinatura isotópica das rochas relacionadas aos domínios Tapajós e Iriri-Xingu foram o principal critério usado para traçar o limite que os separa. Entretanto, o limite que vigora atualmente não está claramente definido, em razão da carência de dados geocronológicos, geoquímicos e ausência de mapeamento geológico em escala adequada e levantamentos aerogeofísicos de alta resolução na área. Além disso, vem sendo demonstrada

em trabalhos recentes (Vasquez *et al.*, 2014; Guimarães *et al.*, 2014) a ocorrência de rochas com idades e características similares às encontradas no Domínio Tapajós cada vez mais a leste, ultrapassando o limite com o Domínio Iriri-Xingu, o que fundamentaria a expansão do Domínio Tapajós nessa direção. Contudo, mais estudos fazem-se necessários para melhor delimitar esses segmentos crustais e ratificar essa tendência de continuidade de unidades do Domínio Tapajós, a fim de tornar mais preciso não só o traçado do limite que atualmente o separa do Domínio Iriri-Xingu, mas o do próprio limite estabelecido entre as províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central.

Em função da indefinição que ainda persiste em relação ao limite entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu, a Formação Castelo dos Sonhos (Fig. 23) é discutida em um tópico separado.

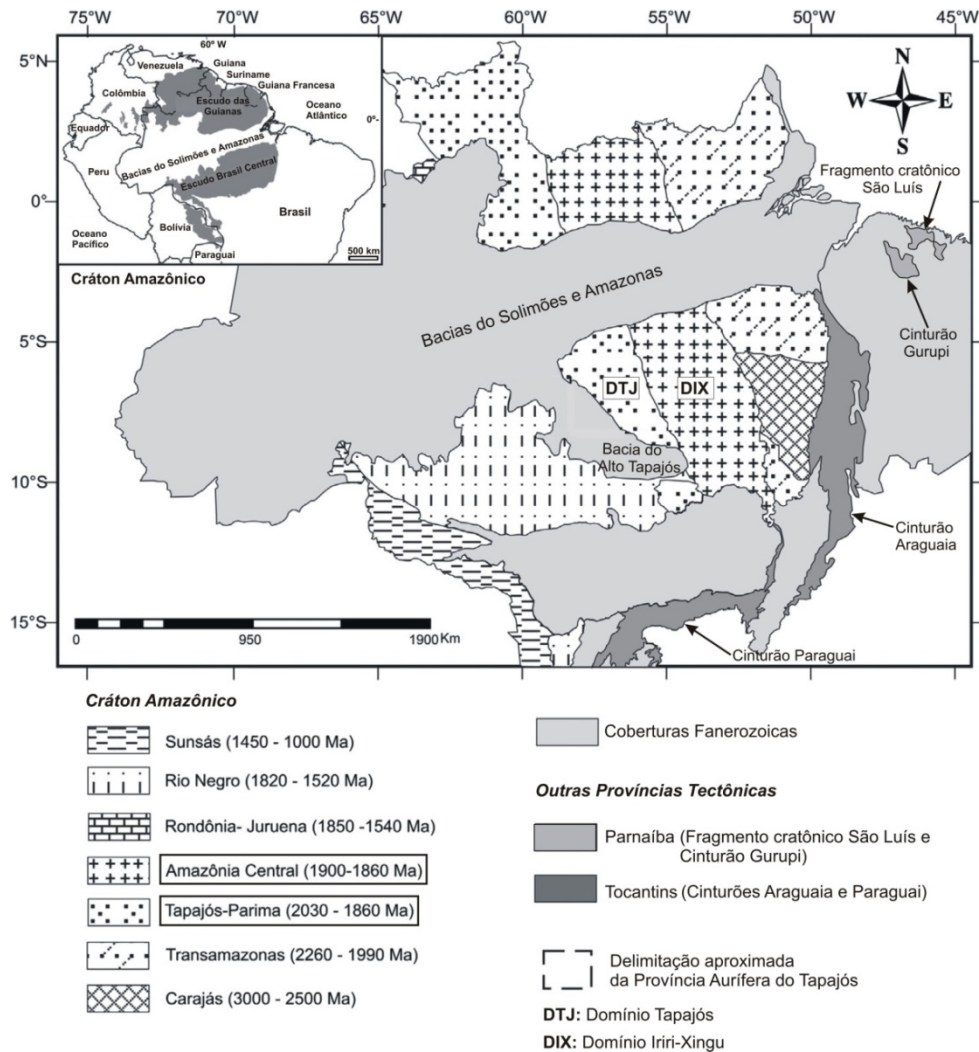


Figura 22 – Localização dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, de acordo com Santos (2003). Modificado de Vasquez *et al.* (2008a).

2.1 Domínio Tapajós

Os limites espaciais do Domínio Tapajós (Figs. 22 e 23) são praticamente coincidentes com os da Província Aurífera do Tapajós (PAT), situada na porção central do Cráton Amazônico (Fig. 22). A evolução geotectônica do Domínio Tapajós tem sido discutida de acordo com duas propostas principais. Por um lado, Santos *et al.* (2000, 2001, 2004) sugerem que houve acreção de cinco arcos magmáticos sucessivos, que teriam se formado durante dois eventos orogênicos (2040-1957Ma e 1906-1886 Ma), aos quais se seguiu um período pós-orogênico, entre 1881 Ma e 1769 Ma. Já Vasquez *et al.* (2008a) propõem a formação de um único arco magmático (Arco Cuiú-Cuiú, < 2,0 Ga), que teria colidido contra um núcleo cratônico situado a leste (representado pela Província Amazônia Central), durante um único evento orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú), ao qual se seguiu a geração de sucessivos pulsos magmáticos em ambiente tardi a pós-orogênico, e a implantação de riftes continentais em ambiente extensional, há aproximadamente 1,88 Ga.

De acordo com esta última proposta, a sequência metavulcanossedimentar do Grupo Jacareacanga (<2,01 Ga – Santos *et al.*, 2004) e o conjunto granito-gnáissico do Complexo Cuiú-Cuiú (2033-2005 Ma – Santos *et al.*, 2000, 2001) representam o Arco Cuiú-Cuiú.

De modo geral, o Grupo Jacareacanga é constituído por metargilitos, metagrauvascas, xistos, metabasaltos, quartzitos, formações ferríferas bandadas e metassilexitos. Essas rochas, metamorfisadas principalmente em condições de fácies xisto-verde, foram interpretadas como uma sequência turbidítica, intercalada com basaltos oceânicos e relacionada a bacias de retroarco e de fossa oceânica. De acordo com essa interpretação, os metabasaltos representariam o magmatismo primordial de fundo oceânico, associado à fase rifte, seguido pela sedimentação em fossa oceânica e bacias de retroarco, entre 2,1 e 2,01 Ga (Santos *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2004). No entanto, há poucos dados geológicos e geoquímicos que sustentem ou não essa interpretação.

O Complexo Cuiú-Cuiú reúne granitoides e ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, bandados e porfiroclásticos, com termos monzograníticos, quartzo dioríticos, quartzo monzodioríticos e dioríticos associados. Essas rochas contêm biotita e hornblenda, foram metamorfisadas em condições de fácies anfíbolito superior e hospedam, localmente, lentes de leucogranitos com muscovita, por vezes com granada, contendo também enclaves microgranulares de rochas máficas, metaultramáficas e raros enclaves de gnaisses pelíticos (Vasquez *et al.*, 2002; 2008b). Os granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú distinguem-se dos demais no Domínio Tapajós por sua assinatura cálcio-alcalina mais primitiva, típica de arcos

magmáticos relacionados à subducção de placa oceânica (Vasquez *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2004). A estreita associação espacial com as rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga, a ocorrência de estruturas de cavalgamento oblíquo, feições de migmatização e intrusões leucograníticas fraca a fortemente peraluminosas no Complexo Cuiú-Cuiú são apontados como evidências da colisão entre o Arco Magmático Cuiú-Cuiú e um núcleo cratônico a leste (Vasquez *et al.*, 2002). Corpos vulcânicos com idades similares foram interpretados como os equivalentes extrusivos dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú e reunidos na Formação Comandante Arara (2020-2012 Ma – Vasquez *et al.*, 2013), que reúne andesitos a riódacitos e depósitos piroclásticos e epiclásticos.

As rochas vulcânicas intermediárias a félsicas da Formação Vila Riozinho (2000-1998 Ma – Lamarão *et al.*, 2002), definidas na porção leste do Domínio Tapajós, apresentam assinatura cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica, típica de arcos magmáticos maduros. Considerando a afinidade geoquímica com ambiente de arco magmático e a ausência de sinais de metamorfismo ou deformação dúctil, Vasquez *et al.* (2008b) relacionaram essas rochas a uma etapa tardia da formação do Arco Cuiú-Cuiú. A oeste de sua área tipo, Vasquez *et al.* (2013) identificaram rochas vulcânicas com idades de 2002 Ma correlatas à Formação Vila Riozinho.

Os granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão (1997-1957 Ma – Vasquez *et al.*, 2000a; Santos *et al.*, 2001), representados por monzogranitos, sienogranitos, granodioritos, tonalitos e subordinados quartzo-monzodioritos, apresentam biotita como principal mineral máfico, podendo também conter hornblenda e titanita. Essas rochas foram afetadas por deformação dúctil heterogênea e mostram texturas ígneas ainda preservadas ou exibem foliação protomilonítica, chegando a desenvolver faixas centimétricas a métricas de milonitos (Vasquez *et al.*, 2000b,c; 2002; 2008b). Os granitoides Creporizão apresentam assinatura cálcio-alcálica mais evoluída que a dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú, e, para Vasquez *et al.* (2002, 2008b), sua origem está relacionada a uma fase tardia do evento colisional da formação do Arco Cuiú-Cuiú. Entretanto, Santos *et al.* (2004) questionam a ausência de associações de rochas típicas de ambientes colisionais, como leucogranitos peraluminosos e paragneisses, e relacionam a gênese desses granitoides à formação de um arco magmático mais jovem que o Arco Cuiú-Cuiú, o Arco Creporizão.

Outros granitoides com assinatura cálcio-alcálica a cálcio-alcálica de alto K, pós-orogênicos em relação à Orogênese Cuiú-Cuiú (Vasquez *et al.*, 2008a), foram reunidos nas suítes intrusivas Tropas (1907-1892 Ma – Santos *et al.*, 2001; 2004), constituída por tonalitos, quartzo-dioritos, granodioritos e monzogranitos (Ferreira *et al.*, 2004), e Parauari (1891-1879

Ma – Lamarão *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2000), em que predominam granodioritos e monzogranitos (Vasquez *et al.*, 2002)

O período de 1890 a 1870 Ma foi marcado por magmatismo félsico intracontinental relacionado à extensão crustal orosiriana pós-orogênica a anorogênica, que resultou na formação das rochas vulcânicas do Grupo Iriri (1890-1870 Ma – Dall’Agnol *et al.*, 1999; Moura *et al.*, 1999; Vasquez *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2001; Lamarão *et al.*, 2002).

Entre 1887 e 1881 Ma, o Domínio Tapajós é também marcado por significativo magmatismo máfico a intermediário intracontinental, que originou as rochas gabroicas cálcio-alcalinas de alto K da Suíte Intrusiva Ingarana (1887-1881 Ma – Vasquez *et al.*, 2000a; Santos *et al.*, 2004), além das rochas vulcânicas e subvulcânicas cálcio-alcalinas de alto K a shoshoníticas (Ferreira, 2000; Vasquez & Ricci, 2002) da Formação Bom Jardim (1881 Ma – Lamarão *et al.*, 2002).

As manifestações magmáticas intracontinentais orosirianas são ainda representadas pelos granitoides tipo-A da Suíte Intrusiva Maloquinha (1882-1871 Ma – Vasquez *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2001), que, junto com as rochas da Formação Bom Jardim e do Grupo Iriri têm tido sua origem associada ao evento vulcano-plutônico Uatumã (*lato sensu*). Trabalhos recentes sugerem que o Grupo Iriri e seus equivalentes na porção norte do Cráton Amazônico representem parte de uma grande província ígnea silicática (SLIP – *Silicic Large Igneous Province*) (Klein *et al.*, 2012; Barreto *et al.*, 2013).

No final do Orosiriano, a implantação de riftes continentais resultou na deposição das coberturas sedimentares da Formação Buiuçú (Vasquez *et al.*, 2008a) e da Formação Novo Progresso (<1857 Ma, Klein *et al.*, 2014). O Estateriano é marcado por magmatismo félsico tipo A, representado pelo Granito Porquinho (1786 Ma – Santos *et al.*, 2004), e por magmatismo toleítico, que originou os diques e soleiras do Diabásio Crepori (1780 Ma – Santos *et al.*, 2002).

Após um hiato de quase 600 Ma, um evento magmático toleítico do Calimmiano marcou o reinício da atividade magmática no Domínio Tapajós, levando à formação das rochas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (1186 Ma – Santos *et al.*, 2002), relacionadas a ambiente extensional anorogênico (Vasquez *et al.*, 2015).

O quadro estratigráfico do Domínio Tapajós é completado por unidades ígneas resultantes de magmatismo toleítico relacionado à formação de riftes, como o Diabásio Piranha (507 Ma) e o Diabásio Cururu (180-200 Ma), e por depósitos sedimentares paleozoicos a cenozoicos (Vasquez *et al.*, 2015).

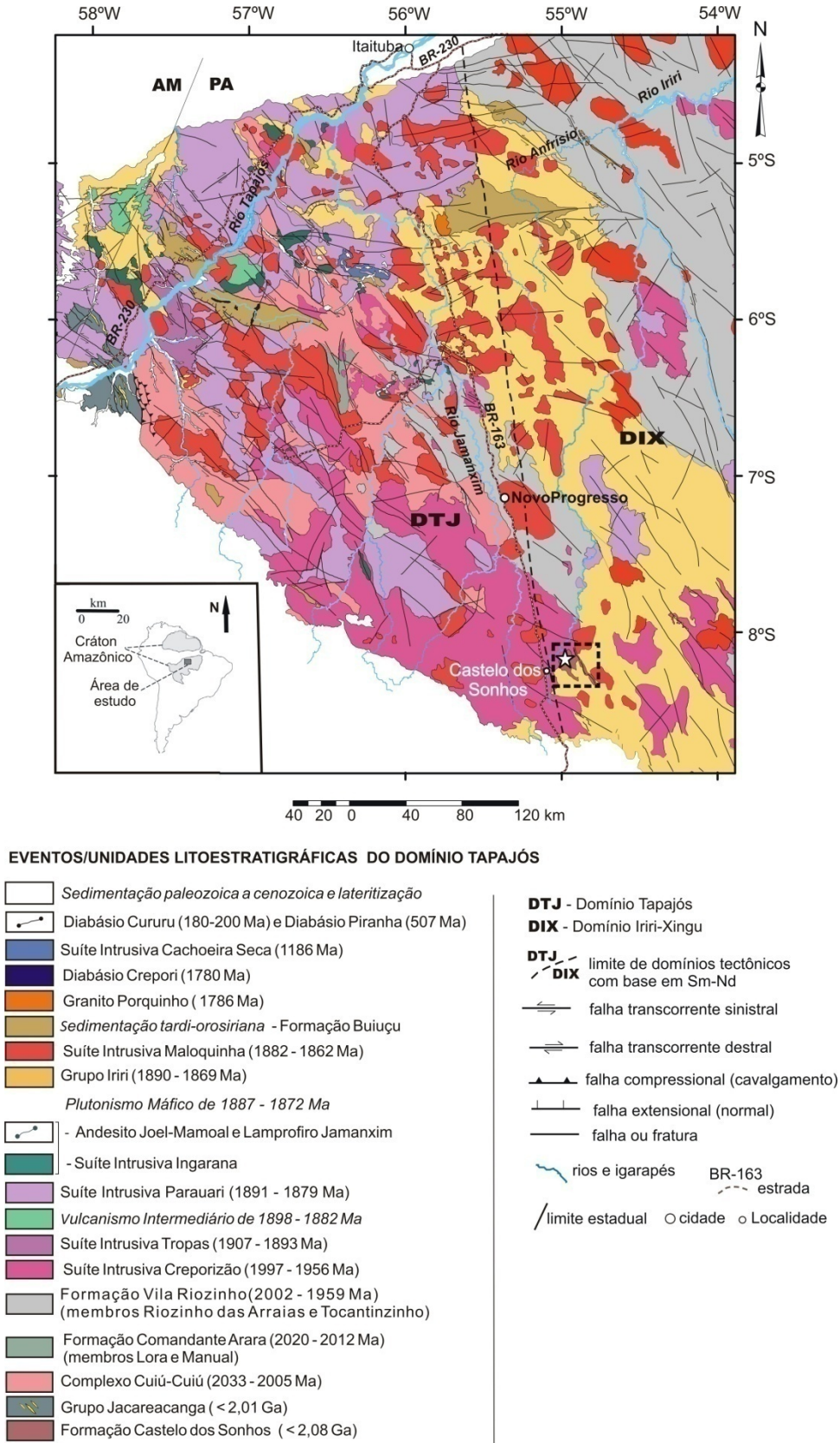


Figura 23 – Mapa geológico do Domínio Tapajós com destaque para a localização do depósito aurífero Castelo de Sonhos (indicado pela estrela). Modificado de Vasquez *et al.* (2015).

2.2 Domínio Iriri-Xingu

O Domínio Iriri-Xingu ou Tafrógeno do Iriri tem sua evolução associada à extensão e ao adelgaçamento crustal que ocorreram após o amalgamento de massas continentais, durante o Riáciano e o Orosiriano, que resultou na formação de supercontinentes no final do Paleoproterozoico (Brito Neves *et al.*, 1995). Este domínio, com escassa cartografia geológica, é constituído por uma expressiva associação vulcano-plutônica orosiriana intracontinental, associada ao magmatismo Uatumã, e por coberturas sedimentares cuja deposição está relacionada à evolução de um rifte continental formado entre o Orosiriano e o Estateriano (Vasquez *et al.*, 2008a).

Essa associação vulcano-plutônica é representada principalmente pelas rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iriri (1886 ± 3 Ma – Teixeira *et al.*, 2002) e por granitoides cálcio-alcalinos de alto K a alcalinos, que carecem de estudos petrográficos e geocronológicos e ainda não receberam denominação formal (Vasquez *et al.*, 2008b).

É importante destacar que rochas vulcânicas e piroclásticas com características geoquímicas e idades diferentes daquelas tipicamente atribuídas ao Grupo Iriri (magmatismo Uatumã) têm sido encontradas no Domínio Iriri-Xingu, assim como no Domínio Tapajós (Fernandes *et al.*, 2011; Semblano *et al.*, 2014; Tokashiki *et al.*, 2014).

2.3 Formação Castelo dos Sonhos

A Formação Castelo dos Sonhos (Yokoi *et al.*, 2001), na qual está hospedado o depósito aurífero Castelo de Sonhos, é formada por uma sequência metassedimentar constituída principalmente por metaquartzoarenitos e metaconglomerados localmente milonitizados, que foram interpretados, respectivamente, como depósitos distais e proximais de um complexo aluvial dominado por rios entrelaçados em associação com leques aluviais (Alkmim, 2011). Em furos de sondagem, verificou-se que essa sequência metassedimentar foi intrudida por rochas subvulcânicas félsicas e máficas, além de granitoides (Yokoi *et al.*, 2001; Vasquez *et al.*, 2008b).

De modo geral, os metarenitos são médios a grossos, mal selecionados e compostos por quartzo, muscovita, clorita, magnetita, hematita, monazita e zircão. Os metaconglomerados, sustentados por matriz ou clastos, são polimíticos e compostos por clastos de dimensões centimétricas a métricas, representados predominantemente por quartzo, além de quartzito, formações ferríferas bandadas, xistos, etc. A matriz é composta por quartzo de granulação média a grossa, muscovita, clorita, magnetita, hematita, turmalina, monazita e

zircão. Tanto nos metarenitos quanto nos metaconglomerados sulfetos (pirita e calcopirita) são raros e ocorrem como finos cristais intergranulares, geralmente idiomórficos. Localmente, metarenitos e metaconglomerados apresentam lamelas de muscovita recristalizadas, contorcidas e/ou exibindo extinção ondulante (Queiroz, 2015).

A datação de metarenitos dessa unidade revelou populações de zircão detrítico com idades entre 3105 e 2083 Ma (U-Pb SHRIMP – Santos, 2003) e 3318 e 2080 Ma (U-Pb LA-ICP-MS – Klein *et al.*, 2014), estabelecendo o intervalo máximo da sedimentação em 2,08 Ga.

O significado tectônico da Formação Castelo dos Sonhos não é bem compreendido e ela tem sido interpretada como remanescente de uma bacia intracratônica ou de antepaís, neste último caso, relacionada à fase pós-colisional de um suposto orógeno do Riacciano (Vasquez *et al.*, 2008a,b, 2015).

Em relação à mineralização no depósito Castelo de Sonhos, o ouro está associado principalmente aos pacotes de metaconglomerados, mas sua ocorrência também em planos de fratura de metarenitos indica que houve remobilização do minério, de modo que o depósito foi interpretado como do tipo *paleoplacer* modificado (Queiroz, 2015).

3. Procedimentos Analíticos

Análises químicas em rocha total foram realizadas no laboratório SGS GEOSOL, em Vespasiano, Minas Gerais. Após fusão com metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico diluído, os elementos maiores foram analisados por ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) e os elementos traços, incluindo os elementos terras-raras, por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). O protocolo analítico incluiu a análise de matérias de referência: STD SO-18, OREAS45PA, OREAS76A e DS7. Diagramas geoquímicos foram gerados com o auxílio do programa GCDkit (Janousek *et al.*, 2006).

A determinação das idades U-Pb (SHRIMP – Sensitive High-Resolution Ion Microprobe) foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP). Técnicas gravimétricas foram empregadas para a redução de amostras e a separação dos cristais de zircão foi efetuada em lupa binocular. Posteriormente, os cristais foram montados em resina epoxy, junto com o padrão TEMORA-2 (Black *et al.*, 2004), e polidos para expor o interior dos grãos. As seções polidas foram cobertas com Au e examinadas em microscópio eletrônico FEI Quanta 250 equipado com detectores de elétrons

secundários e catodoluminescência, no CPGeo-USP. As condições de operação mais comuns foram: corrente de emissão = 60 μ A, voltagem de aceleração = 15.0 kV, diâmetro do filamento = 7 μ m, tempo de aquisição = 200 μ s e resolução de 1024 \times 884. Posteriormente, as seções polidas foram analisadas pela técnica isotópica U-Pb, utilizando uma máquina SHRIMP-II, de acordo com os procedimentos analíticos apresentados por Williams (1998). Correção para o Pb comum foi feita com base no ^{204}Pb medido, e o erro típico para a razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ é menor que 2%. Abundância de urânio e razões U/Pb foram calibradas em relação ao padrão TEMORA e as idades foram calculadas utilizando o programa Isoplot®, versão 3.0 (Ludwig, 2003). Erros são reportados como desvios de 1σ e as idades calculadas apresentam um nível de 95% de confiança.

As mesmas técnicas de redução de amostras, separação e imageamento dos cristais de zircão, descritas no método anterior, foram empregadas para a seleção dos cristais analisados pelo método U-Pb (LA-ICP-MS – Laser Ablation Induced Coupled Mass Spectrometry). As análises foram realizadas utilizando um equipamento Laser New Wave UP213 acoplado a um ICP-MS Neptune, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Dados isotópicos foram adquiridos no modo estático com *spots* de 25 e 40 μ m. Fracionamentos de elementos por indução do Laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos utilizando como padrão o zircão GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004). A cada quatro ou dez *spots* analisados nas amostras, duas análises do padrão GJ-1 foram realizadas. Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou ponto analítico).

4. Rochas intrusivas na Bacia Castelo dos Sonhos

As estimativas modais das composições das rochas estudadas são apresentadas na Tabela 2. Com base nas diferenças mineralógicas e texturais observadas, cinco tipos petrográficos foram distinguidos: dacito porfirítico (DP), biotita granodiorito (BG), biotita monzogranito (BM), muscovita monzogranito (MM) e sienogranito (SG).

4.1 Dacito Porfirítico

Ocorre na porção central da bacia e corta metaquartzoarenitos (Fig. 24A a E). Ao microscópio (Fig. 25A a F), fenocristais de plagioclásio destacam-se em uma matriz de granulação fina a média composta por quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio, feldspato potássico, além de magnetita, zircão e apatita. Os fenocristais de plagioclásio (Fig. 25A) são

subédricos e contêm inclusões de zircão e apatita; encontram-se moderada a fortemente sericitizados, com alteração local para epidoto, clorita e calcita; localmente, alguns cristais exibem fraturas e/ou maclas deformadas. Em relação aos componentes da matriz, o quartzo é anédrico, exhibe extinção ondulante moderada a forte e contatos intercristalinos irregulares. Em algumas porções, cristais de granulação fina exibem contatos poligonais (Fig. 25E). Quartzo também ocorre como cristais vermiculares em intercrescimentos granofíricos. O plagioclásio, subédrico a anédrico, encontra-se leve a intensamente sericitizado e/ou argilizado e localmente exhibe maclas deformadas. As lamelas de biotita são subédricas, contêm inclusões de apatita e se encontram leve a intensamente alteradas para clorita, titanita, epidoto e, localmente, para muscovita. O anfibólio é subédrico a anédrico, desenvolve fenocristais localmente, contêm inclusões de magnetita e zircão e se encontra leve a intensamente alterado para biotita, clorita, titanita e epidoto (Fig. 25B). O feldspato potássico é raro, anédrico a subédrico, levemente pertítico e se encontra leve a moderadamente alterado para sericita e argilominerais.

De modo geral, a rocha foi fraca a fortemente afetada por alteração hidrotermal, que se manifesta de forma venular (Figs. 24D e 25C), por substituição seletiva de minerais primários (Fig. 25A e B) e de forma pervasiva (Fig. 25D).

A rocha foi também fraca a fortemente afetada por deformação dúctil a rúptil. A deformação dúctil é caracterizada pelo desenvolvimento de foliação milonítica, localmente ondulada (Figs. 24B e C; 25F), definida pela orientação preferencial de lamelas de biotita, que contornam, localmente, porfiroclastos amendoados de plagioclásio (Fig. 25C). Além disso, o quartzo apresenta extinção ondulante forte e constitui agregados poligonais recristalizados (Fig. 25E) e o plagioclásio (fenocristais e matriz) exhibe maclas deformadas. Microfraturas em fenocristais de plagioclásio (Fig. 25A) e na magnetita e vênulas multidirecionais caracterizam a deformação rúptil (Figs. 24D e 25C).

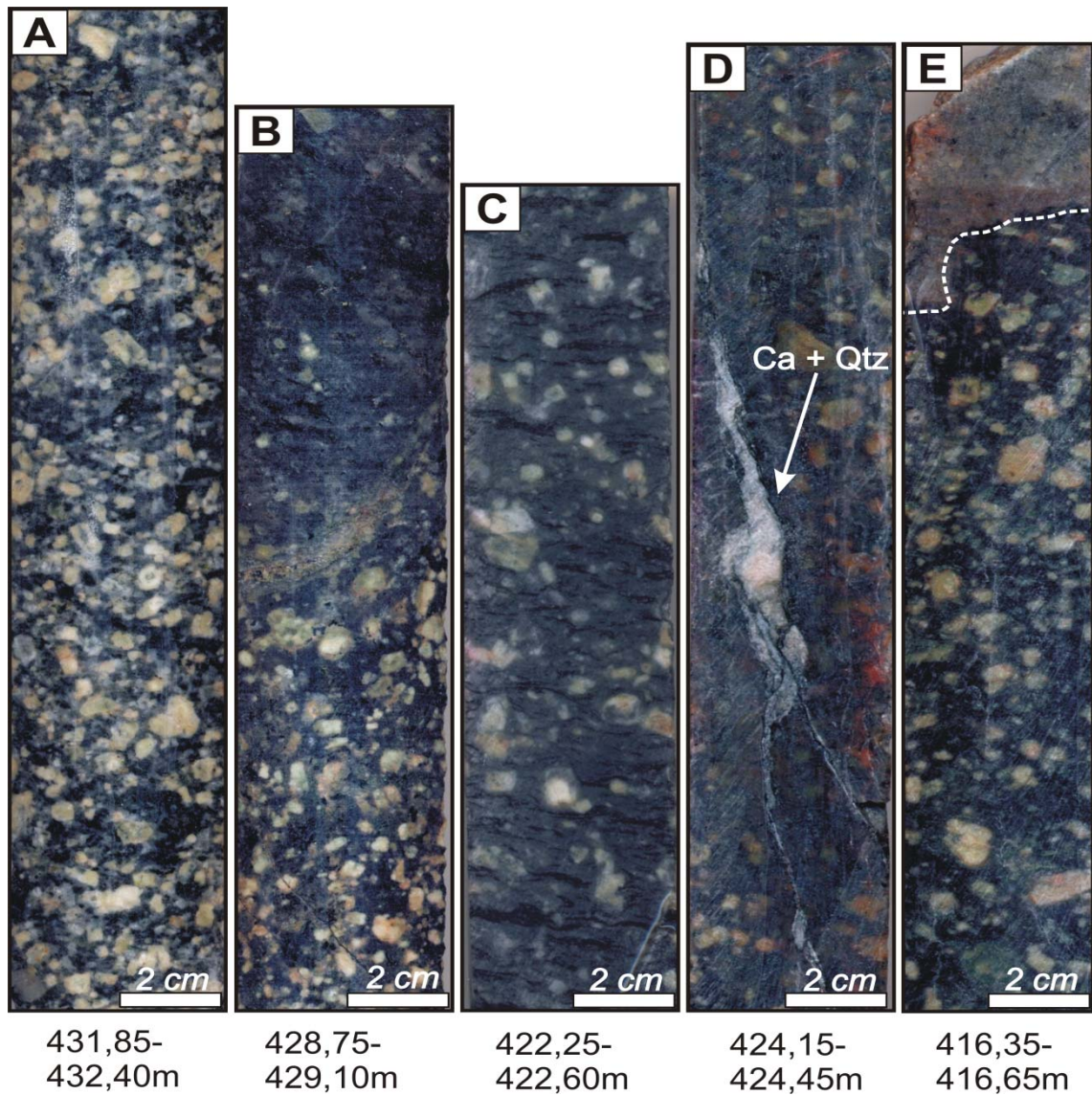


Figura 24 – Aspectos mesoscópicos do DP. (A) Rocha mais preservada de alteração hidrotermal e deformação, exibindo estrutura maciça; (B) e (C) Rocha fortemente deformada/hidrotermalizada, exibindo foliação milonítica localmente ondulada; (D) Rocha fortemente hidrotermalizada cortada por vênula de calcita e quartzo; (E) Contato entre DP e metarenito da Formação Castelo dos Sonhos. DP: dacito porfírico; Cal: calcita; Qtz: quartzo.

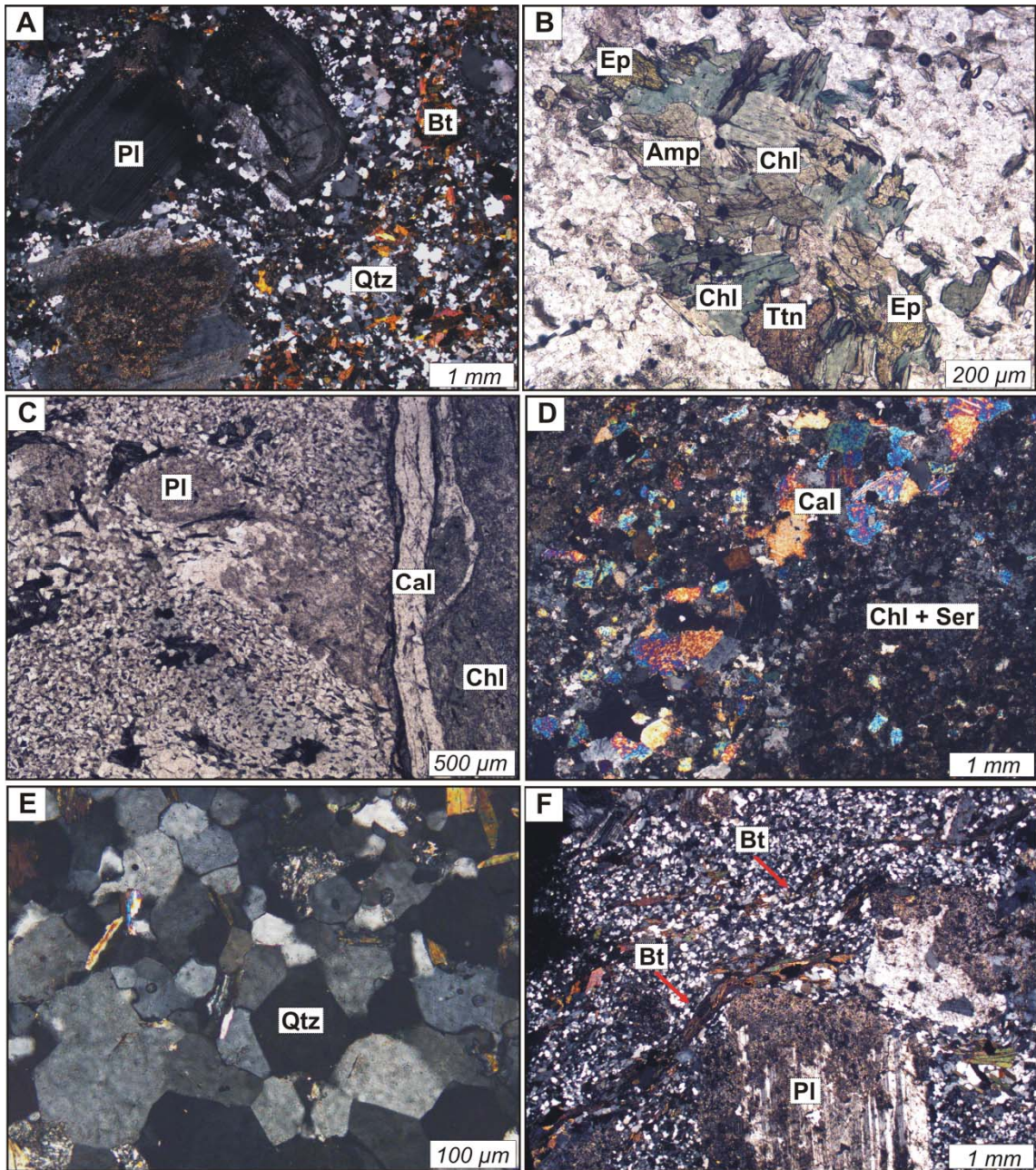


Figura 25 – Aspectos microscópicos do DP. (A) Textura porfirítica; (B) Clorita, titanita e epidoto resultantes da alteração do anfibólio; (C) Porfiroclasto amendoado de plagioclásio contornado por lamelas de biotita e vênula de calcita cortando a foliação milonítica; (D) Alteração hidrotermal pervasiva representada por agregados de clorita, calcita e sericita; (E) Cristais de quartzo recristalizados exibindo contatos poligonais; (F) Foliação milonítica ondulada, indicada pela seta. DP: dacito porfirítico; Qtz: quartzo; Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Cal: calcita; Chl: clorita; Ser: sericita; Ttn: titanita; Ep: epidoto. *Luz polarizada*: (A), (D), (E) e (F); *luz natural*: (B) e (C).

4.2 *Biotita Granodiorito*

É intrusivo em metaconglomerados (Fig. 26A a D) e ocorre na porção leste da bacia. Ao microscópio (Fig. 26E a H), exibe textura hipidiomórfica inequigranular e granulação média (Fig. 26E). O quartzo é anédrico, apresenta contatos irregulares a retilíneos com plagioclásio e microclina, cristais com contatos poligonais entre si ocorrem localmente; em geral, os cristais exibem extinção ondulante moderada a forte e há formação local de subgrãos. Quartzo também ocorre em intercrescimentos mirmequíticos. O plagioclásio é subédrico e se encontra leve a intensamente sericitizado e/ou argilizado (Fig. 26E), com alteração local para muscovita, clorita, epidoto e calcita; alguns cristais apresentam zoneamento normal, evidenciado por núcleos mais intensamente alterados; cristais com maclas deformadas ocorrem localmente. A microclina ocorre como cristais subédricos a anédricos, leve a moderadamente pertíticos, leve a intensamente argilizados e localmente sericitizados. As lamelas de biotita são subédricas e se encontram leve a intensamente alteradas para clorita, muscovita, titanita e epidoto (Fig. 26F).

A rocha foi leve a moderadamente afetada por alteração hidrotermal, que ocorre principalmente pela substituição seletiva de minerais primários (Fig. 26E e F), os estilos venular (Fig. 26C e G) e pervasivo ocorrem localmente (Fig. 26H).

A rocha foi ainda leve a fortemente afetada por deformação dúctil a rúptil. Nas porções afetadas por deformação dúctil, o plagioclásio apresenta maclas deformadas e o quartzo exibe extinção ondulante forte, forma subgrãos e localmente constitui tramas recristalizadas com contatos poligonais ou interlobados. Nas porções mais intensamente deformadas, porfiroclastos amendoados de plagioclásio acompanham a foliação milonítica (Fig. 26G), geralmente ondulada, definida pela orientação preferencial de lamelas de biotita e pelo estiramento do quartzo, que forma lentes descontínuas. Feições de deformação rúptil ocorrem localmente e são representadas por vênulas (Fig. 26C e G) e microfraturas em cristais de microclina e plagioclásio.

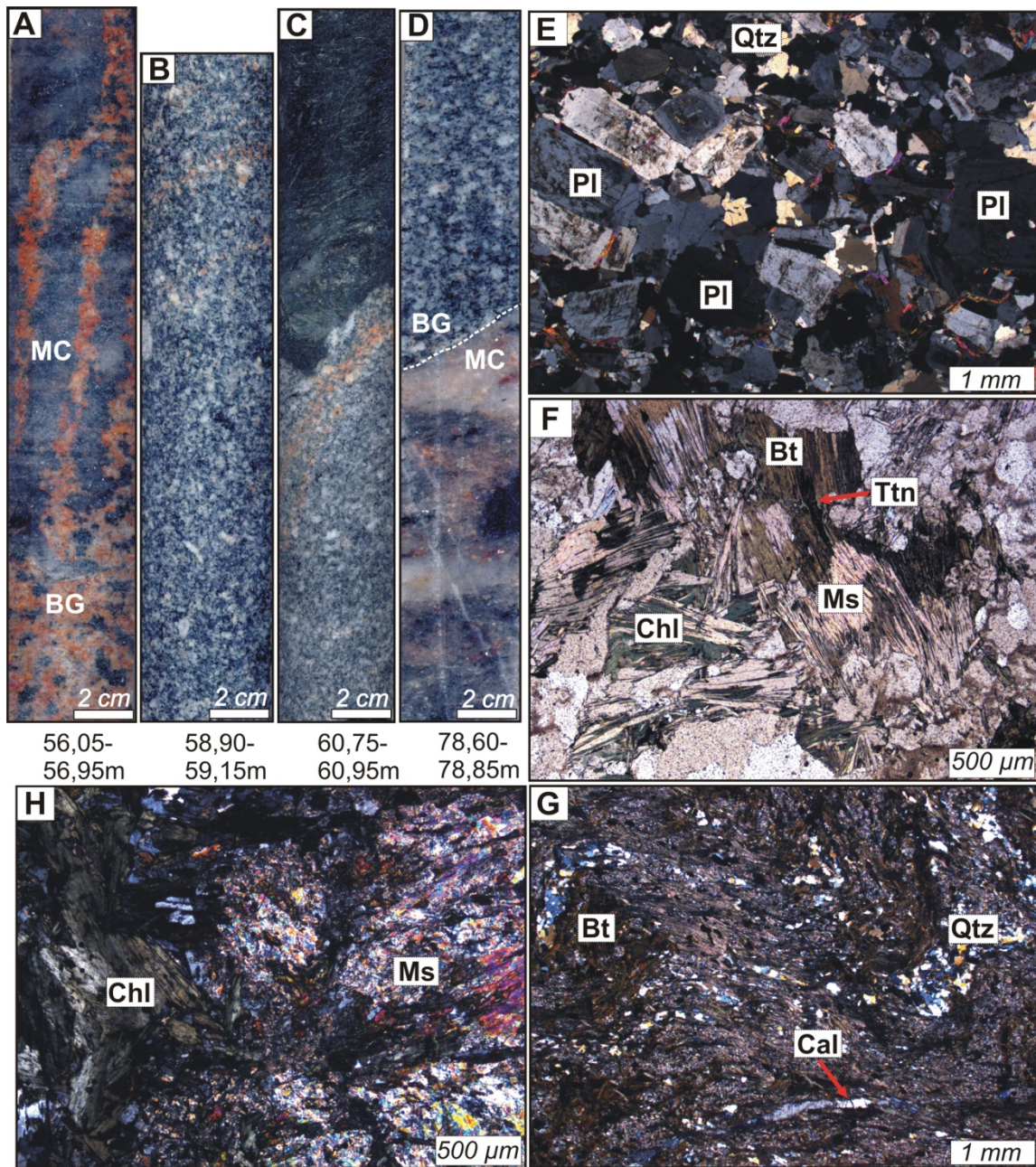


Figura 26 – Aspectos meso e microscópicos do BG. (A) Apófises do BG intrudem metaconglomerado da Formação Castelo dos Sonhos; (B) BG maciço e preservado de alteração hidrotermal e deformação; (C) BG hidrotermalizado e milonitizado (porção superior) e maciço (porção inferior); (D) Contato entre BG e metaconglomerado da Formação Castelo dos Sonhos; (E) Textura granular hipidiomórfica; (F) Biotita quase completamente substituída por muscovita, clorita e titanita; (G) Foliação milonítica ondulada cortada por vênula de calcita; (H) Agregados de clorita e muscovita (alteração hidrotermal pervasiva). BG: biotita granodiorito; Qtz: quartzo; Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Cal: calcita; Chl: clorita; Ms: muscovita; Ttn: titanita. *Luz polarizada*: (E), (G) e (H), *luz natural*: (F).

4.3 *Biotita Monzogranito*

Ocorre na porção leste da bacia e sua natureza intrusiva na sequência metassedimentar da bacia não foi definida (Fig. 27A). Ao microscópio (Fig. 27B a E), apresenta textura hipidiomórfica inequigranular e granulação média (Fig. 27B). O quartzo é anédrico, exibe extinção ondulante moderada a forte, localmente forma subgrãos (Fig. 27D) e também está presente como cristais vermiculares em intercrescimentos mirmequíticos. O plagioclásio é subédrico a anédrico, contém inclusões de zircão e apatita e se encontra leve a moderadamente sericitizado e/ou argilizado (Fig. 27B), com alteração local para muscovita, clorita e epidoto. Os cristais zonados mostram núcleos mais intensamente alterados; localmente, alguns cristais exibem maclas acunhadas (Fig. 27E). Os cristais subédricos a anédricos de microclina encontram-se leve a intensamente argilizados, localmente sericitizados, e alguns apresentam discretos intercrescimentos micropertíticos do tipo mancha. Cristais poiquilíticos ocorrem localmente. Ortoclásio é raro, subédrico, apresenta maclamento Carlsbad e localmente é poiquilítico. As lamelas de biotita são subédricas a anédricas, contém inclusões de apatita e se encontram leve a intensamente alteradas principalmente para muscovita (Fig. 27C), além de clorita, epidoto e finos minerais opacos.

A rocha apresenta-se leve e localmente deformada e leve a moderadamente afetada por alteração hidrotermal. Em geral, as estruturas e texturas originais estão bem preservadas (Fig. 27A e B). A alteração hidrotermal se manifesta pela substituição seletiva dos minerais primários (Fig. 27C e E). Extinção ondulante forte em cristais de quartzo, acompanhada da formação de subgrãos (Fig. 27D) e do acunhamento das maclas dos cristais de plagioclásio (Fig. 27E) são representativas de deformação em regime rúptil-dúctil. Já o fraturamento de cristais de plagioclásio e magnetita caracteriza deformação em regime rúptil.

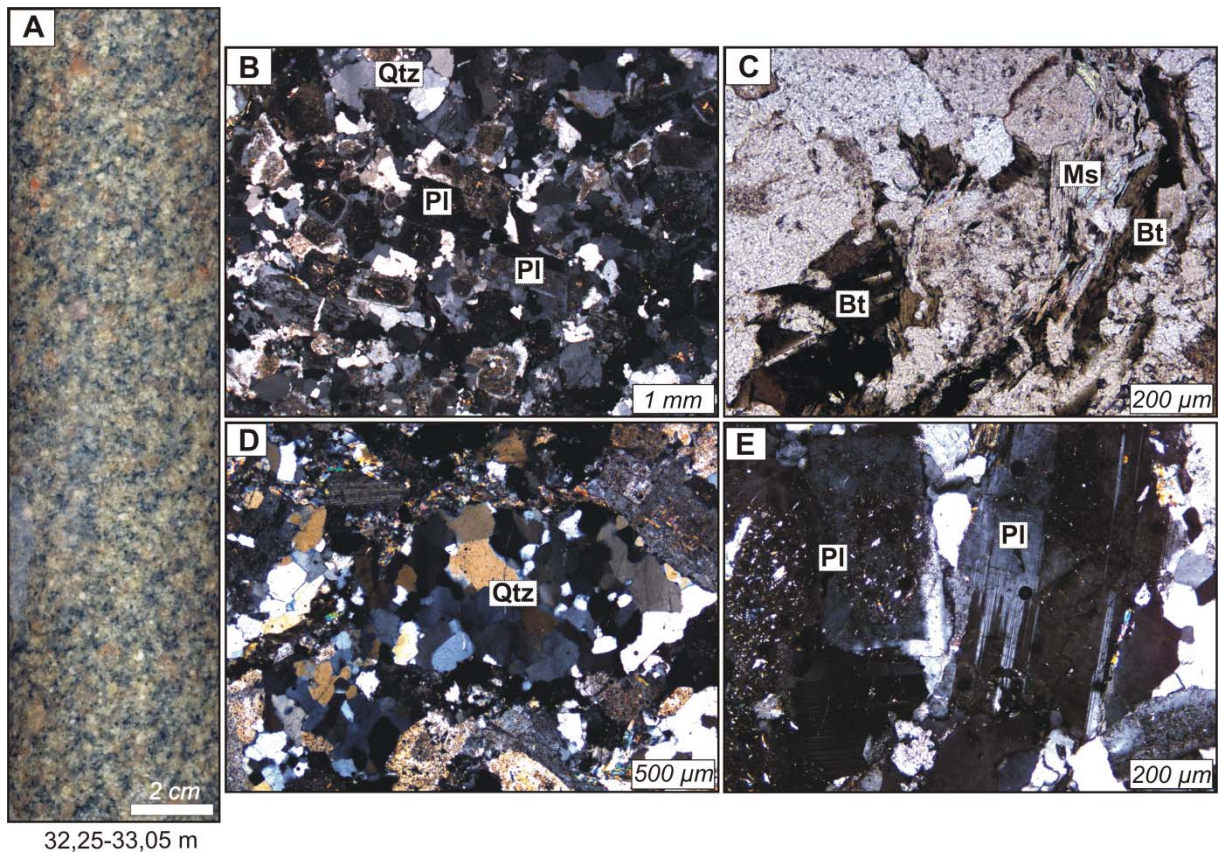


Figura 27 – Aspectos meso e microscópicos do BM. (A) BM maciço e levemente alterado; (B) Textura granular hipidiomórfica; (C) Muscovita secundária resultante da alteração da biotita; (D) Cristais de quartzo exibindo extinção ondulante forte e subgrãos (E) Cristais de plagioclásio sericitizados (à esquerda) e cristal de plagioclásio com maclas acunhadas (à direita). BM: biotita monzogranito; Qtz: quartzo; Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Ms: muscovita. *Luz polarizada*: (B), (D) e (E), *luz natural*: (C).

4.4 Muscovita Monzogranito

Ocorre na porção sul da bacia e seu contato intrusivo com as rochas metassedimentares da Formação Castelo dos Sonhos não foi definido (Fig. 28A e B). Ao microscópio (Fig. 28C a E), apresenta textura alotriomórfica inequigranular e granulação média (Fig. 28C). O quartzo é anédrico, exibe extinção ondulante moderada a forte, formando subgrãos localmente, e também está presente em intercrescimentos mirmequíticos. O plagioclásio, subédrico a anédrico, encontra-se leve a intensamente sericitizado, com alteração local para muscovita, clorita, calcita e epidoto. Os cristais de microclina são anédricos a subédricos, apresentam discretos intercrescimentos micropertíticos, encontram-se leve a intensamente alterados para argilominerais e sericita, e alguns cristais são poiquilíticos. As lamelas de muscovita (Fig. 28C) são subédricas a anédricas e apresentam contatos retilíneos a irregulares com plagioclásio e quartzo. Também ocorrem lamelas de muscovita secundária,

exibindo bordas corroídas e clorita e finos minerais opacos em seus planos clivagem, o que sugere que a biotita pode ter estado presente como mineral varietal, tendo sido completamente substituída por esses minerais, restando apenas pseudomorfos.

A rocha foi leve a intensamente afetada por alteração hidrotermal e nas porções mais intensamente hidrotermalizadas as texturas originais foram completamente obliteradas (Fig. 28B, D e E). As porções levemente alteradas são caracterizadas pela substituição seletiva de minerais primários. Nas porções mais fortemente alteradas, a alteração é pervasiva e, nesse caso, a rocha encontra-se localmente brechada, o que é evidenciado por cristais angulosos de pirita dispersos em meio a agregados de clorita, calcita e óxido de ferro (Fig. 28D e E). Vênulas ocorrem localmente e cortam as porções afetadas por alteração pervasiva (Fig. 28B).

A rocha foi ainda leve a fortemente afetada por deformação dúctil a rúptil. As porções afetadas por deformação dúctil são caracterizadas pelo desenvolvimento de foliação protomilonítica heterogênea (Fig. 28F), definida pela orientação preferencial de lamelas de muscovita e de porfiroclastos amendoados de plagioclásio, microclina e quartzo, e por faixas de quartzo recristalizado de granulação fina. Nessas porções, o quartzo apresenta extinção ondulante forte, forma subgrãos e localmente exibe lamelas de deformação, além de compor tramas recristalizadas de granulação fina e com contatos poligonais e interlobados. A deformação rúptil é caracterizada por microfraturas em cristais de plagioclásio e feldspato potássico, por brechação, por vênulas (Fig. 28B). Localmente, feições produzidas por deformação rúptil e dúctil coexistem.

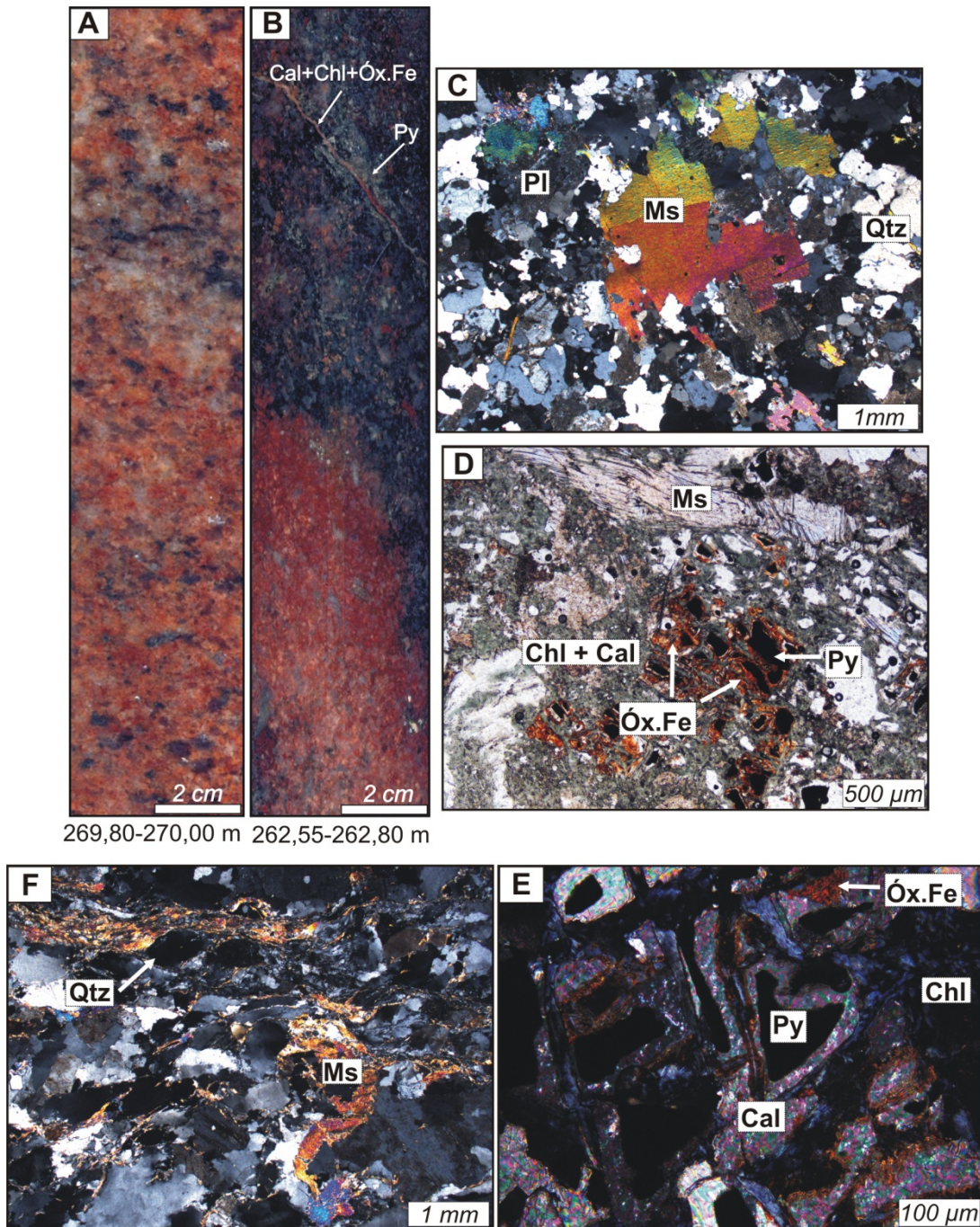


Figura 28 – Aspectos meso e microscópicos do MM. (A) MM maciço pouco alterado; (B) MM intensamente hidrotermalizado e cortado por vênula de calcita, clorita e óxido de ferro. Finos cristais de pirita ocorrem localmente; (C) Textura granular alotriomórfica; (D) Porção brechada e intensamente hidrotermalizada (alteração pervasiva). Notar os cristais angulosos de pirita dispersos em agregado de clorita, calcita e óxido de ferro; (E) Detalhe da fotomicrografia anterior; (F) Porção fortemente deformada do MM: lamelas de muscovita e porfiroclastos amendoados de quartzo definem foliação protomilonítica heterogênea. MM: muscovita monzogranito; Qtz: quartzo; Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Ms: muscovita; Cal: calcita; Chl: clorita; Py: pirita; Óx. Fe: óxido de ferro. *Luz polarizada*: (C), (E) e (F), *luz natural*: (D).

4.5 *Sienogranito*

Ocorre na porção leste da bacia e é intrusivo em metaconglomerados (Fig. 29A e B). Ao microscópio (Fig. 29C a F), apresenta textura hipidiomórfica inequigranular e granulação média a grossa (Fig. 29C). O quartzo é anédrico, exibe extinção ondulante moderada a forte e contatos irregulares entre si e com o plagioclásio e a microclina; cristais exibindo contatos poligonais entre si ocorrem localmente; quartzo vermicular também está presente em intercrescimentos mirmequíticos. O plagioclásio, subédrico a anédrico, encontra-se moderada a fortemente sericitizado e/ou argilizado, com alteração local para muscovita (Fig. 29E), epidoto e calcita, e localmente é cortado por vênulas de calcita (Fig. 29E). Os cristais de microclina são subédricos a anédricos (Fig. 29C), por vezes poiquilíticos, e alguns apresentam intercrescimentos micropertíticos dos tipos filme e mancha; encontram-se leve a intensamente argilizados e/ou sericitizados e localmente apresentam lamelas de deformação (Fig. 29F) e microfraturas. Lamelas de muscovita apresentando clorita e finos minerais opacos em seus planos de clivagem e bordas sugerem que biotita provavelmente esteve presente na rocha como fase varietal e que sua substituição total resultou na formação desses pseudomorfos (Fig. 29D).

A rocha foi apenas levemente afetada por alteração hidrotermal e mostra texturas ígneas bem preservadas. A alteração hidrotermal manifesta-se principalmente pela substituição seletiva de minerais primários (Fig. 29D e E), vênulas ocorrem localmente (Fig. 29E).

Feições deformacionais ocorrem localmente. Quartzo exibindo extinção ondulante forte ou contatos poligonais e cristais de microclina com lamelas de deformação (Fig. 29F) são indicativos de deformação rúptil-dúctil. Já a ocorrência de vênulas (Fig. 29E) e microfraturas na microclina e no plagioclásio caracteriza deformação rúptil.

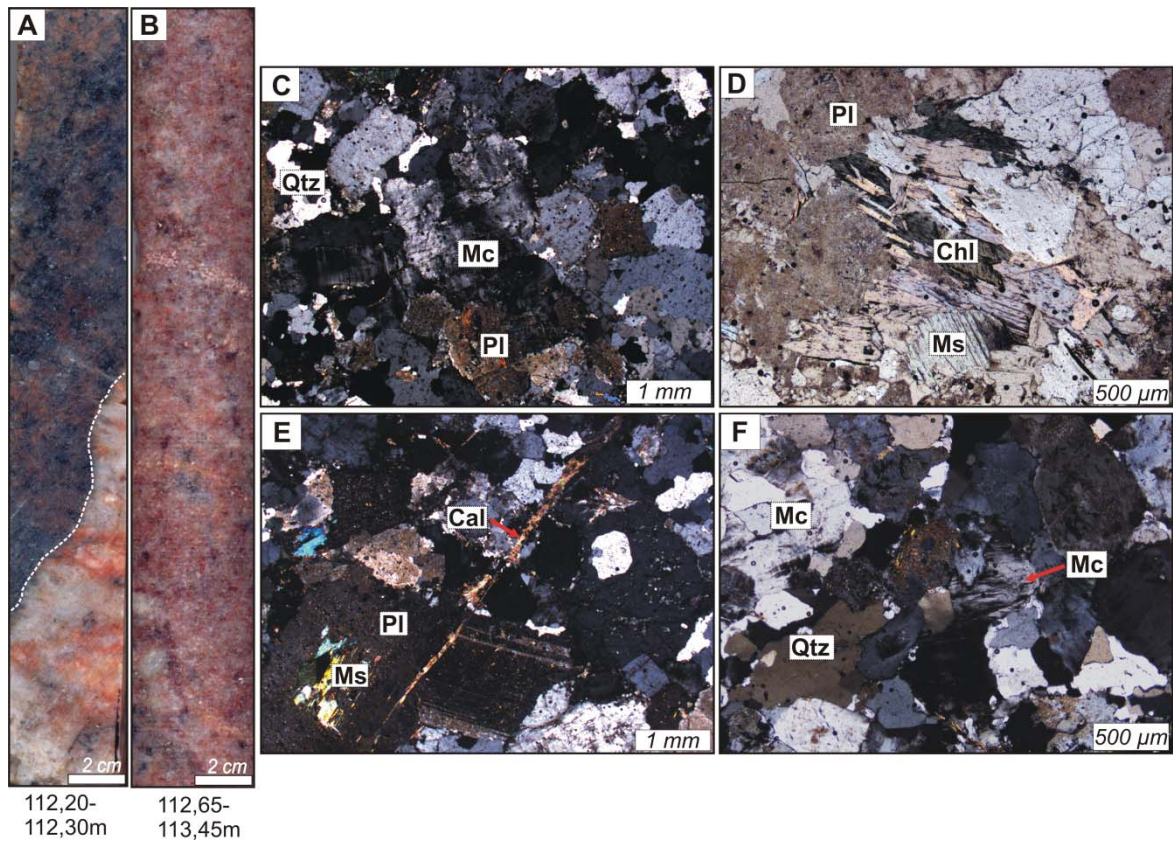


Figura 29 – Aspectos meso e microscópicos do SG. **(A)** Contato entre SG e metaconglomerado da Formação Castelo dos Sonhos; **(B)** SG maciço e pouco alterado; **(C)** Textura granular hipidiomórfica; **(D)** Muscovita e clorita provavelmente resultantes de alteração total de biotita primária; **(E)** Cristais de plagioclásio e microclina (pertítica) cortados por vênula de calcita (seta); **(F)** Cristal de microclina exibindo lamelas de deformação (seta). SG: sienogranito; Qtz: quartzo; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Ms: muscovita; Chl: clorita; Cal: calcita. *Luz polarizada*: (C), (E) e (F), *luz natural*: (D).

Tabela 2: Síntese das características distintivas das rochas estudadas.

Características	DP	BG	BM	MM	SG
Minerais Essenciais (%)	Qtz: 20-25 Pl: 50-55 Kfs: 1-3	Qtz: 15-20 Pl: 40-45 Kfs: 10-15	Qtz: 20-25 Pl: 30-35 Kfs: 25-30	Qtz: 20-25 Pl: 35-40 Kfs: 25-30	Qtz: 20-25 Pl: 10-15 Kfs: 50-55
Minerais Varietais (%)	Amp: 3-5 Bt: 5-10	Bt: 5-10	Bt: 3-5	Ms: 1-3	-
Minerais Acessórios (%)	Mag + Zrn + Ap: ≤ 1	Mag + Zrn + Ap: ≤ 1	Mag + Zrn + Ap: ≤ 1	Mag + Zrn: ≤ 1	Mag + Zrn + Ap: ≤ 1
Minerais Pós-magmáticos/Hidrotermais	Ser, Argilom., Ms, Cal, Chl, Qtz, Ep, Ttn, Py, Cpy	Ser, Argilom., Ms, Chl, Qtz, Cal, Ep	Ser, Ms, Argilom., Chl, Ep	Ser, Ms, Argilom., Chl, Cal, Qtz, Py, Cpy, Ep	Ser, Ms, Argilom., Chl, Cal, Ep
Textura/Estrutura	Porfírica Maciça, foliada	Hipidiomórfica inequigranular maciça, foliada	Hipidiomórfica inequigranular maciça	Alotriomórfica inequigranular maciça, foliada	Hipidiomórfica inequigranular maciça
Granulação	Fina a média (matriz)	Média	Média	Média	Média a Grossa
Índice de Saturação em Alumina	Metaluminoso a fracamente peraluminoso	Fracamente peraluminoso	Fracamente peraluminoso	Fracamente peraluminoso	Fracamente peraluminoso
Assinatura Geoquímica	Cálcio-alcalina Arco	Cálcio-alcalina Arco	Cálcio-alcalina Arco	Alcalina Arco	Alcalina Arco
Ambiente Tectônico	vulcânico/Pós- colisional	vulcânico/Pós- colisional	vulcânico/Pós- colisional	vulcânico/Pós- colisional	vulcânico/Pós- colisional
Idade (Ma)	2011 ± 6	1976 ± 7	1918 ± 9	1978 ± 6	-
Método	LA-ICP-MS	SHRIMP	SHRIMP	SHRIMP	SHRIMP
Correlação Temporal com unidades do Domínio Tapajós	Complexo Cuiú-Cuiú; Formação Comandante Arara	Suíte Intrusiva CrepORIZÃO	Suíte Intrusiva Tropas	Suíte Intrusiva CrepORIZÃO	-

DP: dacito porfírico; BG: biotita granodiorito; BM: biotita monzogranito; MM: muscovita monzogranito; SG: sienogranito.

5. Geoquímica

As composições químicas das rochas estudadas são apresentadas na Tabela 3. As amostras analisadas mostraram baixas percentagens (0,36 a 1,30%) de perda ao fogo (PF) e de carbono (0,02 a 0,12%) e enxofre (<0,01 a 0,01%) totais. Embora o número de amostras analisadas não permita uma análise estatística substancial, em nenhum litotipo foi observada correlação entre PF e K₂O ou Ba/Rb (Fig. 30A e B), o que indica ausência de mobilidade destes componentes. De modo geral, diagramas Zr vs. La, Ce e Eu (Fig. 30C, D e E) também mostraram que não há mobilidade significativa dos elementos terras raras (ETR). O comportamento diferente de algumas amostras pode indicar que se trata de rochas pertencentes a unidades distintas e/ou que responderam de modo diferente ao tipo e intensidade da alteração que as afetou.

Há diferenças significativas em relação ao conteúdo de SiO₂ (Tabela 3). DP e BG apresentaram os teores mais baixos, variando de 64,54 a 67,49% (exceto uma amostra de BG com teor de SiO₂ de 74,03%), enquanto BM, MM e SG mostraram os teores mais elevados, variando de 72,30 a 76,40%. O aumento no conteúdo de sílica é acompanhado pelo decréscimo dos teores de TiO₂, Fe₂O_{3t}, MgO e CaO, mais elevados em DP e BG e consideravelmente mais baixos nos BM, MM e SG. Por outro lado, o aumento da sílica reflete aumento nos teores de K₂O, significativamente mais elevados em BM, MM e SG e mais baixos em DP e BG.

O índice de Shand (Fig. 31A) mostrou o caráter fracamente peraluminoso de BG, BM, MM e SG. O DP mostrou-se metaluminoso, mas com tendência ligeiramente peraluminosa. Em todos os litotipos, muscovita também está presente como fase secundária.

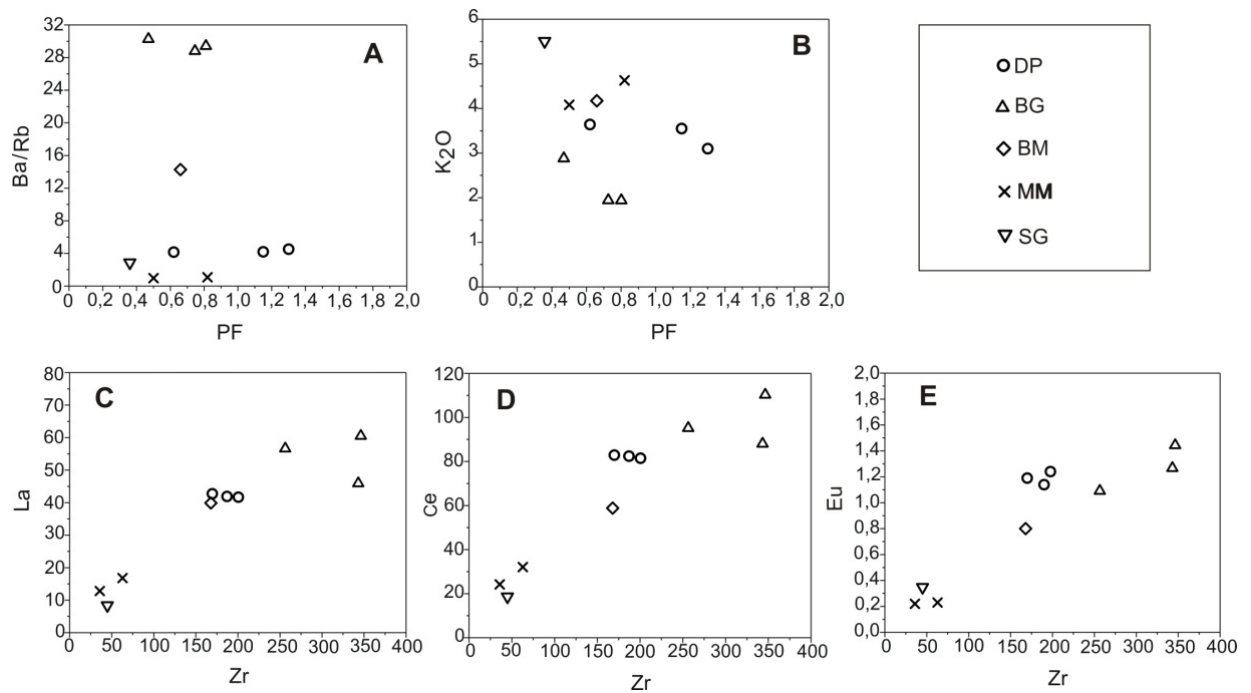


Figura 30 – Diagramas de mobilidade Ba/Rb vs. PF (A), K₂O vs. PF (B), La vs. Zr (C); Ce vs. Zr (D) e Eu vs. Zr (E). DP: dacito porfírico; BG: biotita granodiorito; BM: biotita monzogranito; MM: muscovita monzogranito; SG: sienogranito; PF: perda ao fogo.

O DP apresenta alto conteúdo total de ETR (187,4-188,0 ppm), moderado fracionamento de elementos terras raras pesados (ETRP) [(La/Yb)_n de 12,8 a 15,0] e discretas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* = 0,7 a 0,8) (Tabela 3; Fig. 32A). Nos diagramas multielementares, destaca-se acentuada anomalia negativa de Nb e anomalias menos acentuadas de Ba, P e Ti, negativas, e de Pb, positiva (Fig. 32B).

O BG apresentou o maior conteúdo total de ETR (190,1-244,2 ppm) e, comparativamente ao DP, mostra fracionamento mais acentuado de ETRP [(La/Yb)_n de 23,8 a 31,5] e anomalias negativas de Eu praticamente inexistentes (Eu/Eu* = 0,9 a 1,0) (Tabela 3; Fig. 33A). O BG distingue-se ainda do DP por apresentar anomalias negativas mais pronunciadas de Nb e P, além de discreta anomalia positiva de Ba (Fig. 33B).

Tabela 3: Composição química das rochas intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos.

(Continua)

Rocha	DP			BG			BM	MM		SG
	EK-2 418,50	EK-2 424,15	EK-2 430,70	EK-48 56,05	EK-48 58,90	EK-48 63,20	EK-79 51,30	EK-01 253,50	EK-01 265,10	EK-48 112,65
SiO ₂ (% peso)	65,04	65,37	64,54	74,03	67,49	64,71	72,30	75,80	76,40	75,34
Al ₂ O ₃	14,74	14,39	14,51	15,19	17,02	17,75	14,90	12,90	11,90	13,00
Fe ₂ O ₃	6,00	5,39	5,76	3,09	4,38	4,15	2,76	2,62	1,94	1,32
Na ₂ O	3,11	2,55	3,08	4,10	4,77	4,58	4,20	3,02	3,08	2,81
CaO	3,45	3,46	3,73	2,14	3,19	3,48	0,72	0,37	0,35	0,68
K ₂ O	3,10	3,64	3,55	1,94	1,94	2,88	4,17	4,63	4,08	5,50
MgO	1,77	1,64	1,84	0,79	0,96	0,91	0,42	0,63	0,32	0,10
MnO	0,15	0,14	0,11	0,06	0,08	0,08	0,05	0,04	0,03	0,04
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,15	0,04	0,08	0,15	0,16	0,03	0,04	0,01
TiO ₂	0,60	0,54	0,53	0,35	0,48	0,44	0,25	0,12	0,08	0,04
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01
PF	1,30	0,62	1,15	0,76	0,81	0,47	0,66	0,82	0,50	0,36
Total	99,39	97,90	98,95	102,51	101,2	99,61	100,59	101,01	98,72	99,20
C total	nd	nd	nd	0,03	0,05	0,02	0,03	0,12	0,03	0,02
S total	nd	nd	nd	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01
Ba (ppm)	678	815	736	1877	1949	2293	1330	184	143	479
Be	2,2	2,8	2,2	2,0	1,2	1,3	1,4	3,5	3,7	1,3
Cs	3,38	7,29	4,51	1,63	1,46	0,67	0,94	1,09	1,32	1,2
Ga	19,5	19,7	19,3	15	19,4	20,4	15,1	24,0	16,9	15,4
Hf	5,31	5,25	4,88	6,18	6,97	7,06	4,26	2,67	2,07	2,1
Nb	11,99	11,73	10,82	7,82	3,67	2,98	7,13	18,04	13,38	1,54
Rb	149,8	195,6	175,8	65,3	66,4	75,9	93,2	238,7	216,6	170,4
Sn	2,7	2,5	3,2	2,5	0,8	1,0	0,7	7,3	2,8	0,4
Sr	373,8	400,8	426,1	613,5	915,5	973,7	328,8	37,5	40,4	134,1
Ta	1,04	1,12	1,11	1,11	<0,05	<0,05	0,06	2,65	2,53	<0,05
Th	17,1	17,9	19,9	10,8	11,7	7,5	5,9	13,2	12,5	9,3
U	4,69	5,05	5,38	1,16	0,91	1,01	0,84	5,67	7,77	7,97
W	1,9	1,1	3,3	4,2	<0,1	<0,1	0,4	2,7	2,2	<0,1
Y	22,98	21,58	21,31	12,52	14,44	11,58	11,18	30,26	27,25	18,95
Zr	197,6	190	169,8	256,4	346,3	343,2	167,9	62,8	35,8	44,8
Co	12,8	12,8	13,2	9,6	10,6	6,3	2,4	2,0	1,6	2,3
Cu	6,0	37	23	<5,0	8,0	7,0	6,0	18,0	6,0	<5,0
Ni	13	13	16	21	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0
La	41,7	41,9	42,4	56,6	60,7	45,9	40,8	16,8	12,8	8,8
Ce	81,5	82,4	82,9	95,1	110,3	88,3	58,8	32,1	24,2	19,0
Pr	9,19	9,2	9,14	9,47	11,98	8,8	5,75	3,31	2,65	2,61
Nd	33,7	32,7	33	33,2	42,5	32,5	20,5	11,4	9,4	9,5
Sm	5,7	5,8	5,5	4,4	5,6	4,4	3,5	3,1	2,6	1,9
Eu	1,24	1,14	1,19	1,09	1,45	1,27	0,8	0,23	0,22	0,34
Gd	4,69	4,67	4,2	3,26	4,52	3,14	2,62	3,24	3,31	2,52
Tb	0,68	0,67	0,62	0,47	0,5	0,37	0,35	0,63	0,69	0,42
Dy	3,87	3,6	3,26	2,27	2,9	2,09	1,93	4,25	4,57	2,91
Ho	0,77	0,70	0,66	0,54	0,55	0,4	0,39	0,91	0,97	0,65
Er	2,05	1,89	2,15	1,38	1,52	1,26	1,15	2,84	3,16	1,96
Tm	0,35	0,34	0,33	0,3	0,21	0,18	0,16	0,45	0,5	0,31
Yb	2,2	2,1	1,9	1,4	1,3	1,3	1,1	3,1	3,5	2,0
Lu	0,34	0,29	0,28	0,32	0,21	0,22	0,16	0,44	0,49	0,3
Eu/Eu*	0,7	0,7	0,8	0,9	0,9	1,0	0,8	0,2	0,2	0,5
LaN/YbN	12,8	13,5	15,0	27,3	31,5	23,8	25,0	3,7	2,5	3,0
LaN/SmN	4,6	4,5	4,8	8,1	6,8	6,6	7,3	3,4	3,1	2,9
CeN/YbN	9,6	10,1	11,3	17,6	21,9	17,6	13,8	2,7	1,8	2,5

CeN/SmN	3,5	3,4	3,6	5,2	4,8	4,8	4,1	2,5	2,2	2,4
EuN/YbN	1,6	1,5	1,8	2,2	3,2	2,8	2,1	0,2	0,2	0,5
ETR Total	188,0	187,4	187,5	209,8	244,2	190,1	138,0	82,8	69,1	53,2

PF: perda ao fogo; nd: não determinado; N: razão normalizada ao condrito; DP: dacito porfírico; BG: biotita granodiorito; BM: biotita monzogranito; MM: muscovita monzogranito; SG: sienogranito.

O BM apresenta moderado conteúdo total de ETR (138 ppm) e mostra um padrão de ETR muito semelhante ao do BG, com importante fracionamento de ETRP [(La/Yb)_n = 25], e pequena anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,8) (Tabela 3; Fig. 34A). Entretanto, o BM distingue-se do BG por apresentar discretas anomalias positivas de K e Pb e anomalia negativa bem menos acentuada de P (Fig. 34B).

O conteúdo total de ETR do MM (69,1-82,8 ppm) é significativamente mais baixo que o dos três litotipos anteriormente apresentados, dos quais também se distingue por seu padrão de ETR “asa de gaivota”, marcado por forte anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,2), por significativo fracionamento de ETRL [(La/Yb)_n de 2,5 a 3,7] e enriquecimento em ETRP, estes últimos dispostos sub-horizontalmente (Tabela 3; Fig. 35A). Além disso, o MM mostra um padrão geral mais enriquecido em elementos de raio iônico grande (LILE) em relação aos de alta carga iônica (HFSE) (Fig. 35B).

O SG apresentou o mais baixo conteúdo total de ETR (53,2 ppm), mostrando um padrão de ETR semelhante ao MM, também com significativo fracionamento de ETRL [(La/Yb)_n = 3,0] e a mesma disposição sub-horizontal dos ETRP, embora com enriquecimento mais discreto em ETRP e anomalia negativa de Eu menos pronunciada (Eu/Eu* = 0,5) (Tabela 3; Fig. 36A). O SG apresenta também similaridades com o MM em relação ao enriquecimento em LILE e empobrecimento em HFSE, mas se mostra mais enriquecido em Ba e Pb, e mais empobrecido em Nb e P que o MM (Fig. 36B).

Nos diagramas de discriminação tectônica (Fig. 31B, C e D), todos os granitoides estudados mostraram-se compatíveis com ambiente de arco vulcânico e também plotaram no campo dos granitos pós-colisionais. No entanto, investigações adicionais são necessárias para definir se essa assinatura reflete o ambiente de formação dessas rochas ou a fonte dos magmas.

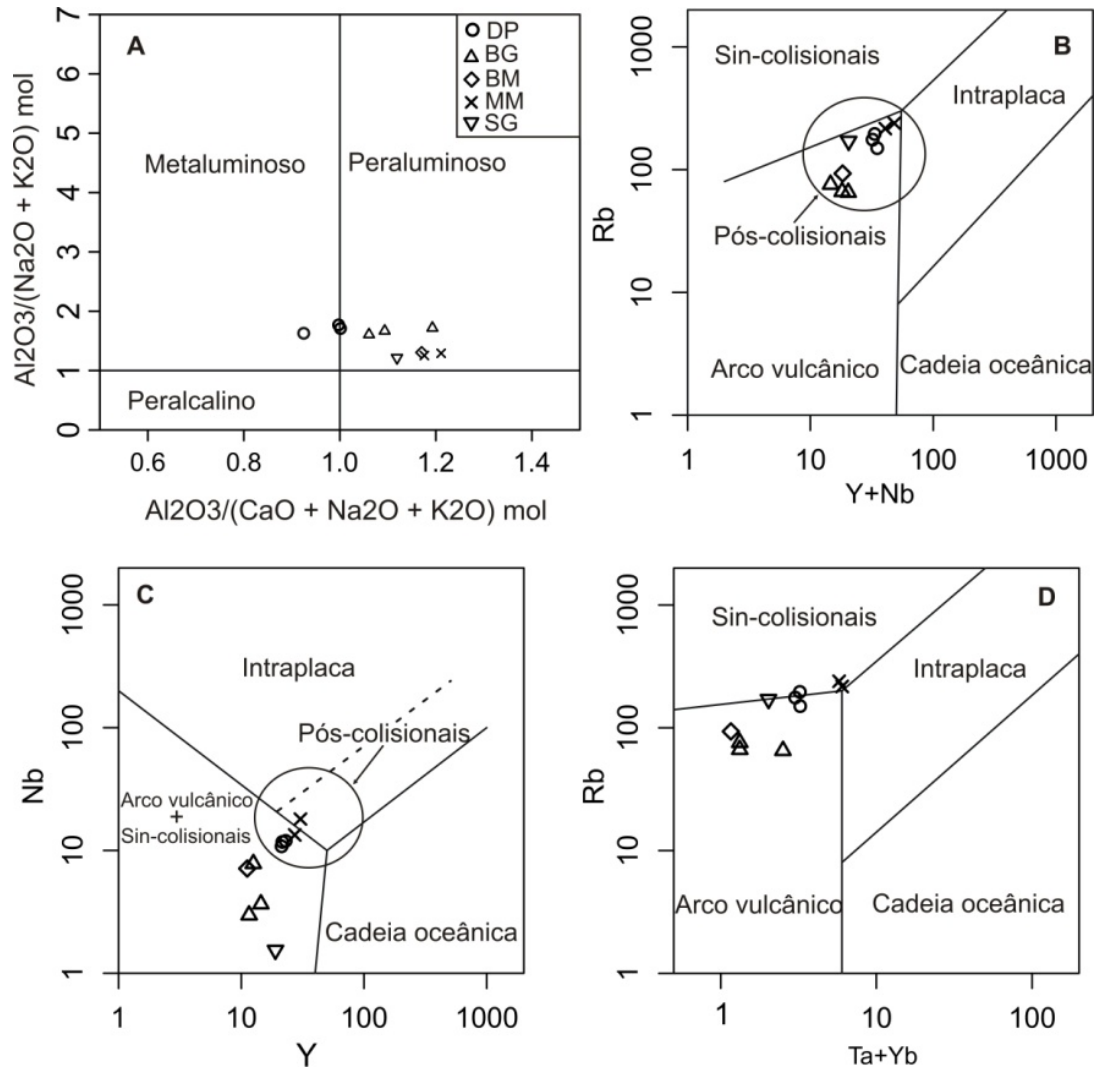


Figura 31 – Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, de Shand (1943) (A); Diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984): Rb vs. Y+Nb (B), Nb vs. Y (C) e Rb vs. Ta+Yb (D).

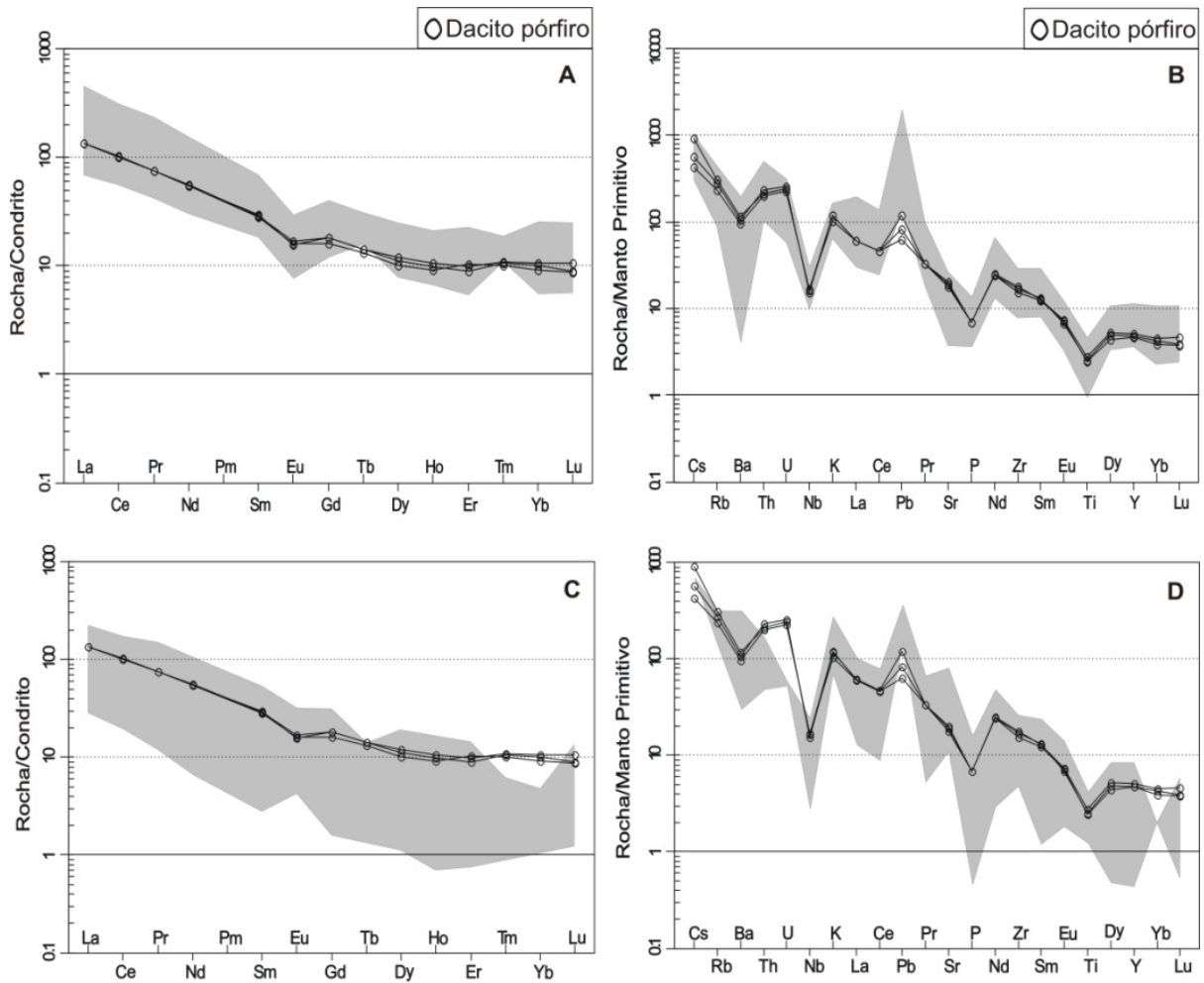


Figura 32 – Padrão dos elementos terras raras (normalizados ao condrito de Boynton, 1984) e diagramas multielementares (normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough, 1989) representativos do DP em relação a unidades do Domínio Tapajós (áreas sombreadas). (A) e (B) DP comparado à Suíte Intrusiva Creporizão (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008); (C) e (D) DP comparado e ao Complexo Cuiú-Cuiú (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008).

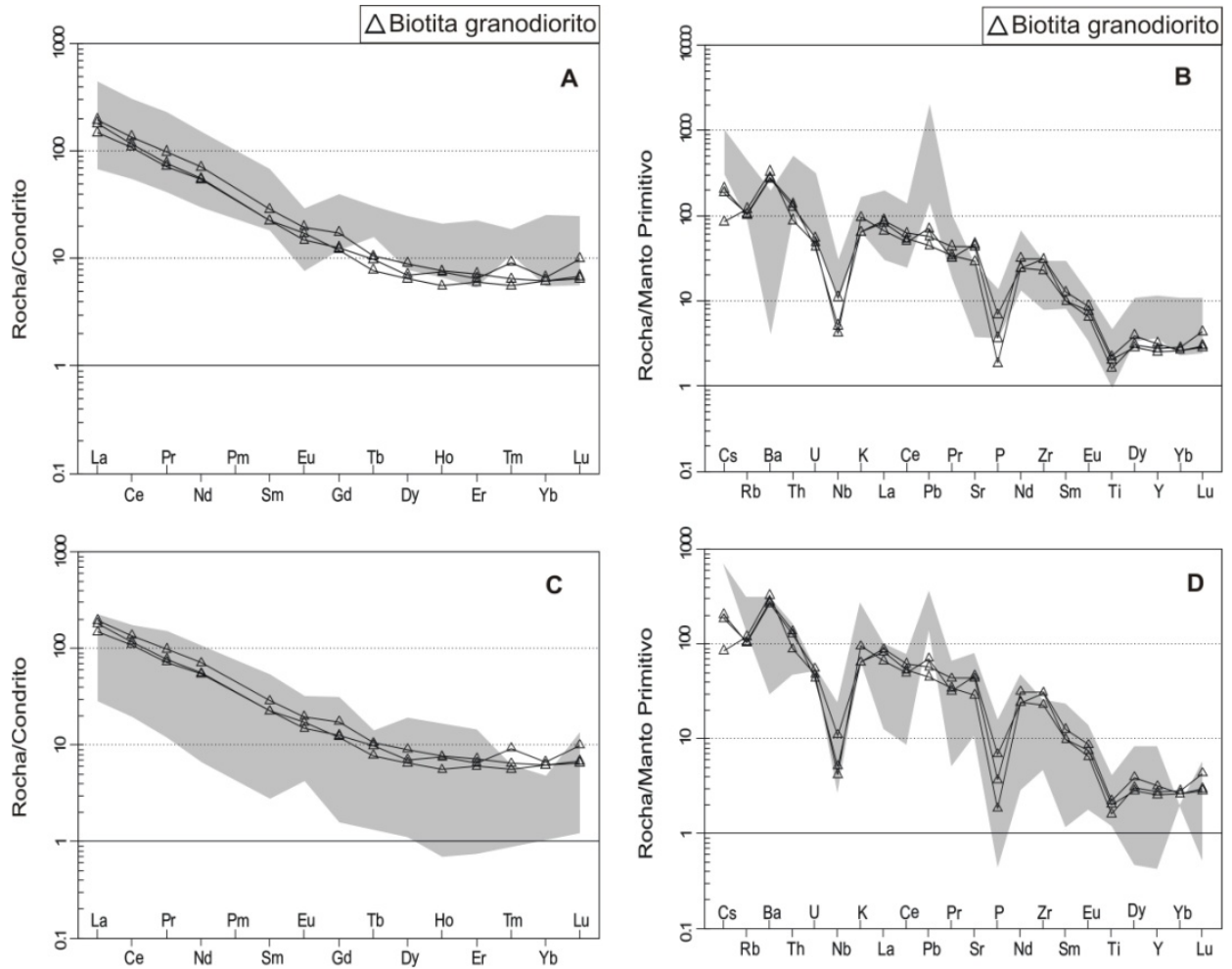


Figura 33 – Padrão dos elementos terras raras (normalizados ao condrito de Boynton, 1984) e diagramas multielementares (normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough, 1989) representativos do BG em relação a unidades do Domínio Tapajós (áreas sombreadas). **(A)** e **(B)** BG comparado à Suíte Intrusiva Creporizão (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008); **(C)** e **(D)** BG comparado ao Complexo Cuiú-Cuiú (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008).

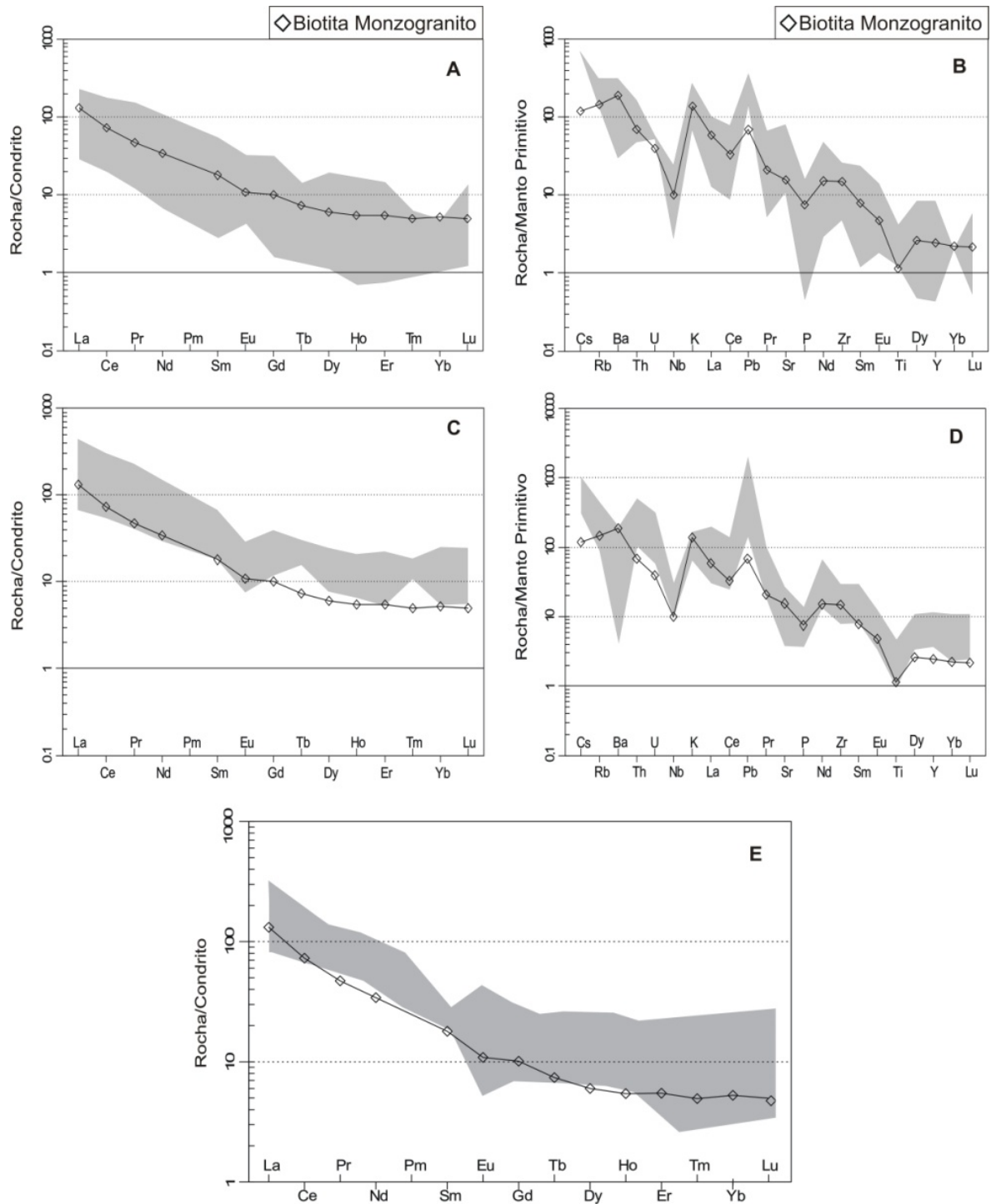


Figura 34 – Padrão dos elementos terras raras (normalizados ao condrito de Boynton, 1984) e diagramas multielementares (normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough, 1989) representativos do BM em relação a unidades do Domínio Tapajós (áreas sombreadas). (A) e (B) BM comparado ao Complexo Cuiú-Cuiú (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008); (C) e (D) BM comparado à Suíte Intrusiva Creporizão (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008); (E) BM comparado à Suíte Intrusiva Tropas (Santos *et al.*, 2004).

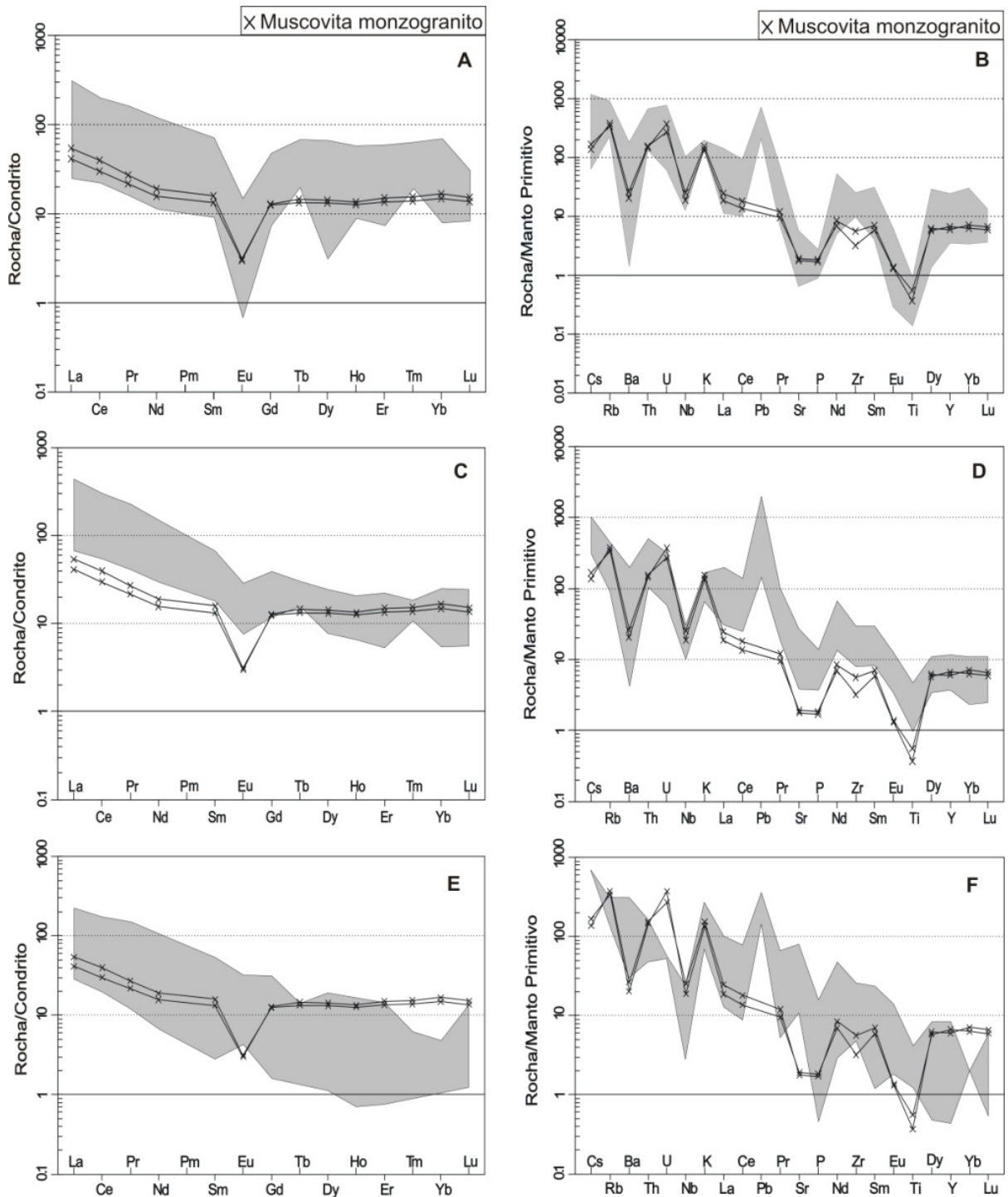


Figura 35 – Padrão dos elementos terras raras (normalizados ao condrito de Boynton, 1984) e diagramas multielementares (normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough, 1989) representativos do MM em relação a unidades do Domínio Tapajós (áreas sombreadas). (A) e (B) MM comparado à Suíte Intrusiva Maloquinha (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008); (C) e (D) MM comparado à Suíte Intrusiva Creporizão (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008); (E) e (F) MM comparado ao Complexo Cuiú-Cuiú (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008).

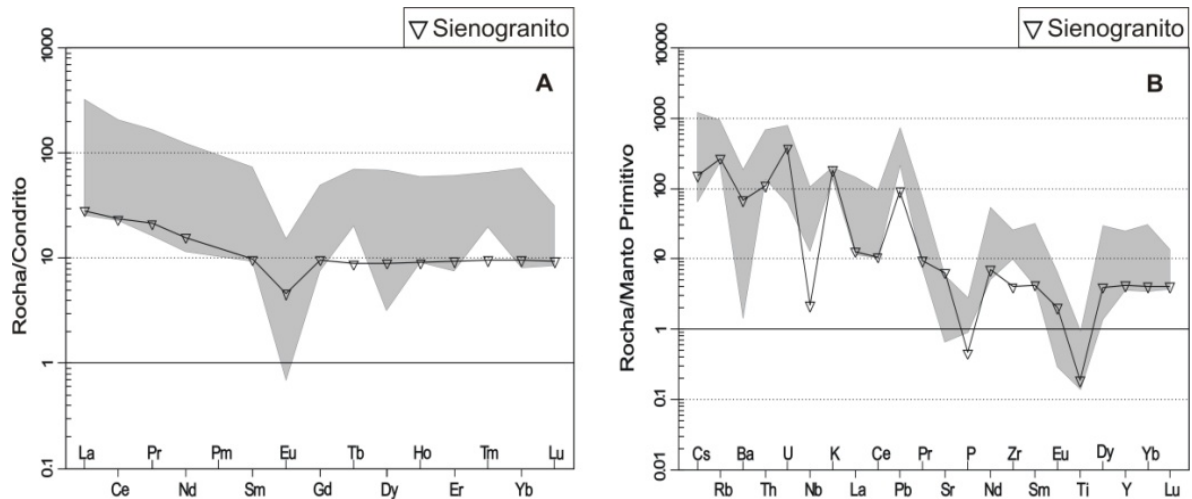


Figura 36 – Padrão dos elementos terras raras (normalizados ao condrito de Boynton, 1984) e diagramas multielementares (normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough, 1989) representativos do SG em relação a unidades do Domínio Tapajós (áreas sombreadas). (A) e (B) SG comparado à Suíte Intrusiva Maloquinha (Vasquez *et al.*, 2002; Coutinho *et al.*, 2008).

6. Geocronologia U-Pb

Os litotipos estudados foram datados pelos métodos LA-ICP-MS (dacito porfirítico) e SHRIMP (biotita granodiorito, biotita monzogranito e muscovita monzogranito). O sienogranito não foi datado. Os resultados analíticos das amostras analisadas são mostrados nas tabelas 4 e 5.

6.1 Dacito Porfirítico

Os cristais de zircão da amostra EK-02 418,50 (Fig. 37A) são incolores a levemente amarelados, alguns ricos em fraturas e/ou inclusões. Em geral, são idiomórficos a subidiomórficos e exibem formas prismáticas alongadas ou curtas com terminações mono ou bipiramidais; formas elipsoidais e arredondadas a subarredondadas são menos comuns. Em imagem de elétrons retroespalhados, todos os cristais apresentam zoneamento oscilatório ígneo fino a largo ou difuso, geralmente truncado ou cortado por fraturas. Alguns exemplares apresentam bordas com fraturas radiais, geradas possivelmente durante expansão associada ao processo local de metamictização. Não foi possível determinar a idade destas bordas devido ao elevado conteúdo de Pb comum. Apenas em um cristal foi identificado núcleo ovóide, aparentemente sem zoneamento, sobrecrecido por bordas zonadas e intensamente fraturadas.

A análise de 57 pontos em 51 cristais gerou um único grupo de dados (Tabela 4), distribuídos ao longo de uma discórdia cujo intercepto superior secciona a concórdia em 2011

± 6 Ma (MSDW=0,78; Fig. 37B) e o intercepto inferior em 61 ± 210 Ma. Parte dos resultados apresentou considerável discordância reversa e não foi possível fazer qualquer associação com as variações do zoneamento ou localização do ponto. Recálculo feito com apenas quatro cristais concordantes (<1% de discordância) e com razões isotópicas similares (Fig. 37A) forneceu idade concordante de 2011 ± 7 Ma (MSWD = 0,081), idêntica, dentro dos limites de erro analítico, à idade obtida pelo intercepto superior, de modo que ambas representam a idade de cristalização da rocha. O elevado erro analítico atrelado à idade de 61 ± 210 Ma compromete a avaliação de seu significado geológico, o mais provável é que reflita perda de Pb recente.

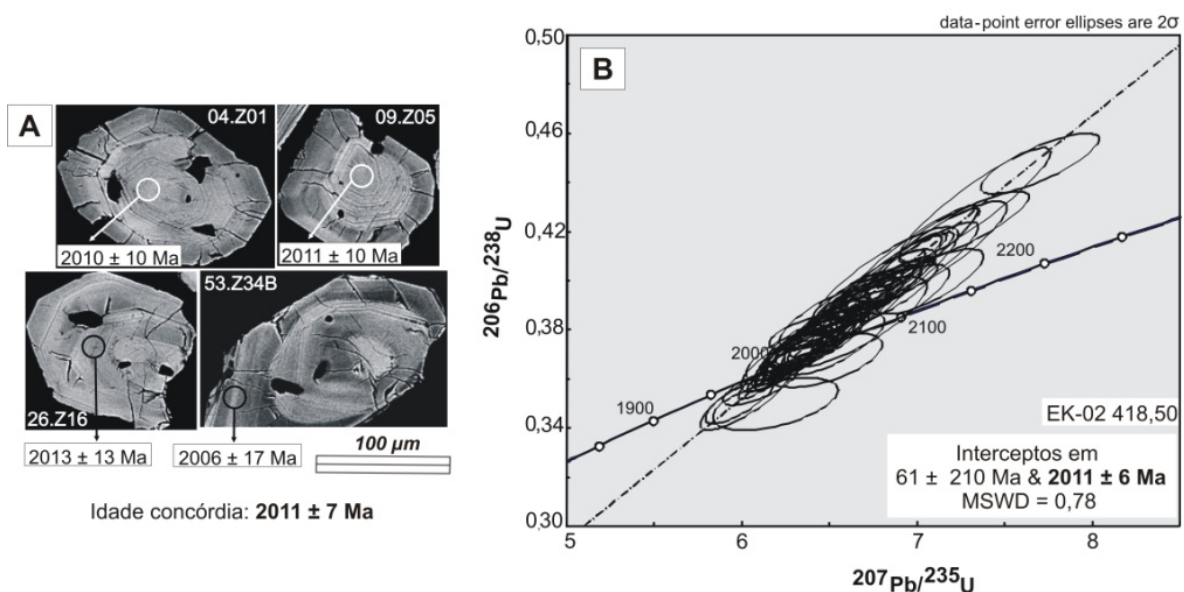


Figura 37 – (A) Imagens de elétrons retroespalhados representativas dos cristais de zircão do dacito porfirítico com a indicação dos pontos analisados (círculos), as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e a idade concórdia fornecida pelos quatro cristais destacados; (B) Diagrama discordia mostrando idade de intercepto superior calculada com base em 57 pontos analisados em 51 cristais (explicações no texto).

6.2 Biotita Granodiorito

Os cristais de zircão da amostra EK-48 55,70 (Fig. 38A) são amarelados e translúcidos. Apresentam hábito idiomórfico a subdiomórfico, geralmente com formas prismáticas, alongadas ou curtas, e elipsoidais, raramente arredondadas ou subarredondadas. Imagens de catodoluminescência revelam zoneamento oscilatório ígneo, geralmente largo, na maioria dos cristais. Entretanto, alguns cristais apresentam metamictização local, sugerida por superfícies com manchas escuras que mascaram o zoneamento oscilatório original.

Foram analisados dezessete pontos em dezessete cristais e três grupos com idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ distintas foram individualizados (Tabela 5). O grupo principal é

formado por onze cristais, que apresentaram razões Th/U entre 0,72 e 3,33, idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1,99 e 1,95 Ga e forneceram idades de intercepto superior e inferior (Fig. 38B) de 1978 ± 6 Ma (MSDW=0,88) e 6 ± 260 Ma, respectivamente. Adicionalmente, dois cristais concordantes deste grupo (discordância = 0%) com razões isotópicas similares forneceram idade concórdia de 1976 ± 7 Ma, que dentro do erro analítico é idêntica àquela obtida pelo intercepto superior, ambas correspondendo à idade de cristalização da rocha. A idade do intercepto inferior não apresenta significado geológico e deve representar perda recente de Pb. O segundo grupo reúne três cristais com idades aparentes de 2513 ± 5 , 2446 ± 10 e 2064 ± 5 Ma, que indicam herança arqueana e paleoproterozoica. O terceiro grupo é formado por três cristais discordantes, com idades aparentes entre 1,86 e 1,93 Ga, que, no diagrama discórdia, mostram um padrão diferente em relação ao grupo principal, o que provavelmente foi ocasionado por desequilíbrio isotópico, já que estes cristais são muito fraturados, o que pode ter permitido a circulação de fluidos em escala microscópica.

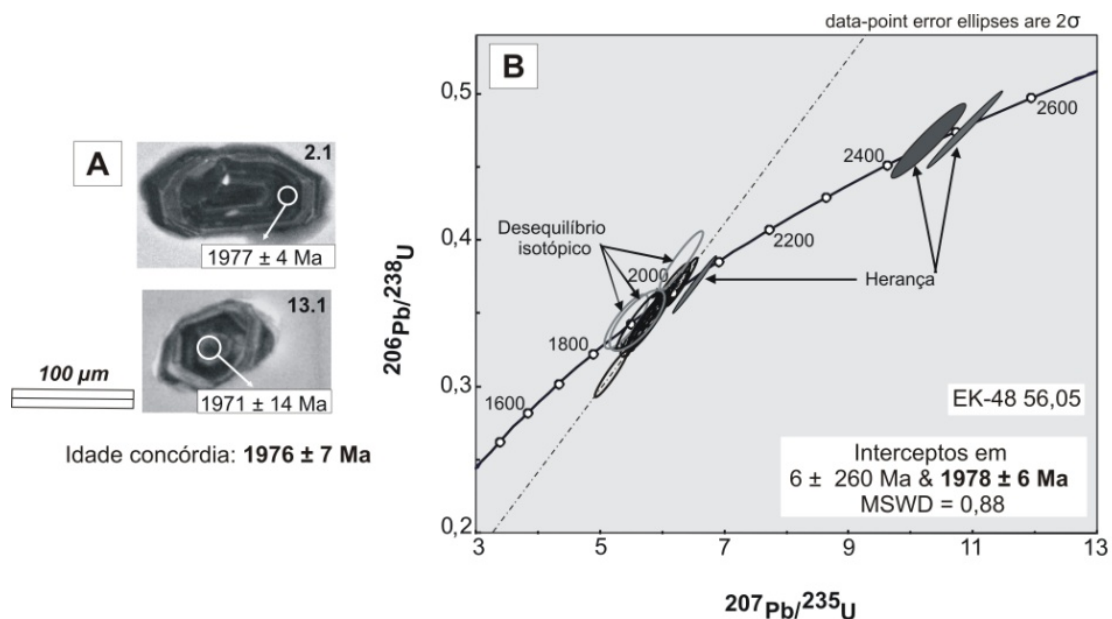


Figura 38 – (A) Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão representativos do biotita granodiorito com a indicação do local dos pontos analisados (círculos), as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e a idade concórdia fornecida pelos dois cristais em destaque; (B) Diagrama discórdia mostrando idade de intercepto superior calculada com base em onze pontos analisados em onze cristais (explicações no texto).

6.3 Biotita Monzogranito

Os cristais de zircão da amostra EK-79 51,30 (Fig. 39A) são idiomórficos a subdiomórficos e, em geral, formam prismas curtos a médios com terminações mono ou bipiramidais. Alguns cristais apresentam terminações arredondadas e formatos ligeiramente elipsoidais, o que pode representar reabsorção magmática. Cristais de formato completamente arredondado são raros. Boa parte dos cristais apresenta zoneamento oscilatório ígneo, geralmente em bandas largas, truncado localmente por fraturas. Cristais aparentemente sem zoneamento, com zoneamento convoluto ou setorial, ou ainda com núcleos luminescentes são raros. Evidências de metamictização ocorrem localmente e são representadas por setores com baixa luminescência que mascaram o zoneamento oscilatório original e zonas de crescimento de alta ou baixa luminescência que, em alguns casos, marcam a descontinuidade entre núcleo e borda em alguns cristais.

Foram analisados quinze pontos em quinze cristais e a maioria deles forneceu idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variáveis, entre 1,90 e 1,97 Ga (Tabela 5). Os cristais muito discordantes ou com alto conteúdo de U foram eliminados. Utilizando apenas cinco cristais concordantes (discordância = 0%) foi obtida uma idade concórdia de 1930 ± 5 Ma (MSWD = 1,6; Fig. 39B). Com o refinamento do cálculo, considerando dentre esse grupo de cinco cristais aqueles com razões isotópicas mais próximas, foram obtidas mais três idades concórdias (Fig. 39A): 1958 ± 7 Ma (MSWD = 0,52), 1931 ± 9 Ma (MSWD = 0,054) e 1918 ± 9 Ma (MSWD = 3,1). A interpretação mais simples é a de que a idade menor corresponda à idade de cristalização da rocha e as idades maiores representem herança.

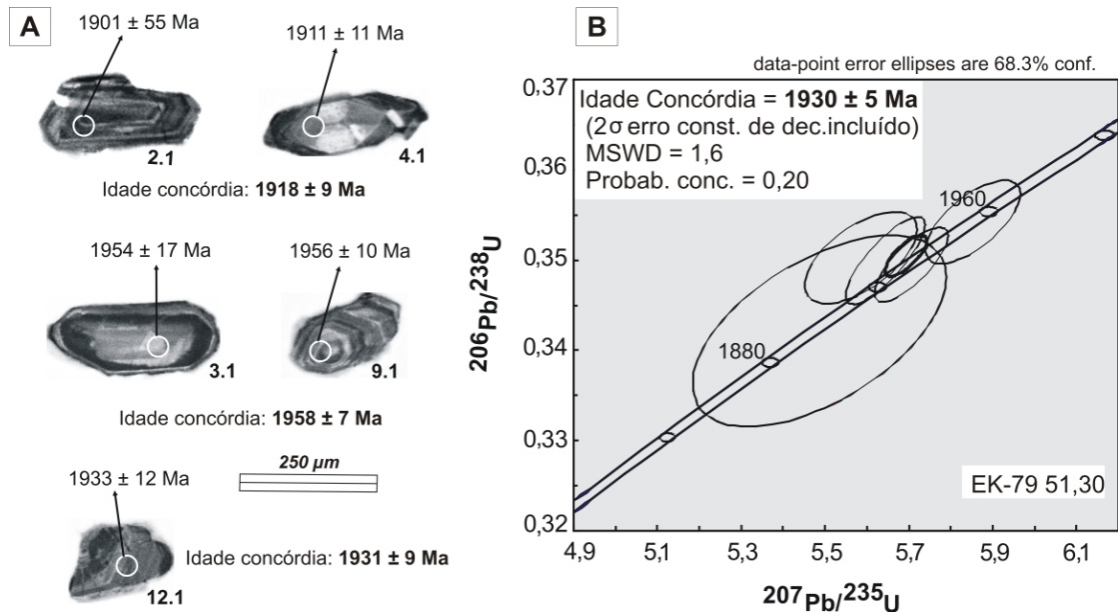


Figura 39 – (A) Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão representativos do biotita monzogranito com a indicação do local dos pontos analisados (círculos), as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cada cristal e as idades concórdias fornecidas por cada par de cristais ou cristal em destaque. (B) Diagrama concórdia mostrando idade obtida para cinco pontos analisados em cinco cristais (explicações no texto).

6.4 Muscovita Monzogranito

Os cristais de zircão da amostra EK-01 265, 10 (Fig. 40A) são geralmente idiomórficos a subdiomórficos, constituem prismas longos e curtos com terminações mono ou bipiramidais e geralmente apresentam zoneamento oscilatório ígneo largo, truncado por fraturas em alguns cristais. A maioria dos cristais apresenta bordas e/ou núcleos metamórficos e zoneamento original parcial ou inteiramente obliterado.

Foram analisados nove pontos em seis cristais, que forneceram idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ principalmente entre 1,92 e 1,98 Ga (Tabela 5). Quatro pontos analisados no cristal 8 (Tabela 5) apresentaram idades diferentes, duas delas fora do intervalo principal: 2018 ± 23 Ma e 1795 ± 27 Ma, essas idades foram obtidas na borda do cristal e apresentam discordância de 1,0 e 75%, respectivamente. Considerando todas as análises, foram obtidas idades de intercepto superior e inferior de 1992 ± 26 Ma (MSWD = 2,1) e 247 ± 130 Ma, respectivamente (Fig. 40B). Com o refinamento do cálculo, considerando apenas os dados mais concordantes deste grupo ($\pm 1\%$ de discordância), foi obtida idade concórdia de 1978 ± 6 Ma (MSWD=0 e probabilidade de concordância de 0,98) (Fig. 40A). Esta é provavelmente a melhor estimativa para a idade de cristalização da rocha. Apesar do elevado erro analítico, a

idade de 247 ± 130 Ma fornecida pelo intercepto inferior sugere perda de Pb que pode estar relacionada a intrusões de diabásios mesozoicos conhecidos no Domínio Tapajós.

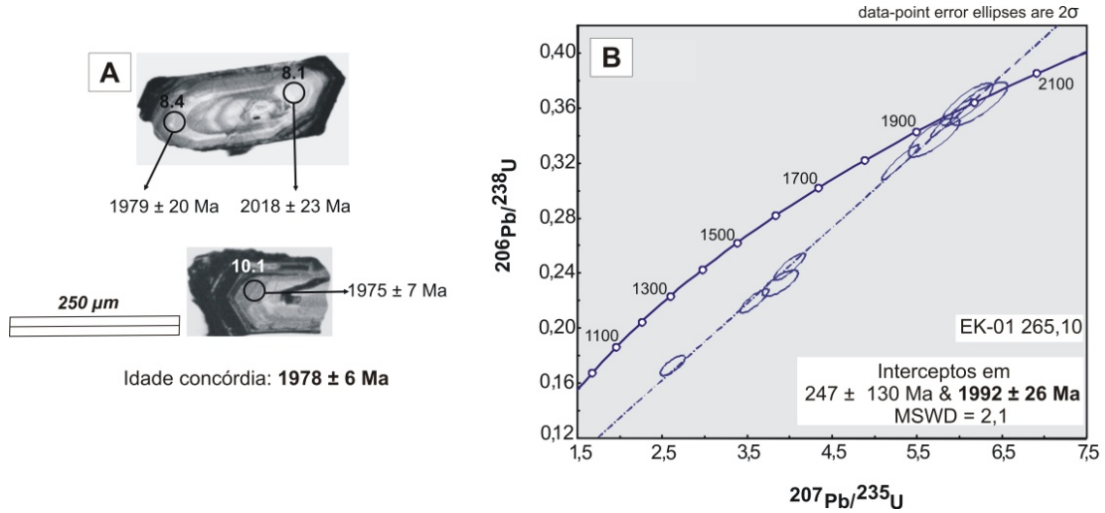


Figura 40 – (A) Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão representativos do muscovita monzogranito com a indicação do local dos pontos analisados (círculos), as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em cada ponto e a idade concórdia obtida com base nos três pontos mais concordantes dos dois cristais destacados; (B) Diagrama discórdia mostrando idade de intercepto superior calculada com base em nove pontos analisados em seis cristais (explicações no texto).

Tabela 4: Síntese dos dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS obtidos em cristais de zircão.

(Continua)

Amostra EK-02 418,50 (DP)											Idades Aparentes (Ma)						
Cristal.Ponto	f(206)%	Th/U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	err(%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	err(%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	err(%)	Rho	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	err (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	err (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	err (%)	Conc (%)
			2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ				
04.Z01*	0,00	0,60	430129	0,123661	0,58	6,190	1,40	0,363019	1,27	0,90	2010	10	2003	12	1996	22	99,34
05.Z02	0,01	0,42	267750	0,123322	1,28	6,813	2,51	0,400700	2,16	0,86	2005	23	2087	22	2172	40	108,35
06.Z03 B	0,00	0,43	308090	0,124473	0,95	6,844	1,46	0,398760	1,11	0,87	2021	17	2091	13	2163	20	107,03
07.Z03 N	0,02	0,27	70368	0,124312	0,58	6,754	1,55	0,394067	1,44	0,93	2019	10	2080	14	2142	26	106,07
08.Z04	0,03	0,48	49377	0,128240	1,15	7,068	1,78	0,399712	1,36	0,75	2074	20	2120	16	2168	25	104,52
09.Z05*	0,00	0,52	322314	0,123736	0,57	6,295	1,44	0,368988	1,33	0,91	2011	10	2018	13	2025	23	100,69
10.05 B	0,02	0,66	60776	0,124021	1,50	6,485	2,34	0,379261	1,80	0,90	2015	27	2044	21	2073	32	102,88
13.Z6	0,01	0,42	126763	0,124338	0,84	6,792	1,35	0,396158	1,05	0,77	2019	15	2085	12	2151	19	106,53
14.Z07	0,17	0,41	9073	0,124323	0,66	6,491	1,47	0,378668	1,32	0,89	2019	12	2045	13	2070	23	102,52
15.Z08 N	0,93	0,55	1607	0,125812	1,53	6,647	2,50	0,383173	1,96	0,78	2040	27	2066	22	2091	35	102,49
16.Z08 B	0,01	0,41	175813	0,124717	1,39	7,699	1,79	0,447742	1,13	0,80	2025	25	2197	16	2385	22	117,80
17.Z09	0,00	0,61	645237	0,123737	0,69	6,502	1,47	0,381097	1,30	0,88	2011	12	2046	13	2081	23	103,51
18.Z10	0,35	0,53	4385	0,124136	0,96	6,015	1,74	0,351428	1,44	0,83	2017	17	1978	15	1941	24	96,28
23.Z13	0,02	0,47	88141	0,125056	0,79	6,710	1,92	0,389158	1,75	0,91	2030	14	2074	17	2119	32	104,40
24.Z14	0,00	0,64	506460	0,123833	0,63	7,062	1,69	0,413619	1,56	0,92	2012	11	2119	15	2231	30	110,90
26.Z16*	0,00	0,47	456221	0,123902	0,74	6,270	1,57	0,367004	1,39	0,92	2013	13	2014	14	2015	24	100,11
27.Z17	0,02	0,46	59465	0,125808	0,82	6,857	1,52	0,395295	1,28	0,83	2040	15	2093	13	2147	23	105,25
28.Z18	0,02	0,75	67032	0,123118	0,95	6,638	1,67	0,391019	1,37	0,82	2002	17	2064	15	2128	25	106,28
29.Z19	0,02	0,65	91398	0,124093	0,80	6,398	1,78	0,373921	1,59	0,89	2016	14	2032	16	2048	28	101,58
30.Z20	0,02	0,62	86995	0,124367	1,34	6,403	1,78	0,373416	1,16	0,80	2020	24	2033	16	2045	20	101,27
33.Z21	0,01	0,38	234919	0,123500	0,76	6,516	1,25	0,382647	1,00	0,78	2007	14	2048	11	2089	18	104,05
34.Z22	0,01	0,65	177859	0,123934	0,72	6,622	1,29	0,387495	1,07	0,82	2014	13	2062	11	2111	19	104,85
35.Z23	0,02	0,51	73024	0,123614	0,91	6,618	1,36	0,388298	1,02	0,73	2009	16	2062	12	2115	18	105,27
36.Z24	0,01	0,54	172828	0,123492	1,15	6,665	1,54	0,391426	1,03	0,81	2007	20	2068	14	2129	19	106,09
37.Z25 B	0,02	0,28	67144	0,124169	1,00	6,421	1,84	0,375074	1,55	0,83	2017	18	2035	16	2053	27	101,80
38.Z25 N	0,01	0,43	150399	0,122637	0,75	6,667	1,25	0,394258	1,00	0,78	1995	13	2068	11	2143	18	107,40
39.Z26	0,04	0,50	34585	0,127590	1,72	6,466	2,11	0,367541	1,22	0,57	2065	30	2041	19	2018	21	97,71
43.Z28	0,02	0,48	68006	0,123153	0,93	6,361	1,39	0,374581	1,03	0,72	2002	17	2027	12	2051	18	102,42
44.Z29	0,01	0,72	112782	0,123411	0,82	6,325	1,58	0,371697	1,35	0,85	2006	15	2022	14	2037	24	101,56
45.Z30	0,02	0,50	74279	0,122693	1,00	6,252	1,51	0,369567	1,13	0,74	1996	18	2012	13	2027	20	101,58
46.Z31-1	0,01	0,41	144146	0,122984	1,58	6,436	1,80	0,379577	0,85	0,65	2000	28	2037	16	2074	15	103,72
47.Z31-2	0,03	0,38	49549	0,126324	1,25	6,517	1,85	0,374177	1,37	0,73	2047	22	2048	16	2049	24	100,08
48.Z32	0,01	0,38	128003	0,123737	0,81	5,984	1,33	0,350728	1,05	0,78	2011	14	1973	12	1938	18	96,38
49.Z33 B	0,01	0,50	137859	0,124011	0,98	6,418	1,46	0,375354	1,09	0,73	2015	17	2035	13	2055	19	101,98
53.Z34 B*	0,02	0,46	86085	0,123376	0,96	6,250	1,70	0,367421	1,40	0,82	2006	17	2012	15	2017	24	100,58
54.Z34 N	0,01	0,43	225322	0,128361	2,01	6,189	2,36	0,349697	1,25	0,52	2076	35	2003	20	1933	21	93,13

57.Z37	0,01	0,39	176876	0,123099	0,69	6,678	1,19	0,393450	0,97	0,80	2002	12	2070	10	2139	18	106,85
58.Z38	0,02	0,48	97699	0,123239	0,78	6,388	1,50	0,375952	1,28	0,85	2004	14	2031	13	2057	23	102,68
59.Z39	0,10	0,51	15291	0,124428	0,83	6,527	2,83	0,380441	2,70	0,96	2021	15	2050	25	2078	48	102,85
60.Z40	0,01	0,55	139755	0,123970	1,11	6,100	1,42	0,356848	0,88	0,75	2014	20	1990	12	1967	15	97,67
63.Z41	0,01	0,62	163691	0,122829	0,65	6,498	1,44	0,383685	1,28	0,89	1998	12	2046	13	2093	23	104,79
64.Z42	0,00	0,59	375671	0,123185	0,63	6,284	1,15	0,369956	0,96	0,82	2003	11	2016	10	2029	17	101,31
65.Z43	0,03	0,37	44543	0,121981	0,95	6,466	1,60	0,384439	1,29	0,80	1985	17	2041	14	2097	23	105,62
66.Z44	0,01	0,38	123918	0,123367	0,85	6,536	1,27	0,384233	0,95	0,84	2005	15	2051	11	2096	17	104,52
67.Z45	0,01	0,49	246400	0,123316	0,70	6,854	1,71	0,403084	1,56	0,91	2005	12	2093	15	2183	29	108,90
68.Z46	0,02	0,65	58929	0,123281	0,86	6,951	2,34	0,408934	2,17	0,93	2004	15	2105	21	2210	41	110,27
69.Z47	0,36	0,54	4068	0,125113	1,12	7,106	2,32	0,411941	2,02	0,87	2030	20	2125	20	2224	38	109,52
70.Z48	0,02	0,47	77188	0,123753	1,14	6,802	2,44	0,398650	2,16	0,95	2011	20	2086	21	2163	39	107,55
74.Z50	0,07	0,43	22045	0,126674	1,26	6,858	1,92	0,392660	1,45	0,75	2052	22	2093	17	2135	26	104,04
77.Z53	0,00	0,44	308933	0,123896	0,97	6,835	1,62	0,400126	1,30	0,79	2013	17	2090	14	2170	24	107,78
78.Z54	0,01	0,41	226899	0,123268	0,80	6,779	1,61	0,398833	1,40	0,86	2004	14	2083	14	2164	26	107,96
79.Z55	0,03	0,52	42282	0,125017	0,94	7,005	1,99	0,406388	1,76	0,88	2029	16	2112	18	2198	33	108,35
83.Z57	0,00	0,60	430996	0,123366	0,96	7,327	2,42	0,430764	2,22	0,92	2005	17	2152	21	2309	43	115,14
84.Z58	0,00	0,51	310551	0,123276	0,62	6,400	1,43	0,376520	1,29	0,90	2004	11	2032	12	2060	23	102,79
85.Z59	0,00	0,56	315515	0,123391	0,72	6,877	1,72	0,404189	1,56	0,91	2006	13	2096	15	2188	29	109,10
86.Z60	0,02	0,52	80268	0,124903	1,53	7,268	2,07	0,422005	1,38	0,85	2027	27	2145	18	2270	26	111,94
90.Z63 N	0,00	0,42	314370	0,123571	1,12	6,485	2,73	0,380596	2,49	0,96	2008	20	2044	24	2079	44	103,52

* Cristais utilizados para o cálculo da concórdia; N: núcleo; B: borda.

Tabela 5: Síntese dos dados geocronológicos U-Pb SHRIMP obtidos em cristais de zircão.

Cristal. Ponto	% comm ²⁰⁶ Pb	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Age (Ma) ^c	1σ	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb Age (Ma) ^c	1σ	% discord	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb*	1σ	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ Pb*	1σ	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ Pb*	1σ	error correl
Amostra	EK-48 55,70	(BG)														
12.1*	0,12	222	155	0,72	1746,8	33,2	1982	9	13	0,1228	0,4	5,22	2,2	0,3112	2,2	0,974
16.1	0,58	154	135	0,91	1880,9	35,4	1973	18	5	0,1262	0,5	5,66	2,4	0,3388	2,2	0,906
9.1	0,57	138	275	2,06	1911,1	36,4	1954	25	2	0,1248	0,6	5,70	2,6	0,3451	2,2	0,840
8.1	0,19	179	383	2,21	1920,0	37,2	1967	10	2	0,1223	0,4	5,77	2,3	0,3470	2,2	0,970
3.1	0,02	602	1943	3,33	1924,7	35,6	1979	5	3	0,1217	0,3	5,83	2,2	0,3479	2,1	0,991
15.1	0,32	622	1448	2,41	1938,7	35,9	1975	8	2	0,1241	0,2	5,87	2,2	0,3509	2,1	0,978
11.1	0,12	229	514	2,32	1944,1	36,3	1976	8	2	0,1224	0,4	5,89	2,2	0,3520	2,2	0,978
7.1	0,17	123	308	2,58	1939,3	36,6	1983	12	2	0,1234	0,5	5,90	2,3	0,3510	2,2	0,957
2.1	0,02	702	737	1,09	1967,9	36,3	1977	4	0	0,1216	0,2	5,98	2,2	0,3570	2,1	0,994
13.1*	0,40	229	221	1,00	1973,6	36,9	1971	14	0	0,1246	0,5	5,98	2,3	0,3582	2,2	0,943
6.1	0,08	177	270	1,58	1985,0	37,2	1997	9	1	0,1235	0,4	6,11	2,2	0,3606	2,2	0,975
Amostra	EK-79 51,30	(BM)														
1.1	1,38	98	80	0,84	2015,4	55,8	2191	80	9	0,1491	3,9	6,94	5,6	0,3670	3,2	0,572
2.1*	0,49	217	184	0,88	1894,9	33,6	1901	55	0	0,1206	2,7	5,48	3,7	0,3417	2,0	0,559
3.1*	0,29	128	166	1,34	1953,4	14,5	1954	17	0	0,1224	0,8	5,85	1,3	0,3539	0,9	0,666
4.1*	0,03	87	176	2,10	1933,9	15,2	1911	11	-1	0,1173	0,6	5,64	1,1	0,3499	0,9	0,819
5.1	0,65	97	202	2,15	1839,4	14,4	1948	23	6	0,1251	0,6	5,44	1,6	0,3302	0,9	0,578
6.1	0,59	73	43	0,60	1933,4	16,0	1890	23	-2	0,1209	0,7	5,58	1,6	0,3497	1,0	0,593
7.1	0,38	349	339	1,00	1614,2	11,2	1874	14	16	0,1178	0,5	4,50	1,1	0,2845	0,8	0,716
8.1	0,10	93	89	0,98	2022,9	16,1	2013	59	-1	0,1247	3,3	6,30	3,5	0,3686	0,9	0,266
9.1*	0,02	129	116	0,92	1969,4	15,1	1956	10	-1	0,1202	0,5	5,91	1,1	0,3573	0,9	0,842
10.1	-0,08	138	108	0,81	1943,7	14,3	2049	22	5	0,1257	1,3	6,13	1,5	0,3519	0,9	0,561
11.1	0,37	177	151	0,88	1594,8	16,1	1817	39	14	0,1142	2,0	4,30	2,4	0,2807	1,1	0,473
12.1*	0,42	275	125	0,47	1930,4	13,0	1933	12	0	0,1221	0,3	5,70	1,0	0,3491	0,8	0,750
13.1	0,77	123	78	0,66	2688,6	19,5	2750	21	2	0,1976	1,0	13,62	1,5	0,5175	0,9	0,575
14.1	0,33	341	253	0,77	1932,6	12,9	1977	11	2	0,1242	0,3	5,85	1,0	0,3496	0,8	0,783
15.1	0,04	190	55	0,30	2546,0	17,4	2559	5	1	0,1706	0,3	11,36	0,9	0,4843	0,8	0,934
Amostra	EK-01 265,10	(MM)														
3.1	0,58	256	163	0,66	1411,7	20,7	1932	17	37	0,1231	0,4	4,00	1,9	0,2448	1,6	0,867
4.1	0,95	157	101	0,67	1349,8	20,3	1970	26	46	0,1287	0,5	3,88	2,2	0,2329	1,7	0,754
6.1	0,23	344	190	0,57	1793,3	25,3	1953	9	9	0,1217	0,3	5,30	1,7	0,3207	1,6	0,956
8.1*	0,12	60	49	0,84	1998,9	30,1	2018	23	1	0,1253	1,2	6,23	2,2	0,3635	1,8	0,800
8.2	0,90	225	168	0,77	1028,7	16,2	1795	27	75	0,1169	0,5	2,62	2,2	0,1730	1,7	0,759
8.3	0,60	94	71	0,78	1882,0	28,1	1984	23	5	0,1271	0,7	5,70	2,2	0,3390	1,7	0,795
8.4*	0,43	83	72	0,90	1996,5	29,8	1979	20	-1	0,1253	0,7	6,08	2,1	0,3630	1,7	0,846
9.1	0,82	649	275	0,44	1282,1	18,8	1926	18	50	0,1246	0,3	3,58	1,9	0,2200	1,6	0,851
10.1*	0,08	307	226	0,76	1948,5	27,4	1975	7	1	0,1219	0,3	5,90	1,7	0,3529	1,6	0,971

* Cristais utilizados para o cálculo da concórdia; ^c ²⁰⁴Pb (correção).

7. Discussões

Apesar de suas dimensões relativamente reduzidas, a bacia de Castelo dos Sonhos foi intrudida por diferentes gerações de rochas de natureza tanto subvulcânica quanto plutônica. As rochas subvulcânicas são representadas por dacito porfirítico e os granitoides variam composicionalmente de granodioritos a sienogranitos. De modo geral, os cinco litotipos descritos (Tabela 2) diferem ainda quanto às fases varietais associadas, apenas o dacito porfirítico contém anfibólio e os granitoides contêm biotita ou muscovita, ou ainda, nenhum mineral varietal. Os minerais acessórios são praticamente os mesmos em todos os tipos, mas há algumas variações texturais e granulométricas. Além disso, essas rochas diferem quanto à intensidade da alteração hidrotermal e da deformação que as afetou. Algumas foram afetadas com menor intensidade e suas texturas ígneas originais encontram-se bem preservadas, já em outras, intensamente hidrotermalizadas e/ou deformadas, essas texturas foram parcial ou mesmo completamente obliteradas.

Dos litotipos descritos, o dacito porfirítico, o biotita granodiorito e o sienogranito apresentaram clara relação de contato intrusivo com as rochas metassedimentares da bacia Castelo dos Sonhos (Figs. 24E; 26A e D; 29A). Entretanto, devido às limitações inerentes ao estudo por meio de testemunhos de sondagem, a mesma relação de contato não foi observada para o biotita monzogranito e para o muscovita monzogranito, no entanto, é possível que estes também sejam intrusivos na sequência metassedimentar da bacia.

Além das diferenças petrográficas, essas rochas diferem quanto aos padrões geoquímicos e, com exceção do sienogranito, que não foi datado, distinguem-se pelas idades de cristalização, compondo três grupos temporalmente distintos (Tabela 2).

Quanto à discriminação tectônica, todos os litotipos plotaram nos campos dos granitos de arco vulcânico e pós-colisionais (Fig. 31B a D), sendo necessárias investigações adicionais para definir se esse resultado reflete o ambiente de formação dessas rochas ou a fonte dos magmas.

O dacito porfirítico apresenta similaridades gerais nos padrões de ETR e elementos traço tanto com os granitoides cálcio-alcálicos da Suíte Intrusiva Creporizão quanto com os do Complexo Cuiú-Cuiú (Fig. 32A a D), no entanto, algumas diferenças devem ser ressaltadas. No Complexo Cuiú-Cuiú são inexistentes anomalias negativas de Eu e a disposição fortemente inclinada dos ETRP indica forte fracionamento desses elementos, o que contrasta com o padrão de fracionamento moderado de ETRP e as discretas anomalias negativas de Eu do dacito porfirítico (Fig. 32C), que, por outro lado, mostra um padrão de

elementos traço muito semelhante ao do Cuiú-Cuiú, exceto pela anomalia negativa de P menos acentuada (Fig. 32D).

Em relação à Suíte Intrusiva Creporizão, o dacito porfirítico mostra anomalias negativas de Eu equivalentes e um padrão de fracionamento de ETRP muito similar, mas dela difere por apresentar apenas discretas anomalias negativa de Ba e positiva de Pb (Fig. 32A e B).

O padrão de ETR do dacito porfirítico indica que, assim como as rochas da Suíte Intrusiva Creporizão (Vasquez *et al.*, 2002), sua assinatura cálcio-alcalina é mais evoluída que a do Complexo Cuiú-Cuiú. Por outro lado, sua idade de cristalização de 2011 ± 6 Ma é compatível com o Complexo Cuiú-Cuiú, entretanto, as diferenças geoquímicas anteriormente apontadas diminuem a possibilidade de que o dacito porfirítico esteja relacionado a essa unidade. É possível que faça parte do conjunto de rochas vulcânicas com idades de 2020 ± 2 a 2012 ± 2 Ma que ocorrem na porção leste do Domínio Tapajós e foram reunidas na Formação Comandante Arara (Vasquez *et al.*, 2013), para a qual ainda não há dados geoquímicos disponíveis que permitam comparação.

Ainda em relação ao Complexo Cuiú-Cuiú, vale considerar que, em suas principais áreas de ocorrência e em sua definição original, essa unidade reunia rochas metamórficas (Pessoa *et al.*, 1977). Muitos granitoides foram incluídos no complexo por apresentarem idades coincidentes com o amplo intervalo de 2033-2005 Ma a ele atribuído ou pela impossibilidade de individualizá-los apropriadamente nas escalas de mapeamento adotadas, o que significa que nem todas as rochas reunidas no Complexo Cuiú-Cuiú compartilham da mesma origem.

O biotita granodiorito também apresenta afinidade cálcio-alcalina e seu padrão de ETR, com anomalias negativas de Eu quase inexistentes e importante fracionamento de ETRP (Fig. 33C), é muito semelhante ao do Complexo Cuiú-Cuiú, assim como os padrões nos diagramas multielementares também se assemelham, exceto pela ausência de anomalias positivas de Pb no biotita granodiorito (Fig. 33D). Este, por outro lado, diferencia-se da Suíte Intrusiva Creporizão por mostrar um fracionamento perceptivelmente mais acentuado de ETRP e pela ausência de anomalias negativas significativas de Eu (Fig. 33A), mostrando-se também mais enriquecido em Ba e bem mais empobrecido em Pb (Fig. 33B). Apesar dos padrões geoquímicos não completamente coincidentes, a idade de cristalização de 1976 ± 7 Ma obtida para o biotita granodiorito indica sua relação temporal com o magmatismo da Suíte Intrusiva Creporizão.

Também de afinidade cálcio-alcálica, o biotita monzogranito assemelha-se ao Complexo Cuiú-Cuiú por seu padrão de ETR sem anomalias negativas de Eu significativas e com significativo fracionamento de ETRP (Fig. 34A), seguindo também, de modo geral, o mesmo padrão do Cuiú-Cuiú nos diagramas multielementares, exceto por mostrar anomalia negativa de P bem menos acentuada (Fig. 34B). Por outro lado, diferencia-se da Suíte Intrusiva Creporizão por mostrar anomalia negativa de Eu mais fraca e maior fracionamento de ETRP (Fig. 34C), mostrando-se também consideravelmente mais enriquecido em Ba e menos enriquecido em Pb (Fig. 34D). O biotita monzogranito também difere da Suíte Intrusiva Tropas no padrão de ETR por mostrar apenas leve anomalia negativa de Eu e não apresentar anomalia negativa de Sm (Fig. 34E).

Três idades concordantes distintas foram obtidas para o biotita monzogranito: uma mais antiga, de 1958 ± 7 Ma, uma mais jovem, de 1918 ± 9 Ma, e uma intermediária, de 1931 ± 9 Ma. Embora não encontre correspondentes temporais nos domínios Tapajós ou Iriri-Xingu, a idade de 1931 ± 9 Ma não é completamente desprezada, pois pode representar um magmatismo cálcio-alcálico desconhecido na região, cuja existência, no entanto, necessita de mais estudos para ser comprovada. Nesse caso, a idade mais antiga representaria herança e a idade mais jovem poderia representar um episódio de perda de Pb relacionado a evento incerto.

Outra possibilidade é a de que a idade mais antiga, 1958 ± 7 Ma, represente a cristalização da rocha e as duas idades mais jovens representem perda de Pb em eventos mais recentes. Nesse caso, o biotita monzogranito poderia ser correlacionado temporalmente à Suíte Intrusiva Creporizão, no entanto, suas diferenças geoquímicas em relação a essa unidade desfavorecem essa hipótese. Também contrariam essa hipótese a necessidade de explicar a coincidência de dois eventos que provocassem desequilíbrio do sistema U-Th-Pb, mas que mantivesse a concordância das razões isotópicas.

Por último, a interpretação mais provável e simples é a de que a idade mais jovem, 1918 ± 9 Ma, corresponda à cristalização da rocha e as duas idades mais antigas representem herança. Essa idade, dentro do erro analítico, é compatível com o intervalo atribuído à Suíte Tropas, o que correlaciona temporalmente o biotita monzogranito a essa unidade, embora haja diferenças no padrão geoquímico.

O padrão de ETR “asa de gaivota”, com profunda anomalia negativa de Eu, o fracionamento de ETRL e o enriquecimento em ETRP sugerem afinidade alcálica para o muscovita monzogranito, que, assim, assemelha-se à Suíte Intrusiva Maloquinha (Fig. 35A), entretanto, ao contrário desta, mostra considerável empobrecimento em Pb (Fig. 35B), além

disso, não são conhecidos granitos com muscovita na Suíte Intrusiva Maloquinha (Vasquez *et al.*, 2002; 2008b). Por outro lado, o muscovita monzogranito é muito diferente dos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão e do Complexo Cuiú-Cuiú quanto ao padrão de ETR (Fig. 35C e E), distinguindo-se do Complexo Cuiú-Cuiú também nos diagramas multielementares (Fig. 35F), embora mostre um padrão algo mais ajustado em relação à Suíte Intrusiva Creporizão, com ressalvas quanto ao significativo empobrecimento em Pb, Sr, P, Zr e Ti (Fig. 35D).

A idade de cristalização de 1978 ± 6 Ma obtida para o muscovita monzogranito relaciona-o temporalmente à Suíte Intrusiva Creporizão, embora haja diferenças geoquímicas e granitos com muscovita também ainda não tenham sido descritos nessa unidade (Vasquez *et al.*, 2002, 2008b).

Assim como o muscovita monzogranito, o sienogranito mostra padrão ETR de tendência alcalina e também se assemelha à Suíte Intrusiva Maloquinha, embora com enriquecimento menos acentuado em ETRP e anomalia negativa de Eu menos acentuada (Fig. 36A e B). O comportamento geral dos LILE e HFSE no sienogranito também é muito semelhante ao da Suíte Intrusiva Maloquinha, embora o sienogranito se mostre mais enriquecido em Ba e mais empobrecido em Nb, Pb e P (Fig. 36B). A ausência de dados geocronológicos não permite que correlações temporais sejam sugeridas para o sienogranito em relação a unidades dos domínios Tapajós ou Iriri-Xingu.

A idade de cristalização compatível tanto com o Complexo Cuiú-Cuiú quanto com a Formação Comandante Arara obtida para o dacito porfíritico (2011 ± 6 Ma) e a idade compatível com a Suíte Intrusiva Creporizão obtida para o biotita granodiorito (1976 ± 7 Ma), assim como as relações de contato intrusivas observadas entre essas rochas e a sequência metassedimentar da Formação Castelo dos Sonhos podem ser usadas para estabelecer a relação estratigráfica desta unidade com o Domínio Tapajós, apontando uma vez mais para a necessidade de revisão do limite que atualmente o separa do Domínio Iriri-Xingu. Além disso, a idade de 2011 ± 6 Ma pode ser considerada como a idade mínima da Formação Castelo dos Sonhos e, conseqüentemente, da mineralização aurífera singenética nela hospedada.

Na porção leste do Domínio Tapajós, onde se acreditava que predominassem vulcano-plutonismo de 1893-1872 Ma, trabalhos recentes têm mostrado uma ocorrência mais extensa de rochas vulcânicas com idades em torno de 2000 Ma e entre 2020- 2012 Ma, além de granitoides de 2016-2010 Ma. Os dados isotópicos (Sm-Nd) obtidos para as rochas vulcânicas de 2020-2012 Ma ($T_{DM} = 2,29$ e $2,36$ Ga; $\epsilon Nd = -0,59$ e $-1,19$) e para os granitoides de 2016-2010 Ma ($T_{DM} = 2,41$ a $2,62$ Ga e $\epsilon Nd = -1,49$ a $-5,45$) mostraram que houve pouca

participação de crosta arqueana na formação dessas rochas. As idades modelo mais antigas e os valores de ϵNd fracamente negativos podem refletir diferentes graus de mistura de crosta arqueana com magmas juvenis acrescidos há cerca de 2,1 Ga no Domínio Tapajós (Vasquez *et al.*, 2014).

Ao norte da Formação Castelo dos Sonhos, foram também obtidas idades em torno de 1,97 Ga para rochas vulcânicas anteriormente correlacionadas ao Evento Uatumã *sensu lato*, além de idades mais antigas, de 2123 ± 86 a 2023 ± 30 Ma, para tonalitos do embasamento na região (Tokashiki *et al.*, 2014; Guimarães *et al.* 2014).

Esses dados refletem a dinâmica atual de reconfiguração da porção sul do Cráton Amazônico, demonstrando sensível diminuição nas áreas antes relacionadas ao magmatismo Uatumã e mostrando a ocorrência, cada vez mais a leste, de rochas que apresentam idades e/ou assinaturas isotópicas compatíveis com as do Domínio Tapajós, o que reforça a tendência de continuidade deste domínio a leste, para além do limite que atualmente o separa do Domínio Iriri-Xingu.

8. Conclusões

Os dados obtidos neste trabalho permitiram a classificação de cinco diferentes litotipos: dacito porfirítico, biotita granodiorito, sienogranito, biotita monzogranito e muscovita monzogranito, dos quais os três primeiros são claramente intrusivos nas rochas metassedimentares da Formação Castelo dos Sonhos ($< 2083\text{-}2080$ Ma), enquanto a natureza intrusiva dos demais não pôde ser comprovada.

O dacito porfirítico revelou idade de cristalização (U-Pb LA-ICP-MS) de 2011 ± 6 Ma, idade compatível com o Complexo Cuiú-Cuiú, embora as diferenças nos padrões geoquímicos tornem pouco provável que a rocha pertença a esta unidade, estando mais provavelmente relacionada à Formação Comandante Arara.

O biotita granodiorito apresentou idade de cristalização (U-Pb SHRIMP) de 1976 ± 7 Ma, o que o relaciona temporalmente ao magmatismo da Suíte Intrusiva Creporizão, embora seus padrões geoquímicos sugiram assinatura cálcio-alcálica mais primitiva que a dessa unidade.

Apesar de apresentar semelhanças geoquímicas com o Complexo Cuiú-Cuiú, a idade de cristalização de 1918 ± 9 Ma do biotita monzogranito estabelece sua relação temporal com a Suíte Intrusiva Tropas, embora haja diferenças nos padrões geoquímicos.

A idade de cristalização (U-Pb SHRIMP) de 1978 ± 6 Ma obtida para o muscovita monzogranito relaciona-o temporalmente à Suíte Intrusiva Creporizão, embora seus padrões geoquímicos assemelhem-se mais aos da Suíte Intrusiva Maloquinha, e granitos com muscovita ainda não tenham sido descritos em nenhuma dessas unidades.

O sienogranito não foi datado, mas apresentou padrão de ETR sugestivo de afinidade alcalina e similaridades geoquímicas gerais com a Suíte Intrusiva Maloquinha.

O fato de as rochas metassedimentares da Formação Castelo dos Sonhos terem sido intrudidas pelo dacito porfirítico (2011 ± 6 Ma) e o biotita granodiorito (1976 ± 7 Ma), que revelaram idades de cristalização compatíveis com as de algumas unidades do Domínio Tapajós (embora não seja possível uma relação temporal e geoquímica direta com essas unidades), sugere a relação estratigráfica da Formação Castelo dos Sonhos com o Domínio Tapajós e também representa um novo dado a favor da expansão do limite leste deste domínio.

A ausência de relação direta das rochas aqui apresentadas com unidades do Domínio Tapajós pode indicar a existência de eventos magmáticos ainda não registrados na região. Também se faz necessária uma investigação mais detalhada sobre os magmatismos aqui identificados.

A idade de 2011 ± 6 Ma é aqui apresentada como a idade mínima de sedimentação da Formação Castelo dos Sonhos, correspondendo também à idade mínima da mineralização aurífera (paleoplacer) nela hospedada.

Agradecimentos

O artigo é contribuição ao projeto “Evolução crustal e metalogenética em terrenos pré-cambrianos da Amazônia – segmentos noroeste do Cinturão Gurupi e sudeste do Domínio Tapajós” e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Amazônia (GEOCIAM). JDSQ agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudos. ELK agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por bolsa de produtividade e pesquisa (processo 307443/2013-2).

9. Referências

- ALKMIM, F. F. 2011. Stratigraphy and structure of the Castelo dos Sonhos gold mineralization host rocks, southern Pará, Brazil. **Report. Tristar Gold**, 15p.
- BARRETO, C. J. S., J. M. LAFON, L. T. ROSA-COSTA, E. F. LIMA, 2013. Vulcanismo félsico Paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, noroeste do Pará, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronológica Pb-Pb em zircão. **Revista do Instituto de Geociências, USP – Série Científica** 13:4-72.
- BLACK, L.P., S.L. KAMO, C.M. ALLEN, D.W. DAVIS, J.N. ALEINIKOFF, J.W. VALLEY, R. MUNDIL, I.H. CAMPBELL, R.J. KORSCH, I.S. WILLIAMS, C. FOUDOULIS, 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Microprobe Geochronology by the Monitoring of a Trace-element Related Matrix Effect: SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and Oxygen Isotope Documentation for a Series of Zircon Standards. **Chemical Geology** 205: 115-140.
- BOYNTON, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.): **Rare-Earth Elements geochemistry**: 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- BRITO NEVES, B.B., J.M. SÁ, A.A. NILSON, N.F. BOTELHO, 1995. A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozoicos da América do Sul e processos subsequentes. **Geonomos** 3:1-21.
- COUTINHO, M.G.N., E.C. SOUZA, M.T. GUIMARÃES, T. LIVERTON, J.N. WALSH, 2008. Petrologia e geoquímica das rochas hospedeiras. In: COUTINHO, M.G.N. (Ed.): **Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG**: 137-196. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro.
- DALL'AGNOL, R., C.M.G. SILVA., T. SCHELLER, 1999. Fayalite hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implication for the Uatumã volcanism. **Boletim de Resumos do Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados** 1: p. 31.

FERNANDES, C. M. D., C. JULIANI, L. V. S. MONTEIRO, B. LAGLER, C. M. ECHEVERRI-MISAS, 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? **Journal of South American Earth Sciences** 32: 351-368.

FERREIRA, A.L., 2000. Formação Bom Jardim. In: ALMEIDA, M.E., M.E. SOARES, M.F.L. BRITO, A.L. FERREIRA, M.A.S. MONTEIRO, (Orgs.): **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D):** Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 1 CD-ROM.

GUIMARÃES, S. B., KLEIN, E. L., CHAVES, C. L., CASTRO, J. M. R., SOUZA, S. M. 2014. **Projeto Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil Área Sudeste do Tapajós, Estado do Pará.** Informe preliminar – Fase 1. Belém, CPRM (relatório interno inédito).

JACKSON, S.E., N.J. PEARSON, W.L. GRIFFIN, E.A. BELOUSOVA, 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. **Chemical Geology** 211: 47-69.

JANOUSEK, V., C.M. FARROW, V. ERBAN, 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology** 47:1255–1259.

JULIANI, C., C. C. CARNEIRO, S. A. CARREIRO-ARAÚJO, C. M. D. FERNANDES, L. V. S. MONTEIRO, A. P. CRÓSTA. 2013. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozoicos na porção sul do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas e metalogenéticas. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 13: 157-160.

KLEIN, E .L., M. E. ALMEIDA, L. T. ROSA-COSTA, 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. **Large Igneous Provinces Commission**. Disponível em: <<http://www.largeigneousprovinces.org>>. Acesso em: 23 janeiro 2014.

KLEIN, E. L., S.B. GUIMARÃES, C. L. CHAVES, J. B. RODRIGUES, J. D. S. QUEIROZ, 2014. U-Pb (LA-ICP-MS) geochronology of detrital zircons from the Novo Progresso and Castelo dos Sonhos sedimentary formations: a preliminary approach to the source areas and implications for province boundaries in the Amazonian Craton. **Program and Abstracts of the South American Symposium on Isotope Geology 9**: p. 203.

LAMARÃO, C.N., R. DALL'AGNOL, J.M. LAFON, E.F. LIMA, 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., R. DALL'AGNOL, M.M. PIMENTEL, 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon Craton. **Journal of South American Earth Sciences** 18:277-292.

LUDWIG, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. **Geochronological Center, Special Publication 4**: 70 p. Berkeley.

MOURA, C.A.V., P.S.S. GORAYEB., N.S. MATSUDA, 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. **Resumos expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 6:475-477.

PEARCE, J.A., N.B.W. HARRIS, A.G. TINDLE, 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonics interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology** 25:956-983.

PESSOA, M. R., A.F. SANTIAGO, A.F. ANDRADE, E.L. BARRETO, J.O. NASCIMENTO, J.O.S. SANTOS, J.R. OLIVEIRA, R.C. LOPES, W.V. PRAZERES, 1977. **Projeto Jamanxim - relatório final**: 3 v., 614p. CPRM – Serviço Geológico do Brasil / DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral, Manaus

QUEIROZ, J.D.S., 2015. **Aspectos geológicos e metalogenéticos do depósito de ouro hospedado em metaconglomerados e metarenitos paleoproterozoicos Castelo de Sonhos, Província Tapajós, Sudoeste do Pará**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 136 p.

SANTOS, J.O.S., L.A. HARTMANN, H.E. GAUDETTE, D.I. GROVES, N.J. MCNAUGHTON, I.R. FLECHER, 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. **Gondwana Research** 3:453-488.

SANTOS, J.O.S., D.I. GROVES, L.A. HARTMANN, M.A. MOURA, N.J. MCNAUGHTON, 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. **Mineralium Deposita** 36:279-299.

SANTOS, J.O.S., L.A. HARTMANN, N.J. MCNAUGHTON, I.R. FLETCHER, 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South American Earth Sciences** 15:409-429.

SANTOS, J. O. S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil Central. In: L. A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R. M. VIDOTTI & J. H. GONÇALVES (Eds.): **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: 169-226. Serviço Geológico do Brasil, Brasília.

SANTOS, J.O.S., O.T. VAN BREEMEN, D.I. GROVES, L.A. HARTMANN, M.E. ALMEIDA, N.J. MCNAUGHTON, I.R. FLETCHER, 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.

SEMBLANO, F. R. D., M. J. B. MACAMBIRA, N. C.S. PEREIRA, M. L.VASQUEZ. 2014. New Isotope Data From Iriri-Xingu Domain, Central Amazonian Province: Implications For Iriri Group Age. **Resumos do 9th South American Symposium on Isotope Geology** 9: p. 111.

SHAND, S.J., 1943. **Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite**: 488 p. John Wiley & Sons, New York.

SUN, S.S. & W.F. MCDONOUGH, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: SAUNDERS, A.D. & M.J. NORRY (Eds.): **Magmatism in Ocean Basins**. Geological Society, London, Special Publications: 313–345.

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

TEIXEIRA, N. P., C. M. D. FERNANDES, C. A. V. MOURA, S. C. C. PINHO, 2002. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozoicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. **Anais do Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados** 2: p. 28.

TOKASHIKI, C.C., C. JULIANI, L.V.S. MONTEIRO, C.M. ECHEVERRI-MISAS, M. A. AGUJA, L. B. ARRAIS. 2014. Mineralizações auríferas associadas a eventos vulcânicos de 1,97 Ga de sistemas epitermais Low- e intermediate- sulfidation no depósito Coringa – Província Mineral do Tapajós. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 47: p.235.

WILLIAMS, I.S., 1998. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: M.A. MCKIBBEN, W.C. SHANKS III, W.I. RYDLEY (Eds.): Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. **Economic Geology** 7:1–35.

YOKOI, Y. O.; OLIVEIRA, A. L. A. M.; TACHIBANA, J. 2001. General economic geology of the High Tapajós Basin (The “Cachimbo” Gráben) and its boundaries: a regional geological survey with exploratory purpose. **Resumos expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 7: 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M.L., E.L. KLEIN, M.L.E.S. QUADROS, R.B.C. BAHIA, A. SANTOS, P.S.F. RICCI, C.R. SACHETT, C.M.G. SILVA, M.J.B. MACAMBIRA, 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. **Resumos Expandidos do Simpósio De Geologia Da Amazônia** 6: 471-474.

VASQUEZ, M.L., E.L. KLEIN, M.J.B. MACAMBIRA, A. SANTOS, R.B.C. BAHIA, P.S.F. RICCI, M.L.E.S. QUADROS, 2000a. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. **Abstracts of the International Geology Congress** 31: 1 CR-ROM.

VASQUEZ, M.L., P.S.F. RICCI, E.L. KLEIN, A. SANTOS, R.C. MARTINS, 2000b. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: VASQUEZ, M.L. & E.L. KLEIN, (Orgs.): **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C), Estado do Pará, Escala 1: 250.000**. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M.L., P.S.F. RICCI, E.L. KLEIN, A. SANTOS, R.C. MARTINS, 2000c. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: KLEIN, E.L. & M.L. VASQUEZ, (Orgs.): **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará, Escala 1:250.000**. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Belém, 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M.L. & P.S.F. RICCI., 2002. Caracterização dos lamprófios da Província Tapajós. **Boletim de Resumos do Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados 2**: p. 91.

VASQUEZ, M. L., E. L. KLEIN, P. RICCI., 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: KLEIN, E. L., M. L. VASQUEZ, L. T. ROSA-COSTA, (Eds.): **Contribuições à geologia da Amazônia 3**:67-84.

VASQUEZ, M.L., 2006. **Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico**. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Pará, Belém, 212 f.

VASQUEZ, M.L., L.T. ROSA-COSTA, C.M.G. SILVA, E.L. KLEIN, 2008a. Compartimentação tectônica. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds.): **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas e SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000**. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Belém, 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M.L., L.T. ROSA-COSTA, C.M.G. SILVA, P.S.F. RICCI, J.P.O. BARBOSA, E.L. KLEIN, E.C.S. LOPES, E.M.B. MACAMBIRA, C. L. CHAVES, J.M.A. CARVALHO, J.G.F. OLIVEIRA, G.C. ANJOS, H.R. SILVA, 2008b. Unidades litoestratigráficas. In: VASQUEZ, M.L., L.T. ROSA-COSTA (Eds.): **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas e SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000.** CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Belém, 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M. L., C. L. CHAVES, E. M. MOURA, J. K. M. OLIVEIRA, J. M. LAFON, 2013. Eventos magmáticos de 2020 - 1980 Ma nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do Domínio Tapajós. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 13: 209-212.

VASQUEZ, M. L., C. L. CHAVES, E. M. MOURA, J. K. M. OLIVEIRA, J. M. LAFON, 2014. Identificação das fontes das rochas de 2020 – 2010 Ma do leste do Domínio Tapajós com base nos isótopos de Sm-Nd. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 47: p. 1619.

VASQUEZ, M.L., C.L. CHAVES, E.M. MOURA, J.K.M. OLIVEIRA, 2015. **Geologia e Recursos Minerais das Folhas São Domingos - SA.21.Z-A-II e Jardim do Ouro - SA.21-Z-A-III, Estado do Pará, Escala 1:100.000.** Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil (no prelo).

10 CONCLUSÃO: PROPOSIÇÃO DE UM MODELO METALOGENÉTICO PARA O DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS

Como foi bem salientado por Robert *et al.* (1997), o enquadramento de um depósito mineral em uma classe específica não é um exercício acadêmico, desprovido de significado prático, ao contrário, fornece embasamento essencial para avaliação de recursos e concepção de estratégias de exploração. Ao mesmo tempo, a classificação de depósitos minerais, em geral, se defronta com inúmeras dificuldades ou questões referentes às particularidades geológicas de cada depósito. Em outras palavras, depósitos pertencentes a uma mesma classe e que, portanto, apresentam similaridades gerais, podem também apresentar diferenças que devem ser levadas em consideração.

De modo geral, o estudo de um depósito mineral envolve alguns pontos principais: a história geodinâmica do terreno em que se localiza depósito, sua arquitetura, as prováveis fontes dos fluidos, suas vias de circulação, os agentes responsáveis por sua movimentação e os mecanismos de transporte e deposição dos metais (Barnicoat 2008). Nem sempre é possível esclarecer todos esses aspectos em um estudo, o que compromete o entendimento e a classificação do depósito.

Os principais depósitos auríferos associados a sequências sedimentares clásticas datam do final do Arqueano e início do Proterozoico. A origem do ouro nesses depósitos é controversa e tem sido discutida de acordo com três linhas de interpretação principais: *paleoplacer*, *paleoplacer* modificado e hidrotermal (Gross 1958; Minter 1978; Eisenlohr 1992; Frimmel *et al.* 1993; Teixeira *et al.* 2001; Milesi *et al.* 2002; Phillips & Powell 2015, dentre outros). As informações geológicas atualmente disponíveis e os dados obtidos neste trabalho indicam origem singenética para a mineralização principal do depósito Castelo de Sonhos, isto é, para a mineralização hospedada nos metaconglomerados (Fig. 41). No entanto, parte da mineralização do depósito também tem origem epigenética e é representada pela ocorrência de ouro em planos de fraturas de metarenitos. Propõe-se o modelo de *paleoplacer* modificado para explicar a natureza híbrida, singenética e epigenética, da mineralização no depósito. A favor dessa hipótese, são apresentados alguns argumentos.

A mineralização ocorre confinada estratigraficamente a um pacote de metaconglomerados com espessura de 300-400 m, podendo também ocorrer nas camadas de metarenitos intercaladas nesse pacote. A distribuição errática da mineralização dentro do pacote de metaconglomerados indica que não há – ou, pelo menos, até o momento não foi identificado – controle estrutural.

Sulfetos são muito raros na matriz dessas rochas e não foi observada sua relação com o ouro. Por outro lado, ouro livre foi identificado no interior de grãos de quartzo (areia média a grossa), provavelmente fragmentos de veios auríferos, e também ocorre associado à magnetita. A associação de ouro e magnetita e as características morfológicas observadas – bordas subarredondadas a arredondadas, predominância de superfícies leve a moderadamente rugosas, inclusões raras e apenas de magnetita – indicam que as partículas de ouro foram transportadas e depositadas junto com os minerais pesados e que durante o transporte estiveram também sujeitas à abrasão própria do ambiente sedimentar. O ouro apresenta baixa dureza ($H = 2,5-3,0$), assim, sua forma original é facilmente modificada em função da distância e do modo de transporte. Além disso, a abundância de inclusões tende a diminuir devido à degradação física dos grãos durante o transporte e também pela ação de processos pós-deposicionais no ambiente superficial (McClenaghan 2009). Além do desgaste mecânico, as partículas de ouro em Castelo de Sonhos também sofreram desgaste químico, provavelmente pós-deposicional, e a corrosão resultou na formação de partículas frágeis e com textura esponjosa.

Veios de quartzo \pm pirita \pm calcita cortando os metaconglomerados são raros e neles ouro não foi identificado. Até o momento, não foi relatada a ocorrência de ouro na zona de contato entre os metaconglomerados e as rochas subvulcânicas ou plutônicas que os intrudem, e nas amostras estudadas isso também não foi verificado.

A composição química homogênea do ouro, com altas razões Au/Ag, pode indicar que as partículas analisadas representam uma população proveniente de uma mesma fonte. Uma vez que o ouro de *paleoplacers* pode provir de fontes diversas, estudos químicos adicionais em um maior número de partículas de ouro são necessários para caracterizar estatisticamente outras possíveis populações e fontes para o ouro presente nessas rochas.

A idade mínima da sedimentação da Formação Castelo dos Sonhos foi determinada em 2011 ± 6 Ma (Queiroz *et al.* 2015), que também corresponde à idade da mineralização aurífera singenética do depósito.

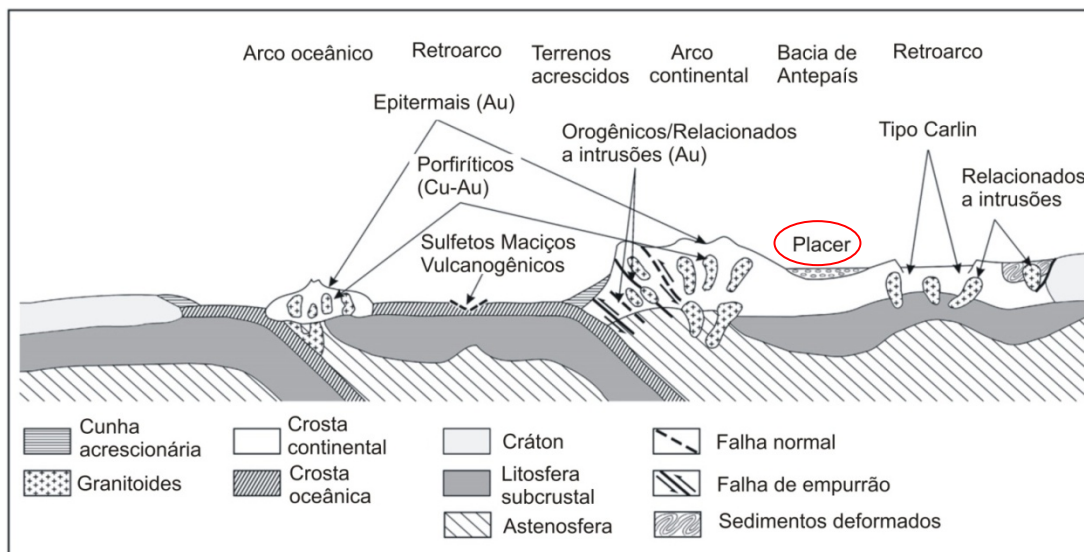


Figura 41 – Esquema mostrando os ambientes de formação dos principais tipos de depósitos auríferos, de acordo com Groves *et al.* (2005). Modificado de Frimmel (2008).

A mineralização epigenética está relacionada a um encadeamento de modificações pós deposicionais que afetaram a sequência sedimentar do depósito e podem ter causado a remobilização do ouro originalmente hospedado nos metaconglomerados. Essa sequência sedimentar foi metamorfisada, deformada em regime rúptil-dúctil a rúptil e intrudida por rochas subvulcânicas ácidas e granitoídes com idades entre 2011 ± 6 e 1918 ± 9 Ma (Queiroz *et al.* 2015). A convergência de processos sedimentares, metamórficos, magmáticos e deformacionais na área do depósito forma um quadro geológico-metalogenético complexo. Algumas características das rochas do depósito, como a ferruginização e a silicificação, e também que fatores teriam contribuído para a remobilização do minério podem ser explicados por esses processos, sobre os quais são feitas algumas considerações a seguir.

Os processos diagenéticos envolvem significativas mudanças físicas e químicas que afetam os sedimentos após a deposição, continuam durante o soterramento e se estendem até o eventual soerguimento da bacia. Há continuidade entre os processos diagenéticos e metamórficos e, em casos em que os sedimentos estejam submetidos a altas temperaturas e pressões, é difícil precisar o limite entre diagênese e metamorfismo. Em geral, considera-se que a diagênese atua até profundidades de 20 km, envolvendo temperaturas de até 250°C e pressões de até 5 kbar (Figura 42 – Burley & Worden 2003).

Durante a eodiagênese, os sedimentos são afetados por processos físico-químicos que ocorrem ainda na superfície ou próximo dela, e a composição química das águas intersticiais ainda é controlada pelo ambiente deposicional. De acordo com De Ros & Moraes (1984), nos arenitos continentais é universalmente disseminada a precipitação de películas de óxidos-

hidróxidos de ferro sobre os grãos. A alteração eodiagenética de minerais detríticos portadores de ferro presentes nos sedimentos pode liberar os íons férrico (Fe^{+3}) ou ferroso (Fe^{+2}) e, dependendo das condições de pH e Eh, o íon Fe^{+2} continua em solução ou é incorporado por fases autigênicas, como a pirita e a esmectita, enquanto o íon Fe^{+3} , pouco solúvel, precipita como óxidos-hidróxidos de ferro, que, com o soterramento, estabilizam-se como hematita, conferindo característica coloração avermelhada às rochas (Walker 1967, 1974).

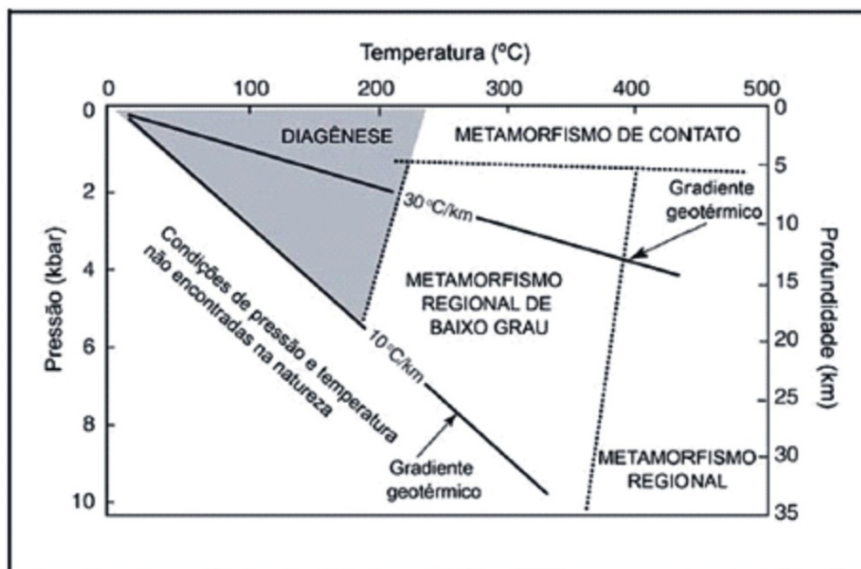


Figura 42 – Condições de pressão x temperatura que separam diagênese e metamorfismo (Burley & Worden 2003).

Durante a mesodiagênese, a composição da água dos poros pode sofrer mudanças significativas e, em resposta ao aumento da pressão de soterramento, acaba sendo expulsa dos poros (Fig. 43A). Os sedimentos experimentam rearranjos físicos expressivos causados por compactação mecânica, que diminui sensivelmente a porosidade da rocha e envolve rotação e fraturamento de grãos rígidos e o esmagamento de grãos dúcteis, como intraclastos argilosos, litoclastos sedimentares (folhelhos, lamitos), metamórficos (ardósias, filitos, xistos) e vulcânicos. Nessa fase, podem ocorrer transformações mineralógicas importantes em que, por exemplo, entre 55-200°C, esmectita pode alterar para clorita. A compactação química ou dissolução por pressão (*pressure solution* ou *welding*) é outro processo mesodiagenético muito importante. Embora o fenômeno se inicie ao final da eodiagênese, alcança o ápice na mesodiagênese e pode ocorrer intermitentemente ao longo de toda a diagênese (De Ros & Moraes 1984). A dissolução por pressão também atua em metamorfismo de baixo grau (Passchier & Trouw 2005) e pode também ser importante em graus metamórficos mais altos (Wintsch & Yi 2002).

A dissolução por pressão é favorecida pela presença de fluidos, por aumento de temperatura e pressão e por defeitos na estrutura cristalina dos grãos. Com o aumento da pressão de soterramento, aumenta a tensão nos contatos intergranulares, o que leva à dissolução nas zonas de maior pressão. O quartzo é tipicamente afetado por esse processo e o resultado é o desenvolvimento de contatos intergranulares côncavo-convexos e suturados (Figs. 14A e 16A). A dissolução por pressão é acompanhada pela transferência do material solubilizado e é um processo importante porque fornece sílica para a cimentação da rocha. Assim, a sílica solubilizada nas zonas de maior pressão migra para zonas de menor pressão e preenche tanto poros primários quanto secundários. A cimentação por sílica reduz grandemente a porosidade primária remanescente da eodiagênese e o cimento pode se desenvolver a ponto de ocupar todos os poros, o que torna a rocha extremamente endurecida, restando apenas um sistema poroso conectado por finas gargantas lamelares (De Ros & Moraes 1984).

Embora a dissolução por pressão seja o processo mais citado para explicar a silicificação, alguns autores consideram que, entre outros processos, sílica pode também ser produzida pela alteração de argilominerais e a caulínização dos feldspatos durante o soterramento. Além disso, sílica pode provir de fontes externas, pela infiltração de águas continentais meteóricas e de fluidos hidrotermais supersaturados em sílica (Walker 1960; Silbley & Blatt 1976; Schmidt & McDonald 1979).

O soerguimento da bacia durante a telodiagênese expõe o pacote sedimentar a condições de baixa temperatura e pressão e à percolação de água meteórica, o que favorece a alteração intempérica. A percolação de água meteórica pode provocar a dissolução de grãos ou cimento, gerando porosidade secundária e favorecendo a precipitação de novos constituintes. Durante a telodiagênese, pode ocorrer ainda intensa oxidação secundária de minerais portadores de ferro (clorita, pirita, magnetita, etc.), conferindo coloração avermelhada à rocha (De Ros & Moraes 1984; Boggs Jr. 2009).

A deformação exerce um papel importante na movimentação de fluidos na crosta, induzindo diferenças de gradientes de potencial hidráulico tanto em nível local quanto regional. Dois efeitos da deformação sobre o potencial hidráulico podem ser destacados: o aumento da pressão de fluido relacionado à compressão, que geralmente ocorre em profundidade e associado à deformação dúctil e ao metamorfismo, que leva à desidratação de minerais; e a diminuição da pressão de fluido em níveis mais rasos da crosta, ocasionada pela abertura de espaços vazios durante o fraturamento (Sibson 1994; Oliver 1996; Zhang *et al.* 2008; Cox 2005). As diferenças de potencial hidráulico entre as regiões com maior e menor

pressão de fluidos fornecem a energia necessária para que os fluidos gerados em profundidade ascendam para regiões mais rasas da crosta. Além disso, na parte superior da crosta, a dilatação relacionada à deformação rúptil pode gerar diferença de potencial hidráulico entre as zonas de fratura e as rochas circundantes, de tal modo que o fluido é arrastado para as zonas de fratura (Fig. 43B), como no modelo de sucção de Sibson (1987, 1994).

Intrusões magmáticas, além de serem potenciais fontes de fluidos, causam anomalias térmicas e células de circulação de fluidos ascendentes são geradas em torno da intrusão (Fig. 43C) (Norton & Cathles, 1979; Cathles, 1997).

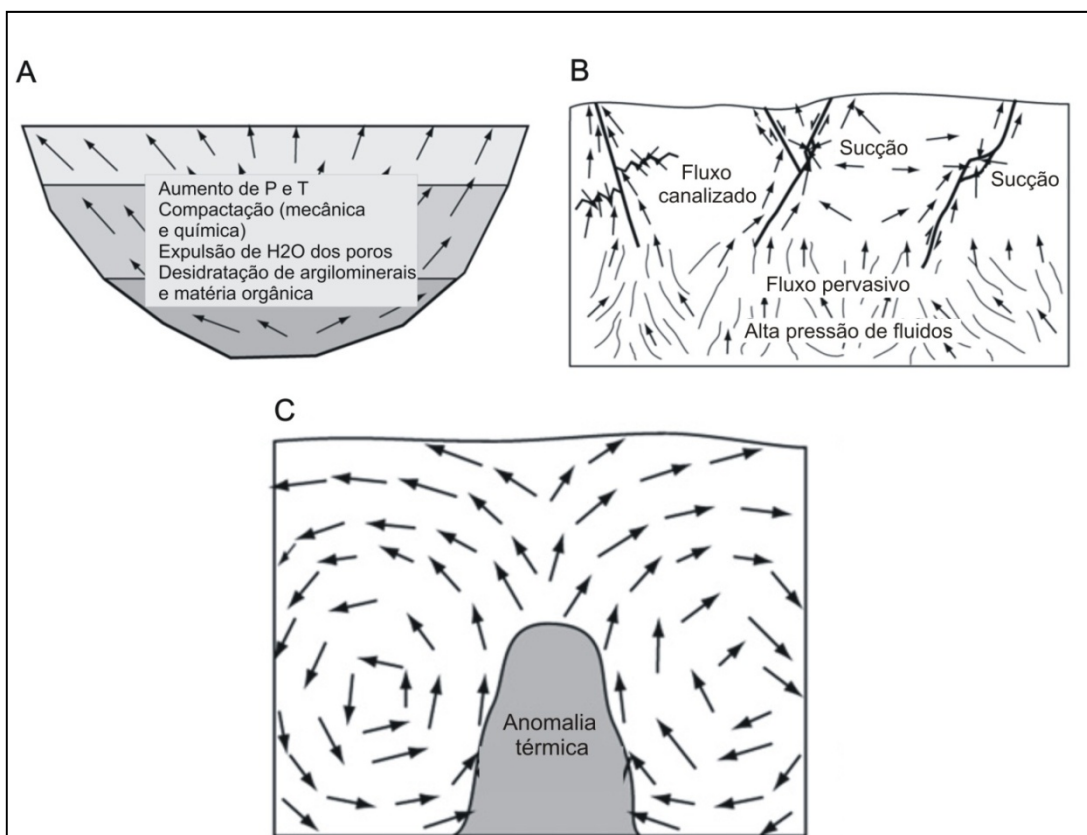


Figura 43 – Esquemas mostrando a movimentação de fluidos influenciada por diferenças de pressão e temperatura em bacias sedimentares (A) em zonas deformadas (B) e ao redor de intrusões magmáticas (C). Modificado de Chi & Xue (2011).

É provável que a interação entre processos sedimentares, metamórficos e magmáticos, associados à deformação, tenha contribuído para a geração e circulação de fluidos hidrotermais oxidantes que, ao percolarem o pacote de metaconglomerados, foram capazes de solubilizar parte do minério aurífero. A deformação rúptil exerceu papel fundamental, gerando as fraturas que canalizaram os fluidos portadores do minério, evitando sua dispersão. A infiltração de águas meteóricas deve ter contribuído para a diminuição da temperatura e a

diluição das soluções mineralizantes, levando à reprecipitação do ouro, acompanhado por películas de óxido de ferro, nos planos de fratura dos metarenitos. Embora o número reduzido de partículas de ouro analisadas não forneça embasamento estatístico adequado, essas partículas mostraram razões Au/Ag ainda mais elevadas que as partículas dos metaconglomerados. Levando-se em consideração que em condições próximas à superfície a prata apresenta mobilidade muito maior que o ouro, a reprecipitação do minério a partir de soluções oxidantes pode ter levado à formação de partículas mais puras, mais enriquecidas em ouro (Boyle 1979; Webster & Mann 1984).

Considerando o modelo de *paleoplacer* modificado aqui proposto, estudos sedimentológicos e estruturais mais detalhados tornam-se duas ferramentas essenciais de exploração no depósito Castelo de Sonhos, que, guardadas as suas particularidades, se junta à ampla classe de depósitos auríferos associados a sequências sedimentares clásticas.

O exemplo mais famoso desse tipo de depósito é Witwatersrand, na África do Sul (Minter 1978; Hallbauer 1986; Phillips *et al.* 1989; Phillips & Law 1994; Barnicoat *et al.* 1997; Phillips & Powell 2015; Frimmel *et al.* 1993), mas outras ocorrências também merecem destaque: Tarkwa, em Gana (Kesse 1984; Hirdes *et al.* 1988; Eisenlohr 1992), Jacobina, na Bahia (Gross 1958; Melo Jr. 1993; Teixeira *et al.* 2001; Milési *et al.* 2002), Athabasca Pass, no Canadá (Shaw & Morton 1990), Formação Moeda, em Minas Gerais (Minter *et al.* 1990; Garayp *et al.* 1991), Grupo Aguapeí, no Mato Grosso (Saes *et al.* 1991; Fernandes 1999; Fernandes *et al.* 2005), Vila Nova, no Amapá (Spier & Ferreira Filho 1999), Igarapé de Areia, na divisa Pará-Maranhão (Klein & Lopes 2009), etc. Na tabela 6 é mostrada uma breve comparação entre alguns desses depósitos e Castelo de Sonhos.

Depósitos como Witwatersrand, Tarkwa e Jacobina têm sido bastante estudados. Outras ocorrências, como Vila Nova e Igarapé de Areia, ainda carecem de estudos. Espera-se que o próprio depósito Castelo de Sonhos, futuramente, seja alvo de investigações mais detalhadas que tragam novas contribuições para o seu entendimento geológico e metalogenético, e que novos trabalhos possam resolver as questões aqui deixadas em aberto, trazer novos questionamentos e mesmo novas interpretações metalogenéticas.

Tabela 6: Características gerais do depósito Castelo dos Sonhos em relação a outros depósitos auríferos hospedados em sequências sedimentares siliciclásticas.

Características	Castelo de Sonhos ¹	Jacobina ²	Moeda ³	Tarkwa ⁴	Witwatersrand ⁵
Localização	Pará	Bahia	Minas Gerais	Gana	África do Sul
Idade	2,08-2,01 Ga	2,08-1,90	2,68-2,62 Ga	2,11-1,91 Ga	2,80-2,70 Ga
Unidade	Formação Castelo dos Sonhos	Formação Serra do Córrego	Formação Moeda	Supergrupo Tarkwaian	Supergrupo Witwatersrand
Rochas Hospedeiras	Conglomerados e arenitos	Conglomerados, quartzitos, rochas máficas e ultramáficas	Conglomerados	Conglomerados	Conglomerados
Ambiente deposicional	Fluvial entrelaçado, leques aluviais	Fluvial entrelaçado, transicional, marinho	Fluvial entrelaçado	Fluvial entrelaçado, leques aluviais	Fluvial, deltaico
Deformação/Metamorfismo	Sim	Sim	Sim	Sim	Sim
Pirita detrítica	-	Sim	Sim	-	Sim
Uraninita detrítica	-	Sim	Sim	-	Sim
Magnetita	Sim	-	-	Sim	-
Hematita	Sim	Sim	-	Sim	-

1: Santos (2003); Alkmim (2011); Klein *et al.* (2014); **2:** Teixeira *et al.* (2001); Milési *et al.* (2002); **3:** Minter *et al.* (1990); Koglin *et al.* (2014); **4:** Sestini (1973); Eisenlohr (1992); Kesse (1984); **5:** Minter (1978); Hallbauer (1986); Phillips *et al.* (1989); Frimmel *et al.* (1993); Phillips & Law (1994); Barnicoat *et al.* (1997); Phillips & Powell (2015).

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito-Neves B.B., Fuck R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S., Popini M.V.F. 1998. Geologia e petrografia do Complexo Cuiú-Cuiú nas Folhas SB.21-V-D e SB.21-Y-B. Província Mineral do Tapajós. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, *Anais...* Belo Horizonte: SBG/Núcleo Minas Gerais, p. 467.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Macambira M.J.B. 1999. Carocçal Granite: 207Pb/206Pb evaporation age in postcollisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Córdoba. *Actas...* Córdoba, p. 3-6.
- Almeida M.E. 2000a. Geologia estrutural e tectônica. *In: Ferreira, A.L. et al. (Orgs.). Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga SB.21-Y-B. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.*
- Almeida M.E. 2000b. Geologia estrutural e tectônica. *In: Almeida M. E., Soares M. E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (Orgs.) 2000b. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D: Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-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. (Eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia*, 2:57-112.
- Alkmim F. F. 2011. *Stratigraphy and structure of the Castelo dos Sonhos gold mineralization host rocks, southern Pará, Brazil*. TriStar Gold, Report, 15p.
- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- Andrade F.G. & Urdininea J.S.A. 1972. Pesquisa Mineral no Tapajós/Jamanxim: Relatório preliminar. Belém: Sudam/Departamento de Recursos Naturais. 162 p.
- Assunção R. F. S. & Klein E. L. 2014. The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 49: 85-105.
- Bahia R. B. C. & Quadros M. L. E. S. (Orgs.) 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol SB.21-X-C. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.*

- Bahia R.B.C., Quadros M. L. E. S., Vasquez M. L., Ricci P. S. F., Ferreira A. L. 2001a. Grupo Iriri: Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Klein, E.L., Almeida, M. E., Vasquez, M. L., Bahia, R.B.C., Quadros, M. L. E. S., Ferreira, A. L. (Orgs.). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000.* Brasília: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.
- Bahia, R.B.C., Quadros M. L. E. S., Ferreira A. L., Popini M. V. F., Pinheiro S. S., Vasquez M. L. 2001b. Formação Buiúçu: Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Klein, E.L., Almeida, M. E., Vasquez, M. L., Bahia, R.B.C., Quadros, M. L. E. S., Ferreira, A. L. (Orgs.). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000.* Brasília: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). 1 CD-ROM.
- Barnicoat A.C., Henderson I.H.C., Knipe R.J., Yardley B.W.D., Napier R.W., Fox N.P.C., Kenyon A.K., Muntingh D.J., Strydom D., Winkler K.S., Lawrence S.R., Cornford C. 1997. Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin. *Nature*, **386**:820-824.
- Barnicoat A. C. 2008. The Mineral Systems approach of the pmd*CRC. New Perspectives: The foundations and future of Australian exploration. *Abstracts for the June 2008 pmd*CRC Conference, Perth, Geoscience Australia Record 2008/09.*
- Barreto C. J. S., Lafon J. M., Rosa-Costa L. T., Lima E. F. 2013. Vulcanismo félsico Paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, noroeste do Pará, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronológica Pb-Pb em zircão. *Revista do Instituto de Geociências, USP – Série Científica*, **13**:4-72.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. 2004. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U Microprobe Geochronology by the Monitoring of a Trace-element Related Matrix Effect: SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and Oxygen Isotope Documentation for a Series of Zircon Standards. *Chemical Geology*, **205**: 115-140.
- Boggs Jr. S. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. New York, USA: Cambridge University Press, 2ed. 600p.
- Boyle R.W. 1979. *The geochemistry of gold and its deposits*, Geological Survey of Canada, Bulletin 280, 584 p.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. *In: Henderson P. (Ed.). Rare-Earth Elements geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.

- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.
- Brito Neves, B.B., Sá J.M., Nilson A.A., Botelho N.F. 1995. A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozoicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos* **3**:1-21.
- Brito M. F. L., Almeida, M. E., Ferreira, A. L., Monteiro, M. A. S., Popini, M. V. F. 1997. Petrografia e Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha, Registro de Magmatismo Tipo-A na Província do Tapajós. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 6, Salvador. *Anais....* Salvador: SBGq, p. 847-857.
- Brito M.F.L. 2000. Granito Pepita. *In: Almeida, M.E., Brito, M. de F. L., Ferreira, A. L., Monteiro, M. A. S. (Orgs.). Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D); Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.*
- Burley S.D & Worden R.H. 2003. *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. Oxford, Blackwell Publishing, **4**: 3-44.
- Cathles L.M. 1997. Thermal aspects of ore formation. *In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Third ed. John Wiley and Sons, New York, pp. 191-227.
- Chi G. & Xue C. 2011. An overview of hydrodynamic studies of mineralization. *Geoscience Frontiers*, **3**:423-438.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Congresso Geológico Chileno*, 2, Arica. *Actas...* **4**: 137-148.
- Cordani U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America, Memoir* **200**: 297–320.
- Coutinho M. G. N., Santos J. O. S., Fallick A. E., Lafon, J. M. 2000a. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. *In: International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro. Abstracts... Rio de Janeiro: SBG. 1 CD-ROM.
- Coutinho M.G.N. 2008. *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. Rio de Janeiro: CPRM, 420 p.
- Coutinho M.G.N., Souza E.C., Guimarães M.T., Liverton T., Walsh J.N. 2008. Petrologia e geoquímica das rochas hospedeiras. *In: Coutinho, M.G.N. (Ed.). Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. Rio de Janeiro: CPRM, p. 137-196.
- Cox S.F. 2005. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. *In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.), Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, pp. 39-76.

- Dall'agnol R., Silva C.M.G., Scheller T. 1999. Fayalite hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implication for the Uatumã volcanism. *In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 1, Gramado. *Anais...* Gramado, p. 31.
- De Ros & Moraes. 1984. Sequência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro:SBG, p. 894-904.
- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:397-404.
- Echeverri-Misas C. M. 2010. *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 179 p.
- Eisenlohr B.N. 1992. Conflicting evidence on the timing of mesothermal and paleoplacer gold mineralisation in early Proterozoic rocks from southwest Ghana, West Africa. *Minerallium Deposita*, **27**:23-29.
- Fernandes C.J. 1999. *Geologia do depósito Pau-a-Pique e guias prospectivos para ouro no Grupo Aguapeí, sudoeste do estado de Mato Grosso*. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 134p.
- Fernandes C.M.D. 2005. *Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado em Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 130 p.
- Fernandes C.J., Pulz G.M., Kuyumjian R.M., Pinho F.E.C. 2005. Diferenças Entre os Depósitos Auríferos do Grupo Aguapei (Estado de Mato Grosso) e os Clássicos Exemplos de Ouro em Conglomerados. *Pesquisas em Geociências*, **1**:17-26.
- Fernandes C. M. D., Juliani C., Monteiro L. V. S., Lagler B., Echeverri-Misas C. M. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences* **32**: 351-368.
- Ferreira A. L. 2000a. Grupo Jacareacanga. *In: Almeida M. E., Brito M. de F. L., Ferreira A. L., Monteiro M. A. S. (Orgs.). Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.

- Ferreira A. L. 2000b. Grupo Jacareacanga. *In: Ferreira A. L., Almeida M. E., Brito M. de F. L., Monteiro M. A. S. (Orgs.). Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000.* Brasília: CPRM – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.
- Ferreira A.L. 2000c. Formação Bom Jardim. *In: Almeida M.E., Soares M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (Orgs.): Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D): Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000.* Brasília: CPRM – Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. 1 CD-ROM.
- Ferreira A.L. & Almeida M.E. 2000a. Complexo Cuiú-Cuiú. *In: Ferreira A.L. et al.(Orgs.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000.* Brasília: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.
- Ferreira A.L. & Almeida M.E. 2000b. Complexo Cuiú-Cuiú. *In: Almeida M.E. et al. (Org.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000.* Brasília: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.
- Ferreira A. L., Rizzotto G. J., Quadros M.L. E.; Bahia R. B. C., Lopes R. C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21-Tapajós. *In: Schobbenhaus 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 Informações Geográficas.* Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Programa Geologia do Brasil. 1 CD-ROM.
- Folk R. L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co. Austin, Texas 184 p.
- Forman J.H.A., Nardi J.I.S., Marques J. P. M., Lima M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Iriri/Curuá.* SUDAM/Departamento de Recursos Naturais. Relatório técnico, 62p.
- Frimmel H.E., Le Roex A.P., Kinight J., Minter W.E.L. 1993. A case study of the postdepositional alteration of the Witwatersrand Basal Reef gold placer. *Economic Geology*, **88**: p.249-265
- Frimmel H.E. 2008. Earth's continental crustal gold endowment. *Earth and Planetary Science Letters* **267**:45-55.
- Garayp E., Minter W.E.L., Renger F.E., Siegers A. 1991. Moeda placer gold deposits in the Ouro Fino Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Brasil. *In: Ladeira E. (Ed.) Brazil Gold'91.* Balkema, Rotterdam. p.601-608.
- Gross H.W. 1958. Evidence for a modified paleoplacer origin for auriferous conglomerates, Canavieiras Mine, Jacobina, Brazil. *Economic Geology*, **63**:271-276.

- Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam 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 Geology Reviews*, **13**:7-27.
- Groves D. I., Condie K. C., Goldfarb R. J., Hronsky J. M. A., Vielreicher R. M. 2005. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, **100**: 203-224.
- Guimarães S. B., Klein E. L., Chaves C. L., Castro J. M. R., Souza S. M. 2014. Projeto Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil Área Sudeste do Tapajós, Estado do Pará. Informe preliminar – Fase 1. Belém, CPRM (relatório interno inédito).
- Hallbauer D.K. 1986. The mineralogy and geochemistry of Witwatersrand pyrite, gold, uranium, and carbonaceous matter. In: Anhausser, C.R. & Maske, S. (Eds.) *Mineral deposits of southern Africa*. Johannesburg, Geology Society of the South Africa, p.731-752.
- Hirdes W., Saager R., Leube A. 1988. New structural, radiometric, and mineralogical aspects of the Au-bearing Tarkwaian group of Ghana. In: Bicentennial Gold 88, **23**: 146-148.
- Jacobi P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:277-279.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* **211**: 47-69.
- Janousek V., Farrow C.M., Erban V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* **47**:1255–1259.
- Juliani, C., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Nunes, C.M.D. 2002. The Batalha Au-granite system-Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, **119**:225-256.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto 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., Carneiro, C. C., Carneiro-Araújo, S. A., Fernandes, C. M. D., Monteiro, L. V. S., Crósta, A. P. 2013. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozoicos na porção sul do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas e metalogenéticas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, Belém, *Anais...* Belém: SBG. p. 157-160.
- Kesse G.O. 1984. The occurrence of gold in Ghana. In: Foster A.A. (Ed.) *Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Balkema, Rotterdam, p.645-659.

- Klein E.L., Araújo O.B., Martins R.C. 2000a. Geologia Estrutural e Tectônica. *In*: Klein E.L. & Vasquez M.L. (Orgs.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho SB.21-Z-A, Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.
- Klein E.L., Araújo O.B., Martins R.C. 2000b. Geologia Estrutural e Tectônica. *In*: Vasquez M.L. & Klein E.L. (Orgs.). *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C: Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.
- Klein E.L., Santos R.A., Fuzikawa K., Angélica R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the brittle-style Guarim lode-gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**:149-164.
- 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 Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **44**:544-558.
- Klein E.L., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A. 2004. Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto Patinhas, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**:59-66.
- Klein E.L. & Carvalho J.M.A. 2008. Recursos Minerais. *In*: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (Eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. Belém: CPRM, p. 217-262.
- Klein E.L. & Lopes E.C.S. 2009. Formação Igarapé de Areia: Tarkwa no Cinturão Gurupi? *In*: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2, Gramado. *Resumos...* Gramado: SBG, 1 CD-ROM.
- 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. *In*: Large Igneous Provinces Commission. Disponível em: <<http://www.largeigneousprovinces.org>>. Acesso em 23/01/2014.
- Klein E. L., Guimarães S.B. Chaves C. L., Rodrigues J. B., Queiroz J. D. S. 2014. U-Pb (LA-ICP-MS) geochronology of detrital zircons from the Novo Progresso and Castelo dos Sonhos sedimentary formations: a preliminary approach to the source areas and implications for province boundaries in the Amazonian Craton. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 9, São Paulo, *Abstracts...* São Paulo: SBG. p. 203.
- Koglin N., Zeh A., Cabral A.R., Gomes Jr. A.A.S., Corrêa Neto A.V., Brunetto J.W., Galbiatti H. 2014. Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: New constraints from U–Pb–Hf isotopes in zircon and xenotime. *Precambrian Research* **255**:96–108

- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research* **119**:189-223.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences* **18**:277-292.
- Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. California, *Berkeley Geochronological Center, Special Publication n° 4*, 70 p.
- McClenaghan M.B. 2009. Gold and PGE indicator mineral methods in mineral exploration. *In: Workshop B: Indicator Mineral Methods in Mineral Exploration 24th International Applied Geochemistry Symposium.*
- Melo A.F.F., Oliveira J. R., Dántona R. J.G. 1980. *Metamorfitos arqueanos e granitóides pré-Uatumã das regiões dos rios Tapajós (alto curso) e Aripuanã (médio curso)*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Manaus. Relatório Interno, 133 p.
- Melo Jr, G. 1993. Gênese da mineralização aurífera de Jacobina, Bahia: uma hipótese alternativa. *In: Simpósio Sobre o Cráton São Francisco, 2, Sergipe. Resumos Expandidos...* Sergipe: SBG/Núcleo Sergipe, p.334-336.
- Mello, R. 2011. Field Visit to the Castelo de Sonhos Project – Tristar Gold Inc. Pará State, Brazil. *Memorandum*, 3 p.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer Verlag, Berlim, 582p.
- Milési J.P., Ledru P., Marcoux E., Mougeot R., Johan V., Lerouge C., Sabaté P., Bailly L., Respaut J.P., Skipwith P. 2002. The Jacobina Paleoproterozoic gold-bearing conglomerates, Bahia, Brazil: a “hydrothermal shearreservoir” model, *Ore Geology Reviews*, **19**: 95-136.
- Minter W.E.L. 1978. A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentration in Proterozoic Witwatersrand sediments. *Canadian Society Petroleum Geology*. **5**:801-829
- Minter W.E.L., Renger F.E., Siegers A. 1990. Early Proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **85**:943-951.
- Monteiro, M.A.S. 2000. Diabásio Crepori. *In: Almeida, M.E. et al. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D: Estados do Pará e Amazonas, escala 1:250.000*. Brasília: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). 1 CD-ROM.

- Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Matsuda N.S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus. *Resumos expandidos...* Manaus: SBG, p. 475-477
- Norton D. & Cathles L.M. 1979. Thermal aspects of ore deposition. *In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, second ed. John Wiley and Sons, New York, pp. 611-631.
- Oliver N.H.S. 1996. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology* **14**:477-492.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. 2nd ed., Germany, Springer-Verlag, 366 p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonics interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- Pessoa M. R., Santiago A.F., Andrade A.F., Barreto E.L., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamaxim -Relatório final. Manaus: CPRM – Serviço Geológico do Brasil/DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral, 3 v., 614 p.
- Phillips G.N., Myers R.E., Law J.D.M., Bailey A.C., Beneke S.D., Giusti L. 1989. The Witwatersrand gold fields. Part I: postdepositional history, synsedimentary processes, and gold distribution. *Economic Geology Monograph*. **6**: 585- 597.
- Phillips G.N. & Law J.D.M. 1994. Metamorphism of the Witwatersrand gold fields: A review. *Ore Geology Reviews*, **9**:1-31.
- Phillips G.N. & Powell R. 2015. Hydrothermal alteration in the Witwatersrand goldfields. *Ore Geology Reviews*, **65**:245–273.
- 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*, 4, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, p. 468.
- Queiroz J.D.S. & Klein E.L. 2012. Estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo sulfetado do alvo Pau da Merenda, campo mineralizado Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 46, Santos. *Anais...* São Paulo: SBG, 1 CD-ROM.
- Queiroz J. S. & Villas R. N. 2015. Estudo dos fluidos hidrotermais relacionados ao depósito Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, Pará, com base em inclusões fluidas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **9** (no prelo).

- Queiroz J.D.S., Klein E.L., Rodrigues J.B. 2015. Rochas intrusivas na bacia paleoproterozoica Castelo dos Sonhos, Cráton Amazônico: geocronologia, aspectos geoquímicos e implicações para litoestratigrafia, limite entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu e idade da mineralização no depósito aurífero Castelo de Sonhos. *Boletim Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* (no prelo).
- Queiroz J.D.S. 2015. *Aspectos geológicos e metalogenéticos do depósito de ouro hospedado em metaconglomerados e metarenitos paleoproterozoicos Castelo de Sonhos, Província Tapajós, Sudoeste do Pará*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 136 p.
- Robert F., Poulsen K.H., Dubé, B. 1997. Gold deposits and their geological classification. In: Gubins A.G. (Ed.). *Proceedings of Exploration'97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, p. 209-220.
- Ronchi L.H., Dall'Agnol R., Araújo T.C., Ribeiro V., Lamarão C.N., Borges R.M.K., Fuzikawa K. 2001. Fluidos relacionados às alterações hidrotermais no depósito de ouro do granito São Jorge – PA. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, SBG/Núcleo Norte. 1 CD-ROM.
- Saes G.S., Pinho F.E.C., Leite J.A.D. 1991. Coberturas Sedimentares do Proterozóico Médio no sul do Cráton Amazônico e suas mineralizações auríferas. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 3, Cuiabá, *Anais ... SBG*, p.45-52.
- Santiago E.S.B. 2012. *Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massa do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 125 p.
- 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**:185-208.
- Santos J.O.S. & Loguercio S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (escudo Brasil Central e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu). In: Schobbenhaus, C., Campos, D. de A., Derze, R.G. & Asmus, H.E. (Eds). *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*. Brasília: DNPM, p. 93-127.
- Santos R.A. 2000. Formation of gold-quartz veins controlled by the strike-slip fault mega-system in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro. 1 CD-ROM.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Flecher I.R., 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *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**:279-299.

- Santos, J.O.S., L.A. Hartmann, N.J. Mcnaughton, I.R. Fletcher, 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* **15**:409-429.
- Santos, J. O. S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil Central. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti & J. H. Gonçalves (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 169-226.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.T., 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 R.A. & Coutinho M.G.N. 2008. Geologia estrutural. In: Coutinho, M.G.N. (Ed.). *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, p. 97-135.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L. & Angélica R.S. (Coords.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG, 1:91-142.
- Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Vidotti R.M. e Gonçalves J.H. (Eds.). *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p. 5-54.
- Semblano F. R. D., Macambira M. J. B., Pereira N. C.S., Vasquez M. L. 2014. New Isotope Data From Iriri-Xingu Domain, Central Amazonian Province: Implications For Iriri Group Age. In: South American Symposium on Isotope Geology,9, São Paulo. *Resumos...* São Paulo: SBG, p. 111.
- Sestini G. 1973. Sedimentology of a paleoplacer: The gold-bearing Tarkwaian of Ghana. In: Amstutz G.C. & Bernard A.J. (Eds): *Ores in sediments*: Heidelberg, Springer-Verlag, p. 275-305.
- Schmidh V. & McDonald D. A. 1979. *Texture and recognition of secondary porosity in sandstones*. Tulsa, Okla., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists p. 209-225. (SEPM. Special Publication nº 26).
- Shand S.J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons, New York, 488 p.
- Shaw R.P. & Morton R.D. 1990. A fluid inclusion study of quartzite-hosted lode gold mineralization at Athabasca Pass, Central Rocky Mountains, Canadá. *Economic Geology*, **85**: 1881-1893.
- Sibley D.F. & Blatt H. 1976. Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**:881-896.

- Sibson R.H. 1987. Earthquake rupturing as a hydrothermal mineralizing agent. *Geology* **15**:701-704.
- Sibson R.H. 1994. Crustal Stress, Faulting and Fluid Flow. *Geological Society. Special Publication* **7**:869-84.
- Silva Júnior C.A.S., Klein E.L., Galarza M.A., Borges M.K., Queiroz J.D.S., Assunção R.F.S., Araújo A.C.S., Moore D.J. 2015. Zircon geochronology and Pb isotope systematics in sulfides: implications on the genesis of gold mineralization in the Cuiú-Cuiú goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **9** (no prelo).
- Spier C.A. & Ferreira Filho C.F. 1999. *Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova*, Escudo das Guianas, Amapá, Brasil. RBGs, **29**:173-178.
- Sun S.S. & Mcdonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (Eds.). *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications: p. 313–345.
- Tassinari C. C. G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139 p.
- Tassinari, C. C. G. & M. J. B. Macambira, 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**: 174-182.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira J.B.M., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, *Abstracts...* Rio de Janeiro, p. 41-95.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto V.M., Bartorelli A., Carneiro C., Brito-Neves B (Eds.). *Geologia do Continente Sulamericano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 471-485.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*. **42**: 213-227.
- Teixeira J.B.G., Souza J.A.B., Silva M.G., Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Coelho C.E.S., Abram M.B. 2001. Gold mineralization in the Serra de Jacobina region, Bahia, Brazil: tectonic framework and metallogenesis. *Mineralium Deposita* **36**: 332-344.
- Teixeira N. P., Fernandes C. M. D., Moura C. A. V., Pinho S. C. C. 2002. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozoicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu,

- Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2*, Belém. *Anais...* Belém: SBG/PRONEX-UFPA, p. 28.
- Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguja M. A., Arrais L. B. 2014. Mineralizações auríferas associadas a eventos vulcânicos de 1,97 Ga de sistemas epitermais Low- e intermediate- sulfidation no depósito Coringa, Província Mineral do Tapajós. *In: Congresso Brasileiro de Geologia 47*, Bahia, *Anais...* Bahia: SBG. p.235.
- TriStar Gold, Inc. <<http://www.tristarau.com>>. Acesso em: 28 de janeiro 2014.
- Walker T.R. 1960. Carbonate replacement of detrital cristaline silicate minerals as a source of authigenic silica in sedimentary rocks. *Geol. Soc. America Bull*, **7**:145-152.
- Walker T.R. 1967. Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geol. Soc. America Bul*, **85**:353-368.
- Walker T.R. 1974. Formation of red beds in moist tropical climates: a hypothesis. *Geol. Soc. America Bull*, **85**:633-638.
- Webster J.G. & Mann A.W. 1984. The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. *Journal of Geochemical Exploration*, **22**: 21-42.
- Wintsch R.P. & Yi K. 2002. Dissolution and replacement creep: a significant deformation mechanism in mid-crustal rocks. *J. Struct Geol*, **24**:1179–1193
- Williams I.S. 1998. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. *In: Mckibben M.A., Shanks III W.C., Rydley W.I. (Eds.). Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Economic Geology*, **7**:1–35.
- Yokoi Y. O., Oliveira A. L. A. M., Tachibana J. 2001. General economic geology of the High Tapajós Basin (The “Cachimbo” Gráben) and its boundaries: a regional geological survey with exploratory purpose. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7*, Belém, *Resumos expandidos...* Belém: SBG. 1 CD-ROM.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P.S.F., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6*, Manaus. *Resumos Expandidos...* Manaus: SBG/Núcleo Norte, p. 471-474.
- Vasquez, M.L., P.S.F. Ricci, E.L. Klein, A. Santos, R.C. Martins, 2000a. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Vasquez, M.L. & E.L. Klein, (Orgs.): Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C), Estado do Pará, Escala 1: 250.000*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 1 CD-ROM.

- Vasquez, M.L., P.S.F. Ricci, E.L. Klein, A. Santos, R.C. Martins, 2000b. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Klein, E.L. & M.L. Vasquez, (Orgs.): Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará, Escala 1:250.000.* CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Belém, 1 CD-ROM.
- 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. 2000c. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *In: International Geology Congress, 31, Rio de Janeiro. Abstracts...* Rio de Janeiro. 1 CR-ROM.
- Vasquez M.L. & Ricci P.S.F. 2002. Caracterização dos lamprófiros da Província Tapajós. *In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém. Boletim de Resumos...* Belém: SBG/PRONEX-UFPA. p. 91.
- Vasquez M. L., Klein E. L., Ricci P. 2002. Granitoides 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, 3:67-84.*
- Vasquez M.L. 2006. Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 212 p.
- 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. (Eds.): Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas e SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000.* Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 39-112. 1 CD-ROM.
- 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., L.T. Rosa-Costa (Eds.): Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas e SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000.* Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 113-214. 1 CD-ROM.
- Vasquez M. L., Chaves C. L., Moura E. M., Oliveira J. K. M., Lafon J. M. 2013. Eventos magmáticos de 2020 - 1980 Ma nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do Domínio Tapajós. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, Belém. Anais...* Belém: SBG/Núcleo Norte. p. 209-212.
- 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: Congresso Brasileiro de Geologia 47, Salvador, Anais...* Salvador: SBG/Núcleo Bahia. p. 1619.

- Vasquez M.L., Chaves C.L., Moura E.M., Oliveira J.K.M. 2015. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas São Domingos - SA.21.Z-A-II e Jardim do Ouro - SA.21-Z-A-III, Estado do Pará, Escala 1:100.000*. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil (no prelo).
- Veloso A.S.R. & Santos M.D. 2013. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas do depósito aurífero Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga (PA), Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **43**:22-36.
- Villas R.N.N., Santiago E.S.B., Castilho M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos(C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Revista do Instituto de Geociências, USP, Série Científica*, **13**:111-138.
- Zhang Y., Schaub P.M., Zhao C., Ord A., Hobbs B.E., Barnicoat A. 2008. Fault-related Dilation, Permeability Enhancement, Fluid Flow and Mineral Precipitation Patterns: Numerical Models. *Geological Society, London, Special Publications* **299**:239-255.