

Metalogênese do ouro e metais de base associadas com o vulcano-plutonismo da porção W da Província Aurífera do Tapajós

Caetano Juliani

Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP (cjuliani@usp.br)

Introdução: A maioria das lavras de ouro da Província Aurífera do Tapajós foram feitas em aluviões e rochas alteradas, mas com o esgotamento dos depósitos secundários, várias pesquisas tem sido desenvolvidas visando os depósitos primários. Há estreito relacionamento entre as mineralizações de ouro e os granitos do Supergrupo Uatumã (Silva, 1982; Faraco *et al.*, 1997), mas são também encontradas lavras em rochas máficas da Suíte Ingarana, em sedimentos proterozóicos e, menos comumente, em vulcânicas do Grupo Iriri. A diversidade litotípica e geocronológica das hospedeiras das mineralizações, seus estreitos vínculos com zonas de cisalhamento de direção predominante NW-SE e as formas anastomosadas dos veio quartzo, geralmente delgados e sulfetados, permitem inferir que o principal metalócteto aurífero da Província relaciona-se às zonas de cisalhamento. Sua gênese é mesotermal e de níveis crustais relativamente profundos, o que tem sugerido baixa potencialidade de ocorrências nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri (Coutinho *et al.*, 1997; Faraco *et al.*, 1997; Klein, 1999; Santos, 2000).

Estudos realizados em colaboração com a Rio Tinto Desenvolvidos Minerais Ltda demonstram a existência de sistemas epitermais *high sulfidation* (Nunes *et al.*, 2000; Juliani *et al.*, 2000) e *low-sulfidation* (Corrêa-Silva *et al.*, neste evento) relacionados a complexos de caldeiras vulcânicas. Estes complexos parecem ter sua gênese relacionada a intrusões graníticas cálcio-alcalinas subvulcânicas, nas quais alguns estudos indicam evolução fluidal semelhante à de pórfiros, mas com fluidos ainda muito primitivos, o que permite sugerir novos modelos prospectivos, tanto para as rochas graníticas não cisalhadas como as seqüências vulcânicas. } OK

Contexto geológico: A Província Aurífera do Tapajós insere-se na Província Ventuari-Tapajós ou Tapajós-Parima, cuja orogênese ocorrida entre 2,10 e 1,87 Ga resultou na formação da associação metavulcano-sedimentar do Grupo Jacareacanga e em dois arcos magmáticos cálcio-alcalinos, representados pelo Complexo Cuiú-Cuiú (2,01 a 1,90 Ga), que inclui a Suíte Intrusiva Creporizão, e pela Suíte Intrusiva Parauari (1,92 a 1,88 Ga) (Santos, 2000). Posteriormente ocorreu o magmatismo anorogênico Uatumã (~ 1,87 Ga), que resultou no vulcanismo intermediário a ácido do Grupo Iriri e no plutonismo granítico da Suíte Intrusiva Maloquinha. Bacias tafrogênicas proterozóicas com seqüências fluviais a marinhas rasas da Formação Buiúçu recobrem as vulcânicas do Grupo Iriri e os granitos Maloquinha (Bezerra, 1984; Faraco *et al.*, 1997). Alguns

episódios de magmatismo básico são reconhecidos na Província em ~ 1,89 Ga (Suíte Ingarana), ~ 1,78 Ga (Diabásio Crepori), ~ 1,1 Ga (Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, além de diques menores e lamprófios, com idades variando entre 514 e 134 Ma. (Santos & Loguércio, 1984; Quadros *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Bahia & Quadros, 2000; Santos, 2000). Sequências sedimentares Paleozóicas e Cenozóicas e coberturas aluvionares e lateríticas recentes completam o quadro geológico regional.

Geologia e alterações hidrotermais das mineralizações de ouro: Além das ocorrências já conhecidas, recentemente alguns novos prospectos vem sendo estudados na Província, nos quais o embasamento é representado predominantemente por granodioritos e granitos foliados da Suíte Intrusiva Parauari. Este embasamento é recoberto por vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri que, por sua vez são cortadas por granitos tardi- a pós-tectônicos, granófiros e pórfiros riódacíticos e riolíticos que parecem relacionar-se ao evento Parauari, e granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Maloquinha. As vulcânicas e vulcanoclásticas compõem duas seqüências, cuja gênese relaciona-se com a formação e evolução de complexos de caldeiras vulcânicas colapsadas. A seqüência mais antiga é formada por rochas ígneas e vulcanoclásticas de composições andesíticas a dacíticas com basaltos subordinados na base e riolíticas no topo. Esta seqüência é truncada pelas caldeiras e é recoberta por ignimbritos, tufos diversos, cinzas vulcânicas, hialoclastitos e sedimentos vulcanoclásticos e terrígenos, que também preenchem as caldeiras abatidas. A seqüência mais tardia constitui vários estratovulcões e domos riolíticos, aos quais associam-se as mineralizações epitermais em zonas de brechas hidrotermais. Estas estruturas estão intensamente hidrotermalizadas em sistemas *high-sulfidation*, com alterações variando de propilitica nas porções distais a sericitica nas zonas mais profundas e argílica a argílica avançada de baixa a alta temperatura no topo. Nestes ocorrem zonas de intensa alunitização e silicificação nas partes centrais dos condutos de brechas hidrotermais, com *vuggy* sílica e sílica maciça, além de alunitização e *silica cap* oxidado no topo. Os dados isotópicos de ^{34}S em alunita e pirita indicam temperatura de formação variando de 330° C em profundidade até 140° C no topo e origem por fluidos magmáticos com pouca influência de água meteórica e estão presentes enargita-luzonita e woodhousesenita-svanbergita, juntamente com pirita, calcopirita, bornita, covellita, galena, esfalerita e ouro e prata nativos. Os sistemas *low-sulfidation* ocorrem em contexto semelhante, em sub-províncias diferentes, e são caracterizados pela associação sericita-adulária superposta a zonas de alteração propilitica e sericitica em rochas vulcânicas ácidas e têm associados mineralizações de ouro, pirita, calcopirita, bornita e molibdenita. Na partes mais profundas destas estruturas vulcânicas ocorrem diques de pórfiros riolíticos a dacíticos afetados por metassomatismo potássico e propilitização geneticamente relacionadas às alterações epitermais. São também comuns corpos circunscritos de monzogranito subvulcânicos

com fortes alterações hidrotermais, iniciadas com metassomatismo sódico, que evoluiu para metassomatismo potássico, alterações propiliticas e sericiticas, em estilos e arranjos semelhantes à evolução das alterações de alta a baixa temperatura em pórfiros mineralizados em Cu e Au. Um granito com alterações semelhantes a estas foi estudado no Garimpo do Batalha, onde foi deduzida barometricamente uma colocação mais profunda que os associados à mineralizações epitermais e composição do fluido hidrotermal, baseada nos halógenos da biotita, muito semelhante às que ocorrem no estágios iniciais da evolução de pórfiros mineralizados em Cu-Au.

Discussões: Além dos metalotetos bem conhecidos, associados a rochas básicas, sedimentos e zonas de cisalhamento, devem ser considerados como alvos potenciais para prospecção de ouro e de metais de base em sistemas epitermais *high-* e *low-sulfidation* no Grupo Iriri. Nestes sistemas podem ocorrer depósitos filonéticos de alto teor, ou depósitos em zonas oxidadas associadas a zonas de *silica cap*. As zonas de cisalhamento com depósitos mesotermiais, apesar dos retrabalhamentos posteriores, podem, neste contexto, representar as raízes de condutos dos fluidos hidrotermais mais profundo e, potencialmente, podem constituir-se em alvos para ocorrência de depósitos filonéticos maiores, especialmente onde sua evolução vincula-se com a formação das caldeiras e dos sistemas epitermais. Uma vez que os depósitos epitermais foram erodidos por sistemas de leques aluviais e fluviais durante o abatimento das caldeiras, há também potencial para ocorrência de depósitos de ouro em paleo-*placers*, semelhantes aos descritos no Castelo dos Sonhos (Araneda *et al.*, 1998). A preservação dos sistemas epitermais pode vincular-se com a formação de bacias *pull-apart*, desenvolvidas logo após a atividade vulcânica e a existência de abundantes hialoclastitos sugere que, em parte, o vulcanismo desenvolveu-se em ambiente subaquático e a evolução do ambiente fluvial para marinho raso pode potencialmente, ter possibilitado a formação de depósitos exalativos disseminados e de sulfetos maciços e metais de base em sedimentos de ambiente mais calmo, ou em caldeiras submersas. Os granitos e granófiros cálcio-alcálicos provavelmente relacionados aos estágios tardios do arco Parauari mostram seqüências de alteração hidrotermal pós-magmática pervasiva semelhantes às observadas em depósitos de Cu-Au *porphyry*, o que permite supor que granitos mais tardios e diferenciados, especialmente os associados à evolução dos complexos de caldeiras e à formação dos depósitos epitermais, possuem grande potencial para ocorrência de mineralizações de grande volume e baixo teor de Cu-Au ou Mo.

Há, entretanto, necessidade para os trabalhos de prospecção mineral, de uma melhor caracterização das seqüência vulcânicas, uma vez que hoje são já reconhecidos pelo menos dois eventos importantes de formação de vulcânicas em 2,00 e 1,88 Ga (Lamarão *et al.*, 1999), bem como da estratigrafia e da evolução de cada unidade, com distinção dos eventos pré-, sin- e pós-caldeira. Ademais, é fundamental o estudo da deformação e do metamorfismo no limite SW da

Província, para caracterização da subdução proposta por (Santos, 2000), que pode permitir o estabelecimento da granitogênese, das vulcânicas e dos sistemas epitermais como relacionados a períodos tardi- pós-colisionais ou intracratônicos e anorogênicos.

Agradecimentos: Esta pesquisa desenvolve-se o apoio da Rio Tinto Desenvolvidos Minerais Ltda., FAPESP (Proc. 98/02567-6), CNPq (Bolsas de R.H. Corrêa Silva, C.M.D. Nunes e F.C. Freitas), FINEP/FADESP/UFPA (Proj. PADCT 0826/98), do Dr. Robert Rye (USGS) pelas análises isotópicas e discussões e ao Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol (UFPA) pelo apoio e discussões.

Referências

- Almeida, M.E.; Brito, M.F.L.; Ferreira, A.L.; Monteiro, M.A.S. 2000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB-21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. In: M.E. Almeida (Ed.), Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/CPRM, Brasília.
- Araneda, R.; Liz, J.C.; Madalosso, A.; Andrade, P.; Oliveira, G. 1998. Características geológicas e natureza das mineralizações auríferas de alguns prospectos da Província do Tapajós - PA. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. *Anais...*, SBG/MG, Belo Horizonte, p. 144.
- Bahia, R.B.C. & Quadros, M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C), Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. In: R.B.C. Bahia (Ed.), Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/ CPRM, Brasília.
- Bezerra, P.E.L. 1984. Cronoestratigrafia das coberturas sedimentares Proterozóicas do Cráton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazônia Legal). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. *Anais...*, SBG/RJ, Rio de Janeiro, p. 2121-2139.
- Corrêa-Silva, R.H.; Juliani, C.; Bettencourt, J.S.; Nunes, C.M.D.; Almeida, T.I.R., Neste evento. Caracterização de um sistema epitermal *low-sulfidation* (ou adularia sericitita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajós Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. *Anais...*, Belém (no prelo).
- Coutinho, M.G.; Liverton, T.; Souza, E.C. 1997. Granitic magmatism and related gold mineralization on the Tapajós Mineral Province, Amazonian Area, Brasil. In: International Symposium on the Granites and Associated Mineralizations, 2. *Extended Abstract and Program*, Salvador, p. 46-47.
- Faraco, M.T.L.; Carvalho, J.M.A.; Klein, E.L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: M.L.A. Costa, R. S. (Ed.), Contribuições à geologia da Amazônia. FINEP/SBG-NO, Belém, PA, p. 423-437.
- Juliani, C.; Nunes, C.D.N.; Bettencourt, J.S.; Silva, R.H.C.; Monteiro, L.V.S.M.; Neumann, R.; Alcover Neto, A.; Rye, R.O. 2000. Early Proterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. In: GSA Annual Meeting, *Abstracts with programs*, Reno, Nevada.
- Klein, E.L. 1999. Estudos de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do garimpo Guarim, região de Cuiú-Cuiú, Província Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Anais...*SBG/NN, Manaus, p. 559-562.
- Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Santos, A.; Costa, L.T.R. 1999. Geologia e controle estrutural das mineralizações auríferas na Folha Vila Riozinho e NW da Folha Rio Novo, Província Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Anais...*, SBG/NN, Manaus, p. 128-131.
- Lamarão, C.N.; Lafon, J.M.; Lima, E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. *Boletim de Resumos*, Gramado, p. 93.
- Nunes, C.M.D.; Juliani, C.; Corrêa-Silva, R.H.; Bettencourt, J.S.; Jacobi, P. 2000. Paleoproterozoic quartz-alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil). In: International Geological Congress, 31, *Abstracts*, CD-ROM, Rio de Janeiro, Brazil.
- Quadros, M.L.E.S.; Bahia, R.B.C.; Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Almeida, M.E.; Ricci, P.S.F.; Monteiro, M.A.S. 1999. As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PMT) e possibilidades de mineralizações associadas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Anais...*, SBG/NN, Manaus, p. 567-569.
- Santos, J.O.S. 2000. Os terrenos paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 pp.
- 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: C.C. Schobbenhaus, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. (Eds.), Geologia do Brasil : Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000. DNPM/MMB, Brasília, p. 93-127.
- Silva, A.R.B. 1982. Considerações sobre as mineralizações auríferas da Região do Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1. *Anais...*, SBG/NN, Belém, p. 100-115.

GRANITÓIDES TRANSAMAZÔNICOS DA REGIÃO IRIRI-XINGU – ESTADO DO PARÁ¹Vasquez, M. L., ²Macambira, M. J. B. e ²Galarza, M. A.

(1) CPRM – Serviço Geológico do Brasil / vasquez@cprm-be.gov.br e (2) Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso – Centro de Geociências da UFPA

RESUMO. O embasamento ígneo-metamórfico da região entre os rios Iriri e Xingu é composto por granitóides orogênicos e gnaisses que foram datados pelo método de evaporação de Pb em monocristal de zircão e forneceram idades entre 2,44 e 1,99 Ga. Estas idades paleoproterozóicas marcam regeneração crustal e geração de uma crosta transamazônica que se estende desde a região de Pacajás, mais a leste, e contrasta com o embasamento arqueano da região de Carajás.

INTRODUÇÃO. Na compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas proposta por Tassinari (1996), a região Iriri-Xingu estaria situada na Província Amazonia Central (>2,3 Ga), enquanto a região de Pacajás, mais a leste, corresponderia a um segmento da Província Maroni-Itacaiunas (2,2 – 1,95 Ga). A ocorrência de eventos de idades paleoproterozóicas relacionados ao Ciclo Transamazônico na porção ocidental da Província Amazônia Central levou Tassinari & Macambira (1999) a proporem uma subdivisão dessa província, distinguindo uma área afetada por eventos orogênicos transamazônicos daquela exclusivamente arqueana (Área de Carajás). No modelo de Santos *et al* (2000) foi proposta uma redefinição das províncias, designando Província Carajás o embasamento exclusivamente arqueano da porção leste do cráton.

No primeiro mapeamento sistemático do embasamento da região Iriri-Xingu, Forman *et al.* (1972) individualizaram uma unidade denominada de Complexo Basal constituída de porções de gnaisses, migmatitos homogêneos e heterogêneos e corpos de granitos e granodioritos. No mapeamento da Folha SA.22, Issler *et al.* (1974) englobaram esses gnaisses migmatíticos e granitóides associados no Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974). Esses últimos autores, baseados na correlação com o embasamento da região mais a sudeste, onde nas décadas de 1960 e 1970 vários autores obtiveram idades K-Ar e Rb-Sr $\geq 2,0$ Ga, e nas idades K-Ar em biotitas e isocrônicas Rb-Sr em torno de 1,8 Ga obtidas em granitóides do Complexo Xingu na região próxima ao rio Bacajá aventaram uma formação mais antiga e um rejuvenescimento durante o Ciclo Transamazônico.

Nos levantamentos geológicos da década de 1980 foram descritos mais alguns corpos rochosos na região Iriri-Xingu. Santos *et al.* (1988) individualizaram cinco conjuntos de unidades do embasamento dessa região variando de orto e paragneisses da transição anfibolito/granulito, migmatitos de estrutura e composição variadas, rochas supracrustais e granitóides contemporâneos e tardios em relação ao metamorfismo e deformação. Eles obtiveram idades isocrônicas Rb-Sr paleoproterozóicas nos paragneisses (1,93 a 1,82 Ga), interpretadas como retrabalhamento crustal. No entanto, baseados nos dados Rb-Sr das supracrustais máficas (1,99 Ga e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,7032$) aventaram a geração de crosta juvenil paleoproterozóica. No mapeamento da Folha Altamira (SA.22-Y-D), Jorge João *et al.* (1987) individualizaram corpos granulíticos e um cinturão tipo

greenstone belt englobados pelos granitóides do embasamento, localmente gnáissicos e migmatíticos. Também cartografaram batólitos de leucogranitos foliados (Granito João Jorge) e plutons granodioríticos maciços (Granodiorito Oca), respectivamente intrusivos nos granitóides do embasamento e no cinturão de supracrustais.

As coberturas de rochas vulcânicas félsicas (Irirí) e os batólitos de granitóides (Parauari e Maloquinha) com $< 2,0$ Ga, se estendem pela porção noroeste da região Iriri-Xingu, cobrindo o limite com as rochas de embasamento da província Tapajós. O mesmo se verifica a sudeste na região de São Felix, onde as rochas vulcânicas traqui-andesíticas e basálticas (Sobreiro), bem como as seqüências sedimentares plataformais (Gorotire), também recobrem o limite com rochas de embasamento da província Carajás.

GEOLOGIA LOCAL. Os corpos de granitóides do presente estudo afloram nos municípios de Altamira, Brasil Novo e Uruará ao longo da rodovia BR-230 (Transamazônica) e suas vicinais, bem como ao longo dos rios Xingu e Iriri. Nos sensores remotos de imagens apresentam-se em geral como batólitos orientados segundo NW-SE, alguns com formas elípticas. Os corpos que ocorrem nas proximidades de Brasil Novo e se estendem até as cercanias da foz do rio Iriri mostram-se mais controlados pelas zonas de cisalhamento NW-SE que aqueles que ocorrem nas proximidades de Uruará. Nos corpos de granitóides de Brasil Novo predominam tonalitos e granodioritos de coloração acinzentada, granulação grossa a média, com uma foliação marcada pela orientação e estiramento dos porfiroclastos de feldspatos e concentrações de minerais máficos. Esta foliação de orientação SE (130°) em geral é subvertical, e nas porções mais preservadas da deformação dúctil a foliação magmática com mergulhos mais suaves é concordante com os *trends* regionais. Nas porções mais deformadas a foliação principal evolui para bandas miloníticas que podem alcançar espessuras métricas. Apresentam intercalações de vênulas graníticas rosadas concordantes com a foliação que com a deformação dúctil confere um aspecto bandado, mas também ocorrem diques e vênulas aplíticas discordantes da foliação. Esses granitóides hospedam enclaves angulosos de gnaiss quartzo-diorítico e tonalítico e de anfibolito, com dimensões de até dezenas de metros. Localmente, também hospedam enclaves ou diques de rochas máficas microgranulares de composição diorítica e gabróica. Nas proximidades da foz do rio Iriri ocorrem monzogranitos inequigranulares e equigranulares de granulação média a fina, por vezes leucocráticos de coloração rosada ou acinzentada ricos em biotita. Em algumas porções do corpo apresentam um aspecto aparentemente isotrópico, mas ao microscópio exibem microtexturas de deformação dúctil com uma orientação preferencial e em outras porções mais afetadas pelas zonas de cisalhamento NW-SE mostram uma marcante foliação. Esses corpos graníticos são intrusivos nos tonalitos e granodioritos porfiroclásticos e representam uma continuidade dos batólitos do Granito João Jorge que ocorrem mais à leste. Os corpos de granitóides de Uruará são de composição e textura variada e hospedam

septos, com dimensões de dezenas a centenas de metros, de gnaisses tonalíticos, por vezes portadores de granada e outras paragêneses peraluminosas. Também ocorrem encalves de dimensões métricas de rochas supracrustais quartzo-pelíticas, metamáficas (metagabros) e BIFs. Além de granodioritos e tonalitos ocorrem monzogranitos porfiroclásticos portadores de biotita. Localmente, ocorrem leucogranitos inequigranulares de coloração rosada de composição feldspato alcalino granítico a sienogranítica, com microtexturas que evidenciam alguma deformação dúctil. Um último conjunto de tonalitos inequigranulares de granulação média, portadores de biotita e hornblenda mostram somente um aspecto orientado marcado por feições de fluxo magmático. Ao microscópio exibem microtexturas ígneas e incipientes feições de deformação dúctil. Frequentemente hospedam enclaves máficos de composição gabroica e com texturas microgranulares e glomeropórfiras, prováveis produtos de mistura de magmas.

GEOCRONOLOGIA O método de datação utilizado foi o de evaporação de Pb em monocristal de zircão (Köber 1986, 1987). As análises isotópicas foram feitas em um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 no Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso da Universidade Federal do Pará. O tratamento estatístico dos resultados analíticos, bem como os cálculos da idade média e do erro foram baseados em Gaudette et al. (1998).

Foram selecionadas amostras de um enclave de gnaiss quartzo-diorítico (MVD-04B) hospedado nos tonalitos porfiroclásticos (MVD-05) de Brasil Novo, assim como de um corpo de biotita monzogranito inequigranular (MVD-06B) intrusivo nesses. Da região de Uruará foram selecionadas amostras de um biotita monzogranito porfiroclástico (MVD-26A), hospedeiro de enclaves de um granada-biotita gnaiss tonalítico (MVD-21), e sugestivamente intrudido por hornblenda-biotita tonalito inequigranular (MVD-15A).

Os cristais de zircão selecionados eram da fração menos magnética entre 0,080 e 0,125 mm. Em geral eles apresentam formas prismáticas bipiramidais alongadas e curtas típicas de cristais de zircão ígneos, mas os cristais de zircão dos gnaisses, em especial aqueles portadores de granada, apresentam arestas arredondadas que marcam níveis de sobrecrecimento.

Foi difícil definir uma idade média nos enclaves de gnaisses. A amostra MVD-21, cujo os dados isotópicos não são aqui apresentados, forneceu um amplo intervalo de idades (2,08 a 2,36 Ga) e apesar de não ter sido calculada uma idade média observou-se uma concentração de idades em torno de 2,30 Ga. Na amostra MVD-04B apesar da variação de idades obteve-se uma idade média de 2440 ± 7 Ma (2σ e USD=2,2) a partir de 3 cristais (Tab. 1). Nos granitóides hospedeiros desses enclaves obteve-se duas idades, uma maior para a amostra MVD-05 que forneceu idade média de 2215 ± 2 Ma (2σ e USD=1,2) obtida a partir de 4 cristais de zircão, e uma menor para a amostra MVD-26A com uma idade média de 2104 ± 5 Ma (2σ e USD=2,5) definida a partir de 4 cristais (Tab. 1). Os corpos de granitóides inequigranulares intrusivos nos tonalitos de 2,21 Ga e

monzogranitos de 2,10 Ga também forneceram idades diferentes. A amostra MVD-06B forneceu uma idade média de 2077 ± 2 Ma (2σ e $USD=0,9$) definida a partir de 4 cristais, enquanto na amostra MVD-15A foi obtida uma idade de 1989 ± 2 Ma (2σ e $USD=0,9$) obtida de 3 cristais (Tab. 1). As idades Pb-Pb em zircão obtidas nesses granitóides são interpretadas como idades de colocação desses corpos, enquanto as obtidas nos gnaisses podem ter outro significado.

CONSIDERAÇÕES FINAIS. No embasamento da região Iriri-Xingu foi detectado quatro eventos de formação de granitóides paleoproterozóicos (2,21; 2,10; 2,08 e 1,99 Ga), relacionados a diferentes estágios de um ou mais eventos orogênicos do Ciclo Transamazônico.

A deformação dúctil impressa nos granitóides de 2,21 Ga e 2,10 Ga indica que esses corpos foram posicionados em períodos francamente orogênicos, enquanto o tipo de deformação nos corpos de granitóides de 2,08 Ga e 1,99 Ga aponta para um posicionamento em condições metamórficas mais amenas, típica dos períodos mais tardios das orogêneses.

Os gnaisses apresentaram idades de 2,30 e 2,44 Ga que possivelmente não representam as idades de cristalização dos protólitos, mas devem refletir perdas episódicas de Pb provavelmente resultantes de um evento metamórfico de alto grau superimposto. Esta hipótese é reforçada pelas bordas arredondadas dos níveis de sobrecrecimento nos cristais zircão desses gnaisses. Além disso, na literatura sobre geologia da região foram descritas paragêneses peraluminosas de alto grau da transição para fácies granulito em paragneisses e corpos granulíticos associados. Estas evidências reforçam a hipótese da existência de uma crosta mais antiga, provavelmente arqueana, regenerada pelos eventos geradores de crosta transamazônica na região.

Tabela 1: Resultados isotópicos de Pb dos cristais de zircão e idades médias $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos granitóides da região Iriri-Xingu.

zircão	razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	idade	2σ
MVD04/4	64/104	0,00049	6	0,17902	422	0,15964	44	0,15904	45	2446	5
MVD04/5	34/108	0,00012	1	0,19783	128	0,15800	48	0,15793	43	2434	5
MVD04/8	16/30	0,00040	6	0,22927	86	0,15945	123	0,15884	123	2444	13
	114/242							idade média		2440	7
MVD05/1	60/68	0,000158	352	0,20283	6913	0,14150	479	0,13917	21	2217	3
MVD05/2	22/22	0,000071	31	0,08035	4081	0,13994	31	0,13921	32	2218	4
MVD05/7	108/108	0,000070	49	0,10171	321	0,14003	26	0,13880	18	2213	2
MVD05/10	38/44	0,000202	15	0,17958	164	0,14155	32	0,13899	37	2215	5
	228/242							idade média		2215	2
MVD26/5	38/38	0,000924	16	0,08199	57	0,14236	19	0,13018	25	2101	3
MVD26/10	32/42	0,000359	2	0,07306	57	0,13475	26	0,12997	32	2098	4
MVD26/11	58/58	0,000120	58	0,07076	2981	0,13249	139	0,13081	21	2109	3
MVD26/12	4/14	0,000136	16	0,06573	51	0,13217	34	0,13037	40	2103	5
	132/152							idade média		2104	5
MVD06/2	16/16	0,001323	159	0,23494	1476	0,14604	181	0,12831	68	2075	9
MVD06/4	8/8	0,000231	20	0,18251	137	0,13179	165	0,12874	168	2081	23
MVD06/6	54/54	0,000021	25	0,18058	7404	0,12860	27	0,12842	26	2077	4
MVD06/7	38/38	0,000153	4	0,17455	148	0,13052	25	0,12850	28	2078	4
	116/116							idade média		2077	2
MVD15A/1	30/30	0,000064	14	0,20336	1097	0,12291	65	0,12233	25	1991	4
MVD15A/7	34/34	0,000027	7	0,16541	41	0,12243	25	0,12205	28	1987	4
MVD15A/14	34/42	0,000069	6	0,08937	21	0,12315	51	0,12225	44	1990	6
	98/106							idade média		1989	2

A ocorrência de granitóides com idades Pb-Pb em zircão de 2,08 Ga (Macambira et al. 2001) na região de Pacajá indica que esses eventos magmáticos transamazônicos se estendem desde a região ao norte da Província Carajás até a região mais oeste (Iriti-Xingu) nas proximidades do limite com a Província Tapajós (2,03-1,96 Ga). Esta significativa geração de crosta paleoproterozóica sugere uma revisão dos limites e do significado dessa província transamazônica na porção centro-sul do Cráton Amazônico.

REFERÊNCIAS

- Forman, J.H.A., Nardi, J.L.S., Marques, J. P. M., Lima, M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Iriti/Curuá*. Relatório Preliminar. SUDAM/GEOMINERAÇÃO, 62 p.
- Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V. e Scheller, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *J. of South American Earth Sciences*, 11 (4): 351-363.
- Issler, R.S., Andrade, A.R.F., Montalvão, R.M.G., Guimarães, G., Silva, G.G., Lima, M.I.C. 1974. *Geologia*. Folha SA.22.Belém. DNPM/RADAM, 5: 1-71.
- Jorge João, X. S., Vale, A. G., Lobato, T. A. M. 1987. *Projeto Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*; carta geológica, carta de previsão de recursos minerais, carta de previsões de ações governamentais, carta geoquímica e carta de estações – escala 1:250.000 – folha Altamira (SA.22-Y-D). Estado do Pará. CPRM/DNPM. Texto explicativo, 31p.
- Kober, B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93:482-490.
- Kober, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 63-71.
- Macambira, M.J.D., Barros, C.E., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região norte da Província de Carajás: evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SBG. Simp. Geol. Amaz., 7, Resumos Expandidos (em 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 (4): 453-488.
- Santos, M.V., Souza Filho, E.E., Tassinari, C.C.G., Texeira, W., Ribeiro, A.C.O., Payolla, B.L.; Vasconi, A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira-PA. In: SBG. Congresso Latino-americano de Geologia, 7. Anais, 1:363-377.
- Silva, G.G. da, Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G. 1974. *Geologia*. Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22.Tocantins. DNPM/RADAM, 4:1-72.
- Tassinari, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil*: revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre Docência. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 139p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.

MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO GARIMPO FAZENDA PISON, TAPAJÓ/AM

¹Larizzatti J.H., ²Oliveira S.M.B.

¹Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Av. Pasteur, 404 - Urca, 22290-240 - Rio de Janeiro, RJ (joao@rj.cprm.gov.br); ²Instituto de Geociências - USP, Rua do Lago, 562 - Cidade Universitária, 05508-080 - São Paulo, SP (soniaoli@usp.br)

ABSTRACT Gold mineralization at Fazenda Pison is composed of sheeted quartz veins hosted by granophyric rocks that cut rhyolitic rocks; a feldspathic stockwork zone is also present. Veins and hydrothermal envelope are controlled by a N20E brittle shear zone and are characterized by (1) gold-rich central zone (quartz, white mica, epidote, pyrite (chalcopyrite), hematite and magnetite); (2) intermediate zone (quartz, white mica, epidote, fluorite and magnetite), and (3) distal zone (quartz, white mica, chlorite, magnetite). Gold occurs as free metal or is included in pyrite (sometimes together with Bi). Gold grades vary from 0.52 to 5.23 ppm. Gold composition ranges from 68% Au/32% Ag to 94% Au/6% Ag; copper is also present, specially in grains recovered from the stockwork zone. Gold is related to intrusion.

INTRODUÇÃO Nos últimos anos vários trabalhos enfocando as mineralizações primárias na área foram realizados (por exemplo, Faraco et al. 1996; Robert 1996; Santos et al. 2001). Dentre os modelos de mineralização propostos pode-se destacar depósitos: (1) ligados a zonas de cisalhamento; (2) em veios de quartzo; (3) disseminados; (4) em zonas de stockwork; (5) orogênicos; e (6) relacionados a intrusões. O depósito na Fazenda Pison se enquadra nesse último (Larizzatti 2002).

No presente trabalho são apresentados dados e resultados referentes ao garimpo Fazenda Pison, localizado na bacia do rio Parauari. Estes podem ser consultados em maior detalhe em Larizzatti (2002).

MATERIAIS E MÉTODOS Neste estudo foram utilizadas amostras coletadas em duas trincheiras escavadas sobre os veios mineralizados, e amostras coletadas em um furo de sondagem. As amostras foram estudadas no microscópio petrográfico de luz refletida e transmitida e no microscópio eletrônico de varredura (MEV). A mineralogia da alteração hidrotermal também foi estudada através da DRX. A composição dos sulfetos presentes foi obtida através de análises pontuais e mapeamentos MEV/EDS. Partículas de ouro tiveram sua composição determinada através de análises por microsonda eletrônica.

RESULTADOS Na área afloram rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iriri, algumas bastante magnéticas, e rochas intrusivas da Suíte Intrusiva Maloquinha (SM), ambas pertencentes ao Supergrupo Uatumã. As rochas vulcânicas ocorrem na forma de denandres com alguma contribuição piroclástica. Segundo RTDM (1995) ocorrem na área, além das rochas já mencionadas, diques e sills de diabásio (Suíte Crapori) (Fig.1). Latossolos residuais, crostas lateríticas e aluviões recentes recobrem essas rochas.

A rocha hospedeira da mineralização é um granófito muito fino intrudido numa sequência de denhames e tufos ácidos. Estruturas de caráter rúptil controlam a mineralização, incluindo falhas, fraturas e zonas de stockwork com vênulas feldspáticas. A zona mineralizada consiste de uma faixa com cerca de 30 m de espessura e 100 m de comprimento, composta por veios de quartzo milimétricos a centimétricos de direção N20E e mergulho subvertical (sheeted quartz veins). Falhas tardias de direção NEE deslocam os veios com rejeito sinistral.

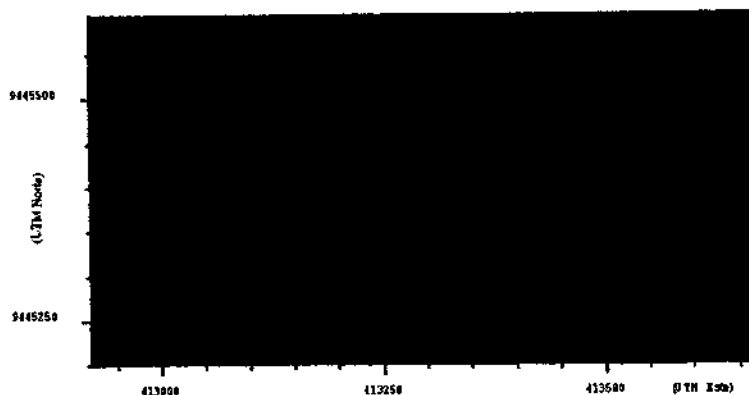
O envelope de alteração hidrotermal, com espessura de aproximadamente 30 m, é tabular e segue o formato da estrutura hospedeira. Notou-se uma variação lateral na mineralogia a partir dos veios: zona central rica em Au, contendo quartzo, mica branca, epidoto, pirita (calcopirita), hematita e magnetita; zona intermediária pobre em Au, contendo quartzo, mica branca, epidoto, fluorita e magnetita; e zona distal pobre em Au, contendo quartzo, mica branca, clorita e magnetita.

Os teores em ouro variam entre 0,52 e 5,23 ppm ao longo da zona mineralizada. A composição das partículas de ouro varia entre 68% Au/32% Ag e 94% Au e 6% Ag; o cobre também foi encontrado nas partículas, notadamente naquelas recuperadas no minério; no saprolito as partículas mais ricas em Cu são provenientes da zona de stockwork. O ouro na forma livre, associado a bismuto ou incluso na pirita está concentrado nos veios de quartzo ou na rocha encaixante junto a eles (Figs. 2a, b, c).

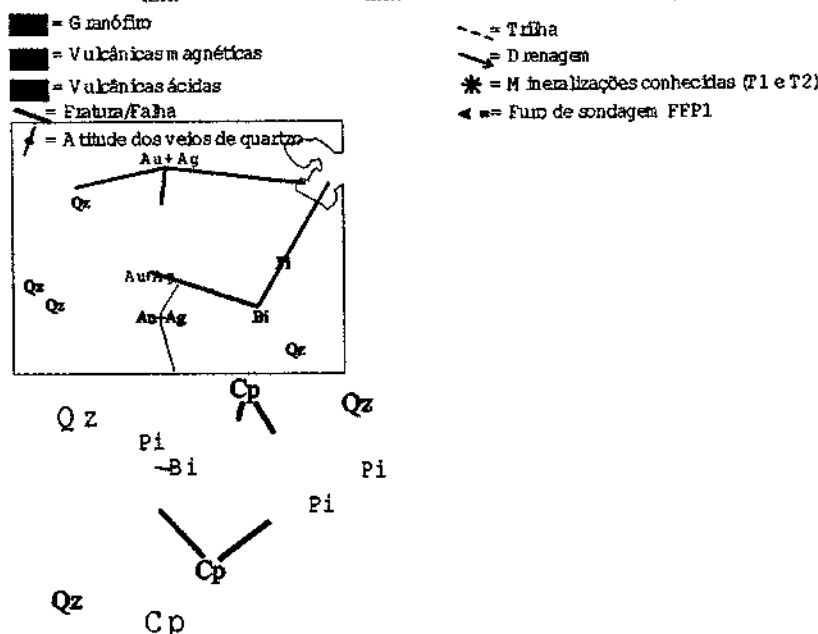
CONCLUSÕES A mineralização aurífera encontrada no garimpo Fazenda Pison está hospedada em rochas intrusivas que cortam uma sequência de rochas vulcânicas, todas de caráter ácido e idade paleoproterozóica. É controlada por uma zona de cisalhamento rúptil de direção N20E e mergulho subvertical; falhas tardias escalonam os veios mineralizados. A presença do feixe de veios de quartzo e de uma zona de stockwork rica em feldspatos somada à presença de partículas de ouro de composição distinta em cada uma dessas fases indica a ocorrência de mais de um pulso hidrotermal na área. A faixa de alteração hidrotermal pode ser dividida em distal, intermediária e central, sendo esta a mais rica e caracterizada por quartzo, mica branca, epidoto, pirita (calcopirita), hematita e magnetita. O ouro encontra-se livre, preenchendo espaços entre os grãos de quartzo dos veios e da rocha hospedeira, e incluso na pirita; podendo estar associado ao bismuto.

Referências

- Fanaco, M. T. L., Canabro, J. M., de A., Klein, E. L. (1996) Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós, escala 1:500.000, Nota Explicativa, CPRM, Superintendência Regional de Belém, 13p.
- Larizzatti, J. H. 2002. Ouro e elementos indicadores no regolito do garimpo Fazenda Pison - Processos de dispersão e implicações para prospecção. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 204p.



9 a 13 de novembro de 2003



Robert, F. (1996) Tapajós Gold Project, Pará State, Brazil. Canadian Geological Survey. Mission Report, CIDA Project 204/13886, Canada-Brazil cooperation project for sustainable development in the mineral sector. 35p.

Santos, J.D.S., Groves, D.L., Hartmann, L.A., Mouta, M.A., McNaughton, N.J. (2001). Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Paraná orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. Mineralium Deposita, 36, 278-299.

Figura 1 - Mapa geológico simplificado do garimpo Fazenda Fison (Larizzatti 2002).		
A associação Au/bismuto.	Au incluído na pirita.	Au no quartzo.
Qz = quartzo; Cp = calcopirita; Pi = pirita; e Bi = bismuto.		
Figura 2 - Formas de ocorrência do Au e sulfetos (imagens MEV, elétrons retroespalhados).		

Top

PROJETO PROVÍNCIA MINERAL ALTA FLORESTA

Resultados Preliminares

[English version](#)

INTRODUÇÃO

GEOLOGIA

- Terreno de Alto Grau
- Terreno Granito - Vulcânico
- Grupo Beneficente
- Formação Dardanelos

METALOGENIA

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

EQUIPE DO PROJETO

1

INTRODUÇÃO

O Projeto Província Mineral Alta Floresta está sendo realizado em uma área de 72.000 km² no norte de Mato Grosso e sudoeste do Pará. Compreende o mapeamento geológico de quatro folhas em escala 1:250.000: Rio João da Barra (SC.21-V-D), Alta Floresta (SC.21-X-C), Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A) e Vila Guarita (SC.21-Z-B) (Figura 1).

A área do projeto inclui os principais depósitos de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, cuja produção acumulada entre 1980 e 1998 foi de 125,8 t de Au.

No atual estágio (novembro/2000), já foram desenvolvidos trabalhos em 45% da área do projeto, tendo sido mapeados 30.000 km², descritos 951 afloramentos, estudadas 763 lâminas delgadas e cadastrados 14 garimpos. A versão simplificada e integrada do mapa geológico preliminar (atualizado até julho/2000), bem como a legenda completa, são mostrados nas figuras 02 e 03, respectivamente.

2

✧ GEOLOGIA

Na área investigada predominam unidades geológicas que constituem o embasamento das coberturas sedimentares proterozóicas do Grupo Beneficente, no norte da área, e da Formação Dardanelos, no sul. Dois tipos de terrenos com características estruturais e litológicas distintas constituem esse embasamento:

(i) **terreno de alto grau**, de idade desconhecida, composto por granada gnaisses, granulitos, enderbitos, rochas calci-silicáticas e BIF's; está exposto na parte oeste da área e é constituído pelos complexos Nova Monte Verde e Fazenda Mogno, Seqüência Colorado e Granitóide São Pedro, e;

(ii) **terreno de rochas graníticas e vulcânicas**, exposto em extensa área das porções leste, nordeste e sul do projeto (suítes intrusivas Juruena, Santa Lúcia, Peixoto de Azevedo, Paranaíta e Teles Pires, granito Apiacás, suíte vulcânica Colíder, alcalina Rio Cristalino e diques básicos). Abaixo seguem descrições sumárias das principais unidades geológicas identificadas.

3

✧ Terrenos de Alto Grau

As rochas que constituem esses terrenos mostram efeitos de intensa deformação dúctil em regime compressivo oblíquo, de cinemática dextral. Até o momento os trabalhos de mapeamento identificaram as quatro unidades descritas a seguir:

O **Complexo Nova Monte Verde** compreende ortognaisses de composição tonalítica a granítica, migmatitos e rochas supracrustais representadas por paragneisses (granada-biotita gnaisses, sillimanita gnaisses), rochas calci-silicáticas e anfibolitos. Suas melhores exposições estão na porção sul da Folha Rio São João da Barra.

O **Complexo Fazenda Mogno** inclui enderbitos, noritos, gabros, gabro-dioritos, metapiro Xenitos, tremolita-talco xistos, sillimanita-cordierita gnaisses e rochas supracrustais submetidas a metamorfismo das fácies anfibolito alto a granulito (anfibolitos, granada quartzitos e BIF's).

A **Seqüência Colorado**, exposta nas porções central e noroeste da Folha 24 de Maio, é formada por mica-quartzo xistos, granada quartzitos ferríferos e rochas metabásicas.

O **Granito São Pedro** forma um corpo alongado na direção E-W, constituído de biotita-granada granito porfirítico, hornblenda-biotita gnaiss e granada gnaiss, com enclaves de rochas máficas. Ocorre em estreita associação com os terrenos do Complexo Mogno.

4

✧ Terreno Granito-Vulcânico

Forma a maior parte do embasamento das seqüências sedimentares do Grupo Beneficente e Formação Dardanelos. Caracteriza-se por uma grande diversidade de tipos de rochas graníticas e vulcânicas, normalmente exibindo efeitos locais de deformação rúptil a rúptil-dúctil.

Os dados isotópicos e geoquímicos preliminares indicam que esse terreno representa um arco magmático Paleoproterozóico, de caráter predominantemente juvenil. As suítes descritas a seguir foram

identificadas.

O **Granito Apiacás** é um granito a duas micas, do tipo-S, cor cinza, textura porfirítica fina a média, caracterizado por uma assinatura geofísica de baixo K e baixo relevo magnético. Ocorre na porção centro-leste da Folha Rio São João da Barra.

A **Suíte Intrusiva Juruena** constitui uma série magmática expandida, de natureza calci-alcalina, tardi-tectônica, formada por biotita granitos grossos com textura equigranular, biotita monzonitos, quartzo dioritos, granodioritos e tonalitos

Apresenta localmente estreitas zonas de cisalhamento com direção preferencial E-W, NW-SE. Dados U-Pb e Pb-Pb (evaporação) indicam idades de cristalização de 1816 ± 57 Ma e 1823 ± 35 Ma (JICA/MMA, 2000).

A **Suíte Intrusiva Peixoto de Azevedo** constitui uma suíte calci-alcalina expandida, de composição gabro-diorítica (fácies Flor da Serra) a granítica (fácies Matupá).

A **fácies Matupá** inclui biotita granitos, biotita monzonitos, granodioritos e quartzo dioritos de textura equigranular a porfirítica e estrutura isótropa.

É caracterizada por baixa resposta radiométrica (canal K) e discretos valores magnéticos. Datação Pb-Pb pelo método da evaporação de zircão indica idade de 1872 ± 12 Ma (Moura 1998).

A **fácies Flor da Serra** é formada por gabros, anfíbolito, gabro-diorito, monzodiorito, monzogabro e quartzo diorito, representando as principais rochas hospedeiras dos jazimentos auríferos da região de Peixoto de Azevedo.

As **Intrusivas Básico-Ultrabásicas Santa Lúcia** constituem um conjunto de corpos básicos formados por diabásio, gabro, microgabro e hornblendito, sob a forma de stocks e diques intrusivos na Suíte Juruena.

A **Suíte Vulcânica Colíder** inclui riolitos, riolacitos, andesitos, tufos e brechas, de natureza calci-alcalina. Bordeja a porção sul da Serra do Cachimbo e a norte da Serra dos Apiacás, formando duas faixas extensas e contínuas, com direção NW-SE e ocupa ampla área na porção leste da Folha Vila Guarita.

Os dados U-Pb disponíveis (1786 ± 17 Ma e 1810 ± 14 Ma; JICA/MMAJ, 2000 e Pinho et al. 1999, respectivamente) sugerem que se trata de uma unidade mais jovem que as vulcânicas do Grupo Iriri da região do Tapajós, com idades Pb-Pb entre 1877 e 2001 Ma (Lamarão et al. 1999 e Vazquez 1998).

A **Suíte Intrusiva Paranaíta** reúne granitos tipo I oxidados, de natureza calci-alcalina, aflorantes a norte de Paranaíta. Inclui biotita granitos, monzogranitos e monzonitos. São tipicamente de cor cinza-arroxeados, normalmente porfiríticos e portadores de quartzo azulado e enclaves de composição diorítica.

Acha-se espacialmente vinculada aos terrenos vulcânicos e aos depósitos auríferos de Paranaíta.

Essas rochas mostram elevadas concentrações de magnetita, refletidas na forte resposta magnetométrica.

Dados U-Pb revelaram idades de 1801 ± 8 Ma, 1803 ± 16 Ma (JICA/MMAJ 2000) e 1793

± 6 Ma (Santos 2000 - informação verbal).

A **Alcalina Rio Cristalino** é um corpo sienítico exposto a norte de Alta Floresta, intrusivo nas vulcânicas Colíder e em contato tectônico com os sedimentos psamíticos e psamopelíticos do Grupo Beneficente.

Exibe as mais acentuadas anomalias aerogeofísicas de gamaespectrometria (canais de K, Th e U), superpostas a elevados valores de susceptibilidade magnética.

Concentrados de basteira têm indicado a presença de fosfatos do grupo da hamilita (fosfatos básicos de alumínio, bário, estrôncio e cério). Essa intrusão tem idade U-Pb de 1806 ± 6 Ma (Santos 2000).

Granitos pós-orogênicos formando stocks e batólitos circulares a ovalados constituem a **Suíte Intrusiva Teles Pires**. Sua fácies mais típica é representada por granito porfirítico vermelho-tijolo, localmente com textura rapakivi e fluorita. É intrusivo nas vulcânicas Colíder e em granitóides da Suíte Juruena. Uma datação U-Pb na região de Terra Nova do Norte forneceu idade de 1757 ± 16 Ma.

5

➤ Grupo Beneficente

Constitui um conjunto de rochas sedimentares detríticas incluindo arenitos, arcóseos, argilitos vermelhos e intercalações locais de conglomerados polimíticos. Está exposto em faixa de direção WNW-ESE na porção norte das folhas Alta Floresta e Rio São João da Barra e as camadas apresentam mergulho para NNE. O grupo Beneficente assenta-se em contato normal ou por falta (transcorrência) sobre granitos e rochas vulcânicas da Suíte Colíder.

55

➤ Formação Dardanelos

É parte do Grupo Caiabis, sendo formada por arenitos e arenitos arcoseanos com estratificações cruzadas e conglomerados polimíticos basais e intraformacionais. Aflora na forma de um amplo sinclínório delimitado por falhas transcorrentes na porção sudoeste da Folha Ilha 24 de Maio.

6

➤ METALOGENIA

A área do projeto caracterizou-se, desde o final da década de 70 até meados da década de 90, por intensa atividade garimpeira de ouro.

Até 1998 foram produzidas cerca de 125t de ouro, especialmente a partir de depósitos secundários.

A distribuição dos garimpos compreende uma extensa área desde as imediações de Peixoto de Azevedo até o Rio Juruena, formando uma faixa de dimensões superiores a 500 km de comprimento por 100km de largura, constituindo uma importante província aurífera denominada por Nogueira & Oliveira (1983) de Província Alta Floresta.

Na área mapeada foram identificadas 11 regiões com mineralizações auríferas primárias: 1- Juruena-Novo Astro, 2-Apiacás-Novo Planeta, 3-Paranaíta, 4-Trairão, 5-Alta Floresta, 6-Peixoto de Azevedo, 7-Vila União do Norte, 8-Figueira Branca, 9-Nova Canaã, 10-Cabeça e 11- Mogno-Rato (**Figura 4**).

Os depósitos de ouro dessa província são principalmente do tipo *lode gold* e ouro pórfiro. Os do primeiro tipo, constituem veios e vênulas de quartzo preenchendo fraturas e falhas transcorrentes de direção predominante NW-SE a EW, conjugadas com falhas transcorrentes dextrais de direção norte-sul (Filão do Paraíba - NS/70E).

Foram observados ainda veios de quartzo extensionais com direção N55E, sub-verticais. Os filões geralmente apresentam espessura em torno de 1 metro se estendendo por algumas dezenas de metros de comprimento. Estão envolvidos por uma zona de rochas alteradas hidrotermalmente de cor verde escuro, estrutura xistosa a filonítica e ricas em quartzo, sericita, microclina, clorita, magnetita e albita.

O contato entre o granitóide e as rochas básicas é marcado, às vezes, pela presença de falhas e constitui-se em um metalotecto importante, devido à maior reatividade das rochas básicas aos fluidos.

O tipo ouro pórfiro disseminado, descrito por Moura (1998) no depósito de Serrinha, distribui-se em expressivas zonas de alteração hidrotermal de infiltração, começando pela hidrotermalização incipiente do biotita monzogranito (granito Matupá), seguido de alteração potássica e sódica e com zonas de cloritização, sericitização, piritização e carbonatação.

7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

JICA/MMAJ. 2000. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Federative Republic of Brazil, phase II. Japan International Cooperation Agency, Japan, March 2000, n. 6, 521 p.

LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J.M., LIMA, E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simp. Sobre Vulcan. e Amb. Assoc., 1., Bol. de Resumos... Gramado-RS, SBG, p.93.

MORETON, L.C. & MARTINS, E.G., 2000. Peixoto de Azevedo Gold District Geology, Mato Grosso State, Amazon Craton, Brazil. Poster Session. 31st. Intern. Geol. Congr. Rio de Janeiro-Brazil, CD-ROM.

MOURA, M.A., 1998. O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e meralogenia (Tese de Doutorado). IG-UnB, Brasília-DF.

NOGUEIRA, V.L. & OLIVEIRA, A.M. 1983. Garimpos de ouro da região de Alta Floresta/Peixoto de Azevedo-Mato Grosso. In: Garimpos do Brasil, DNPM/DFPM. Brasília-DF, p.285-301.

PINHO, M.A.S.B., LIMA, E.F., CHEMALE Jr, F., 1999. Caracterização das rochas vulcânicas da Formação Iriri na região de Morirú-Aripuanã, MT. In: Simp. Sobre Vulcan. E Amb. Assoc., 1., Bol. Resumos..., Gramado-RS, SBG, p.48

SANTOS, J.O.S., 1999. New understanding of the Amazon Craton gold provinces. In: New Developments in Economic Geology. Centre for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. UWA, Perth, 10p.

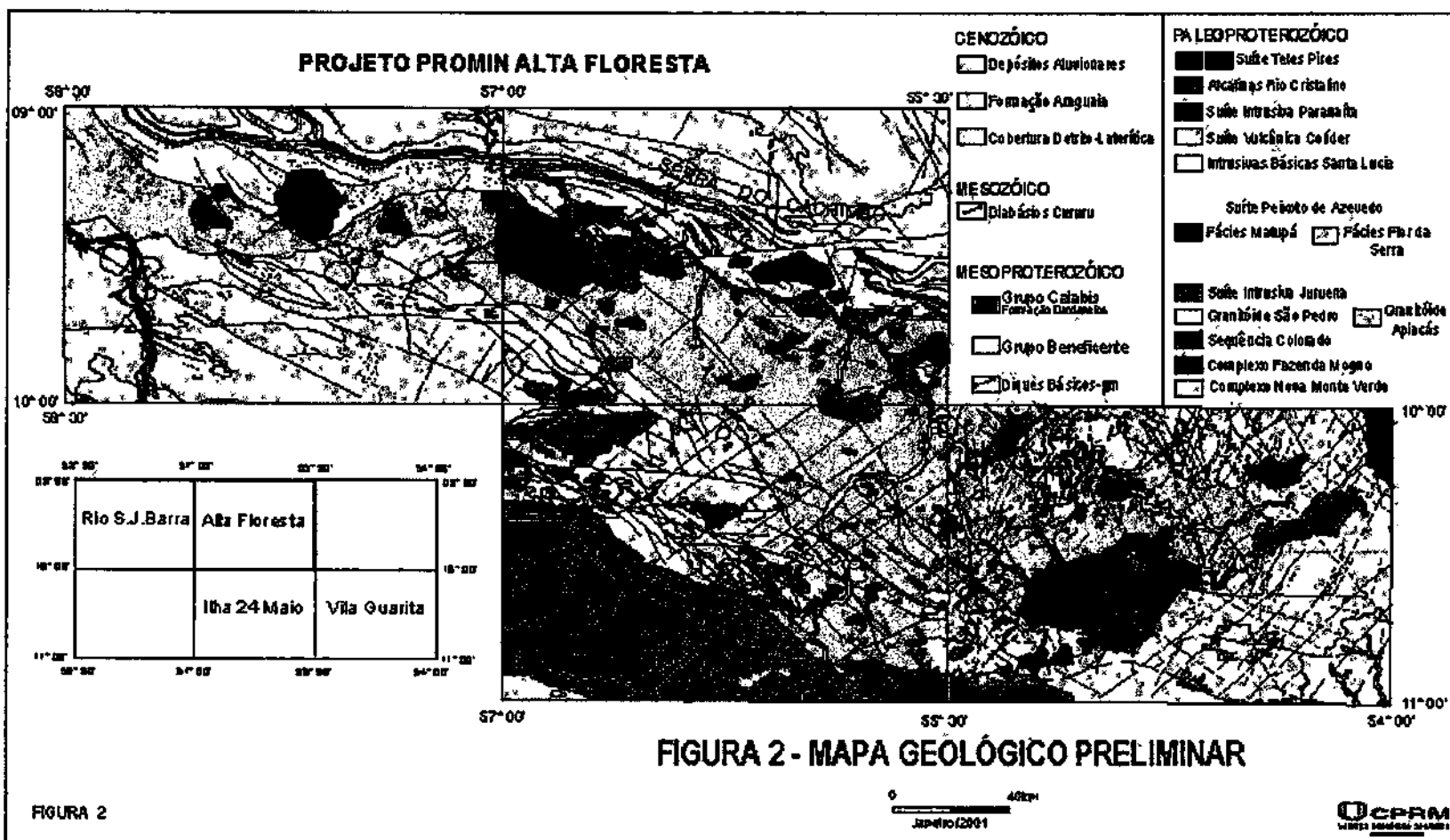
SILVA, G.H., LEAL, J.W.L., MONTALVÃO, R.M.G., 1980. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia, DNPM, Projeto Radambrasil. Folha SC.21, Juruena. Rio de Janeiro. P.21-116 (Levantamento de Recursos Naturais, v.20).

TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W., SIGA Jr., O., 1978. Considerações cronoestratigráficas da região das chapadas do Cachimbo e Dardanelos. In: Cong. Bras. Geol., Anais v.1... Recife, SBG, p.477-490.

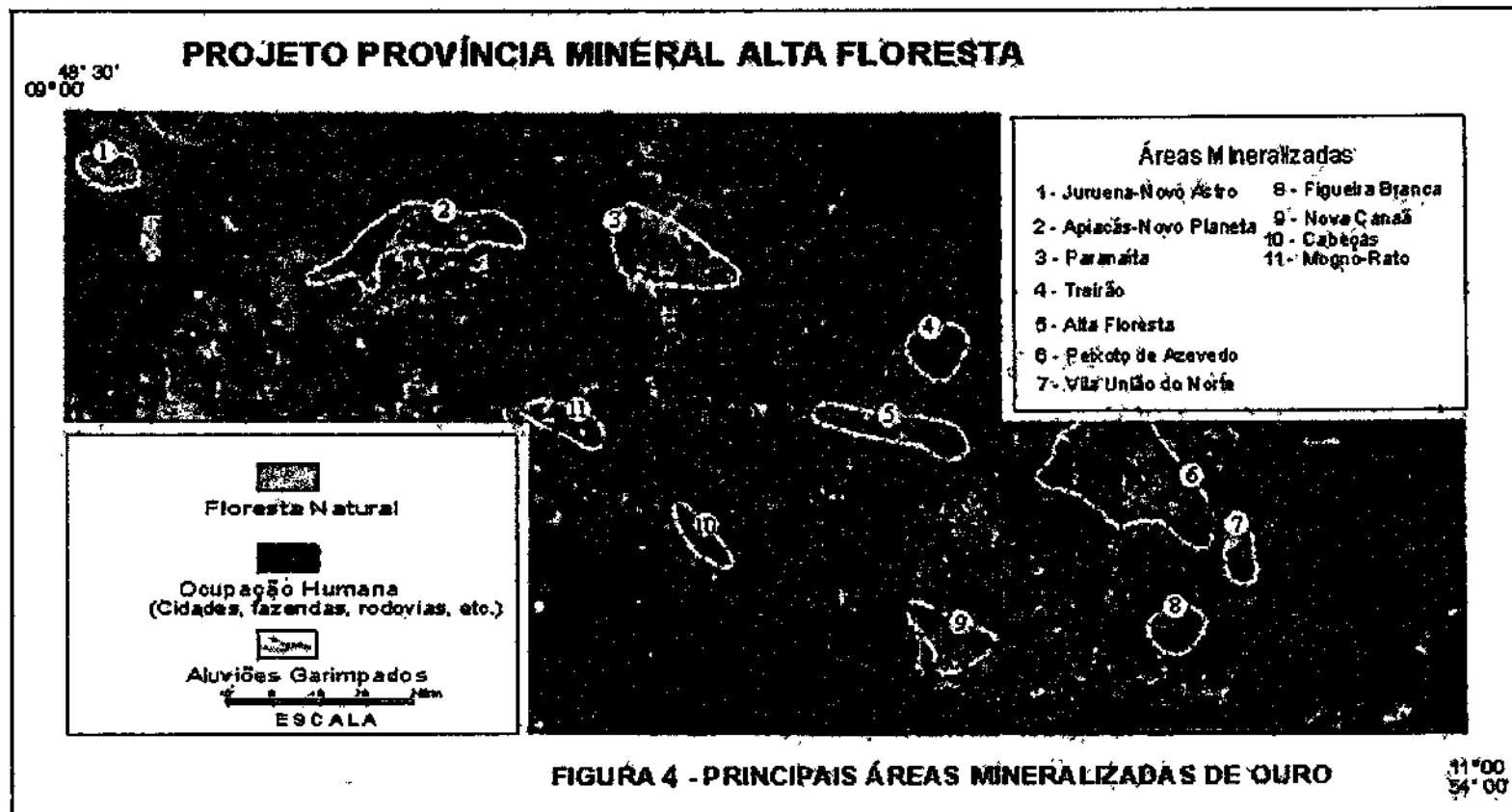
VASQUEZ,M.L., KLEIN,L., QUADROS,M.L.E.S., BAHIA,R.B.C., SANTOS,A., RICCI,P.S.F., SACHETT,C.R., SILVA,C.M.G., MACAMBIRA,M.J.B., 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós. Novos dados geocronológicos. In: Simp. Geol. Amazônia, Bol. de Resumos... Manaus, SBG, p.471-474.

 [Retorna ao início](#)

Para retornar ao texto, use a tecla < back > do seu browser



Para retornar ao texto, use a tecla < back > do seu browser



[Retorna](#)



BRASIL

Início
Bens Minerais

**Geofísica
Prod. & Serv.**

Geoquímica
Inf. Geocientíf.

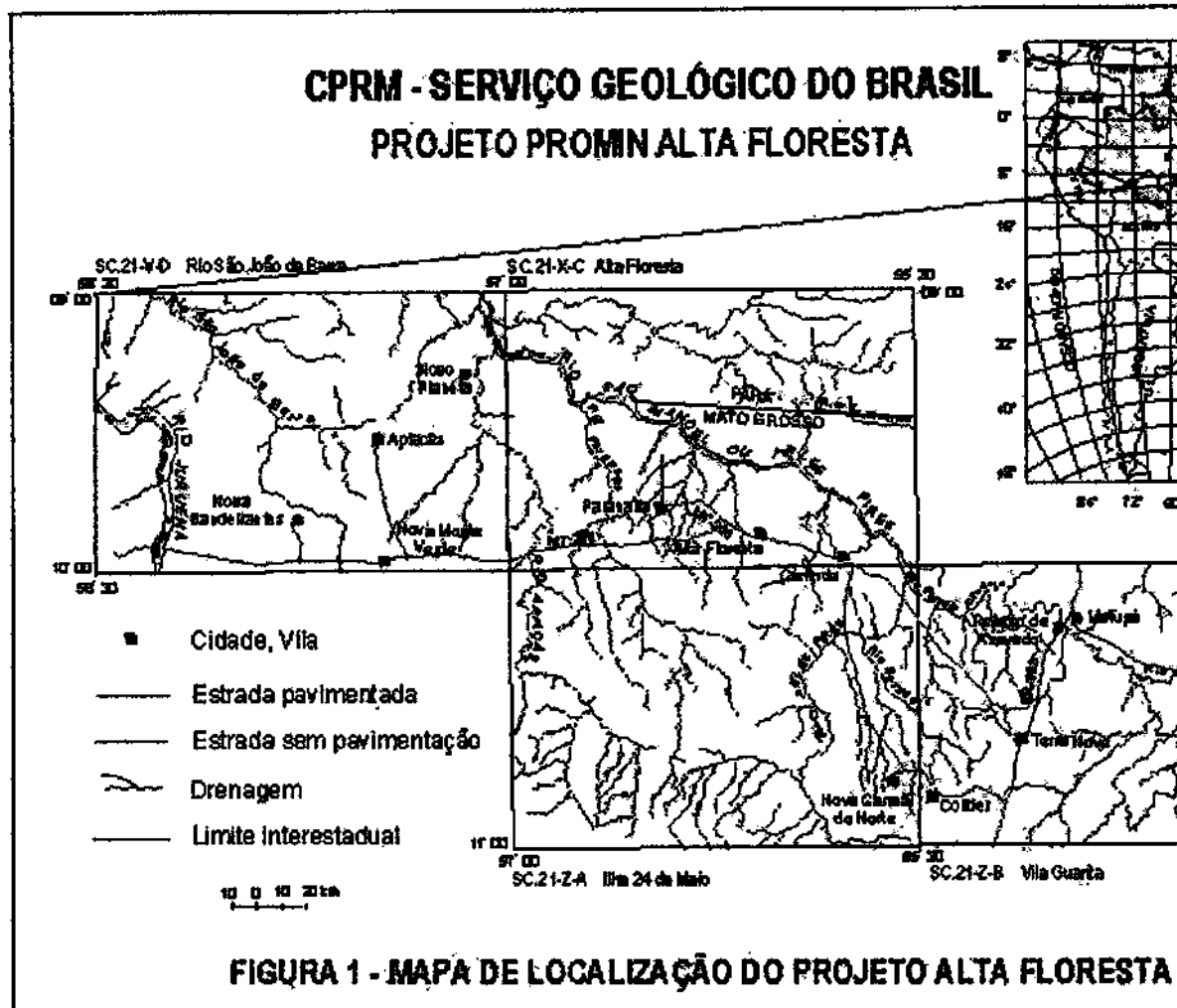
Rec. Hídricos
Biblioteca

Gestão Territorial
Unid. Regionais

Rec. Minerais
Base de Dados

Oport. Miner
Busca

Para retornar ao texto, use a tecla < bac



Proterozoic reactivation episodes in the Amazon, Brazil

João Batista Sena Costa*, Yociteru Hasui**, Orlando José Barros de Araújo***

* Centro de Geociências – UFPA, Belém – PA (e-mail: jsena@ufpa.br).

** Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro - SP.

*** CPRM-O Serviço Geológico do Brasil. Belém, PA.

Introduction

The tectonic models proposed to explain the basins filled by sedimentary, volcanic and volcano-sedimentary units, the occurrences of various plutonic suites and of a series of normal, transcurrent and strike-slip faults and undifferentiated lineaments of Middle Proterozoic age in the Amazonian region, have long been discussed by many authors in terms of two tectonic theories.

The first is based on geochronological data and on tectonic reactivation, and postulates the existence of an Arquean core (Amazônia Central Province) bordered by the Maroni-Itacaiunas (2,2-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,7-1,4 Ga) and Rondoniano (1,4-1,0 Ga) accretion mobile belts (Cordani et al. 1979; Cordani & Neves, 1982; Teixeira et al. 1989; Sato & Tassinari 1997). The Amazônia Central Province would have evolved from reflection reactivation events due to the mobile belt formation between 1,9 and 1,3 Ga. The Rio Negro-Juruena evolution, based on isotopic and geochronologic analyses, involved the formation of an oceanic lithosphere during a sea floor spreading episode in the Middle Proterozoic, followed by subduction, generation of a magmatic arc and continental-arc collision (Tassinari 1984; Tassinari et al. 1996). In this period the Cratonic area was formed by the Amazônia Central Province, Maroni-Itacaiunas mobile belt and probably much of the West African Craton (Tassinari et al. 1996). Farther west are found the Rondoniano-San Ignácio and Sunsas mobile belts related to the San Ignácio (~ 1.300 Ma) and Sunsas (~ 1.000 Ma) orogenies, respectively (Litherland et al. 1989).

The second theory considers the Amazonian region as part of a crustal segment (Amazonian Craton) stabilized around 2.0 Ga, and divided into the Guyana and Brasil Central Shields, which underwent platform reactivation processes (e.g. Almeida, 1974; Amaral, 1974; Almeida & Hasui, 1988). The reactivations were grouped by Amaral (1974) into three main events (Paraense, 1.7-1.5 Ga; Madeirense, 1.4-1.2 Ga; and Rondoniense, 1.0-0.9 Ga) separated by periods of stability and affecting large belts with NW-SE trends. These reactivations were referred to as a unique long life intraplate extensional event (Issler & Lima, 1987). Santos (1981) also suggested three major reactivation events to explain the origin of the volcano-sedimentary covers, as follows: Uatumã (1.900 Ma); Parguazense (1.900 Ma); and K'Mudku or Rondoniense (1.200-1.000 Ma).

The extensional structures and stratigraphic units associated with the platform reactivation events were explained by Costa et al (1991) and Costa & Hasui (1992, 1997) as a lithospheric thinning model which involved control by the older ductile structures and development of a set of shear zones in the lower crust and upper mantle, with the asthenosphere rising under the areas which were affected by tectonic subsidence. The crustal thinning rates were not determined, but it is argued, on the basis of the nature and volume of the igneous rocks, that the stretching rate did not reach values as high as those expected in the oceanic crust formation stages.

The integration of more recent structural, stratigraphic and geochronologic data, mainly obtained through geological mapping of several areas in different parts of the Amazonian region by the CPRM - Brazilian Geological Survey, confirmed the existence of four major reactivation episodes in cratonic areas, as had been emphasized by Almeida (1974) and Amaral (1974). In general, these events include pulses of extensional basin formation accompanied by magmatism alternating with compression and strike-slip pulses in the Middle Proterozoic.

Discussion

Following the Arquean-Lower Proterozoic continental collages associated with the continent-continent collision events, the Amazonian region underwent four Platform reactivation episodes characterised by magmatism, sedimentation, metamorphism and deformation processes in large areas.

The first episode (2,1-1,8 Ga) generated a series of extensional basins throughout the Amazonian region, with variable geometry controlled by the trend of pre-existing ductile structures, which were filled with acid to intermediate volcanic rocks (Surumu and Iricoumé Formations, Uatumã Group and Roosevelt Sequence) and sedimentary rocks (Rio Fresco, Gorotire, Cubencranquém and Beneficente Formations). These rocks were then intruded by granitic plutons and batholiths (Saracura and Velho Guilherme Suites). A regional compression caused moderate to weak inversion of the basins with ductile-brittle faulting and folding affecting the volcanic and sedimentary units with a mineral assemblage similar to greenschist facies metamorphism.

The second episode (1,75-1,3 Ga) formed extensional basins in the state of Roraima, with architectures defined by asymmetric geometry and shallow marine water sedimentary filling (Roraima Supergroup) intruded by a series of granitic rocks (Surucucu, Serra da Prata and Mucajaí Suites) and mafic sills and dykes (Avanavero Suite). In the state of Pará, the granitic plutons of the Cumaru Suite also appear to be associated with extensional regime. However, in the state of Rondônia, the granitic rocks (Serra da Providência, Santo Antônio, Alto Candeias and São Lourenço-Caripunas Suites) are probably associated with a transtensive strike-slip regime.

The third episode (1,3-1,1 Ga) caused weak positive inversion in the southern boundary of the Roraima basin and formed compressive ductile-brittle shear zones along which granitic rocks of the gneissic basement and of the Mucajaí and Serra da Prata Suites were transformed into mylonites and cataclasites. During this period a brittle-ductile strike-slip regime generated left-hand strike-slip systems which are characterised by symmetric and asymmetric transpressive duplexes, mainly in the state of Roraima.

The fourth episode (1,1-0,9 Ga) is only observed in the state of Rondônia and originated a series of extensional basins which were filled by fluvial sequences (Palmeiral Formation), and fluvial and marine sequences (Sunsas Group), which were intruded by mafic rocks (Cacoal Mafic-Ultramafic Complex, Rio Pardo and Santa Clara Suites, Alta Floresta Formation, Costa Marques Suite) and granites (Rondônia Younger Granites). In the deformation progression ductile-brittle strike-slip shear zones were formed which affected mainly the granitic plutons (Alto Candeias Suite) and fluvial and marine sequences (Sunsas Group).

These reactivation episodes are interpreted as break up attempts in the Proterozoic megacontinent, in which geologic processes (e.g. isotherms rising, uplifting, tectonic and magmatism) can be related to the first half of the Wilson Cycle.

References

- Almeida, F.F.M. de. 1974. Evolução tectônica do Cráton do Gauporé comparada com a do Escudo Báltico. *Rev. Bras. Geoc.* São Paulo, 4(3):191-204.
- Almeida, F.F.M. de. & Hasui, Y. 1988. The Central Brazil Shield Reviewed. *Episodes*, 8(1):29-37.
- Amaral, G. 1974. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. São Paulo, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.G.C.; Teixeira, W.; Basei, M.A.S. & Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2. Árica, 1979. *Anais ...Árica, Chile*, p.137-148.
- Cordani, U.G. & Neves, B.B.B. 1982. The geologic evolution of South America during Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.* 12(1-3):78-88.
- Costa, J.B.S.; Pinheiro, R.V.L.; Araújo, O.J.B.; João, X.S.J. 1991. Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 3:9-24.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1992. Aspectos fundamentais do Proterozóico Médio da Amazônia Brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(4):487-492.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG - NN. Edidora Fanlângola. Belém.
- Issler, R.S. & Lima, M.I.C. 1987. Amazonian Craton Brazil granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo. 17(70):426-441.
- Litherland, Annells, R.N.; Darbyshire, D.P.F.; Fletcher, C.J.N.; Hawkins, M.P.; Klinck, B.A.; Mitchell, W.I.; O'connor, E.A.; Pitfield, P.E.J.; Power, G.; Webb, B.C.. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Prec. Res.*, 43:157-174.
- Santos, J.O.S. 1981. Classificação dos vulcanitos Uatumã (Petrologia). In: Symposium Amazônico, Puerto Ayacucho, 1981. *Memória.... Puerto Ayacucho, Venezuela, Dirección General. Setorial de mina y Geología*. 768 p. (boletim 10), p. 259-272.
- 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. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, p. 91-142 (FINEP/SBG-NN).
- Tassinari, C.C.G. 1984. A porção ocidental do Cráton Amazônico: evidências isotópicas de acreção continental no Proterozóico Médio. In: Symposium Amazônico. Manaus. *Anais*, p. 439-446.

As mineralizações Auríferas da Província Alta Floresta e suas relações com o Arco Magmático Juruena

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro, Joffre Valmório de Lacerda Filho, Inácio de M. Delgado, Reginaldo A. dos Santos, Geraldo Vianney V. Souza, João Olímpio Souza, Cipriano C. de Oliveira, Paulo Fernando Villas Boas, Antonio Augusto Soares Frasca, Felicíssimo Rosa Borges, Luis Carlos Moreton, Edson Gaspar Martins, Maria Abadia Camargo

1 - CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, geremigo@zaz.com.br

A Província Mineral de Alta Floresta (PAF), situa-se na porção norte do estado do Mato Grosso (fig. 1) onde se estende na direção E-W por uma faixa de aproximadamente 500 km de comprimento, por 100 km de largura, desde as imediações da cidade de Peixoto de Azevedo até o rio Juruena. Esta província notabilizou-se pela grande produção de ouro secundário em aluviões, coluviões e eluviões, no período de 1979 a 1994, com produção estimada em 108,7 t de ouro (CPRM, 1996).

As mineralizações primárias de ouro da PAF ocorrem associadas a veios de quartzo, brechas e *stockworks*. Estão hospedadas principalmente em granitos do tipo I oxidados, de natureza calcialcalina (biotita granitos, monzogranitos e monzonitos), muito magnéticos, portadores de quartzo azulado e pórfiros de plagioclásio zonados, pertencentes à Suíte Paranaíta, bem como a granitos calcialcalinos de alto-K tipo Nhandu. Além dos granitóides, as mineralizações também se hospedam em rochas vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Colíder e em xistos miloníticos da Sequência Metavulcanossedimentar São Marcelo - Cabeça.

A maioria dos depósitos primários de ouro em veios de quartzo está regionalmente relacionada a um megasistema de cisalhamento transcorrente sinistral rúptil a rúptil-dúctil, de direção ESE/WNW, formado por compressão principal N50E. Os principais depósitos estão localizados em fraturas subsidiárias de 2ª e 3ª ordem, extensionais e de cisalhamento (fig 2), de direções principais N-S a N50E, de natureza rúptil (fraturas extensionais), rúptil/dúctil (zonas miloníticas e filoníticas estreitas, nucleadas em falhas) ou dúctil (zonas dobradas e metamorfizadas regionalmente).

As mineralizações são constituídas por uma paragênese mineral bastante hidratada, rica em filossilicatos (mica branca, sericita, clorita), acompanhada de quartzo, epidoto, carbonato, sulfetos e óxido de ferro. Delgado et al. (2001) reconheceram quatro estágios de alteração hidrotermal e de neoformação de minerais, ou seja: (i) estágio precoce (protomilonítico), com formação de microclina, epidoto, calcita, sericita e clorita; (ii) estágio milonítico a filonítico, com formação de sericita, clorita, óxido de ferro e sulfetos, recristalização e neoformação de quartzo; (iii) estágio tardio à filonitização, com introdução de veios de quartzo, carbonato, clorita e sulfetos (principal

fase da mineralização de ouro); e (iv) estágio pós-tectônico, caracterizado pela introdução de veios de carbonato.

Com base em critérios tectônicos e formas de ocorrência, os depósitos foram agrupados em três tipos: (1) – *Stockworks*, brechas hidrotermais e veios extensionais de quartzo com ouro, situados em regime rúptil; (2) – Veios de quartzo com ouro controlados por falhas, situados em regime rúptil-dúctil; e (3) – Veios de quartzo com ouro, dobrados e boudinados, situados em ambiente dúctil. As características destes tipos de jazimentos podem ser visualizadas nas tabelas I, II e III (modificadas de Delgado et al., 2001), onde foram destacados os depósitos melhor conhecidos.

NOME GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL / MINERALIZAÇÕES
TRAIRÃO E 655820 N 8915638	Granito gnaissado (fácies esverdeada). Granito saprolitizado (fácies estranhada). GRANITO NHANDU	Fraturas extensionais, padrão <i>stockwork</i>	Graissização (quartzo+sericita+mica branca+opacos); brechas hidrotermais; veios extensionais de quartzo, centimétricos a decamétricos; sulfetos (pirita) disseminados e em nódulos e magnetita
SERRINHA E 731897 N 8867304	KF granito metassomático SUÍTE MATUPÁ (1,87 Ga U-Pb), Tdm (Sm-Nd) 2,34Ga	Fraturas padrão <i>stockwork</i>	Alteração hidrotermal penetrativa (sericitização); <i>stockworks</i> (veios milimétricos); sulfetos disseminados (pirita, pirrotita, magnetita)
NOVO PLANETA / BAIXÃO MARABÁ E 475061 N 8966329	Biotita-epidoto granito – fácies esverdeada. Quartzo-feldspato granito – fácies de cot-tosa. SUÍTE PARANAÍTA (1,80 Ga – U-Pb)	Sistemas de Fraturas N40W e N75W	Alteração hidrotermal (sericita+quartzo+epidoto). Sulfetos (pirita, calcopirita, covelita) disseminados em manchas irregulares e incrustações e magnetita.
CRENTES E 548817 N 8963034	Rocha vulcânica a subvulcânica, saprolitizada (reliquia de estrutura porfírica no saprólito). SUÍTES PARANAÍTA/COLÍDER (1,78 Ga U-Pb)	Fraturas extensionais e padrão <i>stockwork</i>	Alteração hidrotermal penetrativa (quartzo+epidoto+sulfetos+óxido de ferro); veios extensionais milimétricos a centimétricos (máximo de 2 cm); <i>stockworks</i>
TIÃO FERA / BAIXÃO ÁGUA AZUL E 464624 N 8959000	Granito saprolitizado SUÍTE PARANAÍTA (1,80 Ga U-Pb)	Falha rúptil N35E	Veio de quartzo+sulfetos, (pirita, calcopirita, covelita), magnetita, rutilo e limonita laminada; vênulas de quartzo (calcadônia ?) aleatórias: <i>stockworks</i> subordinados
CLAREIRA/ NOVO ASTRO E 344830 N 8983923	Granito Epidotizado SUÍTE PARANAÍTA (1,80 Ga U-Pb)	Sistema de veio de quartzo de direção N 20E e venulações milimétricas e em <i>stockwork</i> .	Epidotização penetrativa, sericitização, carbonatação. Sulfetos – pirita, calcopirita, calcocita, galena, tetraedrita, esfalerita e bornita.

Tabela I – *Stockworks*, brechas hidrotermais e veios extensionais de quartzo com ouro, em regime rúptil.

NOME GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL/MINERALIZAÇÕES
TAPAJÓS E 652520 N 8806302	KF granito hidrotermalmente alterado, protomilonítico a milonítico. GRANITO NHANDU	ZC rúptil-dúctil, transcorrente N80W Estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas envolvendo lentes de granito milonítico. Lateralmente, brechas e veios extensionais (N50E/50SE). Pirita, calcopirita, malaquita.
EDU E 698144 N 8802551	Monzogranito hidrotermalmente alterado, protomilonítico a milonítico. GRANITO NHANDU	ZC dúctil-rúptil, transcorrente, dextral N25E. Estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas (sericita+quartzo+clorita+opacos). Veios de quartzo+carbonato+sulfetos (pirita, calcopirita, esfalerita) + clorita. Veios tardios de carbonato.
PARAÍBA E 709976 N 8869507	Monzogranito hidrotermalmente alterado, protomilonítico a milonítico. Anfibolito bandado ? (a leste do filão). SUÍTE MATUPÁ (1,87 Ga U-Pb)	ZC dúctil-rúptil, transcorrente, dextral. Filão: N-S Sn – N35W; Sc – N15E Estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas (sericita+quartzo+clorita+opacos). veios de quartzo+carbonato+sulfetos (pirita, calcopirita, covelita, esfalerita) + clorita. Veios tardios de carbonatos. Ag= 28ppm As= 3ppm Au= 21ppm
TETO E 715769 N 8869507	Milonito de HB-BT diorito SUÍTE FLOR DA SERRA (Sm-Nd, Tdm 2,33Ga)	Zona Dúctil/Rúptil Filão N/S	Milonito de diorito hidrotermalmente alterado, veio de quartzo, intercalado com sulfeto (pirita, calcopirita, galena, bornita). Ag= 130 ppm As= 10 ppm Au= 230 ppm

Tabela II– Veios de quartzo com ouro, controlados por falhas, em regime rúptil-dúctil.

NOME GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL / MINERALIZAÇÕES
GIL /FABINHO E 561018 N 850717	Xistos miloníticos, grafitosos ou carbonosos; metamiolito pórfiro; micro-granito pórfiro; tectonito L. SEQUÊNCIA VS. SÃO MARCELO-CABEÇA (1859 ± 5 U-Pb)	Deformação dúctil – dobras isoclinais Bandamento (Sn) dobrado Sn+1 : N50-60W/ 80NE	Veios de quartzo dobrados e boudinados, Lb 60/N120; 60/N100 Ag 0,8 ppm, As= 910 ppm, Au= 10 ppm

Tabela III – Veios de quartzo com ouro, dobrados e boudinados em regime dúctil.

Os depósitos do tipo 1 (Tabela I) foram formados em regime extensional e correspondem a depósitos de ouro epizonais, relacionados a intrusões graníticas do Arco Magmático Juruena (AMJ). Neste arco se incluem as Suites Juruena, Paranaíta, Colíder e Granito Nhandu, com idade de 1.8 Ga. O depósito de Serrinha do Matupá, relacionado à Suíte Matupá, foi estudado detalhadamente por Moura (1998) que o classificou como do tipo ouro pórfiro disseminado. Este depósito possui características que o diferencia dos depósitos da PAF, sugerindo uma origem provavelmente relacionada com a evolução da parte SE da Província Tectônica do Tapajós, cuja idade é 100 milhões de anos mais antiga que a do Arco Magmático Juruena, como pode ser observado na tabela IV.

DEPÓSITO	IDADE DA ENCAIXANTE U-Pb	IDADE DA MINERALIZAÇÃO Pb-Pb	FLUIDOS MINERALIZANTES	UNIDADE
Serrinha do Matupá (1)	1.9 Ga	-	T ≥ 420°C NaCl eq. >45%	Suíte Flor da Serra
PAF-Região de Apicás (2)	1.8 Ga	-	T = 99,7°C NaCl eq. 12,5%	Suíte Paranaíta
PAF-Região de Paranaíta (2)	1.8 Ga	1,76 Ga	T = 321°C NaCl eq. 13,10%	Suíte Paranaíta

Tabela IV – Características que diferenciam o depósito de Serrinha do Matupá de outros depósitos de ouro da PAF.

Fonte: (1) Moura, 1998; (2) Fonte JICA, 2001

Os depósitos do tipo 2 (tabela II) se desenvolveram na fase orogenética (em estágio sin a tardi-tectônico) em condições de epizona a mesozona, e estão relacionados a intrusões graníticas e dioríticas.

O depósito de ouro do Fabinho (Tabela III), que se encontra hospedado em rochas da sequência metavulcanossedimentar São Marcelo-Cabeça, possui características que o distingue dos demais depósitos da PAF, quais sejam: está associado a domínio eminentemente dúctil e possui baixos teores de Ag e Bi e altos teores de As. A tabela V, a seguir, compara as características do depósito do Fabinho em relação aos depósitos relacionados a granitos e dioritos.

GARIMPO/LOCAL	ROCHAS HOSPEDEIRAS	ELEMENTOS ANALISADOS PPM			PARAGÊNESE SULFETADA	UNIDADE
		Ag	As	Bi		
FABINHO 561015/8850779	Bt-mica-branca microclina quartzo xisto (metamiolito pórfiro)	1,7	580	3,9	Pirita, calcopirita, arsenopirita	Sequência metavulcanossedimentar São Marcelo-Cabeça
SERRINHA DE MATUPÁ 603126/8916301	Granito	236	12	980	Pirita, calcopirita, covelita, esfalerita, galena e magnetita	Suíte Paranaíta (1,8 Ga-U-Pb)
PARAIBA 709756/8869553	Monzogranito/ anfibolito	28	3	10	Pirita, calcopirita, covelita	Suíte Matupá
TETO 715769/8867012	Hb-bt-diorito	130	10	500	Pirita, calcopirita, calcocita, galena	Suíte Flor da Serra

Tabela V – Características do depósito de ouro do Fabinho comparado a outros depósitos da PAF.

A análise dos dados sugere que os depósitos de ouro da PAF estão relacionados a eventos tectono-magmáticos que ocorreram em um determinado intervalo de tempo, e que foram responsáveis pela formação de pelo menos dois arcos magmáticos coalescentes, de idade paleoproterozóica. O mais velho, possivelmente relacionado a evolução dos arcos magmáticos da Província Tapajós, representado pelas suítes Matupá (granitos) e Flor da Serra (gabros e dioritos) (1.87 – 1,9 Ga) e o mais jovem, Arco Magmático Juruena (1.75 – 1.82 Ga), ao qual se relaciona a maioria dos depósitos de ouro da Província Mineral Alta Floresta.

Bibliografia:

DELGADO, I.M., SOUZA, G.V.V., SANTOS, R.A. 2001. *Contribuição ao conhecimento das mineralizações de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, Mato Grosso*. Salvador, CPRM – DEGEO/DIGEOB (Relatório de Viagem)

CRUZ, E.C. 2001. Relatório sobre a visita a ocorrências de ouro da Província Mineral Alta Floresta, Norte do Estado do Mato Grosso. Relatório de viagem, CPRM (Relatório Interno).

JICA/MMAJ. 2001. *Report on the Mineral Exploration In The Alta Floresta Area, Federative Republic of Brazil. Phase II*. Japan International Cooperation Agency, Japan, march 2001.

MOURA, M. A., 1993. *O maciço granítico Matupá no depósito de ouro de Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia* Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília; DF, Tese de Doutorado

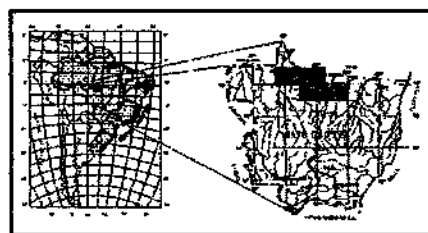


Fig. 1 - Localização do projeto Prolongamento Alta Floresta

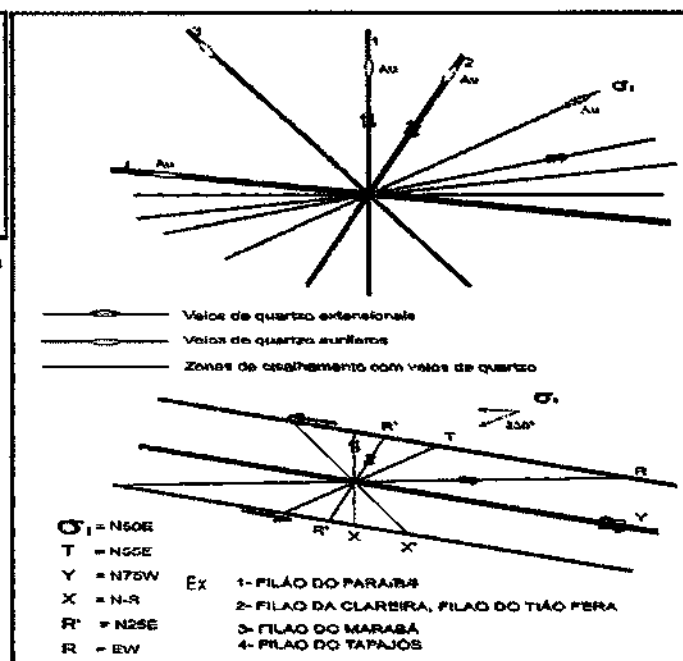


Figura 2 - Orientações predominantes dos veios de quartzo auríferos da Província Alta Floresta, de acordo com o diagrama de RIEDEL.

Caracterização de um sistema epitermal *high-sulfidation* vulcânico paleoproterozóico da Província Aurífera do Tapajós, Pará.

Carmen M.D. Nunes¹, Caetano Juliani², Rafael H. Corrêa-Silva², Lena V. S. Monteiro², Jorge S. Bettencourt², Reiner Neumann³, Arnaldo Alcover Neto³, Robert O. Rye⁴

¹ Docegeo/CVRD, ex-aluna de pós-graduação do IGUSP (carmennm@cverd.com.br), ² Instituto de Geociências (USP), ³ Centro de Tecnologia Mineral (CETEM/MCT), ⁴ United States Geological Survey (USGS)

Introdução

Devido à grande quantidade de ocorrências e à significativa produção de ouro na Província Aurífera do Tapajós foram desenvolvidos, especialmente na última década, levantamentos geológicos básicos sistemáticos e vários trabalhos de prospecção mineral, que resultaram da identificação de diversos depósitos primários e secundários. Os depósitos primários são quase sempre relacionados a veios de quartzo mesotermiais em zonas de cisalhamento em rochas vulcânicas, metassedimentares e graníticas (Faraco *et al.*, 1996)

Trabalhos de prospecção mais recentes efetuados pela Rio Tinto Desenvolvidos Minerais Ltda. em prospectos mineralizados em ouro, associados a rochas vulcânicas do Grupo Iriri, permitiram a identificação de epitermais *high sulfidation* paleoproterozóicos, que vêm sendo estudados por Nunes *et al.* (2000), Juliani *et al.* (2000) e Nunes (2001).

O presente trabalho tem como objetivo a apresentação dos aspectos geológicos e petrográficos destes sistemas *high sulfidation*, que constituem-se nos únicos bem preservados do paleoproterozóico.

Geologia da área

O embasamento da área estudada, que situa-se entre os rios Tapajós e Jamanxim, é constituído por granodioritos e granitos da Suíte Intrusiva Parapanari. Este embasamento é coberto pelas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas andesíticas a riolíticas do Grupo Iriri, e cortado pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, *stocks* de granófiros e pórfiros riódacíticos e riolíticos. Associados aos derrames vulcânicos e vulcanoclásticos há estruturas formadas por ignimbritos e cinzas vulcânicas, que podem representar restos de estrato-vulcões. Na base destas estruturas afloram corpos circunscritos de monzogranito e pórfiros riolíticos a dacíticos.

O monzogranito tem cor vermelha, produto de alteração hidrotermal potássica, e apresenta textura fanerítica grossa a granofírica, indicativa de uma colocação rasa e cristalização sob a influência de fluidos. As vulcânicas e vulcanoclásticas basais têm composição intermediária a ácida

e são formadas por corpos de andesitos, hialoclastitos, tufos dacíticos, riódacíticos e riolíticos, incluindo tufos soldados, tufos de cristais e riolitos. Sobre esta sequência ocorre um espesso pacote de ignimbritos formado por brechas co-ignimbriticas, tufos, tufos cineríticos, lápili-tufos e dacitos na porção basal. Especialmente no topo desta unidade ocorrem estruturas circulares concêntricas, com fraturas anelares e radiais, interpretadas como paleocrateras, com poucas centenas de metros de diâmetro. A estas estruturas associam-se brechas hidrotermais capeadas por brechas silicáticas e hematíticas, às quais vinculam-se o sistema *high-sulfidation*.

Alterações hidrotermais

A maioria das rochas vulcânicas estudadas têm as suas texturas obliteradas e os minerais ígneos substituídos por paragêneses hidrotermais, resultados de alterações em intensidade e estilo variados.

Os ignimbritos, que constituem a estrutura vulcânica, foram os litotipos mais profusamente hidrotermalizados, especialmente por alteração argílica avançada de baixa e de alta temperatura. Os tufos cineríticos e riódacíticos basais apresentam alteração sericítica e são ricos em sulfetos e, quando em níveis mais profundos, têm típica assembléia de alteração propilitica. A TABELA 1 contém as assembléias minerais e os tipos de alterações hidrotermais observados na sequência ignimbritica.

Esta estruturação permite caracterizar o zonamento original do sistema hidrotermal como análogo aos cenozóico-mesozóicos, com evolução dos fluidos neutros da base para extremamente ácidos nas proximidades de paleo-superfícies.

TABELA 1: Assembléias minerais observadas nos ignimbritos.

Litotipos	Assembléia Mineral	Tipo de alteração
tufos e lápili-tufos	pirofilita + quartzo + hematita + alunita + pirita + andalusita + diásporo + rutilo + caolinita + illita + woodhouseita-svanbergita + enargita-luzonita	argílica avançada
tufos cineríticos e riódacíticos	sericita + quartzo + zeólita	sericítica
dacito-basal	clorita + epidoto + carbonato + sericita + quartzo + pirita	propilitica

No topo da sequência ignimbritica ocorrem brechas hidrotermais silicáticas, rochas alunitizadas e alunita de veio, que caracterizam os sistemas *high-sulfidation*. Três tipos de alunita de veio foram identificados: (1) alunita rosa, de granulação grossa; (2) alunita vermelha, com intercrescimento fino de hematita e (3) rocha fortemente foliada e deformada, formada por alunita fina e hematita. A ocorrência de alunita não se restringe ao topo da estrutura como atestam amostras coletadas a 150 m de profundidade. Nestas, a alunita rosa ocorre fina, intercrescida com pirita, e

associada a *vuggy silica*, uma sílica residual de cor cinza, produzida pela lixiviação ácida das encaixantes vulcânicas. Nos cristais de pirita, há pequenas inclusões de enargita. Em alunita, é comum a presença de cristais de woodhouseita-svanbergita, indicativos de sistemas epitermais *high sulfidation* de origem magmática.

As brechas hidrotermais silicáticas, associadas às paleocrateras, formam uma zona silicificada, acamadada, interpretada como sendo um *silica cap*. Estas brechas são muitas vezes cortadas por condutos hidrotermais hematíticos, indicando recorrência da atividade explosiva.

O monzogranito foi afetado inicialmente por metassomatismo alcalino e, posteriormente, por alteração propilitica e sericitica, e os *stocks* de pórfiros mais tardios apresentam apenas alteração sericitica.

Dados isotópicos

As análises isotópicas dos três tipos texturais de alunita resultaram em valores de $\delta^{34}\text{S} = 18,1 \pm 36,9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4} = 11,8 \pm 16,7\text{‰}$, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}} = 6,8 \pm 11,2\text{‰}$. A pirita intercrecida com alunita tem $\delta^{34}\text{S}$ de $-1,2\text{‰}$. Utilizando-se o fracionamento dos isótopos de enxofre entre alunita-pirita, obtém-se temperatura 300°C . Com o fracionamento o oxigênio do SO_4 e do OH da alunita obtém-se temperaturas entre 270 e 130°C . Estes dados mostram que a formação da alunita não é intempórica e as suas características isotópicas indicam geração por fluidos predominantemente magmáticos, com pouca participação de fluidos meteóricos, semelhantemente ao observado em outros depósitos epitermais como o de Summitville (E.U.A) (Rye *et al.*, 1992).

A questão da idade

Considerando-se que sistema hidrotermal *high-sulfidation* desenvolveu-se conjuntamente com os corpos de brechas hidrotermais da evolução final das rochas vulcânicas Grupo Iriri, que os fluidos são de origem predominantemente magmática, que as rochas graníticas tardia da Suíte Intrusiva Parauari ou da Suíte Maloquinha cortam as coberturas vulcânicas e que o Grupo Iriri tem idade ao redor de $1,88 \text{ Ga}$, pode-se inferir que a formação dos sistemas hidrotermais deve ter ocorrido em período um pouco mais novo que $1,88 \text{ Ga}$.

Conclusões

A área estudada é formada por rochas vulcânicas ácidas intermediárias que recobrem monzogranito, com pórfiros dacíticos a riolíticos associados, todos afetados por alterações hidrotermais de diferentes tipos e intensidade.

A sequência ignimbrítica compõe restos de um possível estrato-vulcão, com paleocrateras ainda preservadas preenchidas por brechas hidrotermais e afetadas por alteração hidrotermal

argílica avançada. Estas paleocrateras são capeadas uma zona silicificada acamadada (*silica cap*), rica em hematita.

As alterações hidrotermais que afetaram as vulcânicas, muito provavelmente, fazem parte do mesmo sistema hidrotermal que afetou os granitos e pórfiros, porém em diferentes níveis crustais e condições físico-químicas, predominando em profundidade alteração metassomática, propilitica e sericitica no monzogranito, e sericitica nos pórfiros.

Estrutura vulcânica de composição ácida-intermediária, presença de alteração argílica avançada marcada por forte pirofilitização, ocorrência de enargita e woodhouseita-svanbergita, alunita hidrotermal magmática e a presença de *vuggy silica* e *silica cap* caracterizam, sem dúvida, este sistema como sendo epitermal *high sulfidation*, o primeiro do Brasil e também o mais antigo já descrito, o que abre novas perspectivas de exploração mineral em terrenos cratônicos antigos.

Agradecimentos

Esta pesquisa contou com o apoio da FAPESP (Projeto de Pesquisa 98/02567-6), CNPq (Bolsa de Mestrado 130521/1998-1), Rio Tinto Desenvolvidos Minerais Ltda. e do Projeto PADCT- 0826/98 (FINEP/FADESP/UFPA).

Referências

- Faraco, M.F.L.; Carvalho, J.M.A.; Klein, E.L. 1996. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Belém, *Anais*, 156-160
- Juliani, C.; Nunes, C.M.D.; Bettencourt, J.S.; Silva, R.H.C.; Monteiro, L.V.S.M.; Neumann, R.; Alcover Neto, A.; Rye, R.O. 2000. Early Proterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. In: Geological Society of America Annual Meeting, Reno. *Abstracts with Programs*, A-49
- Rye, R.O.; Bethke, P.M.; Wassermann, M.D. 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology*, 87: 225-261
- Nunes, C.M.D.; Juliani, C.; Silva, R.H.C.; Bettencourt, J.S.; Jacobi, F. 2000. Paleoproterozoic quartz-alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil). In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. *Abstracts Volume* (CD-Rom).
- Nunes, C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 174p.

Épocas Metalogenéticas no Cráton Amazônico

VII SGA
S.T. II

Marcel Auguste Dardenne
Carlos Schobbenhaus

UnB - dardenne@tba.com.br
CPRM - schobben@aneel.gov.br

Os depósitos minerais que foram gerados no decorrer da estruturação do Cráton Amazônico, são apresentados em função do seu posicionamento cronoestratigráfico e em relação aos eventos tectono-metamórficos de maior importância, o que permite uma tentativa de definição das principais épocas metalogenéticas ocorridas nessa região (Suszczyński, 1975; Dardenne, 1982; Schobbenhaus *et al.* 1984; Delgado *et al.* 1994; Marini e Queiroz, 1991; Tassinari e Mellito, 1994; Dardenne e Schobbenhaus, 2001).

No Paleoarqueano ($\geq 3,0$ Ga), os núcleos continentais mais antigos são ainda mal conhecidos no território brasileiro em função dos retrabalhamentos sucessivos aos quais foram submetidos durante os eventos tectono-metamórficos conhecidos como Aroense em 2,85 Ga, Jequié em 2,6 Ga, Transamazônico em 2,0 Ga e Brasileiro em 0,6 Ga. Na Plataforma Sul-Americana, somente o Bloco de Imataca, na Venezuela, representa uma área paleoarqueana, onde idades entre 3,4 e 3,7 Ga são seguramente reportadas. Nesse bloco, uma época e uma província Fe foram definidas pela presença dos importantes depósitos BIF-óxidos de Fe identificados em Cerro Bolívar, El Pao e San Isidro. Esses depósitos de ferro são provavelmente associados a seqüências vulcano-sedimentares de tipo *Greenstone Belt*.

No Mesoarqueano (3,0-2,8 Ga), inicia-se a história conhecida da geologia brasileira no Cráton Amazônico com a geração das seqüências vulcano-sedimentares de tipo *Greenstone Belt*, atribuídas ao Supergrupo Andorinhas, que caracterizam a Província Rio Maria. Ao Evento Rio Maria (2,85 Ga) é relacionada a época do ouro que corresponde ao desenvolvimento dos depósitos Au de tipo *Lode*, como os de Babaçu, Lagoa Seca e Diadema, e dos depósitos Cu-Au de tipo *lode* porfirítico associados ao granodiorito Cumaru.

No Néoarqueano (2,8-2,5 Ga), individualiza-se a Província Polimetálica Carajás, imediatamente ao norte da Província Rio Maria, a qual foi dividida em cinco épocas metalogenéticas distintas:

i) Época do Ferro, em 2,76 Ga, associada a seqüências vulcano-sedimentares do Grupo Grão-Pará e caracterizada pelos enormes depósitos de jaspilitos de tipo Carajás que lhe são geneticamente relacionados.

ii) Época Cu-Au-Fe-U-ETR, desenvolvida entre 2,76 e 2,53 Ga. É caracterizada pelos depósitos de Bahia/Alemão, Pojuca e Salobo, associados direta ou indiretamente às seqüências

vulcano-sedimentares de Igarapé-Bahia, Pojuca e Salobo, datadas em 2,76 Ga e consideradas aqui como equivalentes do Grupo Grão Pará, e pelos depósitos de Sossego, Cristalino, S₁₁₈, ... associados a intrusões granodioríticas datadas entre 2,74 e 2,53 Ga.

iii) Época do Manganês, associada a sequência sedimentar do Grupo Águas Claras, depositada provavelmente após uma primeira fase de deformação do Evento Carajás e caracterizada pelos depósitos Mn de Azul/Sereno, formados em bacias anóxicas estratificadas. A jazida Mn de Buritirama pode representar um equivalente metamórfico na fácies anfibolito dessas jazidas.

iv) Época Au-Pd, individualizada durante a última fase tectônica compressiva afetando a Província Carajás e associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento encaixadas nos sedimentos do Grupo Águas Claras, cujos representantes mais expressivos correspondem às jazidas de Serra Pelada/Serra Leste.

v) Época Cr-Ni-EGP, entre 2,5 e 2,3 Ga, associada aos complexos máfico-ultramáficos diferenciados de Vermelho, Onça, Puma, Jacaré, Jacarezinho que sublinham um evento distensivo no final do Arqueano/início do Paleozóico.

Os depósitos Cr, associados ao CUM de Bacuri no Escudo das Guianas, são tentativamente correlacionados a essa época metalogenética.

No Paleoproterozóico (2,5 a 1,8 Ga), a metalogênese mostra-se bem diversificada com várias épocas metalogenéticas distintas.

No Escudo das Guianas, quatro épocas metalogenéticas foram identificadas:

i) Época do Manganês (2,2 Ga), com o depósito Mn da Serra do Navio, relacionado a sequência vulcano-sedimentar do Grupo Vila Nova.

ii) Época do Ouro (2,0 Ga), definida pela deformação e metamorfismo devidos ao Evento Transamazônico; pela formação dos depósitos de ouro de tipo Amapari em zona de cisalhamento e de tipo Salamangone nas intrusões graníticas do final do Evento Transamazônico.

iii) Época do Diamante (1,5 Ga), na forma dos paleoplacers encontrados nos conglomerados do Grupo Roraima.

iv) Época do Estanho (por volta de 1,8 Ga), caracterizada pelos depósitos de cassiterita encontrados nos greisens do granito Água Boa e Sn-Nb-Zr-ETR associados ao albitito do granito Madeira.

No Escudo Brasil-Central, somente duas épocas metalogenéticas merecem destaque:

i) Época do Ouro (entre 1,95 e 1,8 Ga), com a individualização das Províncias Auríferas Tapajós e Alta Floresta, onde os depósitos Au são associados a zonas de cisalhamento do final do Evento Transamazônico e a intrusões graníticas de tipo Matupá e Maloquinha.

ii) Época dos granitos anorogênicos (1,88 Ga) presentes nas províncias Rio Maria e Carajás, aos quais são relacionados pequenas ocorrências Sn-W (Musa), Cu-Au (Central Carajás) e Cu-Au (Águas Claras).

No Mesoproterozóico (1,8-1,0 Ga), destaca-se no Escudo Brasil-Central uma Época Pb-Zn-Cu-Au, relacionada as seqüências vulcano-sedimentares Roosevelt-Aripuanã e Cabaçal, datadas em torno de 1,75 Ga. Nas seqüências sedimentares subsequentes a esse vulcanismo e correlacionadas ao Grupo Beneficente aparecem as ocorrências de cobre de Terra Preta.

A Província Aurífera do Alto Guaporé caracteriza uma Época do Ouro datada por volta de 1,0 Ga, isto é, no final do Evento Samsás, a partir do desenvolvimento de zonas de cisalhamento afetando tanto o embasamento granito-gnáissico quanto os metassedimentos clásticos do Grupo Aguapeí.

Nessa faixa de idade (1,0 Ga), encontra-se também o CUM diferenciado de Rincón del Tigre com depósitos Ni associados.

No Neoproterozóico (1,0 a 0,6 Ga), evidencia-se no Escudo Brasil-Central:

i) Época do Estanho, em 950 Ma, relacionada aos *Younger* Granitos de Rondônia, caracterizados como anorogênicos, com os depósitos Sn de Santa Bárbara e Bom Futuro.

ii) Época do Ferro-Manganês, em volta de 650 Ma, caracterizada pelos depósitos Fe-Mn de Urucum, classificados como de tipo Rapitan, os quais são associados ao hidrotermalismo desenvolvido durante a evolução do Aulacógeno Chiquitos-Tucavaca.

iii) Época do Ouro, em volta de 600 Ma, no final do Evento Brasileiro na região de Cuiabá.

No Escudo das Guianas, o Neoproterozóico permite evidenciar uma época do Diamante com a descoberta do kimberlito Quebrada Grande (810 Ma). A essa época são correlacionadas tentativamente as intrusões carbonatíticas de Cerro Impacto e Seis Lagos com suas mineralizações P, Nb, Ti, ETR associados.

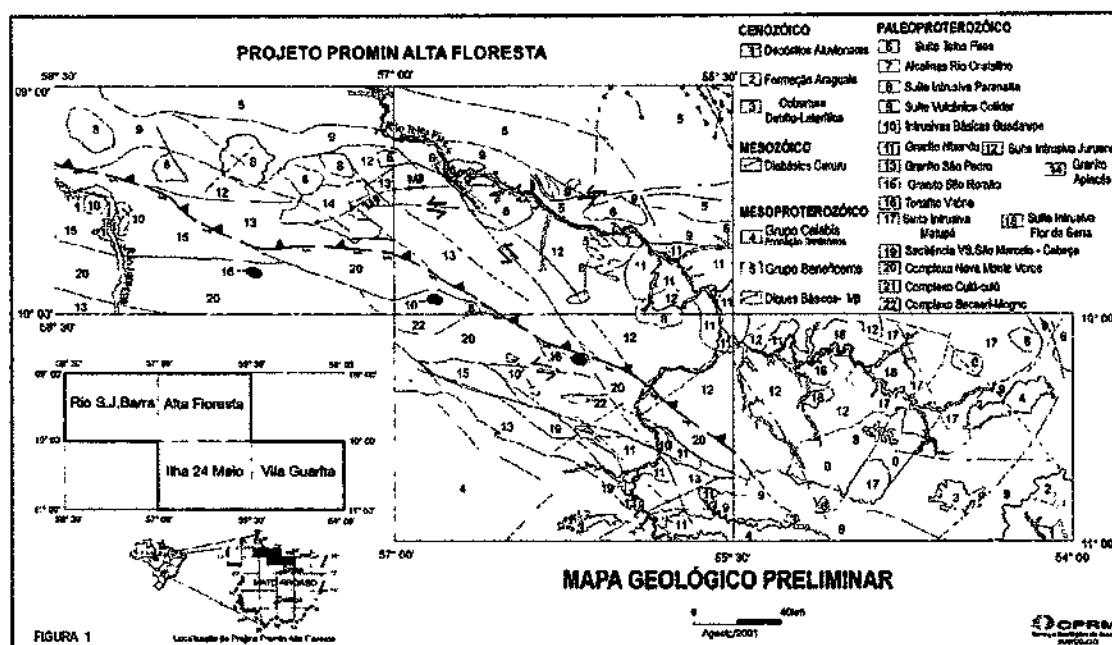
Referências Bibliográficas

- Dardenne M.A. 1982. Chrono-stratigraphic et metallogenic du Précambrien dans le Brésil Central. In: *Congreso Latinoamericano de Geologia*, 5, Argentina, Actas, v.3, p.65-77.
- Dardenne M.A. e Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Ed. UnB, Brasília, 394 p.
- Delgado I.M., Pereira A.J., Thomann C.H. 1994. Geology and mineral resources of Brazil: a review. *Intern. Geol. Review*, 36:503-544.
- Marini, O.J. e Queiroz E.T. 1991. Main geologic-metallogenetic environments and mineral exploration in Brazil. *Ciência e Cultura*, 43(2):153-161.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Berze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil*, MME- DNPM, Brasília, 501p.
- Suszczyński E.F. 1975. Os recursos minerais e potenciais do Brasil e sua metalogenia. Livraria Interciência Ltda, Rio de Janeiro, 525p.
- Tassinari C.C.G. e Mellito K.M. 1994. The time-bound characteristics of gold deposits in Brazil and their tectonic implications. *Comunicaciones*, 45:45-54.

são dominantes. A superfície milonítica (Sn+1) transpõe um bandamento gnáissico (Sn) geralmente marcado por dobras assimétricas abertas e isoclinais fechadas, às vezes confinadas entre *shear bands*. Também ocorrem zonas de cisalhamento transcorrente dúctil, marcadas pelo desenvolvimento de outra superfície milonítica (Sn+2), de direção NE-SW, que trunca e transpõe as zonas de cisalhamento anteriores. **Domínio rúptil-dúctil** – Representa os terrenos pouco deformados do cinturão granito-vulcânico e coberturas sedimentares proterozóicas. Caracteriza-se por zonas de cisalhamento centimétricas a métricas, na maioria das vezes descontínuas, formadas a partir da nucleação de fraturas e/ou falhas com direções NW-SE e EW com cinemática transcorrente sinistral e N-S (dextral). São desenvolvidas a partir de um sistema compressivo (N50E σ_1). As zonas de cisalhamento são caracterizadas por rochas filoníticas e miloníticas resultantes da interação entre as rochas graníticas e fluidos hidrotermais. Nestas discontinuidades tectônicas alojam-se as principais mineralizações auríferas da região.

Referências Bibliográficas

- JICA/MMAJ. 2000. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Federative Republic of Brazil, phase II. Japan International Cooperation Agency, Japan, March 2000, n. 6, 521 p.
- LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J.M., LIMA, E.F. 1999 - As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simp. Sobre Vulcan. e Amb. Assoc., 1., Bol. de Resumos... Gramado-RS, SBG, p.93.
- MOURA, M.A., 1998. O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia (Tese de Doutorado). IG-UnB, Brasília-DF.
- SANTOS, R.A. 2000 – Informação verbal.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999 - Geochronological Provinces of the Amazonian Craton, Episodes, v. 22, n.º 3.
- VASQUEZ, M.L. 1998 – Projeto de datação das unidades da Província Mineral Tapajós pelo método de evaporação de chumbo em zircões. Belém. CPRM



convencionais indicam idades de 1801 ± 8 , 1803 ± 16 Ma, 1816 ± 57 e 1819 ± 16 Ma (JICA/MMAJ, 2000) e 1793 ± 6 Ma (Santos, 2000). Idade modelo Sm/Nd de 2,01 Ga é reportada por Santos (2000). **Granito Nhandu** - Reúne granitos calcialcalinos de alto potássio, tipo I oxidado, representado por magnetita-biotita granito vermelho, com encraves de quartzo diorito. Dispõe-se na forma de batólitos e/ou *stocks* passando gradativamente nas bordas para granito fino porfirítico e granito subvulcânico, granófiro e aegirina granito. **Intrusivas Básicas Guadalupe** - Grupo de corpos básicos, formados por gabro, diabásio, microgabro, hornblendito e diorito pórfiro, na forma de diques/*stocks* cortando os granitos Matupá, ou como megaencraves nos granitos da Suíte Paranaíta, exibindo estruturas de mistura de magmas. Idades modelo T_{DM} estão entre 2,13 e 2,19 Ga. **Suíte Vulcânica/Subvulcânica Colíder** - Predominam microgranitos, micromonzonitos, riolitos, riodacitos e andesitos, calci-alcalinos. O dado U-Pb SHRIMP disponível de 1786 ± 17 Ma indica que essas rochas são coevas às das suítes Paranaíta e Nhandu e mais jovens que as vulcânicas do Grupo Iriri típico (idades Pb-Pb entre 1877 e 2001 Ma ; Lamarão et al. 1999 e Vasquez, 1998). **Granito Apiacás** - Inclui granitos peraluminosos, a duas micas, leucogranitos, granada biotita granitos e biotita granitos com textura porfirítica. **Alcalina Rio Cristalino** - Constitui um corpo de quartzo sienito e riebeckita-aegirina sienito, intrusivo nas vulcânicas Colíder e em contato tectônico com os sedimentos do Grupo Beneficente. Essa intrusão tem idade U-Pb de 1806 ± 3 Ma (Santos, 2000). **Suíte Intrusiva Teles Pires** - Granitos pós-orogênicos, dispostos em *stocks* e batólitos subcirculares a elipsoidais. A fácies mais típica é representada por granito porfirítico vermelho, localmente rapakivi, com fluorita. É intrusivo nas vulcânicas Colíder e em granitóides da Suíte Jurueña. Uma datação U-Pb forneceu a idade de 1757 ± 16 Ma (Santos, 2000). Apresenta T_{DM} de 2,10 Ga. **Grupo Beneficente** - Sequência marinha de sedimentos detriticos representados por arenitos, arcóseos, siltitos e argilitos vermelhos, com intercalações locais de conglomerados polimíticos. Está exposto em uma faixa de direção WNW-ESE na porção norte da área onde as camadas apresentam mergulho para NNE. Assenta-se em contato normal ou por falha (transcorrência) sobre granitos e rochas vulcânicas da Suíte Colíder. **Formação Dardanelos** - É a parte basal do Grupo Caiabis, constituindo uma sequência de arenitos vermelhos às vezes arcoseanos, com estratificações cruzadas e plano paralelas, siltitos e argilitos avermelhados, e conglomerados polimíticos basais e intraformacionais.

Geologia Estrutural - Domínio Dúctil - Este domínio está associado às rochas de médio a alto grau e mostra estilo deformacional progressivo compressional de SW para NE, culminando com o desenvolvimento de uma zona de *underthrust* colocando unidades de oeste (terrenos de alto grau) sob as suítes pluto-vulcânicas pouco deformadas de nordeste. Zonas de cisalhamento dúctil NW-SE e EW quilométricas com cinemática conjugada sinistral e dextral transpressionadas e oblíquas