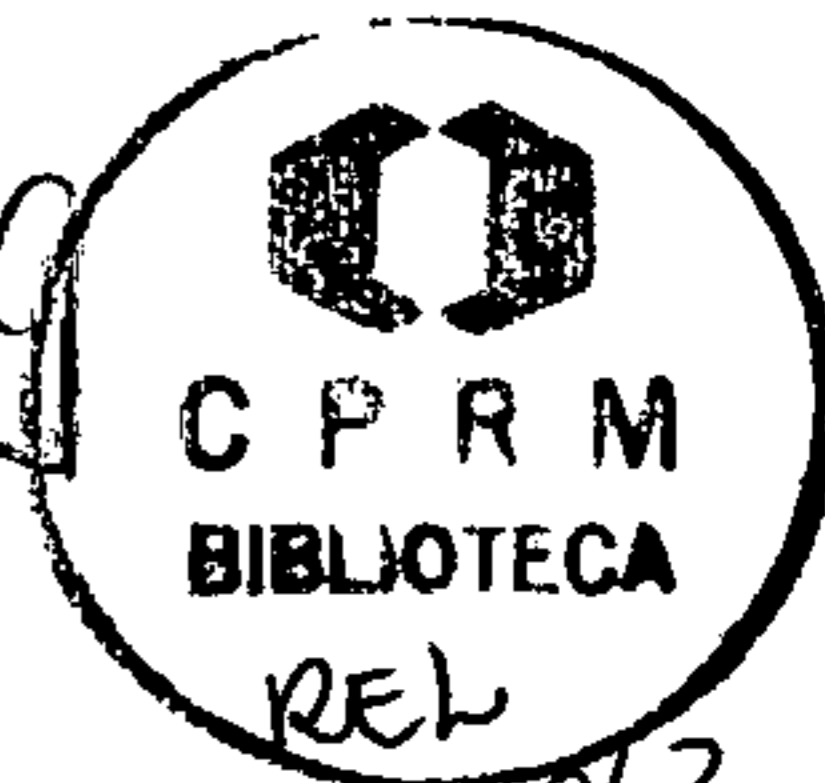


Tambo 0011489



2862
J. J.
texto

GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS MINERAIS DE CARAJÁS

RELATÓRIO DE PROGRESSO II

Texto

Sérgio L. Martini

CPRM / Serviço Geológico do Brasil

Escritório Rio de Janeiro

Março / 2003

APRESENTAÇÃO

O presente texto é um segundo relatório sobre a geologia dos depósitos minerais da Província de Carajás. À semelhança do primeiro, consolidado em 2001, o espírito deste segundo arrazoado é o de compilação de informações geológicas sobre os depósitos da província, com particular interesse em feições que concorram para classificá-los (ou não!) dentro de uma tipologia reconhecida. E, conforme o próprio subtítulo "Relatório de Progresso" sugere, um dos principais objetivos foi o de avançar em relação ao relatório anterior. Isto foi buscado principalmente através da atualização de informações, envolvendo material publicado ou submetido até o final do ano de 2002. Este, espera-se, representa um aspecto utilitário do relatório, pois grande parte da informação relativa aos depósitos de Carajás encontra-se pulverizada em *abstracts*, textos e artigos de congressos e revistas especializadas. Se os leitores considerarem o resultado útil pelo menos neste sentido, o autor já terá se sentido recompensado em seu esforço.

Rio de Janeiro, março / 2003

ÍNDICE

VOL. I - TEXTO

GEOLOGIA REGIONAL	A1 - A8
DEPÓSITOS DE FERRO	B1 - B4
DEPÓSITOS DE MANGANÊS	C1 - C3
DEPÓSITOS DE NÍQUEL	D1 - D2
DEPÓSITO DE BAUXITA	E1 - E2
DEPÓSITO DE WOLFRAMITA	F1 - F3
PROSPECTOS DE CROMITA, PLATINÓIDES E SULFETOS DE Cu-Ni	G1 - G4
DEPÓSITOS DE OURO PRIMÁRIO (em terrenos granito- <i>greenstone</i>)	H1 - H2
DEPÓSITOS DE OURO PRIMÁRIO (na cobertura sedimentar tardi-arqueana)	I1 - I5
DEPÓSITOS DE COBRE - OURO (em sequências vulcano-sedimentares)	
SERRA VERDE E CUTIA	J1.1 - J1.4
SALOBO	J2.1 - J2.4
POJUCA E GAMELEIRA	J3.1 - J3.4
IGARAPÉ BAHIA E ALEMÃO	J4.1 - J4.6
CRISTALINO, SOSSEGO E KM 118	J5.1 - J5.4
DEPÓSITOS DE COBRE - OURO (na cobertura sedimentar tardi-arqueana)	J6.1 - J6.3
SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	K1 - K14

TABELAS

Tab. I - SUMÁRIO GEOCRONOLÓGICO DA PROVÍNCIA DE CARAJÁS

Tab. II - TIPOLOGIA DOS PRINCIPAIS DEPÓSITOS DA PROVÍNCIA
MINERAL DE CARAJÁS

VOL. II - FIGURAS

54 FIGURAS SELECIONADAS

GEOLOGIA REGIONAL

Como *background* regional da Província Mineral de Carajás para o presente texto, são apresentados vários mapas com o posicionamento tectônico (no âmbito do Cráton Amazônico), a geologia regional e os principais distritos da Província (Figs. A1-A11). Além disso, é apresentada uma resenha de dados geocronológicos (Tab.I), e uma lista das principais unidades litológicas da província, com suporte dos dados desta tabela. Finalmente, são colocadas de forma sucinta as interpretações disponíveis sobre o ambiente tectônico em que foram geradas as principais unidades vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, que abrigam as mineralizações mais importantes da região.

Dados geocronológicos

A Tab.I, complementada de Villas & Santos (2001), mostra os principais dados geocronológicos da Província de Carajás. Com base nesta tabela, a distribuição temporal da principais unidades rochosas da província é indicada abaixo.

Região da Serra dos Carajás

- Granitos cratogênicos mesoproterozóicos (1.88 Ga; localmente 1.53 Ga)
- Complexos acamadados máfico-ultramáficos paleoproterozóicos (2.38 Ga)
- Enxame de diques e sills máficos toleíticos (ca. 2.58-2.64-2.70 Ga)
- Sequências (meta)sedimentares de cobertura tardi-arqueanas, eg. A. Claras
- Granitos deformados tardi-arqueanos (ca. 2.55 Ga)
- Sequências vulcano-sedimentares Itacaiúnas (ca. 2.74-2.76 Ga)
- Plutonismo (quartzo)-diorítico sin-vulcânico, eg. Cristalino (2.74 Ga)
- Granitos tipo A deformados sin-Itacaiúnas eg. Estrela (ca. 2.74-2.76 Ga)
- Plutonismo máfico-ultramáfico, eg. Luanga, S. Inês e Borrachudo (2.76 Ga)*
- *Greenstone belt* s.s., Grupo Rio Novo (?ca. 2.9)*

Região de Rio Maria

- Granitos cratogênicos, eg. Musa (1.88 Ga)
(alguns com Rb/Sr RT 1.60-1.73 Ga)
- Granitos pós-tectônicos(?) (2.52-2.54 Ga)
- Granodioritos, tonalitos, trondhjemitos (2.82-2.87 Ga)
- *Greenstone belts* s.s., Supergrupo Andorinhas (2.87-2.96 Ga)
- Plutonismo ultramáfico sin-Andorinhas, eg. Serra Azul (2.97 Ga)

* Este posicionamento para os corpos tipo Santa Inês e Borrachudo segue sugestão de Araújo et al. (1991) e Villas & Santos (2001), respectivamente. Já o Grupo Rio Novo aparece em vários mapas (eg. Lindemayer et al. 2001; Dardenne & Schobbenhaus 2001) como parte do Supergrupo Itacaiúnas.

Tab. I. Sumário de dados geocronológicos de rochas da Província de Carajás
(Segundo Villas & Santos 2001 + referências marcadas com asterisco*)

Zr Zircão, Tit Titanita, Mag Magnetita, RT Rocha Total

Unidades Geológicas	Idade(Ma)	Método	Ref.
Granitos Proterozóicos			
Gameleira	1.583 +9/-7	U-Pb SHRIMP I (Zr)	26*
Jamon	1.601 ± 42	Rb-Sr (RT)	20
Seringa	1.730 ± 58	Rb-Sr (RT)	19
Velho Guilherme	1.653 ± 14	Rb-Sr (RT)	14
	1.873 ± 13	Pb-Pb (RT)	3
Pojuca	1.874 +/-2	U-Pb (Zr)	1
Musa	1.692 ± 22	Rb-Sr (RT)	13
	1.883 +5/-2	U-Pb (Zr)	1
Serra dos Carajás	1.820 ± 49	U-Pb (Zr)	8
	1.880 ± 02	U-Pb (Zr)	1
Cigano	1.731 ± 28	Rb-Sr (RT)	17
	1.883 ± 02	U-Pb (Zr)	1
Breves	1.878 ± 08	U-Pb SHRIMP II (Zr)	27*
	1.881 ± 08	U-Pb SHRIMP II (Zr)	27*
Granitos Arqueanos			
Xinguara	2.528 ± 21	Rb-Sr (RT)	23
	~2. 880	U-Pb (Zr)	6
Mata Surrão	2.541 ± 74	Rb-Sr (RT)	7
	2.872 ± 10	Pb-Pb (RT)	3
Itacaiúnas deformado	2.560 ± 37	Pb-Pb (Zr)	11
Old Salobo	2.573 ± 02	U-Pb (Zr)	1
Suíte Plaqué	2.736 ± 24	Pb-Pb (Zr)	2
Cristalino (dioritos)	2.738 ± 06	Pb-Pb (Zr)	18
Planalto	2.747 ± 02	Pb-Pb (Zr)	18
Estrela	2.527 ± 34	Rb-Sr (RT)	12
	2.763 ± 07	Pb-Pb (Zr)	24*
Sa. do Rabo (R. Alegre)	2.743 ± 1,6	U-Pb (Zr)	28*
Supergupo Itacaiúnas			
Grupo Ig. Pojuca	2.732 ± 03	U-Pb (Zr)	1
	2.683 ± 80	Sm-Nd (RT)	26*
Grupo Ig. Bahia	2.577 ± 72	Rb-Sr (RT)	9
	2.747 ± 02	Pb-Pb (Zr)	25
	2.746 ± 02	Pb Evap. (Zr)	29*
	2.751 ± 42	Pb-Pb SHRIMP II (Zr)	30*
Grupo Grão Pará	2.758 ± 39	U-Pb (Zr)	8
	2.759 ± 02	U-Pb (Zr)	1
	2.760 ± 11	U-Pb SHRIMP	16
Grupo Ig. Salobo	2.761 ± 03	U-Pb (Zr)	1
	2.776 ± 240	Pb-Pb (Mag)	21
Unidades máficas / ultramáficas			
Serra da Onça	2.378 ± 55	Sm-Nd (RT)	31*
Gabro de Águas Claras	2.645 ± 12	Pb-Pb (Zr)	10
	2.579 ± 07	Pb-Pb SHRIMP II (Zr)	28*
	2705 ± 02	Pb-Pb (Zr)	27*
Luanga	2.763 ± 07	U-Pb (Zr)	1
Serra Azul	2.970 ± 07	U-Pb (Zr)	5

Unidades Geológicas	Idade(Ma)	Método	Ref.
TTG Arqueano			
Granodiorito Cumaru	2.817 ± 04	Pb-Pb (Zr)	22
Tonalito Parazônia	2.858	Pb-Pb (Tit)	5
Trondhjemito Mogno	2.871	Pb-Pb (Tit)	5
Granodiorito Rio Maria	2.739 ± 23	Rb-Sr (RT)	14
	2.852 ± 16	Pb-Pb (Zr)	2
	2.872 ± 10	Pb-Pb (RT)	3
	2.874 +9/-10	U-Pb (Zr)	4
	2.872 ± 05	U-Pb (Zr)	5
Supergrupo Andorinhas			
Grupo Tucumã	2.868 ± 08	Pb-Pb (Zr)	2
Grupo Lagoa Seca	2.904 +29/-22	U-Pb (Zr)	4
	2.979 ± 05	U-Pb (Zr)	5
Rochas de embasamento			
Tonalito Arco Verde	2.957 +25/-21	U-Pb (Zr)	4
Complexo Xingu	2.859 ± 02	U-Pb (Zr)	1
(ortognaisses)	2.974 ± 15	Pb-Pb (Zr)	2
	2.971 +30/-28	U-Pb (Zr)	4
	2.798	Pb-Pb (Tit)	5
Complexo Pium	3.050 ± 57	Pb-Pb (RT)	3
(granulitos)	3.002 ± 14	U-Pb SHRIMP	15

Referências

1 Machado et al. (1991); 2 Avelar et al. (1999); 3 Rodrigues et al. (1992); 4 Macambira & Lancelot (1996); 5 Pimentel & Machado (1994); 6 Macambira (1992); 7 Duarte et al. (1991); 8. Wirth et al. (1986); 9. Ferreira Fo. (1985); 10. Dias et al. (1996); 11. Souza et al. (1996); 12. Barros et al. (1992); Gastal et al. (1987); 14. Lafon et al. (1991); 15. Pidgeon & Macambira (1998); Trendall et al. (1998); 17. Gonzalez et al. (1998); 18. Huhn et al. (1999); 19. Lafon et al. (1988); 20. Dall'Agnol et al. (1984); 21. Mellito & Tassinari (1998); 22. Lafon & Scheller (1994); 24. Barros C.E.M (comun. pessoal); 25. Macambira M.B. (comun. pessoal).

* Referências Adicionais

24. Barros C.E.M et al. (2001); 26. Lindenmayer et al. (2001); 27. Tallarico et al. (2002b); 28. Sardinha et al. (2001); 29. Galzarza & Macambira (2002); 30. Tallarico et al. (2002a); 31. Macambira & Tassinari (1998).

Embasamento regional

- Ortognaisses granodioríticos, Complexo Xingu (2.86-2.98 Ga)
- Tonalito Arco Verde (2.96 Ga)
- Granulitos básicos e ácidos, Complexo Pium (3.02-2.05 Ga)

Episódios de deformação são indicados em ca. 2.8-2.9 Ga na região de Rio Maria e em ca. 2.5-2.6 Ga e ca. 2.4 Ga na região de Carajás (Cf. Fig. A6). A deformação foi sobretudo de natureza dúctil (eg. Araújo et al. 1988; Pinheiro & Holdsworth 2000) mas incluiu também episódios rúpteis pois coincidiu no tempo com eventos magmáticos de regime extensional, como os que geraram o enxame de diques/sills máficos tardi-arqueano e os complexos máfico-ultramáficos acamadados anorogênicos paleoproterozóicos.

Um aspecto metalogenético significativo relacionado aos dados geocronológicos de Carajás é o de que o arqueano tardio aparentemente representa uma época metalogenética importante a nível mundial (eg. Veizer et al. 1989 ; Barley & Groves 1992). Este quadro é adequado para a porção norte da província. Por outro lado, a relativa escassez de depósitos nos terrenos granito-*greenstone* da porção sul da província representa uma anomalia ainda pendente de explicação.

Contexto tectônico (Supergrupo Itacaiúnas)

Quanto às principais hipóteses sobre o contexto tectônico de unidades do Supergrupo Itacaiúnas disponíveis na literatura, repete-se abaixo uma revisão de vários artigos que fazem interpretações sobre o assunto a partir de dados obtidos em rochas vulcânicas, metabasaltos em particular. O material foi apresentado anteriormente em relatórios mensais de nossa autoria Martini (2002a,b).

No caso do Grupo Grão-Pará (região de Serra Norte), Gibbs et al. (1986) e Olszewski et al. (1989) colocam o vulcanismo básico como toleítico de ambiente extensional ensiálico, enquanto Teixeira & Egger (1994) caracterizam-no (na jazida N4, Serra Norte) como calci-alcalino de arco vulcânico, isto é, associado a regime tectônico compressivo ou convergente.

Em relação ao Grupo Ig. Bahia, acontece praticamente o mesmo com Sachs et al. (1993, 1994) versus Dardenne et al. (1988), respectivamente. Os primeiros autores consideram os metabasaltos desta área como toleitos continentais, embora no trabalho de 1994 coloquem também a possibilidade de classificação como toleitos oceânicos (MORB e *sea-floor basalts*) levemente enriquecidos em certos elementos (Rb, Ba, K, La e Ce). Dardenne et al. (1988) consideram estes mesmos metabasaltos (de Ig. Bahia) como de arco vulcânico desenvolvido em bordo de placa continental sobre zona de subducção, e colocam que o rift ensiálico proposto para o Grão-Pará estaria geneticamente ligado a esta zona de subducção; aventam também a possibilidade de a sequência Salobo-Pojuca representar ambiente de arco (intra)-oceânico.

Já Lindenmayer & Fyfe (1992) sugerem para os basaltos do Grupo Salobo ambiente extensional ensiálico similar ao do Grão-Pará mas com crosta siálica relativamente mais espessa (em posição mais afastada do eixo do rift) e os geólogos da Docegeo (1988, p. 46), por sua vez, propõem que o ambiente de rift ensiálico seria aplicável ao Itacaiúnas como um todo.

Oliveira et al. (1993) (ver também Barros et al. 1994) enfatizam a necessidade de levar em conta o ambiente geológico neste tipo de controvérsia e ponderam que o caráter bimodal do vulcanismo Grão-Pará e os dados isotópicos (Sr, Nd) de Gibbs

et al. (1986) constituem fortes evidências de um ambiente tipo rift ensiálico para este vulcanismo, bem como de interação química do magma básico com crosta continental.

Outras contribuições sobre o assunto incluem:

- Segundo Réquia & Fontboté (2000, p. 231), os anfibolitos de Salobo são sub-alcalinos com afinidade toleítica e indicam um ambiente de rift continental, em concordância com resultados obtidos previamente, eg. Lindenmayer (1990). Para Rivalenti et al. (1992) os basaltos do Grupo Grão Pará são calci-alcalinos e provavelmente sofreram contaminação crustal. Já Lindenmayer & Laux (1994) afirmam que, apesar do grau metamórfico diverso, os anfibolitos de Salobo e os (meta)basaltos do Grão Pará mostram similaridades geoquímicas e correspondem a toleitos continentais, provavelmente de um mesmo evento magmático. Estes últimos autores colocam que os resultados diversos obtidos na classificação das rochas vulcânicas de Carajás seriam função da utilização de elementos móveis em rochas modificadas por alteração hidrotermal. A utilização de elementos pouco móveis apontaria para uma afiliação toleítica continental para estas rochas.

- Para o caso de Pojuca-Gameleira, entretanto, Lindenmayer et al. (2001, 2002b) colocam que as rochas hospedeiras - intrusivas gabróides e vulcânicas andesíticas xistificadas - são co-magmáticas e provavelmente calci-alcalinas, de arco magmático, enquanto Galarza e colaboradores (2002a,b) sustentam que o ambiente vulcânico de Gameleira (e Ig. Bahia) é de rift continental, conforme já proposto para as demais seqüências vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas.

Ainda outro modelo é apresentado por Araújo et al. (1988, 1991), segundo o qual as seqüências vulcano-sedimentares da região de Carajás foram geradas em bacia formada na fase inicial distensiva (de transtensão), e posteriormente sofreram deformação dúctil em fase transpressiva, durante a evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas destes autores. A bacia mostra magmatismo bi-modal e sedimentação imatura, e teria sido implantada provavelmente em condições ensiálicas, uma vez que "não há como provar se a fase distensiva alcançou o estágio de formação de crosta oceânica" (Araújo et al. 1988, p. 329). De qualquer forma, fica claro que os autores concordam com regime distensivo e vulcanismo bi-modal associados aos estágios iniciais da evolução do cinturão de cisalhamento por eles proposto.

Assim, segundo vários autores, as seqüências vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas foram geradas / depositadas em ambiente distensivo de rift ensiálico ou transtensivo inicial de faixa de cisalhamento, enquanto que para outros, elas foram desenvolvidas em conexão com zonas de subducção. Estas interpretações são de interesse para a metalogenia pois têm que estar devidamente "ajustadas" com os modelos propostos para depósitos minerais associados à referida unidade. Dois exemplos são colocados abaixo.

Iron-formations podem ocorrer numa variedade de contextos tectônicos (eg. Gross 1993), mas o ambiente de rift ou distensivo (Cf. vulcanismo bi-modal) e o grande porte dos depósitos de ferro do Grupo Grão Pará não permitem enquadrá-los como BIFs Algoma clássicos de arcos vulcânicos.

Já para o depósito de Cu-Au de Ig. Bahia, os dois tipos propostos especificamente até agora – exalativo tipo Besshi (Almada e Villas 1999; ver também Dreher & Xavier 2001) e Fe-óxido Cu-Au (eg. Olympic Dam; Tallarico et al. 2002a) – implicam em ambiente tectônico extensional.

Os dois exemplos apresentados vêm de encontro à interpretação de Dardenne et al. (1998). Entretanto, deve-se considerar que no caso do tipo Fe-óxido este problema é em tese superado se se considerar a natureza epigenética do modelo, que redundaria em condições extensionais operando posteriormente e de forma independente em relação àquelas atuantes durante a deposição da sequência hospedeira.

De qualquer forma, a tectônica distensiva constitui também bom suporte ao modelo exalativo em Ig. Bahia já que ela se aplica a vários tipos de depósitos de metais básico ligados ao modelo. Levando-se em conta os dados de Lindenmayer & Fyfe (1992) e a interpretação de Docegeo (1988), o regime distensivo também se aplica a Salobo e Pojuca e, conseqüentemente, o raciocínio acima seria da mesma forma válido para estes dois casos.

Referências

- Almada M.C.O. & Villas R.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito de sulfeto vulcanogênico do tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev. Bras. Geol.*, v. 29, p. 579-592.
- Amaral G. 1982. Províncias Tapajós e Rio Branco. Subprovíncia Carajás. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds.) *O pré-Cambriano do Brasil*. Edit. Edgard Blücher Ltda., São Paulo, p. 8-11.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. (org.). 1991. Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A - Estado do Pará. Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 136 p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. *An. VII Congr. Latino Amer. Geol.*, p. 324-333.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia F.C. Jr., Macambira E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 29, p. 453-460 (in Villas & Santos 2001).
- Barley M.E. & Groves D.I. 1992. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time. *Geology*, v. 20, p. 291-294.
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Teixeira N.P., Ribeiro J.W. 1992. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi (Sér. Ciênc. Terra)*, v. 4, p. 83-102 (in Villas & Santos 2001).
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Dias G.S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 40, p. 31-70.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. *An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM*.
- Beisiegel W.R., Bernardelli A.L., Drumond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geol.*, v. 3, p. 215-242.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1984. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochemical, petrological and geochemical aspects. *Mineral Petrol.*, v. 50, p. 113-138 (in Villas & Santos 2001).
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff E.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. *II Internat. Symp. Granites Assoc. Mineral., Excursion Guide*, p. 135-142.

- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.*, v. 1, p. 363-372.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil. Província Rio Maria e Província Carajás. Editora UnB e CPRM, Brasília, p. 46-78.
- Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Lafon J.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: Comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. *Bol. V Simp. Geol. Amaz.*, p. 376-379.
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *Anais XXXV Congr. Bras. Geol.*, Anexo 'Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais', p. 9-54.
- Dreher A.M & Xavier R.P. 2001. Provável origem e processo de mineralização das brechas de Igarapé Bahia, Carajás. *An. VII Simp. Geol. Amaz.*, Resum. Expand. em CD-ROM.
- Duarte K.D., Pereira E.D., Dall'Agnol R., Lafon J.M. 1991. Geologia e geocronologia do granito Mata Surrão – sudeste de Rio Maria (PA). *An. III Simp. Geol. Amaz.*, p. 7-20 (in Villas & Santos 2001).
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996. Carta Metalogenética da Província de Carajás / SE do Pará – Folha Araguaia. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Nota Explicativa, 27 p + 1 Mapa.
- Ferreira Fo. C.F. 1985. Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás. Tese Mestrado, Univ. Brasília (in Villas & Santos 2001).
- Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In Klein E.L. et al. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 153-168.
- Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Maurity C.W., Meireles H.P. 2001. Idade do depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil) com base nos isótopos de Pb. *An. VII Simp. Geol. Amaz.*, Resum. Expand. em CD-ROM.
- Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 2002a. Geocronologia e evolução crustal das seqüências vulcanossedimentares hospedeiras dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Carajás (Pará), Brasil. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 519.
- Galarza M.A.T. Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2002b. Geocronologia e geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 493.
- Gastal M.C.P., Macambira M.J.B., Medeiros H., Dall'Agnol R. 1987. Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do granito Musa e do granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental, *Geoch. Bras.*, v. 1, p. 247-259 (in Villas & Santos 2001).
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 16, p. 201-211.
- Gonçalez M.G.B., Dall'Agnol R., Vieira E.A.P., Macambira M.J.B., Della Senta N. 1988. Geologia do maciço anorogênico Cigano, Vale do Pauapebas (PA). *XXXV Congr. Bras. Geol.*, v. 3, p. 1132-1146 (in Villas & Santos 2001).
- Gross G.A. 1993. Industrial and genetic models for iron ore in iron-formations. In Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I. & Duke J.M. (eds.) *Mineral deposit modeling*. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 151-170.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *An. I Simp. Geol. Amaz.*, Belém, v. 1, p. 100-109.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás – PA. *Bol. Resum. Expand. VI Simp. Geol. Amaz.*, p. 463-466.
- Hulbert L. 1996. Serra da Onça Complex: Assessment of Platinum-group element potential. Mission report, *Geol. Surv. Can.*, 10 p.
- Jackson J.A. (ed.). 1997. *Glossary of geology*. 4th ed. Amer. Geol. Inst., 769 p.

- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Scheller T., Garcia R. 1988. Relatório sobre o estudo geocronológico Rb-Sr do maciço granítico da Serra da Seringa e dos granulitos da Serra do Pium (PA). Convênio FADESP / CPRM-Belém (in Villas & Santos 2001).
- Lafon J.M., Pereira E.D., Macambira E.M.B., Vale A.G., Barradas J.A.S. 1991. Geocronologia Rb-Sr da região de São Félix do Xingu: resultados preliminares. An. III Simp. Geol. Amaz., p. 21-35 (in Villas & Santos 2001).
- Lafon J.M. & Scheller T. 1994. Geocronologia Pb-Pb em zircão do granodiorito Cumaru, Serra dos Carajás, Pará. Bol. Resum. Expand. IV Simp. Geol. Amaz. P. 321-324 (in Villa & Santos 2001).
- Lindenmayer S.G. 1990. Salobo, Carajás, Brazil: Geology, geochemistry and metamorphism. PhD Thesis, Univ. Western Ontario, Canada.
- Lindenmayer, Z.G. & Fyfe, W.S. .1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. Bol. Resum. Expand. XXXVII Congr. Bras. Geol., v. 2, p. 33-34.
- Lindenmayer, Z.G. & Laux, J.H. 1994. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia de Carajás. Bol. Resum. Expand. IV Simp. Geol. Amaz, p. 328-330.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G., Fleck A., Galli C.P. 2002a. Alteração hidrotermal das rochas intrusivas máficas do depósito de Cu-Au de Gameleira: uma comparação com a alteração das rochas intrusivas máficas da mina de Au do Igarapé Bahia e do depósito ferrífero de S11, Serra dos Carajás. In Klein E.L. et al. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 169-190.
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Laux J.H., Althoff F.J., Araújo J.C., Fleck A., Baecker C.A., Carvalho D.B., Nowatski A.C. 2001. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: Jost H. (ed.), Depósitos auríferos dos distritos mineiros brasileiros. DNPM-ADIMB, p. 79-137.
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Sial A.N. 2002b. Composição isotópica dos carbonatos do minério venular do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 520.
- Macambira E.M.B. & Ferreira Fo. C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico - ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará. In Klein E.L. et al. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 105-114.
- Macambira E.M.B. & Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações geocronológicas e geotectônicas. An. XL Congr. Bras. Geol., p. 463.
- Macambira E.M.B. & Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações geocronológicas e geotectônicas. An. XL Congr. Bras. Geol., p. 463.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. (org.). 1997a. São Félix do Xingu Folha. SB-22-Y-B. Estado do Pará. Escala 1:250.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 344 p.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997b. Geologia regional. In Macambira E.M.B. & Vale A.G. (org.) São Félix do Xingu Folha. SB-22-Y-B. Estado do Pará. Escala 1:250.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 29-36.
- Macambira E.M.B., Vale A.G., Jorge João X.S., Andrade J.B.F, Araújo E.S., Serfaty S. 1997. Estratigrafia. In Macambira E.M.B. & Vale A.G. (org.) São Félix do Xingu Folha. SB-22-Y-B. Estado do Pará. Escala 1:250.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 37-93.
- Macambira M.J.B. 1992. Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie du sud-est: exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil. Tese Doutorado, Univ. Montpellier II (in Villas & Santos 2001).
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, v. 7, p. 263-288.

- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1999. Geological evolution of the Carajás Metallogenic Province based on geochronological data: A review. *Actas II South American Symp. on Isotope Geology*, p. 481-483.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Internat. Geol. Rev.*, v. 38, p. 1134-1142.
- Macambira M.J.B., Lafon J.M., Barradas J.A. 1991. Le granite Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'archéen de l'Amazonie orientale, Brésil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313(II), p. 781-785 (in Villas & Santos 2001).
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.; Krogh, T.E.; Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.*, v. 49, p. 329-354.
- Martini S.L. 2002a. Relatório Mensal de Atividades. Setembro 2002. CPRM / ERJ, 3 p.
- Martini S.L. 2002b. Relatório Mensal de Atividades. Outubro 2002. CPRM / ERJ, 3 p.
- Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros F. C.A., Cato W.C. 1984. Geologia das fohas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. *An. XXXIII Congr. Bras. Geol.*, v. 5, p. 2164-2174.
- Meireles E.M. & Silva A.R.B. 1988. Depósito de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (Coords.), *Principais depósitos minerais do Brasil, Volume III. Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio*. DNPM, Brasília, p. 547-557.
- Meirelles, M.R. & Dardenne, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, PA. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 21, p. 41-50.
- Mellito K.M. & Tassinari C.C.G. 1998. Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3 α, Província Mineral de Carajás. *An. XL Congr. Bras. Geol.*, p. 119.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. *Redescrição e redefinição*. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi*, v. 7, p. 177-197.
- Oliveira E.P., Winter C., Sachs L., Batista J.J., Figueiredo B., Foster R. 1993. Limiting factor in applying geo-chemistry to tectonic setting identification in continental areas: implication to the Carajás basic metavolcanics, Brazil. *An. IV Congr. Bras. Geoq.*, p. 20-22.
- Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. (org.). 1994. Serra Pelada Folha SB.22-X-C - Estado do Pará. Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília.
- Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precamb. Res.*, v. 42, p. 229-254.
- Pidgeon R.T. & Macambira M.J.B. 1998. Datação U-Pb de estruturas primárias e secundárias de zircões de granulitos do Complexo Pium, Província Carajás, Pará. *An. XL Congr. Bras. Geol.*, p. 56 (in Villas & Santos 2001).
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granio-*greenstone* de Rio Maria, Pará. *An. XXXVIII Congr. Bras. Geol.*, v. 2, p. 390-391.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, no bordo leste do Cráton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 30, p. 597-606.
- Ramos J.F.F., Moura C.A.V., Melo C.V., Pereira J.L., Serique J.S.C.B., Rodrigues R.M. 1984. Uma discussão sobre sequências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, Sudeste do Pará. *An. XXXIII Congr. Bras. Geol.*, v. 2, p. 862-872.
- Réquia K. & Fontboté L. 2000. The Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás, northern Brazil. In Porter T.M. (ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits*. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. p. 225-236.

Rivalenti G., Girardi V.A., Mazzuchelli C.T., Correa M., Molesini M., Finatti M.C. 1992. Mafic magmatism in the Carajás region: A petrological reconnaissance. *An. XXXVII Congr. Bras. Geol.*, v. 1, p. 481-487.

Rodrigues E.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *Bol. Resum. XXXVII Congr. Bras. Geol.*, v. 1, p. 183-184.

Sachs L.L.B. & Batista J.J. 1994. O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil. *An. XXXVIII Congr. Bras. Geol.*, v. 1, p. 306-307.

Sachs L.L.B., Batista J.J., Figueiredo B.R. 1993. The Igarapé Bahia deposit, district of Carajás, northern Brazil: Hydrothermal alteration and mineralization. *Bol. Resum. IV Congr. Bras. Geol.*, p. 183-185.

Santos B.A. 1981. Amazônia. Potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.

Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymski R., Macambira M.J.B. 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. *An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.*

Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. (coords.). 1981. Principais áreas mineralizadas do Brasil incluindo hidrocarbonetos e carvão. In: Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. DNPM, Brasília.

Silva G.G., 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). Levantamento Recursos Naturais, v. 4, Projeto Radam, DNPM, Rio de Janeiro, p. 13-143.

Siqueira J.B., Rego J.L., Aires Fo. B. 2001. Relações entre coberturas siliciclásticas da Formação Rio Fresco e vulcanoclásticas do Grupo Igarapé Bahia (Carajás / PA). *An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.*

Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Scheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, Pará): implicações estratigráficas. *Bol. Resum. Expand. V Simp. Geol. Amaz.*, p. 380-383 (in Villas & Santos 2001).

Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2002a. Shrimp II U-Pb constraints on the age of the Igarapé Bahia Fe-Oxide Cu-Au-(U-REE) mineralisation, Carajás copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) Olympic Dam-type deposit. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 222.

Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Rego J.L., Nunes A.R. 2002b. Geology and Shrimp II U-Pb geochronology of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) mineralisation: Evidence of Paleoproterozoic (1.88 Ga) metallogeny in the Carajás copper-gold belt, Brazil. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 222.

Tassinari C.G.C., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Fo. A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31th Internat. Geol. Congr, Rio de Janeiro, p. 41-95.

Teixeira J.B.G. & Eggler D.H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron ore deposit, Serra dos Carajás, Brazil. *Acta Geol. Leopoldensia*, v. 40, p. 71-114.

Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. Shrimp zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J. South Amer. Earth Sci.*, v. 11, p. 265-277.

Veizer J., Laznicka P., Jansen S.L. 1989. Mineralization through geologic time: Recycling perspective. *Amer. J. Sci.*, v. 289, p. 484-524.

Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineral. Deposita*, v. 36, p. 300-331.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J. Jr. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granites, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 16, p. 195-200.

DEPÓSITOS DE FERRO

São poucos os artigos recentes que tratam da geologia dos depósitos de ferro de Carajás. Dois deles (Macambira et al. 1999; Lindenmayer et al. 2001) são apresentados abaixo. Outros ainda (Lindenmayer et al. 2002; Pinheiro et al. 2001; Ribeiro et al. 2002) são comentados sucintamente na lista de referências.

Macambira et al. (1999) reportam a ocorrência de formações ferríferas bandadas contendo carbonatos na região da jazida N4E. Estratigraficamente, estas rochas ocorrem na base da Formação Carajás. O principal mineral carbonático é a dolomita, que forma bandas alternadas com outras de hematita / magnetita. Subordinadamente, o carbonato ocorre também na forma de veios, bolsões e cimento de brechas. Os autores consideram que a rocha à dolomita-óxido de ferro representa um *iron-formation* fácies carbonático ou ainda que a dolomita seja hidrotermal. A primeira hipótese é indicada no artigo como a mais plausível mas carbonatos ricos em ferro, que normalmente compõem o fácies carbonato de BIFs, não são especificamente mencionados. Além disso, a dolomita é um componente comum em BIFs fácies óxido (eg. James 1954 in Evans 1993; Gross 1995). Já a ocorrência deste mineral em veios e no cimento de brechas é sugestiva de origem hidrotermal, embora não necessariamente epigenética. Os autores ao final consideram a possibilidade de correlação da formação ferrífera dolomítica de N4 com sedimentos carbonáticos do depósito de manganês do Azul. Estes últimos, entretanto, têm sido tradicionalmente considerados como integrantes da cobertura metassedimentar (Formação Águas Claras) que repousa em discordância angular sobre as sequências vulcano-sedimentares locais, conforme relatado por Beisiegel et al. (1973) e Siqueira et al. (2001) respectivamente para o Grupo Grão Pará e o Grupo Igarapé Bahia.

Lindenmayer et al. (2001) registram que os jaspilitos da Formação Carajás mostram textura esferulítica, tendo hematita como óxido de ferro principal; a magnetita seria formada por recristalização diagenética / metamórfica, que destruiria os esferulitos primários. São citadas como muito comuns estruturas de *slump*, que causam perturbações locais no bandamento, eg. dobramentos irregulares, e brechas com clastos de rochas sedimentares, consideradas de dissolução. Estas estruturas são atribuídas a processos pré-litificação e a compactação diferencial por Meirelles (1986). Brechas formadas por fragmentos de jaspilito esferulítico cimentados por magnetita são observadas ocasionalmente. No item mineralogia é referida a ocorrência de disseminações de pirita e calcopirita, geralmente nas bandas de quartzo do jaspilito, bem como em veios de quartzo junto com calcocita e covelita. Dados litoquímicos, incluindo de terras raras, seriam semelhantes aos de *iron-formations* descritos em grandes bacias arqueano-proterozóicas, eg. Isua, Groenlândia (Arqueano Inferior), e Anshan, China (Arqueano Superior). Uma origem fumarólica (isto é, exalativa), com deposição em plataforma rasa e estável, é preconizada por estes autores para os BIFs da Formação Carajás.

Outros Aspectos

No relatório de progresso anterior (Martini 2001), foi constatada a dificuldade de classificação das formações ferríferas de Carajás dentro dos tipos de Gross (1986), já que elas apresentam idade e contexto geológico vulcano-sedimentar usualmente associados ao tipo Algoma mas seu porte é o do tipo Lago Superior (Cf. Gibbs 1987; in Gibbs & Baron 1983, p. 19). Hoppe et al. (1987) e Dardenne & Schobbenhaus (2000, 2001) também encontram dificuldades neste sentido (eg. dados geoquímicos)

e propõem que os BIFS de Carajás representam uma categoria particular de *iron-formation*, à parte dos tipos Lago Superior e Algoma. Gibbs et al. (1986) e Olszewski et al. (1989), por sua vez, indicam que os basaltos do Grupo Grão Pará são geoquimicamente diferentes daqueles de *greenstone belts*. Eles sugerem que o ambiente geológico mais adequado para os basaltos Grão Pará seja um rift intracontinental^(*) e que, em função disto, a uma comparação dos *iron-formations* de Carajás com os de Imataca (Venezuela) e Hamersley (Austrália) deveria ser considerada (ver também Wirth & Gibbs 1990 e Schobbenhaus & Dardenne 2002).

No caso de Imataca, o contexto geológico é o de terrenos arqueanos de alto grau metamórfico, com indicações de ambiente de plataforma (quartzitos, mármore). Formações ferríferas que ocorrem nestes terrenos têm sido classificadas como um tipo particular (Prasad et al. 1982; Salop 1983), denominado "Protosuperior" por Windley (1984).

No norte da China, à semelhança de Carajás, *iron-formations* deste grupo atingem grande porte, com fácies óxido dominante, e ocorrem em associação com metabasaltos, metapelitos e paragneisses neoarqueanos predominantemente de fácies anfíbolito; elas são conhecidas localmente com *Anshan-type iron-formations* suas reservas são referidas como "gigantes", com corpos de minério estratiformes ou irregulares atingindo até 15 km de comprimento e 400 m de espessura (Zhai & Windley 1990, p. 271-275; Windley 1984, 1995). Uma possibilidade é a de que formações ferríferas como as de Carajás, e possíveis correlatas como as de Hamersley, correspondam a depósitos deste tipo preservados em grau metamórfico mais baixo. Neste sentido, é interessante enfatizar que Lindenmayer et al. (2001, vide acima) preconizam um ambiente (exalativo) de plataforma rasa e estável para a deposição dos *iron-formations* de Carajás, similar àquele do tipo Protosuperior. Estes autores indicam também semelhanças geoquímicas dos depósitos de Carajás com *iron-formations* desta tipologia (Anshan e Isua).

Ainda sobre a tipologia de vários dos *iron-formations* em apreço, é interessante registrar que os de Hamersley, considerados como geologicamente muito semelhantes aos de Carajás, são classificados por Evans (1993) como tipo Lago Superior, enquanto que para Gross (1993) sua classificação, junto com os de Anshan, seria indefinida em termos do paradigma Algoma / Lago Superior (p. 219). Já os *iron-formations* de Carajás são colocados por Gross (1993, 1995) dentro da categoria Algoma.

Finalmente, é também interessante ressaltar a ocorrência em *iron-formations* da Serra de Carajás de minerais de cobre disseminados e brechas intraformacionais cimentadas por magnetita. Ambas feições – que neste caso são descritas em rochas cuja natureza exalativa é reconhecida por vários autores – são também registradas em depósitos de Cu-Au da província, eg. Salobo e Igarapé Bahia.

^(*) Notar que esta mesma interpretação tectônica (rift ensiálico) para os metabasaltos do Grupo Grão Pará é compartilhada por vários outros autores (Lindenmayer & Fyfe 1992; Oliveira et al. 1993; Lindenmayer & Laux 1994); outros, entretanto, sugerem ambiente de arco principal (Teixeira & Egger 1994) ou ainda ambiente ensiálico distensivo mas relacionado a, ou induzido por, subdução em região vizinha (Dardenne et al. 1988; Meirelles & Dardenne 1991).

Referências

- Beisiegel W.R., Bernardelli A.L., Drumond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geol.*, v. 3, p. 215-242.
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.*, v. 1, p. 363-372.
- Dardenne M. A. & Schobbenhaus C. 2000. The metallogenesis of the South American Platform. The Carajás Mineral Province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Fo., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America. 31st Internat. Geol. Congr.*, Rio de Janeiro, p. 769-779.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil. Província Rio Maria e Província Carajás. Editora UnB e CPRM, Brasília, p. 46-78.
- Evans A.M. 1993. Ore geology and industrial minerals. An introduction. 3rd ed. Banded iron formation (BIF), Blackwell Science, Oxford, p. p. 253-257.
- Gibbs A. K. & Barron C.N. 1993. The Geology of the Guiana Shield. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics* no. 22. Oxford University Press, New York, 246 p.
- Gibbs A.K. & Wirth K.R. 1990. Geologic setting of the Serra dos Carajás iron deposits, Brazil. In Farrel L. (Copy Editor) and Chaurel J.-J et al. (Advisory Editorial Board) *Ancient Banded Iron Formations*. Theophrastus Publ., Athens, Greece, p. 83-102.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 16, p. 201-211.
- Gross G.A. 1993. Industrial and genetic models for iron ore in iron-formations. In Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I. & Duke J.M. (eds.) *Mineral deposit modeling*. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 151-170.
- Gross G.A. 1995. Stratiform iron. In Eckstrand O.R, Sinclair W.D., Thorpe R.I. (eds), *Geology of Canadian Mineral Deposits*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no. 8, p. 41-80.
- Hoppe A., Schobbenhaus C., Walde D.H.G. 1987. Precambrian iron-formation in Brazil. In Appel P.W.U. & LaBerge G.L. (eds.), *Precambrian iron-formations*. Theophrastus Publ., Athens, p. 347-390.
- James H.L. 1954. Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.*, v. 49, p. 235-293.
- Lindenmayer, Z.G. & Fyfe, W.S. .1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. *Bol. Resum. Expand. XXXVII Congr. Bras. Geol.*, v. 2, p. 33-34.
- Lindenmayer, Z.G. & Laux, J.H. 1994. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia de Carajás. *Bol. Resum. Expand. IV Simp. Geol. Amaz.*, p. 328-330.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001. Considerações sobre origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 31, p. 21-28.
- Macambira J., Guedes S., Matias P.H. 1999. BIF carbonático na Formação Carajás: Alteração hidrotermal ou uma nova fácies? *Bol. Resum Expand. VI Simp. Geol. Amaz.*, p. 563-565.
- Martini S.L. 2001. Geologia dos depósitos minerais de Carajás. Relatório de Progresso I. Depósitos de Ferro. CPRM / ERJ, p. B1-B5.
- Meirelles, M.R. & Dardenne, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, PA. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 21, p. 41-50.
- Oliveira E.P., Winter C., Sachs L., Batista J.J., Figueiredo B., Foster R. 1993. Limiting factor in applying geochemistry to tectonic setting identification in continental areas: implication to the Carajás basic metavolcanics, Brazil. *An. IV Congr. Bras. Geoq.*, p. 20-22.
- Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precamb. Res.*, v. 42, p. 229-254.

Prasad C.V.R.K. et al. 1982. Iron formations in Archaean granulite-gneiss belts with special reference to southern India. *J. Geol. Soc. India*, v. 23, p. 112-122.

Salop L.J. 1983. Geological evolution of the Earth during the Precambrian. *The Katarchean*. Springer-Verlag, Berlin, p. 22-72.

Siqueira J.B., Rego J.L., Aires Fo. B. 2001. Relações ente coberturas siliciclásticas da Formação Rio Fresco e vulcanoclásticas do Grupo Igarapé Bahia (Carajás / PA). *An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM*.

Teixeira J.B.G. & Egger D.H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron ore deposit, Serra dos Carajás, Brazil. *Acta Geol. Leopoldensia*, v. 40, p. 71-114.

Windley B.F. 1984. The evolving continents. Archaean granulite-gneiss belts. John Wiley & Sons, New York, p. 8-27.

Windley B.F. 1993. The evolving continents. Archaean granulite-gneiss belts. John Wiley & Sons, New York, p. 377-400.

Zhai M. & Windley B.F. 1990. The Archean and Early Proterozoic banded iron formations of North China: their characteristics, geotectonic relations, chemistry and implications for crustal growth. *Precamb. Res.*, v. 48, p. 267-286.

Referências Adicionais

Bender K.M., Althoff F.J., Lindenmayer Z.G., Osborne G.A. 2002. Caracterização petrográfica e geoquímica das formações ferríferas bandadas de São Martin (Redenção – PA) e comparação com as formações ferríferas bandadas da formação Carajás. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 515.

Hope A. & Schobbenhaus C. 1990. Geology and mineral resources of Amazonia. *Zb. Geol. Paläont. Teil I*, v. 12, p. 1787-1837. In Dardenne & Schobbenhaus 2001, *op. cit.*

Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Oliveira D.P.M. 1996. Contribuição ao estudo da alteração hidrotermal das rochas dioríticas da Serra Sul, Serra de Carajás, Pará. *Bol. Resum. Expand. IXL Congr. Bras. Geol.*, v. 2, p. 238-241. (Nos anais citados, as p. 238-241 correspondem a um artigo sobre Salobo).

Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G., Fleck A., Galli C.P. 2002. Alteração hidrotermal das rochas intrusivas máficas do depósito de Cu-Au de Gameleira: uma comparação com a alteração das rochas intrusivas máficas da mina de Au do Igarapé Bahia e do depósito ferrífero de S11, Serra dos Carajás. In Klein E.L. et al. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 169-190.

Rochas intrusivas máficas das três áreas – consideradas similares – mostram mesmo produto final de alteração: clorita, quartzo, albita, calcita, sericita; perda principal calculada nos três casos: CaO.

Pinheiro R.V.L., Nezio J.A., Guedes S.C. 2001. A Falha Carajás e a estruturação tectônica dos depósitos de ferro da Serra Norte, Carajás (PA). *An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM*.

Autores descrevem os estilos e a distribuição de dobramento mesoscópicos observados em N4E, N4W, N5 e N1 e concluem que as dobras da região de Serra Norte estão concentradas em faixas de deformação espaçadas que regionalmente têm correlação com traços de lineamentos cuja geometria é articulada com a Falha Carajás (que é parte do Sistema Transcorrente de Carajás?).

Ribeiro V.H.A., Angélica R.S., Guedes S.C. 2002. Caracterização mineralógica e geoquímica do perfil 541-N4E, Província Mineral de Carajás, Pará. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 605.

Análise mineralógica por DRX (da porção intemperizada - e de rocha sã?) do furo 541-N4E indica a ocorrência de hematita, dolomita, caulinita, gibbsita, quartzo, talco, calcita e clorita. Crosta intempérica essencialmente ferruginosa e ausência de dolomita no horizonte supergênico; ocorrência de horizonte Al-ferruginoso (cf. gibbsita) indica que se trata de um perfil laterítico maduro.

DEPÓSITOS DE MANGANÊS

Praticamente nenhuma informação inédita sobre a geologia destes depósitos foi divulgada recentemente na literatura. Uma exceção é o *abstract* de Pinheiro et al. (2002), compilado no item referências, sobre aspectos estruturais do depósito do Azul. Dois outros artigos antigos (Anderson et al. 1974a; Valarelli et al. 1977) foram constatados mas não se encontram disponíveis para consulta. Por outro lado, três referências - Damasceno & Oliveira (1994) e Oliveira et al. (1994a,b) - que ficaram indevidamente fora da listagem bibliográfica da primeira impressão do relatório de progresso anterior - são adicionadas à presente lista.

Em termos de interpretação, Dardenne & Schobbenhaus (2001) desenvolvem a aplicação do modelo "bacia estratificada" para o depósito do Azul, conforme sugestão destes mesmos autores em artigo anterior (2000). O modelo original é de Force & Cannon (1988), seguido de Force & Maynard (1991). Martini (2001) também sugeriu a aplicação do modelo utilizando sua descrição em Evans (1993).

Segundo o modelo, os grandes depósitos de manganês de ambiente sedimentar seriam gerados em bacia estratificada, com óxidos e/ou carbonatos de manganês depositados nas zonas mais rasas e oxidadas, enquanto folhelhos negros são depositados nas áreas mais profundas e redutoras da bacia. O modelo preconiza uma transgressão sobre área cratônica durante a qual o manganês dissolvido na zona redutora, anóxica, é depositado na zona oxidante ou óxica, de plataforma rasa (Evans 1993, p. 258; citando Glasby 1988 e Force & Cannon 1988). Não é feita referência no texto sobre a fonte original do manganês, se exalativa ou erosiva. Force & Cannon (1988), entretanto, enfatizam que estes depósitos mostram pouca ou nenhuma evidência de contribuição vulcânica proximal.

O modelo parece adequar-se à Formação Águas Claras, constituída por sedimentos de plataforma com folhelhos negros associados, embora os textos disponíveis não especifiquem a relação estratigráfica e espacial entre estes folhelhos e os sedimentos manganíferos.

Ainda em concordância com Force & Cannon (1988, p. 93), Dardenne & Schobbenhaus (2001) propõem uma posição bacinal mais profunda (eg. talude) e de águas mais rasas respectivamente para os depósitos de Azul e Sereno, dado o fato de que naquele predomina minério primário carbonático e neste óxido. Isto implica em considerar a sequência hospedeira de Sereno como pertencente à Formação Águas Claras (Cf. Vieira e Brauer 1996; ver breve discussão sobre isto no primeiro relatório de progresso e no item a seguir).

Cabe também registrar que os depósitos do denominado Francevilliano do Gabão, indicados como análogos do Azul (eg. Machamer 1987), são também incluídos no modelo (Force & Cannon, 1988, p. 104-107).

Outros Aspectos

Existem aparentemente divergências quanto à correlação estratigráfica entre as unidades hospedeiras dos depósitos de manganês de Carajás. Conforme já comentado na secção anterior sobre depósitos de ferro, Macambira et al. (2002) consideram a possibilidade de que os jaspilitos dolomíticos reconhecidos na jazida de N4E (Serra Norte) correspondam estratigraficamente a sedimentos carbonáticos do depósito do Azul. Gibbs et al. (1986) também sugerem que a sequência do Azul

poderia ser correlacionada com a porção superior do Grupo Grão Pará. Por outro lado, uma discordância angular entre os metassedimentos de cobertura como aqueles da sequência do Azul e as unidades vulcano-sedimentares subjacentes têm também sido referida na literatura (Beisiegel et al. 1973; Siqueira et al. 2001).

Existem ainda outras colocações sobre o assunto. Conforme mencionado acima, Vieira e Brauer (1996) consideram que o depósito de Sereno está hospedado na Formação Águas Claras. Já outros autores (eg. Anderson et al. 1974b; Andrade et al. 1986; Santos 1981) comparam Sereno com Buritirama, cuja unidade hospedeira, embora dominada por metassedimentos, seria correlacionada às sequências vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, mais antigas que os metassedimentos Águas Claras (eg. Oliveira et al. 1994a,b). Nesta última concepção, Sereno e Buritirama estariam associados a uma grande ambiente vulcano-sedimentar e deveriam conseqüentemente ser considerados produtos exalativos.

Por outro lado, Dardenne & Schobbenhaus (2000; 2001, p. 73), embora reconhecendo semelhanças do protominério de Buritirama com aqueles de depósitos associados a sequências vulcano-sedimentares em geral, consideram a possibilidade de que a sequência de Buritirama – praticamente desprovida de rochas vulcânicas – seja equivalente à de Azul mas com metamorfismo mais elevado, de fácies anfíbolito. Neste caso, o protominério de Buritirama seria do tipo sedimentar.

Referências

- Anderson W.L., Dyer R.C., Torres D.D. 1974a. Manganese occurrences in the Itacaiúnas River basin, southern Amazon region, Brazil. IV IAGOD Symp., v. 3, Problems of ore deposition, p. 114-121.
- Anderson W.L., Dyer R.C., Torres D.D. 1974b. Ocorrências de manganês na Bacia do Rio Itacaiúnas, centro do Estado do Pará. XXVIII Congr. Bras. Geol., v. 6, p. 149-164.
- Andrade F.G., Nakashima J., Podestá P.R. 1986. Depósito de manganês da Serra de Buritirama, Pará. Sintetizado por Coelho C.E.S. & Schobbenhaus C. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E. S. coords. Principais depósitos minerais do Brasil. Volume II. Ferro e metais da indústria do aço. DNPM / CVRD, Brasília, p. 153-175.
- Beisiegel W.R., Bernardelli A.L., Drumond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geol., v. 3, p. 215-242.
- Damasceno B.C. & Oliveira J.R. 1994. Geologia econômica. In Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. (org.) Serra Pelada Folha SB.22-X-C - Estado do Pará, Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Parte II, Cap. 8, p. 173-182.
- Dardenne M. A. & Schobbenhaus C. 2000. The metallogenesis of the South American Platform. The Carajás Mineral Province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Fo., Campos D.A. (eds.) Tectonic evolution of South America. 31st Internat. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 769-779.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil. Província Rio Maria e Província Carajás. Editora UnB e CPRM, Brasília, p. 46-78.
- Evans A.M. 1993. Ore geology and industrial minerals. An introduction. 3rd ed. Sedimentary manganese deposits. Blackwell Science, Oxford, p. 257-261..
- Force E.R. & Cannon W.F. 1988. Depositional models for shallow-marine manganese deposits around black shale basins. Econ. Geol., v. 83, p. 93-117.

- Force E.R. & Maynard J.B. 1991. Manganese: Syngenetic deposits on the margins of anoxic basins. In: Force E.R., Eidel J.J., Mainard J.B. (eds.) *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration*. Review in Economic Geology, v. 5, p. 147-157 (in Dardenne e Schobbenhaus 2002, *op. cit.*).
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 16, p. 201-211.
- Glasby G.P. 1988. Manganese deposition through geological time: dominance of the post-Eocene deep-sea environment. *Ore Geol. Rev.*, v. 4, p. 135-144 (in Evans 1993, *op. cit.*).
- Macambira J., Guedes S., Matias P.H. 1999. BIF carbonático na Formação Carajás: Alteração hidrotermal ou uma nova fácies? *Bol. Resum. Expand. VI Simp. Geol. Amaz.*, p. 563-565.
- Machamer J.F. 1987. A working classification of manganese deposits. *Min. Mag.* 157, p. 348-351.
- Martini S.L. 2001. Geologia dos depósitos minerais de Carajás. Relatório de Progresso I. Depósitos de Manganês. CPRM / ERJ, p. C1-C5.
- Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S., Araújo O.J.B. 1994a. Carta Geológica – Escala 1:250.000. In Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. (org.) Serra Pelada Folha SB.22-X-C - Estado do Pará. Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Anexo I.
- Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S., Jorge João X.S. 1994b. Geologia da Folha Serra Pelada. In Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. (org.) Serra Pelada Folha SB.22-X-C - Estado do Pará. Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Parte II, Cap. 2, p. 32-65.
- Pinheiro R.V.L., Lima F.D.L., Holdsworth R.E. 2002. Folding and faulting pattern related to the Carajás fault in the Águas Claras Formation, Igarapé Azul rocks – Carajás – PA. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 523.
- Autores apresentam a localização da mina do Azul em relação a estruturas regionais (Falha e Sistema Transcorrente de Carajás), bem como detalhes estruturais das rochas aflorantes na mina, eg. dobras de pequena escala, falhas sinistrais reversas subverticais associadas (com *slickensides* de baixo ângulo e rejeitos aparentemente centimétricos) e falhas normais oblíquas. Os autores não reterem possível distinção ou superposição com os aspectos observados por Gibbs et al. (1986) acima mencionados.
- Santos B.A. 1981. Amazônia. Potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. Editora da Universidade de São Paulo, p. 86-99.
- Siqueira J.B., Rego J.L., Aires Fo. B. 2001. Relações ente coberturas siliciclásticas da Formação Rio Fresco e vulcanoclásticas do Grupo Igarapé Bahia (Carajás / PA). *An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM*.
- Valarelli J.V., Coutinho J.M.V., Sommerauer F., von Raumer J. 1977. The manganese deposits of Buritirama (Pará, Brazil). *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, v. 57, p. 313-327.
- Vieira E.A.P. & Brauer E.H. 1996. Controle da distribuição das concentrações manganésíferas na Serra do Sereno – PA. *Bol. Resum. Expand. V Simp. Geol. Amaz.*, p. 144-146.

DEPÓSITOS DE NÍQUEL

O único trabalho constatado sobre depósitos de níquel de Carajás na literatura recente é o de **Albuquerque et al. (2001)**.

Segundo estes autores, o corpo ultramáfico do Vermelho é constituído por serpentinitos derivados de dunitos e peridotitos, e está colocado em lineamento N60°E que contém outros corpos similares (Búzios, Fafá). O artigo relata também que o depósito de Vermelho vinha sendo estudado visando a utilização do minério garnierítico para produção de liga Fe-Ni por processo pirometalúrgico. Segundo estes autores, os recursos totais estimados pela Docegeo em 1998 para Vermelho foram de 30,5 Mt (base úmida) @ 1,70% Ni. Tais valores inviabilizariam rota eletro-intensiva para a produção de ligas.

A avaliação original havia sido feita através de poços, mas resultados recentes de sondagem roto-percussiva permitiram modelamento geológico indicativo de grande potencial para minério oxidado, com reservas estimadas em 225 Mt @ 1,03% Ni e 0,08% Co. Estes números colocariam Vermelho como depósito de classe mundial para beneficiamento hidrometalúrgico de lixiviação ácida sob pressão.

Para Albuquerque e colaboradores, a posição estratigráfica de Vermelho seria ainda duvidosa. Mas outros autores, eg. Araújo et al. (1991) e Faraco et al. (1996), correlacionam-no com a Suite Cateté de Macambira et al. (1997) e, desta forma, Vermelho faria parte deste mesmo evento magmático máfico-ultramáfico, caracterizado como de idade paleoproterozóica inferior e natureza anorogênica por Macambira e colaboradores (1998, 2002).

A idade é baseada em Macambira & Tassinari (1998), que dataram o complexo máfico-ultramáfico de Serra da Onça em 2.38 Ga (Sm/Nd em rocha e minerais). De acordo com Macambira & Ferreira Fo. (2002), esta idade indicaria que o conjunto de corpos máfico-ultramáficos da região oeste da Província de Carajás (Puma, Onça Jacaré; a Suite Cateté como um todo) é correlacionável com evento global de magmatismo anorogênico do limiar do Proterozóico, eg. Great Dyke (Zimbabwe) e Penikat (Finlândia). O assunto é retomado no item sobre prospectos de platinóides.

Referências

- Albuquerque, M. A. C. de; Cordeiro, R. A. C.; Ribeiro, E.; Ribeiro, R. K.; Torres, V.M. 2001. Projeto Vermelho: Geologia, mineralogia e hidrometalurgia de um depósito de níquel laterítico em ambiente tropical. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resumo Expandido em CD-ROM
- Araújo O.J.B, Maia R.G.N. Jorge João X.S. 1991. In Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. (org.). Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A - Estado do Pará. Parte II, Cap. 1, Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 17-50.
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996. Carta Metalogenética da Província de Carajás / SE do Pará – Folha Araguaia. Escala 1:1.000.000. CPRM, Sureg-Belém.
- Macambira E.M.B. & Ferreira Fo. C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suite Intrusiva Cateté – Sul do Pará. In Klein E.L. et al. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 105-114.

Macambira E.M.B. & Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações geocronológicas e geotectônicas. An. XL Congr. Bras. Geol., p. 463.

Macambira E.M.B., Vale A.G., Jorge João X.S., Andrade B.J.F., Araújo E.S., Serfaty S. 1997. Estratigrafia. In Macambira E.M.B. & Vale A.G. (org.) São Félix do Xingu Folha SA.22-Y-B – Estado do Pará. Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Parte II, Cap. 2, p. 37-93.

Referência Adicional

Corrêa S.L.A., Oliveira M.P., Schwab R.G. 1988. Alguns aspectos mineralógicos e geoquímicos da laterita niquelífera do Vermelho, Serra dos Carajás, e suas implicações genéticas. An. XXXV Congr. Bras. Geol., v. 4, p. 1959-1968 (in Dardenne & Schobbenhaus 2001, *op. cit.*).

DEPÓSITO DE BAUXITA

Aparentemente não foram apresentados novos artigos sobre o depósito de bauxita da Serra de Carajás (Platô N5) em simpósios e congressos recentes. O trabalho de Lemos e Villas (1983), não abordado especificamente no relatório de progresso anterior, é sumarizado abaixo.

O trabalho trata da alteração supergênica de basaltos do Grupo Grão Pará em N4 e mostra evidências indiretas que seriam indicativas de que o depósito de bauxita N5 é um produto extremo desta alteração.

Em N4, Os basaltos são descritos como rochas toleíticas com mineralogia primária à base de plagioclásio (alterado a sericita, epidoto e calcita) e pigeonita uralitizada e cloritizada. A alteração intempérica foi estudada até uma profundidade de 140m. No perfil de desta área, basaltos semi-decompostos contêm quartzo-smectita-clorita-caulinita, enquanto equivalentes decompostos são formados por caulinita-goethita-opacos-(gibbsita).

O platô N5 consiste de uma camada bauxítica ferruginosa sotoposta por (i) uma crosta laterítica; (ii) uma zona de argila rica em gibbsita e (iii) um horizonte argiloso de espessura não conhecida; cada uma destas camadas exibe composição química e mineralógica característica, com proporções variadas de caulinita, gibbsita e (óxidos)-hidróxidos de ferro. Quartzo ocorre no horizonte argiloso. Poços com até 60 m de profundidade não atingiram rocha sã.

A conexão genética entre as sequências de N4 e N5 é sugerida com base em (i) a natureza do horizonte argiloso, constituindo provavelmente um estágio interme-diário entre o basalto decomposto e o semidecomposto; (ii) as muitas similaridades mostradas pela argila rica em gibbsita e o basalto decomposto; (iii) as mesmas suites de minerais pesados em ambos os perfis (ilmenita, zircão, rutilo e turmalina, esta última introduzida nos basaltos por granitos proterozóicos); e (iv) elementos traços típicos de rochas básicas presentes em concentrações relativamente altas em horizontes de N5 e mostrando fatores de enriquecimento segundo um *trend* comum desde basalto não alterado até material bauxítico.

Segundo os autores, os perfis das clareira N4 e N5 tiveram evolução supergênica diferente. N5 foi submetido a intensos processo de lateritização e bauxitização não registrados em N4. De acordo com comunicação verbal do geólogo Roberto Assad citada no texto, o teor de carbono nas bauxitas de N5 chega a atingir 1%, o que evidencia um ambiente redutor.

As condições propícias para a mobilização do Fe e fixação do Al, representadas por meio ácido (pH de 4 a 5) e levemente oxidante a redutor (Eh abaixo de 0,4 eV), teriam sido geradas pela interação com este carbono. O Fe teria sido lixiviado pelas águas descendentes neste ambiente, vindo a precipitar-se ao encontrar os níveis superiores e relativamente mais oxidantes da zona saturada. Isto gerou uma crosta laterítica abaixo do nível bauxítico.

A ocorrência de bauxita residual sobreposta a uma crosta laterítica seria incomum em perfis supergênicos de regiões tropicais, onde ocorre normalmente o inverso. O caso de N5 refletiria condições especiais, de formação de bauxita em ambiente pantanoso.

Deve-se, entretanto, registrar também que **Kotschoubey e Lemos (1985) e Kotschoubey (1988)** apresentam hipótese genética diferente para a bauxita de N5. Segundo estes autores, a bauxita de N5 ter-se-ia formado por intemperismo, redeposição e cimentação em vários estágios a partir de sedimentos continentais argilosos ou de solos transportados e depositados em substrato de composição pelítica ainda não apropriadamente identificado (*Cf.* primeiro relatório de progresso).

Referências

- Kotschoubey B. 1988. Geologia do alumínio. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (Coords.), Principais depósitos minerais do Brasil, Volume III. Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio. DNPM, Brasília, p. 599-619.
- Kotschoubey B. & Lemos V.P. 1985. Considerações sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. An. II Simp. Geol. Amaz., v. 3, p. 48-61.
- Lemos V.P. & Villas R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará. Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita N-5, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc., v. 13, p. 165-177.

DEPÓSITO DE WOLFRAMITA

São resenhados abaixo a tese de mestrado de Santos (1987) e o artigo de Cordeiro & Silva (1986), ambos versando sobre o depósito de Pedra Preta.

Segundo Santos (1987), o depósito de Pedra Preta está localizado junto ao bordo noroeste do Granito Musa, um batólito intrusivo com área aflorante superior a 250 km² que imprime sobre as encaixantes (eg. metabasaltos e metassedimentos clástico-químicos de fácies xisto verde) uma auréola de hornfels com 500 a 900 m de espessura. Na porção noroeste do batólito, junto ao depósitode, o granito é inequigranular a porfiróide, e mostra cor avermelhada com núcleos elipsoidais de tons azulados. A composição é basicamente monzogranítica; horn-blenda, muscovita e biotita são os minerais varietais; acessoriamente ocorrem clorita, fluorita, carbonato, magnetita e ilmenita, entre outros. A idade do granito é paleoproterozóica tardia (1.857 ± 55 Ma; K/Ar em K-feldspato; ver idades U-Pb em zircão similares no item Geologia Regional); os xistos verdes encaixantes são do arqueano superior.

O depósito forma um campo filoneano com 0,75 km², tendo como encaixantes principais biotita-muscovita metarenitos que sofreram greisenização. Os greisens são rochas desde finas, a quartzo-mica, até agregados grossos, a mica-quartzo-topázio-fluorita-wolframita e sulfetos; tipos ricos em biotita são escuros. A mineralogia específica destes greisens depende da rocha original: metarenitos clásticos formam greisens com predomínio de quartzo-topázio; rochas metavulcânicas greisenizadas são essencialmente a quartzo-biotita-muscovita-fluorita; e granitos geram greisens contendo plagioclásio como mineral essencial.

A greisenização é mais intensa nas proximidade da cúpula granítica, e se torna restrita a zonas fraturadas para longe do contato intrusivo. Nas rochas encaixantes são comuns zonas de greisen tabulares ou em *stockwork*. Veios e vênulas de quartzo leitosos geralmente constituem os núcleos de áreas mais intensamente alteradas, e contêm proporções variáveis de muscovita, topázio, fluorita, calcita, wolframita, hematita, magnetita, pirita, calcopirita, marcassita, molibdenita, bismutinita, esfalerita e pirrotita. Geodos e cavidades miarolíticas contendo vários dos minerais mencionados são comuns nos veios.

A mineralização econômica é restrita a veios de quartzo no núcleo de zonas greisenizadas. Em dois filões principais, a Docegeo estimou reservas de 510.000 t (das quais 190.000 t medidas) @ 1,01% WO₃, com *cut off* de 0,3% WO₃. A wolframita - (Fe,Mn)WO₄ - contêm 74% Fe e 26% Mn, sendo esta composição muito próxima daquela da ferberita (Fe:Mn 80:20).

A mineralização é produto de um "sistema hidrotermal de exogreisen em cúpola" (no original: *typical exogreisen cupola hydrothermal system*) associado com a colocação do Granito Musa. Ou seja, a mineralização é relacionada a alteração hidrotermal de caráter metassomático (greisenização) (p. 93).

Quanto à tipologia, Santos (1987) classifica Pedra Preta como depósito hidrotermal precoce, de alta temperatura, de acordo com Hosking (1982); no tipo são incluídos Ojazimentos de tungstênio de veios ou enxame de veios vinculados a cúpulas e apófises graníticas, conhecidos genericamente como "veios de quartzo a wolframita", e que consituem a fonte mundial mais importante de tungstênio, com 75% do total produzido. (p. 89). Pedra Preta mostra características muito semelhantes às

dos lodes a quartzo-wolframita do distrito mineiro de Xihuashan, Província de Jiangxi, importante produtor da China.

Os dados obtidos pelo autor indicam também que o Granito Musa é comparável aos granitos especializados (Tischendorf 1976), do tipo A (Plimer 1983), e intraplaca (Pearce et al. 1984). Uma característica comum a granitos destas categorias é a sua vinculação genética com jazimentos de metais raros (Sn, W, Mo, Be, ETR).

O trabalho de Cordeiro e Silva (1986) mostra em maior detalhe a geologia e a geometria do depósito de Pedra Preta. Segundo estes autores, o granito Musa têm 25 km diâmetro (isto é, cerca de 500 km²), sendo caracterizado petrograficamente como um hornblenda-biotita granodiorito porfirítico. As encaixantes incluem gnaisses granodioríticos e sequência vulcano-sedimentar. Esta é dividida localmente em unidade máfica inferior (metabasaltos, possíveis metatufos básicos representados por quartzo-clorita-xistos, metaultramáficas, *iron-formation* fácies óxido e metachert) e unidade metassedimentar superior (quartzitos e metassiltitos com indícios de metamorfismo termal na forma de quartzo recristalizado, turmalina e cordierita).

Os principais filões cortam a unidade superior, onde ocorre o corpo mais possante (Corpo Norte). Este tem mais de 600 m de comprimento, variando desde um conjunto de veios paralelos até um único e potente veio, com as encaixantes silicificadas apresentando teores econômicos de wolframita disseminada^(*). Na unidade máfica inferior, os veios com wolframita disseminada são menores e mais irregulares mas o minério ocorre também como bolsões ricos contendo wolframita em cristais centimétricos. No conjunto, os veios têm espessura entre 0,25 m e 4 m, com média de 0,8 m. É mencionada a ocorrência de dez níveis de veios mineralizados numa distância (no terreno?) de apenas 150 m^(*).

As reservas totais referidas são de 322.753 t @ 1,1%WO₃, das quais 137.043t @ 1,07% WO₃ são medidas (até profundidade de 60 m?). Teores de cobre (0,1-0,2%) e ouro (teor não citado)^(*) foram verificados em zonas mineralizadas à wolframita. Aparentemente tais subprodutos são restritos veios encaixados na unidade máfica inferior (p. 413).

(*) Estes podem ser aspectos relevantes em Pedra Preta pois a natureza *bulk mineable*, com aproveitamento de subprodutos de baixo teor, é aparentemente importante para a economicidade de depósitos de W-Sn. Depósitos tipo greisen estão entre aqueles que podem gerar jazidas de teor reduzido e grande volume (Evans 1993, p. 154).

Referências

- Cordeiro A.A.C. & Silva A.V. 1986. Depósito de wolframita da região de Pedra Preta, Pará. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (Coords.), Principais depósitos minerais do Brasil. Vol. II, Ferro e metais da indústria do aço. DNPM / CVRD, Brasília, p. 409-415.
- Evans A.M. 1993. Ore geology and industrial minerals. An introduction. 3rd ed. Greisen deposits. Blackwell Science, Oxford, p. 154-156.
- Hosking K.F.G. 1982. A general review of the occurrence of Tungsten in the world: Proceedings Tungsten Geology Symposium, Jiangxi, China. Geol. Publish. House, Beijing, p. 59-86.
- Pearce J.A., Nigél B.W., Harris S., Andrew G.T. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journ. Petrol., v. 25, p. 956-983.
- Plimer I.R. 1983. The geology of tin and tungsten deposits. Institut für Mineralogie und Petrologie, Montan Univ., Leoben, Austria, 96 p.
- Santos J.F. 1987. Tipologia e gênese do depósito de tungstênio de Pedra Preta – PA. Diss. Mestrado., Inst. Geoc. USP, 100 p.
- Tischendorf G. 1976. Criteria for distinguishing normal granites from metallogenic specialized ones. Studia Geologica, Salamanca, v. 16, p. 1-14.

PROSPECTOS DE CROMITA, PLATINÓIDES E SULFETOS DE Cu-Ni

Onça, Puma e Jacaré (Suite Cateté)

Macambira & Ferreira Fo. (2001, 2002a) agrupam dez corpos máfico-ultramáficos acamadados anorogênicos localizados na porção sudoeste da Província Mineral de Carajás na Suite Intrusiva Cateté de Macambira et al. (1997, p. 73)^(*). Um dos corpos (Serra da Onça) mostra idade isocrônica Sm/Nd (rocha e minerais) de 2,38 Ga (Macambira & Tassinari 1998). Conforme já referido na secção sobre depósitos de níquel, esta idade indicaria correlação da suite com evento global de magmatismo máfico-ultramáfico do limiar do Proterozóico, eg. Great Dyke (Zimbabwe) e Penikat (Finlândia).

Os autores discriminam três tipos de corpos - Puma, Onça e Jacaré (ver mapas e colunas com diferentes estratigrafias ígneas no volume de figuras anexo) - cuja ordem de empilhamento começa com serpentinitos e peridotitos na base, seguidos de piroxenitos gabros em direção ao topo. Em Puma e Onça ocorrem uma zona máfica e uma ultramáfica (com arranjos internos diferentes no dois casos), enquanto que em Jacaré só têm sido observadas rochas ultramáficas. Os corpos mostram distintos padrões de fracionamento e diferentes sequências estratigráficas. Em função disto, é sugerido que a cada um tenha sido gerado em câmara magmática separada, com características e evolução próprias; conseqüentemente, o potencial exploratório de cada corpo seria distinto e a avaliação teria que ser feita caso a caso.

Outras conclusões exaradas pelos autores citados incluem:

- Os magmas são primitivos, conforme indicado por abundância de cumulados ultramáficos, e foram alojados em crosta sílica; o complexo de Serra da Onça se formou a partir de magma de composição toleítica.
- A alta razão cumulados ultramáficos / máficos dos complexos estudados (Puma, Onça e Jacaré) não corresponde àquela esperada a partir de fracionamento de magma básico. Assim, o volume inicial de magma primitivo alojado na crosta teria sido muito maior do que aquele sugerido pelo tamanho e pela composição dos corpos aflorantes. Por exemplo, corpos essencialmente ultramáficos como Jacaré devem representar porções inferiores de corpos originalmente maiores.
- Este aspecto parece significativo pois grande parte dos depósitos de sulfetos magmáticos mundialmente importantes estão associados a eventos magmáticos de grande porte (eg. Naldrett 1999). A abundância de cumulados ultramáficos nos corpos da Suite Cateté apontaria para um episódio magmático que se encaixa neste padrão.
- A incidência de múltiplas injeções magmáticas é indicada pela repetição de camadas. Peculiaridades da estratigrafia e de estruturas primárias seriam indicativas de câmaras magmáticas com significativo dinamismo interno.

^(*) O corpo Vermelho, localizado bem mais a leste do grupo mencionado, aparentemente não faria parte da suite. Mas Faraco et al. (1996), por exemplo, reúnem 15 corpos máfico-ultramáficos da região dentro de um mesmo grupo, incluindo aqueles da Suite Cateté e o do Vermelho.

- Em Serra da Onça faltam rochas indicativas do final de fracionamento, contendo, por exemplo, apatita cumulus e/ou quartzo intercumulus; a parte superior da zona máfica, representativa do topo da câmara magmática, teria sido suprimida (artigo de 2002, p. 111). Isto também é afirmado em relação a Puma (p. 113). Ou seja, nos três tipos de corpos definidos pelos autores falta a porção superior da estratigrafia; em nenhum caso são mencionados leucogabros e anortositos^(*).

Em artigo subsequente, Macambira & Ferreira Fo. (2002b) relatam que o teor de forsterita das olivinas indicam composições muito primitivas para o magma dos corpos da Suíte Cateté. As olivinas mais primitivas comparam com aquelas do Great Dyke (Zimbabwe) e de Niquelândia (Goiás). Variações de teores de forsterita através da estratigrafia indicam reversões do *trend* de fracionamento que são sugestivas, novamente, de múltiplas injeções magmáticas. Por outro lado, teores de níquel das olivinas obtidos via microsonda são geralmente elevados, e não evidenciam empobrecimento extensivo deste metal que indicaria a separação de uma massa importante de líquido sulfetado.

Os autores comparam também teor de níquel versus percentagem de forsterita nas olivinas de vários corpos. Em Puma observa-se forte correlação positiva, sugestiva de que não tenha ocorrido segregação de fase sulfetada de níquel. Já em Onça, a correlação é fraca, o que pode indicar estágio com saturação em enxofre e formação de sulfetos durante a evolução magmática deste corpo.

Além disso, os novos resultados obtidos corroboram sugestão anterior de história magmática distinta e potencial específico para cada corpo da Suíte Cateté.

Complexo Luanga

Suita (1988, 1996) e Suita e Nilson (1991) (in Dardenne & Schobbenhaus 2000, 2001) colocam que no complexo máfico-ultramáfico acamadado de Luanga cromititos maciços a disseminados ocorrem associados a ortopiroxenitos. O complexo é de associação máfica toleítica com dunitos e serpentinitos na base, seguidos de ortopiroxenitos, os quais por sua vez graduam para noritos e leuconoritos no topo. Os cromititos estão hospedados especificamente em bronzititos. Luanga é datado de 2,76 Ga (U-Pb, zircão; Machado et al. 1991), idade indicativa de que o corpo é contemporâneo com o vulcanismo do Grupo Grão Pará.

A cromita é de alto Fe, com razão Cr/Fe ~1, Fe₂O₃ ~14%, Cr₂O₃ ~33% e Al₂O₃ ~18%. Segundo Suita (1996), os cromititos maciços do complexo são enriquecidos em PGEs, com teores atingindo 3,23 g/t PGE + Au e 3,0 g/t Pt + Pd. Minerais de platinóides mais comuns são arsenietos de Pt e Pd, metais nativos e ligas metálicas. Estes minerais ocorrem inclusos na cromita e em silicatos serpentinizados, bem como associados a sulfetos (pirrotita, calcopirita, marcassita e pirita) e mais raramente a arsenietos de níquel disseminados na ganga silicática.

(*) Notar, entretanto, que a ocorrência de anortositos é citada especificamente por Heim & Castro F^o (1986) em artigo sobre Puma e Onça.

Segundo Ribeiro et al. (2002), a estratigrafia do Complexo Luanga inclui, além dos cromititos, ortopiroxenitos com níveis sulfetados. A intrusão é sinvulcânica, acamadada, toleítica, intrusiva nas rochas vulcano-sedimentares do Grupo Rio Novo. Esta unidade, entretanto, é correlacionada por alguns autores (eg. Hirate et al. 1982; Docegeo 1988) com o Supergrupo Andorinhas, de idade mais antiga (ca. 2,90 Ga) do que aquela registrada por zircões do complexo Luanga (2,76 Ga).

O complexo sofreu deformação e metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito baixo. Ao episódio D1 são associadas foliação milonítica e percolação de fluidos, com remobilização parcial de elementos ou compostos mais móveis como sulfetos, que se dispõem paralelamente à S1. Rochas mostram-se alteradas por fluidos ricos em H₂O, CaO e CO₂. Anfibolitização, serpentinização, talcificação e cloritização são mencionadas mas apesar das alterações a mineralogia e a textura ígnea originais ainda encontram-se em parte bem preservadas. O episódio D2 ocorreu em condições rúpteis, sendo responsável pela verticalização do complexo.

Os autores citam Rathburn Lake (Canadá) e New Rambler (USA) como exemplos de corpos ígneos com ocorrências de Pt-Pd que à semelhança de Luanga também sofreram transformações metamórfico-hidrotermais e polideformacionais.

Borrachudo

Santos & Villas (2001, p. 322) e Reis & Villas (2002), referindo Farias & Villas (1996) e Figueiredo & Villas (submetido), relatam que o corpo metabásico Borrachudo, localizado nas vizinhanças do depósito de Cu-Au de Cristalino, é subvulcânico e contém rochas ricas em magnetita, apatita e titanita, com sulfetos (de cobre, ferro e níquel; Farias et al. 1996) associados. Os autores sugerem que corpos deste tipo podem ter contribuído - via fluidos magmáticos - metais como Ti, P e Cu (parte) para o sistema exalativo responsável pelo depósito de sulfeto maciço vulcanogênico de Serra Verde. Este depósito é excepcionalmente rico em calcopirita e contém fluorapatita e ilmenita como minerais de ganga.

Referências

- Dardenne M. A. & Schobbenhaus C. 2000. The metallogensis of the South American Platform. The Carajás Mineral Province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Fo., Campos D.A. (eds.) Tectonic evolution of South America. 31st Internat. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 769-779.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil. Província Rio Maria e Província Carajás. Editora UnB e CPRM, Brasília, p. 46-78.
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. Anais XXXV Congr. Bras. Geol., Anexo 'Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais', p. 9-54.
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996. Carta Metalogenética da Província de Carajás / SE do Pará – Folha Araguaia. Escala 1:1.000.000. CPRM, Sureg-Belém.
- Farias E.S. & Villas R.N. 1996. Rochas ígneas rias em magnetita, apatita e titanita, Alvo Borrachudo, Carajás (PA). An. IXL Bras. Geol., v. 3, p. 233-235.
- Farias E.S., Villas R.N., Medeiros Fº C.A. 1996. O Alvo Borrachudo, região de Carajás, PA: aspectos petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos. Bol. Resum. Expand. V Simp. Geol. Amaz., p. 134-136.
- Figueiredo E.M.F. & Villas R.N. Petrologia do corpo máfico Borrachudo, Província Mineral de Carajás, com ênfase nas rochas ricas em Fe-P-Ti. Rev. Bras. Geoc. (submetido).

- Heim S.L. & Castro F. L.W. 1986. Jazida de níquel laterítico de Puma-Onça, município de São Félix do Xingu, Pará. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. coords. Principais depósitos minerais do Brasil. Volume II. Ferro e metais da indústria do aço. DNPM / CVRD, Brasília, p. 347-368.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. An. I Simp. Geol. Amaz., Belém, v. 1, p. 100-109.
- Macambira E.M.B. & Ferreira Fo. C.F. 2001. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará: Implicações geotectônicas e metalogenéticas. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Macambira E.M.B. & Ferreira Fo. C.F. 2002a. Fracionamento magmático dos corpos máfico - ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará. In Klein E.L. et al. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 105-114.
- Macambira E.M.B. & Ferreira Fo. C.F. 2002b. Composição das olivinas nos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 421.
- Macambira E.M.B. & Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações geocronológicas e geotectônicas. An. XL Congr. Bras. Geol., p.463.
- Macambira E.M.B., Vale A.G., Jorge João X.S., Andrade B.J.F., Araújo E.S., Serfaty S. 1997. Estratigrafia. In Macambira E.M.B. & Vale A.G. (org.) São Félix do Xingu Folha SA.22-Y-B – Estado do Pará. Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Parte II, Cap. 2, p. 37-93.
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.; Krogh, T.E.; Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. Precamb. Res. v. 49, p. 329-354.
- Naldrett A.J. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: Key factors in their genesis. Mineral. Deposits, v. 34, p. 227-240.
- Reis F.N. & Villas R.N.N. 2002. Mineralização e alteração hidrotermal no depósito cupro-aurífero de Serra Verde, província mineral de Carajás. Rev. Bras. Geoc., v. 32, p. 69-86.
- Ribeiro V.E., Suita M.T.F., Hartman L.A. 2002. Contribuição à geologia do Complexo Luanga, Província Mineral de Carajás., Pará. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 423.
- Suita M.T.F. 1988. Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados, Pará. Dissert. Mestr., UnB, Brasília, 83 p.
- Suita M.T.F. 1996. Geoquímica e metalogenia de elementos do grupo da platina (EGP) + Au em complexos máfico-ultramáficos do Brasil: Critérios e guias com ênfase no complexo máfico-ultramáfico acamadado de alto grau de Barro Alto (CBA, Goiás). Tese de Doutorado. UFRGS, Porto Alegre, 525 p.
- Suita M.T.F. & Nilson A.A. 1991. O depósito de cromita estratiforme do complexo Luanga, província de Carajás, Pará – Aspectos geoquímicos. III Congr. Bras. Geoq. / I Congr. Geoq. Países de Língua Portuguesa. Resumos 1o. Volume, p. 203-206.
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. Mineral. Deposita, v. 36, p. 300-331.

DEPÓSITOS DE OURO PRIMÁRIO (em terrenos granito-*greenstone*)

Dados adicionais sobre ouro mesotermal em sequências vulcano-sedimentares da Província de Carajás restringem-se praticamente a artigo de Correia Jr. et al. (2001) sobre o depósito do Cuca, localizado no *greenstone belt* de Tucumã, na parte norte dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria. Além disso, Villas & Santos (2001) descrevem sucintamente e classificam os depósitos de ouro destes terrenos.

Segundo estes autores o *greenstone belt* de Tucumã é constituído por metabasaltos, com metavulcânicas intermediárias e félsicas subordinadas, recobertos por metasedimentos areno-argilosos e químicos. Rochas dacíticas fornecem idade Pb-Pb em zircão de 2,87 Ga. A sequência vulcano-sedimentar é intrudida pelo biotita-hornblenda-granodiorito Rio Maria, de idade tardi-arqueana, e pelos granitos anorogênicos Velho Guilherme e Seringa, do Paleoproterozóico tardio.

O depósito consiste de veios, preenchimentos de cavidade e disseminações controlados por chameira de dobras e zonas de cisalhamento que desenvolvem milonitos. Segundo os autores, os veios seriam dos tipos central ao cisalhamento e *gash* (Hodgson 1989). As rochas hospedeiras são metavulcânicas félsicas a intermediárias, consideradas sub-aéreas pelos autores. Alterações hidrotermais citadas são propilitização (clorita + epidoto), carbonatização, silicificação, sericitização e sulfetação. Inclusões fluidas são compatíveis com fluidos de origem metamórfica mas indicam também alguma contribuição granítica, possivelmente a partir do Granodiorito Rio Maria.

Os autores classificam o depósito como do tipo *lode* arqueano ou orogênico^(*).

Villas & Santos (2001, p. 313) classificam a maioria dos depósitos dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria, eg. Babaçu, Lagoa Seca, Tucumã e Inajá, Cumarú, e Sapucaia também como do tipo orogênico. Além disso, Cumarú mostra contribuição adicional de fluidos magmáticos, a partir de granito tipo I e Sapucaia pode ter sido também gerado por fluidos mistos, metamórficos e magmáticos.

^(*) É interessante notar o uso do termo *lode* arqueano como tipo de depósito. O emprego do termo tem sido bastante comum, provavelmente devido à sua utilização como título de um capítulo sobre depósitos mesotermiais arqueanos de ouro (*Archaean lode gold deposits*; Groves & Foster 1991) em um livro importante da década de 90 sobre ouro. Segundo o glossário do American Geological Institute (Jackson 1997, p. 375), por exemplo, o termo *lode* é aplicado a depósitos minerais em rocha consolidada, em contraposição a depósitos de placer; o termo é também utilizado para depósitos consistindo de veios, vênulas, disseminações ou brechas planares (*sic*). Assim, "*lode* arqueano" indica apenas que o depósito (de ouro) é desta idade e primário, e não implica em classificação específica, eg. mesotermal, epitermal ou outra qualquer. Alguns *lodes* auríferos arqueanos, por exemplo, são considerados exalativos e não de origem metamórfica (orogênica). Desta forma, o uso do termo "tipo *lode*" parece fora de propósito.



Referências

- Correia Jr. F.C., Santos M.D., Lafon J.M., Pinheiro F.G.R. 2001. Depósito aurífero do Cuca: um exemplo de depósito orogênico associado ao *greenstone belt* de Tucumã, sudeste do Estado do Pará. An. VII Congr. Bras. Geol., Resumo Expandido em CD-ROM.
- Groves D.I. & Foster R.P. 1991. Archaean lode gold deposits. In Foster R.P. (ed.) Gold metallogeny and exploration. Blackie, Glasgow, p. 63-103.
- Hodgson C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. Ore Geol. Rev., v. 4, p. 231-273 (in Correa Jr. et al., *op. cit.*)
- Jackson J.A. (ed.) 1997. Glossary of Geology. 4th ed. Amer. Geol. Inst., Alexandria, 769 p.
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. Mineral. Deposita, v. 36, p. 300-331.

DEPÓSITOS DE OURO PRIMÁRIO (na cobertura sedimentar tardi-arqueana)

Serra Pelada

Artigos sobre Serra Pelada veiculados recentemente na literatura e ainda não compilados incluem os de Moroni et al. (2000), Groves et al. (2001) e Grainger et al. (2002). O primeiro contém, entre outros, informações geológicas de alguns relatórios inéditos da CVRD. O segundo propõem uma classificação peculiar para o depósito de Serra Pelada, colocando-o dentro do grupo de depósitos a Fe óxido-Cu-Au. O artigo de Grainger et al. (2001) não está disponível mas deve seguir esta mesma linha pois provém do mesmo grupo de autores. Finalmente, são também incorporadas ao presente relatório informações sobre Serra Pelada dos textos de Villas & Santos (2001) e Dardenne & Schobbenhaus (2002).

Moroni et al. (2000) descrevem a geologia de Serra Pelada utilizando dados já divulgados anteriormente. A sequência Rio Fresco consta de (metas)sedimentos basais de ambiente fluvial (conglomerados, arenitos), passando para siltitos com intercalações de chert rico em Fe e Mn, brechas intraformacionais e uma "unidade silito cinza", mineralizada, de ambiente lagunar a marinho raso; esta unidade é composta por siltitos grafitosos e manganíferos com intercalações subordinadas de arenito, chert e rochas dolomíticas, e ocorre intercalada (*embedded*) em arenitos e ardósias avermelhadas (Cf. Meirelles et al. 1992). O depósito está localizado regionalmente na terminação leste, em "rabo de cavalo", do sistema transcorrente Cinzento; em maior detalhe, a zona mineralizada ocorre ao longo da charneira de um sinclinal assimétrico com caimento de eixo SW-WSW (Cf. Lab & Costa 1992; Pinheiro 1997; Tallarico et al. 2000).

Segundo relatórios internos da CVRD (Tallarico 1995a,b) citados por Moroni e colaboradores, em profundidade a mineralização de alto teor é distribuída irregularmente por uma espessura de 150m em siltitos carbonosos, ferruginosos e caulinizados, com arenitos subordinados, pertencentes à "unidade silito cinza". Um fácies de minério típico é o denominado "hidrotermalito", uma rocha laminada escura, terrosa e friável, formada por lâminas à base de quartzo e caulinita criptocristalinos intercamadas com filmes de material carbonoso e óxidos de manganês. Ocorrem também venulações irregulares de quartzo com algum sulfeto (pirita, calcopirita, bornita, covelita, digenita) e brechas com matriz de argila e óxidos-hidróxidos de Fe-Mn.

A zona de minério está inserida em uma sequência estéril de siltitos e arenitos avermelhados que contacta de forma abrupta em profundidade com uma unidade formada por rochas referidas como a quartzo-carbonato, mármore dolomítico (Tallarico et al. 1997, 2000) ou ainda dolomitos ferruginosos impuros, e que contém venulações menores de pirita e calcopirita. Arenitos localizados acima deste contato mostram-se fraturados e carbonatizados.

Detalhes de textura e composição do minério primário e secundário são apresentados a partir de dados de Tallarico e Kwitko (1996). Moroni et al. (2000) referem também que apesar do conteúdo excepcionalmente alto de metal das amostras estudadas, os minerais de minério não são visíveis, provavelmente devido a granulometria muito fina e/ou a *coatings* de óxidos-hidróxidos de Fe-Mn e argilas.

A alteração supergênica atingiria até 300 m de profundidade, seguindo as estruturas mineralizadas. A história de intemperismo ter-se-ia iniciado há mais de 70 Ma (isto é,

anterior ao Cretáceo), conforme datações Ar-Ar em minerais supergênicos de manganês contendo potássio (Cf. Vasconcelos 1996; Vasconcelos et al. 1994).

O trabalho de Moroni e colaboradores especificamente consta de estudos mineralógicos e litoquímicos (eg distribuição dos elementos maiores, traços e terras raras, cálculos de balanço de massa), cujos resultados complexos não permitiram a discriminação de efeitos de alteração hidrotermal e supergênica no depósito. Assim, a partir dos dados apresentados, não teria sido possível definir a natureza e as condições da mineralização hidrotermal primária. Apesar disto, entretanto, é colocado que os teores de metais preciosos mostram um aumento progressivo de amostras com alteração hidrotermal para amostras com alteração supegênica superimposta.

Embora aparentemente não fosse objetivo do trabalho, os autores sugerem que o fluido responsável pela mineralização primária seria magmático, com possível fonte nos granitos anorogênicos tipo Carajás (1,88 Ga). A sugestão é baseada no trabalho de Tallarico et al. (2000), os quais entretanto relacionam tentativamente a mineralização primária de Serra Pelada com intrusões dioríticas de idade ainda não estabelecida.

Um aspecto interessante do trabalho de Moroni e colaboradores é a sugestão de que o depósito de Serra Pelada foi implantado em área previamente enriquecida em ouro e platinóides. A sugestão é baseada na concentração anômala de Au-Pt-Pd em amostras utilizadas como referências de materiais não-mineralizados e na ocorrência, em meio aos metassedimentos da área, de intrusões máfico-ultramáficas como a de Luanga, mineralizada a platinóides.

Groves et al. (2001) postulam que Serra Pelada faz parte de um "potencialmente coerente (sub)grupo de depósitos a Fe-óxido Cu-Au-REE representados por Olympic Dam (Austrália), e pelos depósitos de Cloncurry (Austrália) e de Carajás". Dentro do grupo, Serra Pelada seria exemplo de depósito distal, de baixa temperatura, enquanto Palabora - depósito a magnetita-Cu-P-REE ± Au-PGE hospedado em carbonatitos também tratado no artigo - seria exemplo proximal de alta temperatura. O grupo teria como feições em comum idade tardi-arqueana(?) / paleoproterozóica, ambiente tectônico extensional or transicional (*sic*) adjacente a discontinuidades litosféricas, e associação com granitóides tipo A e/ou intrusões alcalinas; o subgrupo formaria possivelmente um virtual amplo espectro (*an arguably broad virtual continuum*) com depósitos ricos em Fe-silicato e cobre em profundidade e ricos em hematita e, relativamente, em ouro em níveis rasos.

Segundo os autores, o depósito de Serra Pelada, "de classe internacional", ocorre na mesma província de jazimentos tipo Fe óxido-Cu-Au com 200⁺ Mt (eg. Salobo, Ig. Bahia, etc.), próximo a margem cratônica e em terreno com granitóides tipo A de 2,5 e 1,9 Ga. Serra Pelada, apesar do fortemente intemperizado, parece ser um depósito pobre em enxofre com hematita e associação metálica e de TR leves similar a dos depósitos Fe óxido-Cu-Au de Carajás e outros casos^(*). Os teores de PGE, alto paládio em particular, seriam consistentes com o transporte de metais em fluidos hidrotermais ácidos e oxidantes similares àqueles que depositam minérios do "tipo" Fe óxido-Cu-Au.

(*) Notar entretanto que segundo descrições disponíveis (eg. Meirelles & Silva 1988; Tallarico et al. 2000), o depósito de Serra Pelada aparentemente não contém quantidades significativas de cobre.

Villas & Santos (2001), por outro lado, destacam os seguintes aspectos particulares de Serra Pelada no contexto da Província de Carajás:

- Único depósito de ouro espacialmente associado com rochas carbonáticas;
- Depósito com minério aurífero primário aparentemente pobre em sulfetos;
- Dobras como controle estrutural mais importante (chameira de uma sinclinal recumbente, assimétrica e mergulhante);
- Ouro rico em paládio (1-10%), ocorrendo como disseminação fina em rochas pelíticas em zonas de forte metassomatismo de manganês. (*)

No sumário geológico do artigo, as rochas carbonáticas são descritas como mármores dolomíticos compostos por grãos de quartzo e raros clastos de *iron-formation* e quartzito, imersos em matriz de dolomita, actinolita, clorita, biotita, calcita, talco e raro diopsídeo, em ordem decrescente de abundância. É também assinalado que em profundidade de 300-350 m, na parte sudoeste do depósito, foram identificadas rochas dioríticas intrusivas nos mármores. Não se tem maiores detalhes a respeito delas, exceto que elas mostram alteração hidrotermal e desenvolvem auréola de contato nas rochas encaixantes (vide abaixo).

A alteração hidrotermal (ver Tallarico et al. 2000) seria em grande parte dependente da natureza da rocha hospedeira. É feita referência a assembléia a quartzo - clorita ± calcita, muscovita, turmalina, pirita, pirrotita, calcopirita, magnetita e espessartita que ocorre tanto em veios que cortam a foliação de metassiltitos como na matriz de brechas. As rochas dioríticas estão alteradas a albita, sericita, quartzo, clorita, rutilo e carbonatos e portam também veios de quartzo contendo estes mesmos minerais, além de sulfetos. Nas encaixantes, os dioritos imprimem mineralogia tipo skarn (calcita-actinolita-diopsídeo) em rochas carbonáticas e muscovita em metassiltitos.

Os corpos de minério localizam-se na charneira de uma sinclinal recumbente, na forma de uma sela invertida (*inverted saddle-reef*), no contato entre o mármore dolomítico e um metassilito carbonoso, dentro de um envelope de jasperóide com espessura de 5 a 50 m. O mencionado silito é a principal rocha hospedeira da mineralização; ele pode conter até 10% de carbono amorfo, 40% de hematita, 15% de goethita e 15% de óxidos de manganês, além de traços de sulfetos. A sequência é perturbada por dobras e falhas que constituíram tanto canais para migração dos fluidos mineralizantes como importantes *traps* estruturais (eg. zonas de charneira e brechas tectônicas) para deposição de minério. Os sulfetos teriam sido eliminados por alteração supergênica, processo que teria também promovido reconcentração do ouro, além da decalcificação do mármore com geração de brechas de colapso.

O jasperóide é considerado um produto de alteração importante, com aparente implicação quanto à tipologia do depósito. Em relação ao tema, Villas & Santos (2001) referem que associação litológica análoga à de Serra Pelada pode ocorrer em depósitos tipo Carlin, eg. Yankee Basin, Nevada, onde o contato entre calcáreos

(*) Novamente: Outro aspecto peculiar de Serra Pelada, talvez ainda não devidamente avaliado, é que Serra Pelada é o único depósito aurífero sem cobre da cobertura Águas Claras; outros depósitos *gold-only* da província, nos terrenos granito-*greenstone*, são interpretados tradicionalmente (eg. Villas & Santos 2001) como mesotermiais, orogênicos.

e folhelhos sobrejacentes é marcado pelo desenvolvimento de jasperóides (Hullen & Collister 1999 são citados; Berger & Bagby 1991 representam outra boa fonte).

Um reforço a esta teoria é a sugestão de Tallarico et al. (2000) de que o minério primário estaria associado com o sistema hidrotermal desenvolvido em torno da intrusão diorítica acima mencionada. Esta é reconhecida como a fonte mais provável dos metais preciosos por Villas e Santos (2001, p. 326), sem descartar contribuição de corpos máfico-ultramáficos e unidades vulcano-sedimentares arqueanas subjacentes. Além disso, conforme também já mencionado, estes últimos autores acrescentam que a circulação de fluidos hidrotermais durante o evento tectônico que deformou a sequência sedimentar foi responsável pela (re)concentração preferencial de minério em *traps* estruturais. Assim, a mineralização supostamente teria ocorrido em dois estágios, com os metassedimentos, originalmente enriquecidos a partir de fonte magmática entre outras, atuando como *source bed* para a concentração final via deformação (e metamorfismo?; ver Fig. 12 no volume anexo).

Dardenne & Schobbehaus (2002) indicam uma provável idade arqueana para o magmatismo diorítico da área e ressaltam, com base em Freitas-Silva (1999; ver também artigo de 1998), que zonas de cisalhamento tardi-arqueanas de regime transtensivo exerceram controle importante na localização do depósito.

Referências

- Berger B.R. & Bagby W.C. 1991. The geology and origin of Carlin-type gold deposits. In Foster R.P. (ed.) Gold metallogeny and exploration. Blackie, Glasgow, p. 210-248.
- Freitas-Silva F.H. 1998. Controle estrutural da mineralização aurífera de Serra Pelada, Curionópolis – PA. An. XL Congr. Bras. Geol., p. 131.
- Freitas-Silva F.H. 1999. Geologia da Serra Leste. In CAMPO – Companhia de Promoção Agrícola - Projeto Agrícola Serra Leste, v. 1, p. 171-208.
- Grainger C.J., Groves D.I., Costa C.H.C. 2002. The epigenetic sediment-hosted Serra Pelada Au-PGE deposit and its potential genetic association with Fe oxide mineralization within the Carajás Mineral Province, Amazon Craton, Brazil. In Goldfarb R.J. & Nielsen R. L. (eds.) Integrated methods for discovery: Global exploration in the 21st Century, Soc. Econ. Geol., Spec. Publ. 9, Chapter 3.
- Groves D.I., Grainger C.J., Vielreicher N.M. 2001. Palabora Cu and Serra Pelada Au-PGE: End members of the Fe-Oxide Cu-Au deposit group. GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, SEG Special Session I, p. A2.
- Hullen J.B. & Collister J.W. 1999. The oil-bearing, Carlin-type gold deposits of Yankee basin, Alligator Ridge District, Nevada. Econ. Geol., v. 94, p. 1029-1050.
- Kwitko R. 1995. Projeto Redenção: Estudos petrográficos. Rel. de Progresso, Agosto 1995. CVRD.
- Lab K.O. & Costa J.B.S. 1992. Evolução lito-estrutural do duplex Serra Pelada. An. XXXVII Congr. Bras. Geol., p. 350-351.
- Lindenmayer Z.G., Ronchi L.H., Laux J.H. 1998. Geologia e geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc., v. 28(3), p. 257-268.
- Meireles E.M. & Silva A.R.B. 1988. Depósito de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (Coords.), Principais depósitos minerais do Brasil, Volume III. Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio. DNPM, Brasília, p. 547-557.
- Meireles E.M., Teixeira J.T., Lourenço R.S. & Medeiros F. C.A. 1982. Geologia, estrutura e mineralização aurífera de Serra Pelada. An. XXXII Congr. Bras. Geol., v. 3, p. 900-911.

- Moroni M., Girardi V.A.V., Ferrario A., 2000. The Serra Pelada Au-PGE deposit, Serra dos Carajás (Pará State, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralising process. *Mineral. Deposita*, v. 36, p. 768-785.
- Pinheiro R.V.L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil. PhD thesis, Univ. of Durham, England, 408 p.
- Silva C.M.G. & Villas R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: Geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluid. *Rev. Bras. Geosc.*, v. 28, p. 315-326.
- Tallarico F.H.B. 1995a. Projeto Ouro – Serra Pelada: Relatório final de estudos petrográficos, Abril 1995. CVRD.
- Tallarico F.H.B. 1995b. Projeto Serra Pelada / Redenção: Descrições petrográficas. Dezembro 1995. CVRD.
- Tallarico F.H.B., Coimbra C.R., Costa C.H.C. 2000. The Serra Leste sediment-hosted Au-(Pd-Pt) mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 30, p. 226-229.
- Tallarico F.H.B. & Dias Chula (*sic*) A.M. 1997. Projeto Ouro Serra Leste: Estudos petrográficos do Furo 75A. Relatório Junho 1997. CVRD.
- Tallarico F.H.B. & Kwitko R. 1996. Projeto Serra Leste / Redenção: Caracterização do ouro. Relatório petrográfico Janeiro 1996. CVRD.
- Vasconcelos P.M. 1996. Palaeoclimas e evolução geomorfológica da região de Carajás. *Bol. Resum. Expand. V Simp. Geol. Amaz.*, p. 26-30.
- Vasconcelos P.M., Renne P.R., Brimhall G.H., Becker T.A. 1994. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 58, p. 1635-1665.
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineral. Deposita*, v. 36, p. 300-331.

DEPÓSITOS DE Cu-Au (Em sequências vulcano-sedimentares)

SERRA VERDE E CUTIA

Serra Verde

Desde o relatório de progresso anterior, o depósito de Serra Verde foi objeto de *abstracts* de Reis et al. (2001a,b) e de um artigo mais abrangente, de Reis & Villas (2002). Além disso, Villas & Santos (2001) também tratam do depósito, sob a mesma ótica de Reis e colaboradores.

Reis & Villas (2002) descrevem Serra Verde como constituído por duas lentes de sulfeto maciço concordantes a subconcordantes com o acamamento da unidade vulcano-sedimentar hospedeira, o Grupo Rio Novo, localmente representado por metassedimento clásticos e metabasaltos toleíticos. A unidade é colocada no mapa geológico do artigo como extensão do Grupo Tapirapé (Cf. Oliveira et al. 1994), discriminado do Supergrupo Itacaiúnas. O depósito encontra-se a cerca de 2 km norte do contato do Granito Estrela, um batólito de idade arqueira superior, intrusivo na sequência vulcano-sedimentar (Barros et al. 2002). A área do depósito encontra-se também no âmbito de zonas de cisalhamento regionais.

A lente maior de minério maciço, medindo 30x15x10 m, é constituída por 70% de sulfetos, dos quais 85% é calcopirita; a ganga inclui magnetita, ilmenita e fluorapatita, além de quartzo, biotita e stilpnomelano. Rochas a quartzo-clorita ocorrem em vários locais da área mas são mais abundantes na base desta lente^(*). Elas podem conter plagioclásio (oligoclásio) ou K-feldspato, além de bandas com até >20% de turmalina. A segunda lente de sulfeto maciço ocorre acima da primeira, dentro de biotita-muscovita-clorita-quartzo xistos. Sulfetos disseminados (até 2%, com calcopirita predominante) também ocorrem no depósito, sendo observados preferencialmente nas rochas a quartzo-clorita junto à lente maior de sulfeto maciço. A mineralogia relacionada ao intemperismo do depósito inclui oxidados de cobre, além de goethita e hematita com estrutura celular (*boxworks*) (Costa & Costa 1985).

Outros elementos da geologia local são corpos concordantes de rochas metabásica e camadas de metarcóseos; "rocha encaixante brechóide", de origem tectônica ou hidráulica (Cf. Reis 2000), com fragmentos de rochas metamáficas e a quartzo-anfibólio e matriz areno-argilosa e silicosa; e um veio de quartzo leitoso subvertical, com 50 m de comprimento por 8 m de largura, disposto discordantemente em meta-renitos cinzentos. Segundo Barros et al. (2002), este veio seria relacionado geneticamente com o Granito Estrela.

Em termos de alteração hidrotermal, os autores reconhecem um evento singenético subaquoso com assembléias ricas em albita, quartzo, clorita, actinolita e turmalina, além de efeitos relacionados ao batólito Estrela (metamorfismo de contato, alteração não especificada) e a zona de cisalhamento superimposta (propilitização, passível de ser confundida com a alteração singenética).

(*) De acordo com Villas & Santos (2001), esta lente ocorre dentro de metabasaltos ricos em quartzo e quartzo-clorita; ao longo do *footwall* estas rochas contêm buchos (*pods*) de quartzo com sulfetos ± apatita ± ilmenita.

Segundo Reis e Villas (2002), a natureza maciça, a disposição (sub)concordante, a ocorrência de turmalinitos estratiformes associados às lentes de minério e o padrão da alteração interpretada como singenética são feições de Serra Verde consistentes com classificação do depósito como sulfeto maciço vulcanogênico (VMS). A isto pode-se aduzir que a ocorrência de rochas a quartzo-clorita com pods de quartzo e mineralização disseminada no *footwall* do depósito sugere zona de conduto do modelo VMS. Feições destoantes de depósitos VMS seriam a composição muito rica em calcopirita e a ocorrência de fluorapatita e ilmenita no minério. Esta composição anômala é tentativamente explicada através da contribuição para o sistema exalativo de fluido rico em Cu, P e Ti proveniente de fonte magmática subjacente.

De acordo com o quadro exposto, os autores sugerem classificação de Serra Verde como VMS tipo Besshi no qual o conteúdo de cobre extraído da sequência hospedeira (eg. basaltos toleíticos) pela célula exalativa foi acrescido de mais cobre, além de titânio e fósforo, fornecidos por fonte magmática. Os autores sugerem que esta fonte poderia ser o magmatismo representado por corpos básicos subvulcânicos tipo Borrachudo que ocorrem na região e que contêm rochas ricas em apatita e titanita associadas com sulfetos (Farias et al. 1996; Figueiredo & Villas, no prelo).

Quanto à abundância de calcopirita, ela tem sido reconhecida em alguns depósitos VMS. Em Isua, Groenlândia, por exemplo, ocorrem sulfetos maciços contendo até 70% de calcopirita e 10% de magnetita, além de pirrotita entre outros minerais. O depósito está alojado numa sequência vulcano-sedimentar arqueana inferior (>3.76 Ga), de fácies anfibolito baixo, à base de sedimentos clástico-químicos e basaltos de rift oceânico, na qual ocorrem também *iron-formations* fácies óxido com reservas de 2 Bt @ 34% Fe (Appel 1979).

Villas & Santos (2001) apresentam dados similares aos acima colocados e conduzem sua interpretação para o depósito segundo a mesma linha. Os efeitos da intrusão do Granito Estrela sobre as lentes de sulfetos, por exemplo, são especificamente mostradas (p. 306 e 323) como evidência de que o depósito é mais antigo do que a intrusão, isto é, não tem com ela nenhuma relação genética.

Deve-se finalmente colocar que resultados geocronológicos para o depósito de Serra Verde apresentam problemas e não comprovam a origem singenética para ele preconizada (eg. Reis et al. 2001a; ver lista de referências).

Cutia

Segundo Domingos e Santos (2001), Cutia é um depósito a Cu-Au que, à semelhança de Serra Verde, está associado à sequência vulcano-sedimentar Rio Novo. Mais especificamente, a mineralização está alojada em lentes de anfibolito alterado que mostram forte deformação (foliação milonítica, cataclastos também citados). O depósito foi descoberto por garimpeiros, tendo sido intensamente trabalhado para ouro no final dos anos 80. O metal ocorre em um gossan que é subdividido em três zonas: uma crosta ferruginosa superior, uma brecha com goethita no meio e uma brecha com sulfetos na base; esta última zona já representa a transição entre a parte oxidada (duas zonas superiores) e a parte redutora inferior do perfil de intemperismo, ainda não exposta pelo garimpo.

A crosta ferruginosa, à base de goethita, é compacta, cavernosa. A brecha oxidada é constituída por fragmentos centimétricos de quartzo e matriz de turmalina dravítica e goethita; partículas de ouro de 5-10 μm ocorrem imersas na goethita. As brechas

sulfetadas aparecem a partir de 30-35 m de profundidade. Elas mostram também fragmentos de quartzo, e a matriz contém turmalina, malaquita, sericita, clorita e sulfetos (pirita e, menos, calcopirita, algo intemperizadas), além de ouro com granulometria de 10-20 μm incluso em sulfetos ou na goethita.

As brechas são consideradas produtos de cisalhamento rúptil e a mineralização é interpretada como de origem hidrotermal. A alteração supergênica liberou e concentrou o ouro no chapéu de ferro, facilitando assim a sua extração.

Domingos & Santos (2002) designam as rochas hospedeiras do minério secundário de Cutia de gossan ou 'sequência gossanizada', que consta de uma crosta ferruginosa superficial à base de óxido / hidróxido de ferro, e brechas turmaliníferas gossanizadas. Estudos químicos de elementos traços, entre outros, indicam que a zona oxidada é empobrecida em Pb, Co, Cu e Zn em relação ao *clark* destes elementos na crosta continental. Os maiores teores de ouro (15 ppm em média) ocorrem em um nível intermediário (N3) do perfil, com espessura de 10 m. Pela análise de elementos maiores e traços, os autores concluem que o material mostra quimismo de um gossan típico.

Referências

Appel P.W.U. 1979. Strata-bound copper sulfides in a banded iron-formation and in basaltic tuffs in the early Precambrian Isua supracrustal belt, West Greenland. *Econ. Geol.*, v. 74, p. 45-52.

Barros C.E.M., Barbey P., Costa Jr. P.R. 2002. Venulação e fraturamento hidráulico em rochas metabásicas encaixantes do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás. In Klein E.L. et al. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 133-142.

Entre os vários tipos de veios e venulações (com estrutura rúptil indicada por *stockworks* e feições brechóides) relacionados ao granito, os autores citam bolsões e veios de quartzo de espessura métrica em rochas metabásicas que ocorrem localmente na "auréola interna" no norte do granito. Os veios mostram concentrações de sulfetos (pirita, calcopirita) e ouro, conforme exemplo do garimpo de Serra Verde, situado a menos de 2 km do contato norte do maciço granítico.

Costa W.A.M. & Costa M.L. 1985. Os minerais verdes de Serra Verde (região de Carajás). *An. II Simp. Geol. Amaz.*, v. 2, p. 189-199.

Autores descrevem oxidados de cobre de Serra Verde que compreendem fostatos (pseudomalaquita, libethenita), carbonatos (azurita, malaquita), silicato (crisocola) e sulfato (brochantita), associados a goethita, hematita e quartzo. A assembléia é produto de alteração intempérica a partir de anfíbólio-magnetita xistos mineralizados a sulfetos de cobre. O fosfato pseudomalaquita é o mineral verde mais abundante, sendo geralmente confundido com a malaquita. Hematita e goethita são também abundantes e mostram *boxworks* derivados de sulfetos de cobre (ver microfotografias 5, 7 e 8 do artigo) que é feição comum em *gossans* (embora esta palavra não seja especificamente utilizada no texto).

Domingos F.H.G. & Santos M.D. 2001. Petrografia e minerografia do gossan aurífero da Cutia, Carajás-PA. *An. VII Simp. Reg. Geol., Resum. Expand. em CD-ROM*.

Domingos F.H.G. & Santos M.D. 2002. Geoquímica da zona oxidada do gossan aurífero da Cutia, Carajás-PA. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 594.

Farias E.S., Villas R.N., Medeiros Fº C.A. 1996. O Alvo Borrachudo, região de Carajás, PA: aspectos petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos. *Bol. Resum. Expand. V Simp. Geol. Amaz.*, p. 134-136.

Figueiredo E.M.F. & Villas R.N. Petrologia do corpo máfico Borrachudo, Província Mineral de Carajás, com ênfase nas rochas ricas em Fe-P-Ti. *Rev. Bras. Geoc.* (submetido).

Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S., Jorge João X.S. 1994. Geologia da Folha Serra Pelada. In Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. (org.) Serra Pelada Folha SB.22-X-C - Estado do Pará. Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Parte II, Cap. 2, p. 32-65.

Reis F.N. 2000. Origem e evolução do depósito de sulfetos de Serra Verde, Curionópolis (PA), com base em dados geológicos, petrográficos, mineralógicos e isotópicos de Pb. Tese Mestr. Centro Geoc. UFPA, 228 p.

Reis F.N., Macambira M.J.B., Villas R.N., Krymsky R. 2001a. Estudo isotópico do depósito cupro-aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.

Tentativa de datação da mineralização e rochas hospedeiras através de isótopos de Pb. Resultados complexos, composições isotópicas muito radiogênicas, dificultando definição de fonte e idade para a mineralização mas indicando, apesar do problema, idade provavelmente compatível com o Gr. Grão Pará (!) para as encaixantes, e sugerindo fusão/contribuição crustal para o granito Estrela.

Reis F.N., Pinheiro R.V.L., Villas R.N. 2001b. Depósito de Serra Verde – Implicações estruturais no contexto tectônico regional da Serra dos Carajás (PA). An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.

A lente principal de sulfeto maciço é concordante com a foliação mais antiga (tipo I), NW-SE, que segue aproximadamente os contornos do Cx. Granítico Estrela. Uma segunda foliação (tipo II) corresponde à foliação milonítica rúptil-dúctil que muitas vezes corta a do tipo I. Autores salientam que o *trend* NW-SE é o mesmo de outros depósitos de Cu-Au na região (Cristalino, Gameleira, etc.).

Reis F.N. & Villas R.N.N. 2002. Mineralização e alteração hidrotermal no depósito cupro-aurífero de Serra Verde, província mineral de Carajás. Rev. Bras. Geoc., v. 32, p. 69-86.

Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. Mineral. Deposita, v. 36, p. 300-331.

SALOBO

Os principais artigos sobre Salobo tornados disponíveis desde o relatório de progresso anterior foram os de Souza & Vieira (2000) e Réquia e Fontboté (2000a,b). Outras fontes (*eg. abstracts*) são indicadas especificamente na lista de referências.

Segundo Souza e Vieira (2000), o Grupo Ig. Salobo na área do depósito compreende corpos lenticulares de vários tipos petrográficos, incluindo rochas ricas em ferro (originalmente precipitados químicos e/ou hidrotermalitos, *sic*), metagrauvacas, quartzitos e anfibolitos (metabasaltos toleiíticos de ambiente oceânico - *ocean basin forming environment*). Os dois tipos de *iron-formations* anteriormente definidos, um rico em magnetita (Fe) e outro em silicatos (Al) (Vieira et al. 1988; Lindenmayer 1990, 1998), são referidos como xistos X1 e X3, respectivamente, e constiuem as principais rochas hospedeiras do minério, com teores médios 2,58% Cu (X1) e 1,5% Cu (X3). A concentração de alumínio reflete contribuição detrítica, o que está de acordo com a ocorrência comum de metagrauvacas intercaladas nos *iron-formations*, referida no texto.

Formações ferríferas bandadas são descritas separadamente dos *iron-formations* acima mencionados. Elas aparentemente ocorrem fora da área do depósito (a SE e NE), em contato gradacional com muscovita-quartzitos e paragneisses, e atingem até 100 m de espessura, sendo compostas essencialmente por lâminas alternadas de quartzo, hematita e grunerita (sem magnetita?). Rochas a quartzo-clorita e a quartzo-K-feldspato são encontradas junto a zonas de cisalhamento rúptil, sendo consideradas produtos de alteração hidrotermal, tendo comumente gnaisses como protólitos.

Outros elementos da geologia local são os já conhecidos granitos *Old* e *Young Salobo*. O primeiro, de idade neoarqueana (2,57 Ga), é descrito como um augita-hornblenda-granito com clorita e magnetita, sintectônico, milonitizado e brechado. É relativamente enriquecido em sódio. O segundo é do tipo anorogênico, mais potássico, e datado de 1,88 Ga.

A geometria e distribuição das unidades litológicas locais, minério inclusive, é fortemente controlada por *thrusting* associado a zona de cisalhamento dúctil regional tardi-arqueana de ca. 2,85 a 2,76 Ga (citando Machado et al. 1991) mas que teria, segundo os autores, afetado também o granito *Old Salobo*. A sequência hospedeira como um todo seria alóctona. O resultado desta deformação é a lenticularização acima referida, além de imbricação generalizada em várias escalas e *layering* tectônico, o que dificulta ou mesmo impede o estabelecimento de relações estratigráficas. Segundo os autores (ver também Lindenmayer 1998), a deformação foi acompanhada de metamorfismo progressivo de alto grau (750 °C), seguido de intenso K-metassomatismo a 650-550 °C; posteriormente, já em evento transtensivo (rúptil) e temperaturas mais baixas, ocorreu intensa cloritização. O conjunto de alterações dificulta a definição de protólitos. No texto, não existe referência específica a Fe-metassomatismo.

O minério consiste de calcocita e bornita, com calcopirita subordinada, disseminadas em xistos como proporções variadas de magnetita, anfibólio (hastingsita, grunerita) fayalita, granada (almandina, espessartita), biotita, quartzo e plagioclásio. Os *ore shoots* são lenticulares com teor de cobre acompanhando estreitamente o de magnetita. Os diferentes tipos petrográficos de xistos no depósito (X1 a X5) dispõem-se de forma complexa e descontínua dentro de uma superfície envoltória ondulada que se estende por 4 km segundo WNW-ESE, atingindo largura entre 100 m e 600 m. O depósito é conhecido até uma profundidade de 750 m, com reservas

estimadas de 789 Mt @ 0.96%Cu, 0,52 g/t Au (p. 213). Outros números de reservas apresentados pelos autores para Salobo 3 Alfa (p. 223) são:

<i>Cut off</i>	Mt	% indic	%Cu	g/t Au	% Magn	% C	% S	% F
0	1.926	78	0,59	0,34	6,07	0,16	0,27	0,23
0,4	1,297	80	0,74	0,43	7,71	0,16	0,33	0,27
0,6	746	82	0,93	0,56	9,79	0,18	0,39	0,32

O minério seria geneticamente relacionado com deformação estrutural e alteração hidrotermal, as quais geraram, modificaram e redistribuíram espécies minerais de interesse econômico (p. 220; ver também Siqueira 2001). Com base em similaridade de mineralogia de minério, associação geoquímica, padrão de alteração e contexto tectônico, os autores admitem que Salobo pode ser colocado na classe de depósitos a Fe óxido-Cu-Au. O contexto tectônico mais provável seria "extensional ensialico com formação de bacia oceânica" (*most likely one of extensional continental crust accompanied by ocean basin formation*). Citando Lindenmayer (1990), os autores referem que fortes anomalias positivas de Európio e correlações Fe-ETR e Fe-Cu, eg. em xistos tipo X1, seriam sugestivas de origem hidrotermal para o cobre e o ferro mas em estágio anterior ao primeiro evento metamórfico.

Para Réquia & Fontboté (1998; in Souza e Vieira 2000), o primeiro evento hidrotermal em anfibolitos incluiria um metassomatismo sódico (substituição de Ca-plagioclásio por Na-plagioclásio) e um potássico extensivo (substituição até total de plagioclásio por K-feldspato). O segundo evento seria propilitico, com infiltração de fluidos com cálcio e cloritização intensa. Venulações de quartzo com fluorita, stilpnomelano, allanita, calcopirita, molibdenita, cobaltita e ouro teriam sido introduzidas no segundo estágio. Em função dos teores de K₂O, Réquia e Fontboté (2000a) discriminam em Salobo metabasaltos que sofreram alteração potássica com diferentes intensidades. Tipos muito alterados ocorrem na zona principal de minério, o que sugere relação direta entre metassomatismo alcalino e mineralização. Os autores acrescentam que o minério contém concentrações relativamente elevadas de ETR leves, U, F, Ag e Mo, enquanto que os *iron-formations* (bandados?) seriam depletados nestes elementos. A classificação utilizada para Salobo, também com base em assembleias de alteração, associação geoquímica e mineralogia de minério, é a mesma referida no parágrafo anterior (classe Fe óxido-Cu-Au).

O quadro acima é mais detalhado em Réquia & Fontboté (2000b, 2001) mas nestas versões a alteração sódica seria apenas incipiente e biotita também faria parte da alteração potássica. Um significativo aumento em teor de FeO (até 35 wt%) nos anfibolitos é marcado pela substituição de Ca-anfibólio por Mg-Fe-anfibólio. Assim, alteração hidrotermal a Fe-K seria aquela predominante no estágio de mineralização.

O termo *iron-formation* é restrito por estes autores para rochas de origem sedimentar inferível, enquanto que as 'formações ferríferas' mineralizadas I e II de Lindenmayer (1990) (com >50% e entre 10-50% magnetita, respectivamente) são denominadas *iron-rich rocks* I e II. Diferenças geoquímicas e texturais entre magnetitas de *iron-rich rocks* e BIFs típicos seriam sugestivas de origem hidrotermal para a mineralização. Por exemplo, magnetitas idiomórficas e teores elevados de metais e fluor seriam características das *iron-rich rocks* e implicariam, segundo os autores, numa origem hidrotermal para estas magnetitas e por extensão também para a mineralização

associada. Além disso, outras evidências petrográficas (eg. magnetita do minério cortando granada rotacionada; calcopirita inclusa em fayalita) e dados geocronológicos preliminares (ca. 2,55 Ga, Re-Os e Pb-Pb em molibdenita, calcopirita, bornita e magnetita) indicariam que a mineralização é posterior ao metamorfismo.

Completando o quadro, dados de inclusões em quartzo de veio e apatita indicando fluidos de alta salinidade, associados a resultados de isótopos de enxofre em calcopirita e bornita (D34S 0.2-1.6 por mil) e oxigênio (valor 18O com forte moda em 7 por mil para fluidos *ore-stage* a 485 °C), seriam sugestivos de importante componente magmático nos fluidos mineralizantes.

Os autores concluem que as suas investigações atuais mostram que pelo menos parte dos óxidos de ferro de Salobo é provavelmente epigenética e relacionada com grandes sistemas hidrotermais. E aduzem que os dados disponíveis apontam para a inserção do depósito dentro do grupo Fe óxido-Cu-Au, conforme já mencionado acima.

Referências

Carvalho J.A.A. & Figueiredo B.R. 2002. Estilos de mineralização das jazidas de Cu e Au do Salobo 3A e Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 210.

Autores referem sucintamente mineralogia e textura dos minerais de minério dos depósitos de Salobo e Igarapé Bahia.

Lindenmayer Z.G. 1990. Salobo, Carajás, Brazil: Geology, geochemistry and metamorphism. PhD Thesis, Univ. Western Ontario, Canada.

Lindenmayer Z.G. 1998. O depósito de Cu(Au-Mo) do Salobo, Serra dos Carajás, revisitado. Workshop Depósitos Minerais Brasileiro de Metais-Base. UFBA / ADIMB / SBG, Salvador, p. 29-37.

Machado, N.; Lindenmayer, Z.; Krogh, T.E.; Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.*, v. 49, p. 329-354.

Réquia K. & Fontboté L. 2000a. The Salobo iron oxide Cu (-Au) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil: Evidences of hydrothermal alkali metassomatism in the host amphibolites. An. 31st Internat. Geol. Congr., Abstract.

Réquia K. & Fontboté L. 2000b. The Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás, northern Brazil. In Porter T.M. (ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits*. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. p. 225-236.

Requia K. & Fontboté L. 2001. The Salobo iron oxide copper-gold hydrothermal system, Carajás Mineral Province, Brazil. GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, SEG Special Session I, p. A2.

Siqueira J.B. 2001. Controle das mineralizações do depósito de cobre e ouro Salobo 3A (Carajás/PA) – Revisitado. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.

Feições estruturais indicam que sulfetos de cobre foram remobilizados para zonas de cisalhamento durante a evolução da zona de cisalhamento Salobo. Segundo o autor, zonas de cisalhamento no interior das sequências supracrustais locais foram responsáveis pela criação de condutos apropriados por onde percolaram fluidos que "respondem pelas transformações hidrotermais e pelo transporte e deposição das mineralizações".

Siqueira J.B. & Xavier R.P. 2001. Microtermometria das inclusões fluidas da fluorita e características do depósito Salobo 3A (Carajás/PA). An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. Em CD-ROM.

Inclusões fluídas em fluorita de xistos mineralizados (galeria 3AG3). Fluorita e subordinadamente bornita e calcocita, com ela coexistentes e ocupando os mesmos sítios estruturais, formadas a partir de fluidos com salinidade relativamente mais baixas do que aqueles que depositaram o minério principal de Cu-Au.

Souza L.H. & Vieira E.A.P. 2000. Salobo 3 Alpha deposit: Geology and mineralisation. In Porter T.M. (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. 213-224.

Vieira E.A.P., Saueressig R., Siqueira J.B., Silva E.R.P., Régo J.L., Castro F.D.C. 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A. Anais XXXV Congr. Bras. Geol., Anexo 'Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais', p. 95-111.

Referências Adicionais

Fernández O.J.C., Costa M.L., Pöllmann H., Brandão P.R.G. 2002. Quantificação de minerais de minério complexos a partir de imagens de microscopia eletrônica de varredura: O exemplo de Salobo (Carajás, Brasil). In Klein E.L. et al. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 283-289.

Réquia K. & Fontboté L. 2000c. Hydrothermal alkali metasomatism in the host amphibolites of the Salobo iron oxide Cu (-Au) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. In Stanley et al. (eds.) Mineral deposits: Processes to processing, Proceedings. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 1025-1028.

Silva E.R.P. & Kotschoubey B. 2000. Alteração supergênica do depósito de cobre-ouro do Salobo, Serra dos Carajás – PA, com ênfase no comportamento do cobre. Rev. Bras. Geoc., v. 30, p. 623-630.

POJUCA - GAMELEIRA

Houve ultimamente um aporte significativo de novos dados sobre o depósito de Gameleira, particularmente através dos artigos de Lindenmayer et al. (2001a,b,c; 2002a,b,c), mas também por Galarza e Macambira (2002).

Segundo Lindenmayer et al. (2001c em especial), o depósito de Gameleira consta de mineralização a Cu-Au de três estilos diferentes, *strata-bound*, filoneano e disseminado, de idade paleo- a mesoproterozóica, alojados em zona de cisalhamento dentro de uma sequência vulcânica andesítica e subvulcânica gábrica neoarqueana. Dados litoquímicos indicariam um ambiente de arco continental ou arco de ilhas para estas rochas. Os andesitos mostram texturas reliquias (porfírica, subofítica) e dariam origem a biotita xistos em zonas de deformação e alteração. Uma intensa biotitização com idade de 1,73 Ga (Ar-Ar) é referida. Os gabros também mostram-se biotitizados em maior ou menor grau. São também reconhecidos na área um sienito aplítico, associado ao granito anorogênico tipo A Pojuca (1,88 Ga), e o sienogranito leucocrático Gameleira, de 1,58 Ga, com assinatura litoquímica diferente daquela do Granito Pojuca.

Ainda segundo os mesmos autores, a mineralização *strata-bound* está hospedada em, ou propriamente constitui, rochas bandadas, anteriormente classificadas como *iron-formations*, compostas por quartzo, magnetita, grunerita e biotita, e dispostas ao longo do contato entre o pacote vulcânico mencionado e um sill máfico. Mais especificamente, ouro e cobre concentram-se nas bandas ricas em magnetita. As rochas são referidas como um grande veio bandado(!) e reinterpretadas, junto com a mineralização, como resultantes de alterações (ferrificação, sulfetação e silicificação) com idade de 1,84 Ga (Sm-Nd, isócrona em rocha total). O protólito não é especificado.

O minério filoneano é constituído por veios de quartzo com sulfetos (calcopirita, bornita, pirita, molibdenita, cobaltita, Co-pentlandita) e ouro, além de uraninita, fluorita, turmalina e biotita verde. Corte esquemático da jazida em Lindenmayer et al. (2001c, p. 133) mostra veios mergulhantes (~40-60°) com até 600 m de extensão *downdip*. Sulfetos e biotita destes veios fornecem idade Sm-Nd de ca. 1,7 Ga. A mineralização disseminada é subordinada; ela é composta pelos mesmos sulfetos e óxidos dos veios, e ocorre em todas as rochas da jazida, sempre associada com biotita verde.

Todas as variantes da mineralização seriam provenientes do mesmo evento hidrotermal com fonte no sienito aplítico associado ao Granito Pojuca, que ocorre próximo ao depósito. Os sienito é portador de calcopirita, fluorita e turmalina disseminadas e em vênulas. Segundo os autores, a duração do evento pode ter sido de até cerca de 200 milhões de anos(!). Já o granito Gameleira é desprovido de sulfetos e não teria relação com a mineralização (ver também Ely et al. 2001, no item referências).

Dados petrológicos, litoquímicos e de geobarometria, química mineral, inclusões fluidas e isótopos estáveis são também apresentados, e sugerem, entre outras, fonte magmática (isótopos S) e profunda (isótopos C,O) para a mineralização. O sistema hidrotermal estaria situado a profundidade moderada (cerca de 7 km), envolvendo fluidos sem influência de água meteórica. Correlação alta entre elementos como Cr, MgO, CaO e Au indicaria, por sua vez, contribuição específica de fonte máfica. Mas uma relação inequívoca entre sienito aplítico "Pojuca" e a mineralização seria comprovada pela idade paleoproterozóica do minério e pela coincidência de padrões ETR do minério, dos hidrotermalitos e do sienito (Lindenmayer et al. 2001c, p. 133). Uma idade Pb/Pb de 1,77 Ga para o minério venular é citada à p.134.

Em termos de tipologia, a conclusão dos autores é a de que Gameleira corresponderia a um depósito mineral da classe Fe óxido-Cu-Au, "portador de forte controle magmático", sendo caracterizado como tal pelo baixo conteúdo de S e elevados teores de F-U-ETR. A assembléia de minerais de alteração, a paragênese sulfetada e a associação de metais (Fe-Au-Mo-Co-U-F-ETR) encontradas em Gameleira seriam semelhantes às de depósitos do distrito Cloncurry, Austrália, tais como Ernest Henry, Monakoff e Mount Kalbadon (grafado Mount Kalkadoon, na obra citada, Williams 1998b). Gameleira mostraria grande semelhança também com o depósito Fe óxido-Cu-Au-Mo de Allebouda, norte da Suécia, associado a aplitos potássicos de idade proterozóica (Öhlander et al. 1989)^(*).

Os autores citam Williams (1998 b) e Pollard (1998) para afirmar que depósitos "tipo Fe óxido" proterozóicos ocorrem em terrenos cratônicos^(**), controlados por grandes estruturas tectônicas, e se associam a magmatismo anorogênico, ou ensialico, estando temporalmente concentrados no intervalo 1,8-1,4 Ga. Segundo Lindenmayer e colaboradores, os depósitos Fe óxido de Carajás "parecem apresentar quase todas estas feições".

Deve-se também acrescentar aqui que uma comparação de Pojuca (extensão de Gameleira) com os depósitos do distrito de Cloncurry já havia sido anteriormente sugerida por Winter (1994).

Galarza e Macambira (2002) também apresentam novas informações sobre Gameleira. Estes autores colocam que rochas máficas intrusivas (RIM) desta área cortam biotita-xistos, metavulcânicas máficas (RMV) e formações ferríferas e/ou hidrotermalitos (*sic*). Intrusivas félsicas locais constam dos granitos Deformado (2,56 Ga), Pojuca (1,87 Ga) e Gameleira (1,58 Ga). Alterações hidrotermais citadas são biotitização, cloritização, sulfetação, turmalinização e silicificação. Estudos petrográficos e geoquímicos indicariam que metandesitos basálticos e quartzo dioritos têm fonte magmática comum e permitiriam inferir para estas rochas, apesar da alteração, uma natureza toleítica e ambiente de rift continental.

Zircões de RIM fornecem idade de 2,7 Ga, indicando sua contemporaneidade com os gabros do depósito de Águas Claras. Análises Pb-Pb em rocha total e em calcopirita de RMV fornecem idades de 2.246 ± 30 Ma e 2.422 ± 12 Ma, respectivamente, enquanto lixiviados de calcopirita retornam idades de $2.218 \pm$ Ma e 2.190 ± 42 Ma. As idades são interpretadas como rejuvenescimento parcial ou total provocado pelas intrusões proterozóicas (1,58 e 1,88 Ga) e/ou metamorfismo de baixo grau

(*) Sobre as comparações aventadas: Ernest Henry é um depósito de porte significativo (167Mt @ 1.1%Cu, 0.5g/t Au) hospedado em metavulcânicas, provavelmente uma suite diferenciada máfica a félsica. O minério, à base de magnetita-calcopirita-pirita, forma a matriz de uma brecha controlada por *shear* rúptil-dúctil. Dados geofísicos indicam abundantes plutons graníticos próximo ao depósito (Williams 1998b). A associação de metais e a ganga são em parte similares a Gameleira.

Monakoff é um depósito pequeno (1Mt@1.5%Cu e 0.5g/t Au), próximo a Ernest Henry, no qual a mineralização é superimposta a BIF mas controlada por foliação de cisalhamento D3 possivelmente síncrona com um batólito granítico mesoproterozóico. A "estratigrafia reativa" (isto é, rochas com magnetita) possivelmente controlou a mineralização (Davidson 1998; Williams 1998b). O depósito é rico em Ba-Ca-Mn, que aparentemente faltam em Gameleira. Mt. Kalkadoon é uma ocorrência menor a Cu-Au-(Co-As-U-ETRL) e não existem outras informações sobre ela em Williams (1998a,b). Allebouda não pode ser comentado porque o artigo citado não está disponível.

(**) Embora a região de Cloncurry faça parte de um *fold belt*!

associado aos sistemas transcorrentes que incidem sobre a área. De acordo com estes autores, RMV e suas mineralizações devem ser contemporâneas àquelas dos grupos Igarapé Bahia, Grão Pará e Igarapé Salobo, "levando-se em conta as similaridades e a idade do anfibolito do Grupo Igarapé Pojuca (2,73 Ga)".

Os autores também colocam que fluidos enriquecidos em elementos como U, Th, ETR, entre outros, provenientes das intrusões graníticas, certamente afetaram os sistemas isotópicos das rochas e da mineralização, mascarando ou rejuvenescendo totalmente seus registros isotópicos originais. Além disso, estes autores observam que dados de Nd obtidos em rochas de Gameleira (e de Igarapé Bahia; (ver também Galarza et al. 2002) sugerem "participação de crosta continental mais antiga no magma original, gerado possivelmente num ambiente de rifte ensiálico, conforme proposto para as demais seqüências vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas".

Referências

Davidson G.J. 1998. Variation in copper-gold styles through time in the Proterozoic Cloncurry goldfield, Mt Isa Inlier: a reconnaissance view. Austral. J. Earth Sci., v. 45, p. 445-462.

Ely F.M., Althoff F.J., Lindenmayer Z.G. 2001. Petrografia e geoquímica dos granitóides dos depósitos Gameleira e Pojuca, Serra dos Carajás. An. VII Simp. Reg. Geol., Resum. Expand. em CD-ROM.

Granitóide do Gameleira (1.53 Ga, *sic*) é um sienogranito com litoquímica diferente daquela do Granito Pojuca. Ele apresenta semelhança de idade, petrografia e geoquímica com granitos não-férteis da Supersuite Cloncurry, no distrito homônimo da Austrália (Pollard et al. 1998).

Fleck A., Lindenmayer Z.G. 2001. Caracterização do minério sulfetado do Alvo Gameleira, Serra dos Carajás. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.

Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia e evolução crustal das rochas máficas e mineralização do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil. II Simp. Vulcanismo e Ambientes Associados, Bol. Resumos e Roteiro Excursão, p. 36.

Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 2002. Geocronologia e evolução crustal das seqüências vulcanossedimentares hospedeiras dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Carajás (Pará), Brasil. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 519.

Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G., Fleck A., Galli C.P. 2002a. Alteração hidrotermal das rochas intrusivas máficas do depósito de Cu-Au de Gameleira: uma comparação com a alteração das rochas intrusivas máficas da mina de Au do Igarapé Bahia e do depósito ferrífero de S11, Serra dos Carajás. In Klein E.L. et al. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 169-190.

Rochas intrusivas máficas das três áreas – consideradas similares - mostram mesmo produto final de alteração: clor, qzo, alb, calc, serita; perda principal "calculada" nos três casos: CaO. Assinatura geoquímica nas três áreas indica fluido rico em Cl dominando na alteração inicial cálcico-sódica, produzindo albita pelo lixiviamento de Ca do plag. Posterior aumento de fO₂, pH e atividade K⁺, Si⁺⁺, permitindo estabilização da biotita, Fe-oxidação e silicificação, seguidas de aumento de salinidade e cloritização do anfibólio, biotita e turmalina. O fechamento do sistema hidrotermal teria sido controlado pelo decréscimo T junto com alteração cálcico-sódica tardia. Calcita foi depositada a T < 200 °C por aumento de atividade Ca⁺⁺, fO₂, CO₂ e pH.

Autores referem *en passant*: dois importantes sistemas hidrotermais em Carajás: um mais antigo, responsável pelos BIFs da Formação Carajás (2.74 Ga) e pelo depósito de Cu-Au de Ig. Bahia (2.77 Ga), e um mais recente, formador das mineralizações de Cu-Au de Gameleira e polimetálica de depósitos como o de Breves.

Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Althoff F.J., Teixeira J.B.G. 2001a. Hidrotermalitos: nova denominação para as formações ferríferas do Grupo Salobo-Pojuca, Serra dos Carajás, Pará. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.

Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Laux J.HI, Althoff F.J., Araújo J.C., Fleck A. 2001b. Gênese e evolução geológica do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.

Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Laux J.HI, Althoff F.J., Araújo J.C., Fleck A., Baecker C.A., Carvalho D.B., Nowatski A.C. 2001c. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: Jost (ed.), Depósitos auríferos dos distritos mineiros brasileiros. DNPM-ADIMB, p. 79-137.

Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Sial A.N. 2002b. Composição isotópica dos carbonatos do minério venular do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 520.

Dados isotópicos nos carbonatos (C,O) do minério de veio do depósito de Cu-Au de Gameleira coincidem com os de condritos e carbonatitos, indicando fonte magmática profunda para o C e O dos fluidos hidrotermais, da mesma forma que o casos dos carbonatos venulares de Igarapé Bahia. Segundo os autores, depósitos separados no tempo por 1Ga e tidos como formados por processos geológicos distintos (Igarapé Bahia e Gameleira), apresentariam a mesma assinatura isotópica para C e O.

Lindenmayer Z.G., Iyer S.S., Ronchi H., Teixeira J.B.G., Fleck A. 2002c. Geotermometria dos veios mineralizados do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 521.

Öhlander B, Billström K, Halenius E. 1989. Behavior of rare-earth elements in highly evolved granitic systems: Evidence from Proterozoic molybenite mineralized aplites and associated granites in northern Sweden. *Lithos*, v. 23, p. 367-280.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Figueiredo M.A.B.M. 2002. Comportamento magnético e natureza dos minerais opacos do Granito Pojuca. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 460.

Opacos observados no granito são magnetita, hematita, martita, ilmenita e, subordinadamente, pirita e calcopirita. Não há variações de susceptibilidade magnética nas porções hidrotermalizadas, ou seja, não houve geração ou destruição significativa de magnetita durante o processo.

Pollard P.J., Mark G., Mitchell L.C. 1998. Geochemistry of post-1540 Ma granites in the Cloncurry District, Northwest Queensland. *Econ. Geol.*, v. 93, p. 1330-1344.

Ronchi L.H., Lindenmayer Z.G., Araújo J.C., Baecker C.A. 2001. Assinatura granítica das inclusões fluidas relacionadas ao depósito de Cu-Au de Gameleira, Carajás, PA. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.

Segundo os autores, a associação de inclusões fluídas ... tal como observada no depósito de Gameleira é uma assinatura correspondente a fluídos graníticos, amplamente reconhecida na literatura.

Williams P.J. 1998a. Introduction to Fe Oxide-Cu-Au deposits. Short Course on Fe Oxide-Cu-Au Deposits. Econ. Geol. Res. Unit. James Cook Univ. Part A.

Williams P.J. 1998b. The Cloncurry Cu-Au sistem. Short Course on Fe Oxide-Cu-Au Deposits. Econ. Geol. Res. Unit. James Cook Univ. Part G.

Winter C.J. 1994. Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil. PhD Tehsis, Dept. of Geology, Univ. of Southampton, 300 p.

IGARAPÉ BAHIA – ALEMÃO

As principais contribuições recentes sobre os depósitos de Igarapé Bahia e Alemão foram apresentadas por geólogos da CVRD (Tazava & Oliveira 2000; Ronzê et al. 2000; Santos et al. 2001) e por pesquisadores da UFPa (Villas, Galarza e colaboradores 2001, 2002) e da Unicamp e CPRM (Dreher, Xavier e outros 2001, 2003; Tallarico et al. 2002). Embora sejam depósitos contíguos, Alemão e Ig. Bahia (Acamp. Norte + Acamp. Sul + Furo Trinta) têm sido tradicionalmente descritos em separado. Villas et al. (2001) tratam pela primeira vez os dois depósitos em conjunto e este artigo é utilizado como base para o presente texto. Importantes dados sobre o corpo Alemão são também usados a partir dos trabalhos de Ronzê et al. (2000) e Soares et al. (1999). Alguma repetição de material já apresentado no relatório de progresso anterior é inevitável.

Villas et al. (2001) descrevem a geologia de Ig. Bahia – Alemão, mostram suas principais rochas e alterações hidrotermais, e incluem dados de petroquímica, química mineral, inclusões fluidas e isótopos estáveis.

A estratigrafia é a mesma já apresentada no relatório anterior, constando de metabasaltos basais, brechas mineralizadas e metasedimentos no topo. Os metabasaltos são considerados, apesar da alteração hidrotermal superimposta, como prováveis toleitos de rift continental (ver também Galarza et al. 2002 a,b). As rochas piroclásticas - intercaladas nas rochas metassedimentares do topo – são ainda mantidas. Nelas os autores (Villas et al. 2001) reconhecem fragmentos de púmice mas *shards* não. Já segundo Dardenne & Schobbenhaus (2001, p. 64), piroclastos de púmice e *shards* são largamente preservados e de fácil identificação nestas rochas. Entretanto, Dreher & Xavier (2001), com base sobretudo em dados petrográficos, que estas rochas correspondem na verdade a turbiditos. No ambiente marinho profundo em que estas rochas teriam sido depositadas, a incidência de vulcanismo explosivo seria improvável. Clastos considerados de origem piroclástica são reinterpretados por estes últimos autores como fragmentos sedimentares gerados pela ação das correntes de turbidez.

Brechas *strata-bound* e discordantes (eg. no Corpo Alemão; Santos et al. 2001) são as hospedeiras mais importantes da mineralização. Os clastos provêm da parte inferior da estratigrafia (metabasaltos, *iron-formation* fácies óxido e metachert) com aparente ausência de fragmentos de metassedimentos clásticos da parte superior da sequência local^(*). A matriz contém principalmente clorita, magnetita e carbonato (siderita > ankerita) em proporções variáveis, além de calcopirita e alguma pirita e bornita disseminadas. A razão clastos / matriz é também varia, permitindo uma

^(*) Segundo Dardenne & Schobbenhaus (2001, p. 64), o "minério brechado" é associado a brechas situadas preferencialmente nos contatos, verticalizados, de sills de quartzo-diorito granofírico com as rochas sedimentares e rochas vulcânicas máficas. Segundo estes autores, as brechas são hidráulicas, polimíticas, com fragmentos angulares das rochas encaixantes e de formações ferríferas ricas em magnetita e quartzo.

A posição estratigráfica dos referidos sills, entretanto, não é especificada; presume-se que seja a mesma do enxame de diques básicos que corta o Grupo Águas Claras. Se assim for, a localização preferencial das brechas mineralizadas sugere que os sills exerçam controle sobre a mineralização e, assim, que o minério seja posterior ao Grupo Ig. Bahia. Ao final do texto sobre o depósito (p. 67), os autores admitem a possibilidade de uma fonte mista exalativa e magmática, esta última relacionada aos sills quartzo-dioríticos; neste caso, os sills seriam sinvulcânicos.

classificação aproximada em diferentes tipos que guardam relação com a composição da matriz. Brechas mais ricas e mais pobres em clastos têm matriz mais clorítica e siderítica, respectivamente (ver também Tazava & Oliveira 2000). Ronzê et al. (2000) discriminam no Corpo Alemão brechas mais ricas em clorita ou em magnetita; a estas últimas associa-se minério bandado, a calcopirita-magnetita, com zonas subordinadas de sulfeto maciço s.s^(*). Clastos estirados e orientados são bastante comuns. Clorita e sulfetos da matriz podem também mostram orientação, desenhando uma leve foliação.

Os minerais da matriz são considerados produtos de alteração hidrotermal (isto é, cloritização, magnetitização, sulfetação e carbonatização). Silicificação e turmalinização são subordinadas. Biotitização é incomum. Ela é citada mas não especificamente descrita no caso do corpo Alemão (eg. Ronzê et al. 2000), onde sericitização e albitização são também raras. Segundo (Villas & Toro 2001), enriquecimento em potássio, indicado por concentrações de stilpnomelano, da mesma forma é apenas localizado.

As brechas *strata-bound* são interpretadas como produtos de atividade hidrotermal freática (Villas et al. 2001, p. 218, citando Almada & Villas 1999) ou material vulcanoclástico de origem freatomagmática (p. 221)^(**). Transporte por corrente de detritos (*debris flow*) após o processo freático é também colocado por Almada & Villas (1999). Mas, segundo Dreher & Xavier (2001), o ambiente marinho profundo e a ausência de material piroclástico na sequência vão de encontro à hipótese de um processo freático, e a alternativa mais viável seria uma origem por *debris flow* simples, em associação com falhas de crescimento. Hipótese similar já havia sido considerada, por exemplo, para brechas intraformacionais dos depósitos N4E e Pojuca (Hoppe et al. 1987; Winter 1994).

Em artigo mais recente, Dreher et al. (2003, submetido) denominam as brechas de rochas fragmentárias (isto é, rochas contendo, além de clastos angulosos característicos de brechas, também clastos arredondados) e advogam para elas uma gênese através de processos ligados a *mud volcanoes*, conforme exemplos de rochas similares conhecidas em bacias sedimentares em associação com falhas de crescimento, alteração hidrotermal e depósitos exalativos (eg. Sullivan, British Columbia, Canadá). Assim, as brechas ou rochas fragmentárias seriam produtos contemporâneos à sedimentação, indicadores de falhas ativas e de sítios de atividade hidrotermal exalativa. As rochas fragmentárias discordantes representariam especificamente zonas de *vent* ou condutos dos vulcões de lama.

Deve-se ainda registrar que as brechas de Igarapé Bahia são consideradas hidráulicas ou hidrotermais, com conotação epigenética, por Tallarico et al. (1998a,b, 2000) e Tazava & Oliveira (2000), e que Santos et al. (2001) interpretam as brechas

(*) Evidentemente, se o minério bandado for constituído por mais do que 50% de sulfetos, ele pode também ser caracterizado como sulfeto maciço.

(**) Segundo Jackson (1997, p. 483-484), 'explosão freática' se aplica a erupção vulcânica ou explosão de materiais não incandescentes como vapor d'água (*steam*) e lama; a erupção é causada por aquecimento e conseqüente expansão de água de formação devido a uma fonte de calor ígnea subjacente. Já o termo correlato *freatomagmático* é aplicado a erupção que libera tanto vapor d'água como gases magmáticos, sendo causada pelo contato de magma com água de formação ou águas superficiais rasas (*shallow surface water*).

discordantes do Alemão também como produtos epigenéticos de origem hidráulica e explosiva, localizados ao longo de fraturas subverticais a sub-horizontais que atuaram como condutos hidrotermais.

A mineralização primária de Igarapé Bahia é na maior parte disseminada. Concentrações maciças ocorrem particularmente no corpo Alemão mas também no corpo Acampamento Sul (neste caso, Villas et al. 2001 citam Sachs 1993). A magnetita também pode formar corpos maciços espessos. No Alemão, brechas ricas em magnetita e com sulfeto bandado e maciço compõem 30-40% do minério econômico e mostram os teores mais elevados de cobre do depósito. Além de calcopirita, pirita e bornita, o minério contém covelita, calcocita e molibdenita em quantidades menores, acompanhadas de uraninita, fluorita, carbonatos de TR, monazita, ferberita, hessita, stilpnomelano e ouro e prata nativos. Evidências texturais indicam deposição aproximadamente contemporânea de todos estes minerais.

Metarritmitos e *iron-formations* da porção superior da estratigrafia também mostram mineralização, embora de importância menor. Os primeiros contêm calcopirita na forma de finas disseminações, lâminas *strata-bound* ou estratiformes e nódulos, além de alguma hematita e pirita. Os níveis de *iron-formation*, com até 2 m de espessura (Villas et al. 2001) e compostos por bandas alternadas de magnetita e chert ou calcita, mostram disseminações menores de hematita, goethita, sulfetos (calcopirita, pirita, bornita, digenita, covelita, molibdenita), clorita e fluorita.

Segundo Althoff et al. (1994), os metassedimentos contêm também veios e vênulas à base de quartzo, clorita, calcopirita, calcita e pirita. Tazava & Oliveira (2000) colocam que mineralização de teor relativamente baixo ocorre em metassiltitos com tufos intercamadados, atingindo valores de 0,1-0,5% até 1,33% Cu. Este estilo de mineralização, referido como subeconômico, é o que foi interpretado como *stringer ore* por Ferreira F^o. (1985; ver também Ferreira F^o. & Danni 1985).

Dados de inclusões fluidas de minerais da matriz das brechas indicam um fluido aquoso, fortemente salino, interpretado como água do mar modificada e que teria funcionado como agente transportador de complexos de Cu-Au, e um fluido carbônico, que formou siderita e outros carbonatos da brecha. Resultados de isótopos de enxofre indicam baixo fracionamento, fonte homogênea e temperaturas relativamente altas para o fluido mineralizante; tais condições seriam comuns em sistemas magmáticos ou ambientes vulcanogênicos arqueanos.

Já os isótopos de carbono seriam misturas compatíveis com valores mantélicos, mostrando coincidência parcial com intervalo característico de rochas carbonatíticas. Os isótopos de oxigênio mostram resultados variáveis, devendo indicar certa interação de fluido mineralizante de profundidade com águas superficiais (ver também Tazava & Oliveira 2000; Villas & Toro 2001, Xavier & Dreher 2001 e Galarza et al. 2002b).

Quanto à classificação do depósito, Villas et al. (2001) colocam que a mineralização seria do "tipo"^(*) óxido de Fe-Cu-Au-ETR de Hitzman et al. (1992). Segundo Villas e colaboradores, a suíte metálica favoreceria a classificação como "tipo" Olympic Dam, isto é, como um depósito epigenético, mas faltam a intensa alteração sódica e/ou potássica característica do "tipo", bem como granitóides pré- ou sin-mineralização.

(*) A grafia de "tipo" entre aspas é devido à precariedade da definição deste grupo como um verdadeiro tipo de depósito, eg. Porter 2000, Hitzman 2000 e Meinert 2001.

Por outro lado, uma hipótese sin- a tardi-singenética teria suporte no posicionamento estratigráfico das brechas, constituição dos clastos (dominantemente da unidade inferior), cloritização generalizada e dados geocronológicos. A isto pode-se ainda acrescentar: a natureza *strata-bound* do minério e o contexto geológico – que inclui tectônica extensiva de provável rift, sequência vulcano-sedimentar subaquosa, incidência de falhas de crescimento, às quais são associadas as rochas fragmentárias (eg. Dreher et al. 2003, submetido) e o aumento significativo de clorita e da razão Fe/(Fe+Mg) deste mineral em direção aos corpos mineralizados, que é interpretado em termos de zonas de recarga e descarga hidrotermal do modelo exalativo (Zhang & Fyfe 1995).

Óbices ao modelo VMS especificamente seriam representados pela natureza disseminada da mineralização e a dominância de calcopirita sobre sulfetos de ferro.

A conclusão final de Villas et al. (2001) é a de que apesar da composição do minérios - a óxidos de Fe e Cu-Au-U-ETR - dar suporte à "tipologia" Olympic Dam, os dados apresentados favorecem um modelo singenético a tardi-singenético em que a mineralização ocorreu no, ou próximo ao, assoalho oceânico via ação de fluidos magmáticos que interagiram com a água do mar em tempos arqueanos.

Importante suporte geocronológico para singênese é apresentado por Galarza et al. (2001, 2002a,b), através das idades tardi-arqueanas superpostas, obtidas por evaporação de Pb em zircão de metabasaltos e "rochas piroclásticas", e por Pb-Pb em calcopirita das rochas fragmentárias.

A geocronologia, entretanto, permite também outra visão genética para Ig. Bahia. Tallarico et al. (2002) apresentam idades Shrimp II (Pb/Pb) também tardi-arqueanas para rochas metavulcânicas do depósito e monazitas das brechas mineralizadas mas as monazitas fornecem registro geocronológico mais jovem em cerca de 175 Ma. Isto seria indicativo, segundo estes autores, da natureza epigenética do depósito. Os autores propõem – com base nestas datações e em feições como Fe-metassomatismo, carbonatização intensa, paragênese pobre em enxofre e enriquecimento em TR leves, U e Co - que Igarapé Bahia representa o primeiro exemplo arqueano bem estabelecido de depósito tipo Olympic Dam. A idade das monazitas indicaria relação temporal com certos granitos tipo A deformados que ocorrem na região, eg. *Old Salobo* e Itacaiúnas, datados de ca. 2,57 Ga.

Esta linha epigenética está implícita no ponto de vista de vários outros autores (eg. Tazava & Oliveira 2000; Ronzê et al. 2000; Barreira et al. 1999; Soares et al. 1999) que classificam o depósito dentro do "tipo" Fe óxido-Cu-Au de Hitzman et al. (1992).

Referências

- Almada M.C.O. & Villas R.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito de sulfeto vulcanogênico do tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev. Bras. Geol.*, v. 29, p. 579-592.
- Althoff A.M.R.; Villas R.N.; Giuliani G. 1994. A mineralização cuprífera da área Bahia, serra dos Carajás (PA): Evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geoch. Bras.*, v. 8(2), p. 135-155.
- Barreira C.F., Soares A.D.V., Ronzê P.C. 1999. Descoberta do Depósito Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). *Bol. Res. Exp. VI Simp. Geol. Amaz.*, p. 136-139.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil. Província Rio Maria e Província Carajás. Editora UnB e CPRM, Brasília, p. 46-78.

- Dreher A.M & Xavier R.P. 2001. Provável origem e processo de mineralização das brechas de Igarapé Bahia, Carajás. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.E., Martini S.L. 2003. The magnetite-Cu-Au-bearing fragmental rocks of Igarapé Bahia, Carajás Province, Brazil: products of mud-volcano activity. J. South Amer. Earth Sci., submetido.
- Ferreira Fo. C. 1985. Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás. Diss. Mestrado, UnB, 112 p.
- Ferreira Fo. C.F. & Danni J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Carajás. An. II Simp. Geol. Amaz., v. 3, p. 34-47.
- Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In Klein E.L. et al. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 153-168.
- Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Maurity C.W., Meireles H.P. 2001. Idade do depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil) com base nos isótopos de Pb. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 2002a. Geocronologia e evolução crustal das seqüências vulcanossedimentares hospedeiras dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Carajás (Pará), Brasil. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 519.
- Galarza M.A.T. Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2002b. Geocronologia e geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 493.
- Hitzman M.W. 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when and why. In Porter T.M. (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. 9-25.
- Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide-(Cu-U-Au-REE) deposits. Precambrian Research, v. 58, p. 241-287.
- Hoppe A., Schobbenhaus C., Walde D.H.G. 1987. Precambrian iron-formation in Brazil. In Appel P.W.U. & LaBerge G.L. (eds.), Precambrian iron-formations. Theophrastus Publ., Athens, p. 347-390.
- Meinert L. 2001. Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective. T.M. Porter, Ed. Australian Mineral Foundation, Adelaide, Australia. 2000. Reviews, Econ. Geol., v. 96, p. 1311-1312.
- Porter T.M. 2000. Hydrothermal iron-oxide copper-gold & related ore deposits. In Porter T.M. (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. 3-5.
- Ronzê P.C., Soares A.D.V., Santos M.G.S., Barreira C.F. 2000. Alemão copper-gold (U-REE) deposit, Carajás, Brazil. In Porter T.M. (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. 191-202.
- Sachs L.L.B. 1993. O magmatismo associado ao depósito cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil. Diss. Mestrado, IG-UNICAMP, 142 p.
- Santos M.G.S., Pinheiro R.V.L., Soares A.D.V., Ronzê P.C., Souza C.I.J., Barreira C.F. 2001. Informações preliminares sobre o quadro tectono-estrutural do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA). An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Soares A.D.V., Ronzê P.C., Santos M.G.C., Leal E.D., Barreira C.F. 1999. Geologia e mineralizações do depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás – PA. Bol. Res. Exp. VI Simp. Geol. Amaz., p. 144-147.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2002. Shrimp II U-Pb constraints on the age of the Igarapé Bahia Fe-Oxide Cu-Au-(U-REE) mineralisation, Carajás copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) Olympic Dam-type deposit. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 222.

- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia primary Cu-Au mineralization, Carajás Province: a descriptive model and genetic considerations. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 30, p. 230-233.
- Tallarico, F.H.B.; Rego, J.L., Oliveira, C.G. 1998a. Petrografia e mineralogia da sequência vulcânica encaixante da mineralização de Au-Cu de Igarapé Bahia – Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia 40, Belo Horizonte. *Anais*. p. 157.
- Tallarico, F.H.B.; Rego, J.L., Oliveira, C.G. 1998b. A mineralização de Au-Cu de Igarapé Bahia – Carajás: um depósito da classe óxido de Fe (Cu-U-Au-ETR). In: SBG – Congresso Brasileiro de Geologia 40, Belo Horizonte. *Anais*. p. 116.
- Tazava E. & Oliveira C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) deposits, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In Porter T.M. (ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits*. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. 213-212.
- Villas R.N., Galarza M.A., Almada M.C., Viana A.S., Ronzê P. 2001. Geologia do depósito Igarapé Bahia / Alemão, Província Carajás, Pará. In: Jost H. (ed.), *Depósitos auríferos dos distritos mineiros brasileiros*. DNPM-ADIMB, p. 215-240.
- Villas R.N. & Toro M.A.G. 2001. As brechas hidrotermais do depósito Igarapé Bahia, Carajás: Dados geoquímicos e de isótopos estáveis de carbono e enxofre. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Winter C.J. 1994. Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil. PhD Thesis, Dept. of Geology, Univ. of Southampton, 300 p.
- Xavier R.P. & Dreher A.M. 2001. Carbon isotopic composition of carbonates in the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province (PA), northern Brazil. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Zang W. & Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineral. Deposita*, v. 30, p. 30-38.

Referências Adicionais

- Costa M.L., Angélica R.S., Fonseca L.R. 1996. Geochemical exploration for gold in deep weathered lateritised gossans in the Amazon region, Brazil: a case history of the Igarapé Bahia deposit. *Geochimica Brasiliensis*, v. 10, p. 13-26 (in Dardenne & Schobbenhaus 2001, *op. cit.*)
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G., Fleck A., Galli C.P. 2002a. Alteração hidrotermal das rochas intrusivas máficas do depósito de Cu-Au de Gameleira: uma comparação com a alteração das rochas intrusivas máficas da mina de Au do Igarapé Bahia e do depósito ferrífero de S11, Serra dos Carajás. In Klein E.L. et al. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 169-190.
- Rocha C.S.G. & Costa M.L. 2002. Mineralogia e geoquímica dos rejeitos do minérios laterito-gossânico da mina de ouro do Igarapé Bahia em Carajás e considerações ambientais. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 676.
- Tallarico F.H.B. 2002. Occurrence of ilvaite in the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 32, p. 149-152.
- Zang W. & Fyfe W.S. 1993. A three-stage genetic model for the Igarapé Bahia lateritic gold deposit, Carajás, Brazil. *Econ. Geol.*, v. 88, p. 99-125.

CRISTALINO, SOSSEGO E KM 118

Soares et al. (2001) e Albuquerque et al. (2001) trazem novas informações sobre os depósitos de Cristalino e Km 118, respectivamente, enquanto Santos et al. (2002) descrevem o prospecto Estrela (Cu-Au), localizado 9 km a nordeste de Cristalino. Sossego é objeto de *abstract* de Marschik & Leveille (2001) e continua praticamente sem informação disponível na literatura.

Segundo Soares et al. (2001), a sequência hospedeira de Cristalino pertence ao Grupo Grão Pará, sendo constituída por metabasaltos, andesitos e dacitos com intercalações de *iron-formation*. Na região ocorrem também ortognaisses de embasamento e o granito alcalino Planalto, com idade de 2,75 Ga (zircão, evaporação Pb; Huhn et al. 1999a). Na área do depósito, são também reconhecidos corpos subvulcânicos de (quartzo)-diorito de idade 2,74 Ga (Huhn et al. 1999a), associados às rochas metavulcânicas, além de diques de gabro / diabásio e riolito pórfiro, e de uma cobertura laterítica residual e coluvial.

As rochas metavulcânicas mostram foliação penetrativa de mergulho moderado a forte para SW, além de lineação mineral com caimento moderado para SSW; os *iron-formations* exibem dobras isoclinais reclinadas, com planos axiais e eixos subparalelos à foliação e à lineação, respectivamente. O Granito Planalto exhibe foliação milonítica nos bordos mas o seu núcleo é isótropo e macroscopicamente similar aos granitos proterozóicos da região.

O estilo de mineralização predominante é descrito como um *stockwork* à base de calcopirita, pirita e magnetita, além de pirrotita, bravoita, cobaltita, milerita, vaesita e ouro subordinados. Mineralização disseminada ocorre em brechas hidrotermais com matriz a carbonato, sericita e clorita, e também em rochas metavulcânicas félsicas hidrotermalizadas. Mineralização tipo *stringer*, associada à foliação (*sic*), é também referida.

A mineralogia de alteração hidrotermal compreende microclínio, biotita e sericita (potassificação), albita e escapolita (alteração sódica), e magnetita e hematita (Fe-metassomatismo), além de anfibólio, clorita, carbonato e quartzo e, subordinadamente, apatita e alanita.

Os sítios mineralizados seriam controlados por zonas de deformação rúptil-dúctil (*sic*), que atuaram como condutos dos fluidos hidrotermais (autores citam aqui Pinheiro 2000, Projeto Cristalino, relatório de consultoria).

A informação nova específica do artigo de Soares et al. (2001) é a idade Pb-Pb de 2,7 Ga \pm 30 Ma obtida em quatro amostras de sulfetos do corpo principal de minério. A idade é similar ou um pouco inferior à do Granito Planalto e das intrusivas dioríticas associadas às rochas metavulcânicas do depósito. Assim os autores sugerem uma relação genética do depósito com um ou outro destes eventos magmáticos e consideram o depósito como do "tipo" Fe-Cu-Au-U-ETR (ver também Huhn et al. 1999b, 2000).

No caso do prospecto Estrela (230 Mt, sem indicação de teores), a mineralização consiste de sistemas de veios e vênulas contendo quantidades e combinações variadas de quartzo, fluorita, turmalina, biotita, clorita e sulfetos (calcopirita, pirita e pirrotita, com molibdenita, marcassita e pentlandita subordinadas), associados a zonas com alteração a clorita e biotita controladas por corredores estruturais aproximadamente paralelos à Falha de Carajá (*trend* NW-SE). No que tange à

prospecção, as feições que mostraram-se mais adequadas para a identificação de zonas mineralizadas, conforme comprovado por campanha de sondagem (21.000m), foram elevada polarização (anomalias de IP), baixa resistividade, baixo gradiente magnético(!) e alto teor de urânio. O modelo de prospecção utilizado foi o de depósitos do "tipo" Fe óxido - Cu-Au (Santos et al. 2002).

O depósito de Sossego, segundo Marschik & Leveille (2001), é constituído por minério a calcopirita ± magnetita ± pirita acessória ± traços de molibdenita com ganga de anfibólio-epidoto, albita, apatita, calcita, quartzo ± biotita acessória. O *footwall* é formado por rochas vulcânicas foliadas e biotitizadas, enquanto que o *hangingwall* consiste de rochas intrusivas graníticas e dioríticas / gabróicas albitizadas. Dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ("disturbed spectra") em anfibólio sugerem idade mínima de 2,2-2,3 Ga para a alteração, e a idade do depósito é indicada com arqueana tardia a proterozóica precoce (com interrogação). Em termos de gênese, Sossego representaria a porção de um sistema hidrotermal Fe óxido - Cu-Au dominada por fluidos não-magmáticos (*sic!!*), ao contrário de outros depósitos do grupo (eg. Candelária, Chile), em cujos fluidos mineralizantes um componente magmático importante pode ser detectado. Marschik & Leveille (2001) referem reservas de 355 Mt @ 1.1%, 0.28 g/t Au para o depósito. Mais recentemente, Chadwick (2002) refere 219 Mt @ 2.19% Cu and 1.14 g/t Au de recursos estimados para o depósito.

No Alvo km 118 (Albuquerque et al. 2001), a geologia consta de sequência vulcano-sedimentar de fácies xisto verde, correlacionada com o Grupo Grão Pará, constituída por metabasaltos com *pillows*, BIFs e metatufos finos a muito grossos, incluindo rochas com grãos arredondados e estratificação cruzada (não são mencionados metassedimentos). Esta sequência é intrudida por corpos gabróicos, parcialmente diferenciados, que se estendem por quilômetros, para além dos limites do alvo. Na porção sul da área do depósito, predominam granitos foliados, possivelmente do tipo Plaquê, cujos contatos com as supracrustais são por falha.

A mineralização encontra-se, segundo os autores citados, em duas zonas verticais de cisalhamento rúptil, de direção NW-SE (*Trend* Principal) e E-W (*Trend* 2), ao longo das quais ocorrem veios e brechas hidrotermais e hidrotermalitos que cortam os demais tipos de rocha. A alteração hidrotermal teria ocorrido em cinco estágios:

- 1- Potassificação pervasiva a k-feldspato;
- 2- Substituição parcial de k-feldspato e rocha encaixante por clorita;
- 3- Preenchimento parcial de fraturas por cristais de quartzo, dispostos em pente; pode ocorrer também biotita euédrica, parcialmente alterada a clorita;
- 4- Sulfetação, representada principalmente por calcopirita, além de pirita e bornita, em vênulas finas e fraturas; pequenas cavidades preenchidas por covelita; ganga a carbonato, fluorita, quartzo e filossilicatos, aparentemente formada também neste estágio;
- 5- Carbonatação tardia, com veios de calcita cortando materiais dos estágios acima descritos.

O depósito aflora na forma de uma zona oxidada constituída por um enxame de veios de quartzo com limonita (*Cf. gossan*), que dá lugar em profundidade a minério saprolítico oxidado (até 90 m, em média) e a uma zona de cimentação com calcocita, digenita, cuprita, cobre nativo, tenorita e malaquita.

Segundo Chadwick (2002), os recursos de minério oxidado de Km 118 são da ordem de 100-120 Mt @ 0.8%Cu.

Referências

- Albuquerque M.A.C., Andrade P.J.M.B., Maurity C., Kwitko R. 2001. Geologia e Características das mineralizações cupríferas do depósito Alvo 118, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Chadwick J. 2002. Brazil – boom or bust? Mining Magazine, December, p. 240.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999a. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás – PA. Bol. Resum. Expand. VI Simp. Geol. Amaz., p. 463-466.
- Huhn S.R.B., Soares A.D.V., Souza C.I.J., Albuquerque M.A.C., Leal E.D., Vieira E.A.P., Masotis F.S. & Brustolin V. 2000. The Cristalino copper gold deposit, Serra dos Carajás, Pará. XXXI Internat. Geol. Congr., Abstract.
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999b. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada – Região da Serra do Rabo. Bol. Res. Exp. VI Simp. Geol. Amaz., p. 140-143.
- Marschik R. & Leveille R.A. 2001. Iron oxide Cu-Au deposits in South America: Canderaria, Chile, and Sossego, Brazil. GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, SEG Special Session I, p. A2.
- Santos A.B.S., Brustolin V., Huhn S.R.B. 2002. Prospecto Estrela: Geologia e integração de dados da Serra do Rabo – Carajás – PA. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 626.
- Soares A.D.V., Macambira M.J.B., Santos M.G.S., Vieira E.A.P., Masotti F.S., Souza C.I.J., Padilha J.L., Magni M.C.V. 2001. Depósito Cu (Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (Dados Preliminares). An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.

Referências Adicionais

- Carneiro C.C. & Pinheiro R.V.L. 2002. Aspectos estruturais das rochas aflorantes na região da Serra do Rabo, Carajás (PA). An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 621.

Os depósitos minerais conhecidos na área (Alvos 118, Cristalino, etc.) estão associados a percolação de fluidos hidrotermais na trama rúptil da Falha de Carajás, dentro do sistema transcorrente homônimo. A deformação rúptil é considerada como provavelmente tardia, <2,6 Ga e >2,0 Ga, em relação à deformação dúctil. Os autores aparentemente consideram o tectonismo como responsável pela mineralização, pois referem “eventos tectônicos como responsáveis pelas ocorrências minerais da região”.

- Ferreira M.S., Barros C.E.M., Sardinha A.S., Figueiredo M.A.B.M. 2002. Susceptibilidade magnética (SM) de rochas graníticas arqueanas da Província Mineral de Carajás. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 444..

Granito Estrela: série ilmenita; Granito Sa. do Rabo: série ilmenita e magnetita.

- Sardinha A.S. & Barros C.E.M. 2002. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 472.

Autores repetem a informação de artigo de 1999 (vide página seguinte), acrescentando: assinatura alcalina metaluminosa, comparável a do tipo-A, A2, ALK-3; origem poderia ser explicada pela fusão de rochas crustais em níveis relativamente rasos (P=4kbar) e T próxima a 900 °C.

Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymski R., Macambira M.J.B. 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.

Granito localizado a 10 km do Cristalino; provoca pequena auréola de contato no Supergrupo Itacaiúnas; Hornblenda-biotita-álcali feldspato granito a sienogranito, textura micrográfica é comum, ora isotrópico, ora com foliação subvertical contínua (*sic*), bandas miloníticas a ultramiloníticas métricas a decimétricas, além de mobilizados aplíticos; minerais secundários: albita *chessboard*, sericita-muscovita, argilo-minerais, opacos, stilpnomelano, epidoto e, rara, alanita. Zircões com notável preservação (considerável transparência, sem de fraturamento e sem indícios de metamictização) fornecem idade U-Pb 2,74 Ga, interpretada como de cristalização.

Granito já foi confundido com tipos anorogênicos da região (1,88 Ga) mas mostra rochas deformadas em condições dúcteis; mesma idade (2,74 – 2,76 Ga) dos granitos Estrela, Planalto e Plaquê. Metamorfismo de contato indica que o Granito Serra do Rabo não faz parte do embasamento.

DEPÓSITOS DE Cu-Au (Na cobertura metassedimentar)

Novas informações obtidas sobre os depósitos de Cu-Au de Águas Claras e Breves, alojados na cobertura metassedimentar de Carajás (Formação Águas Claras) incluem dados de geologia e prospecção (Nunes et al. (2001), geocronologia (Silva et al. 2001; Tallarico et al. 2002), texturas de quartzo venular (Silva & Villas 2001), inclusões fluídas (Xavier et al. 2001), e mineralogia e geoquímica de gossans e lateritas (Angélica et al. 1996).

Águas Claras

Segundo Silva e Villas (2001), as venulações hidrotermais de quartzo que constituem o depósito de Águas Claras formam um sistema com espessura de até 20 m controlado por zona de cisalhamento referida como frágil a frágil-dúctil. As rochas hospedeiras são metaquartzoarenitos e sills (meta)básicos. A datação destes últimos (eg. 2,65 Ga; Dias et al. 1996) implica numa idade mínima tardi-arquena para os metassedimentos encaixantes.

As venulações de quartzo contêm clorita, sericita, siderita, monazita, calcopirita, pirita, esfalerita, arsenopirita, cobaltita, magnetita, hematita, além de turmalina e wolframita. O quartzo mostra vários indícios de deposição a baixa pressão (em pequena profundidade), eg. drusas e texturas em pente e coliforme; outras texturas, como as maciças (*buck quartz*), indicariam ambientes um pouco mais profundos. Veios e brechas com fragmentos de rochas encaixantes venuladas e dos próprios veios de quartzo denotam repetições de atividade estrutural no sistema.

Silva et al. (2001) mostram resultados geocronológicos sobre o depósito que são inconclusivos quanto à sua idade e origem. Segundo os autores, idade Pb-Pb de 2.360 ± 40 Ma obtida em sulfetos, se interpretada como de formação do depósito, poderia indicar conexão com reativação tectônica regional entre 2,5 e 2,4 Ga sugerida por Mellito & Tassinari (2001). Já a idade Rb-Sr de 2,1 Ga para a alteração, obtida em arenitos com clorita, turmalina e sericita, descartaria o Granito Serra dos Carajás (1.88 Ga) como responsável pela alteração e, por extensão, pela mineralização. Por outro lado, o granito pode ter perturbado a composição isotópica das rochas do depósito, provocando aparente rejuvenescimento parcial.

Sobre estas controvérsias, Villas & Santos (2001) colocam que dados como a ocorrência de minerais de W, Sn e F nas venulações, a presença de inclusões fluídas aquosas altamente salinas e a localização do depósito relativamente próxima do Granito Serra dos Carajás (ca. 5 km) justificariam uma conexão do depósito com este granito. Segundo estes autores, uma possível explicação para as idades anômalas dos sulfetos seria a contaminação dos fluidos magmáticos via dissolução de sulfetos de unidades subjacentes (eg. Supergrupo Itacaiúnas).

Angélica et al. (1996) apresentam dados sobre os materiais rochosos aflorantes em Águas Claras que representam a expressão em superfície do depósito. Os autores relatam a ocorrência de um gossan original que sofreu dois episódios de lateritização posteriores, resultando no seguinte perfil (p. 203-205):

- Gossan maciço magnético, amarronzado, com bowxwork, cubos de limonita, e disseminações e agregados maciços dos resistatos turmalina e ferberita (wolframita)

rica em ferro; o gossan ocorre associado a, ou intercalado com, veios de quartzo e zonas caulínicas;

- Crosta ferro-laterítica sobre o gossan, exibindo fragmentos subarredondados do mesmo; feições macroscópicas principais são texturas pseudo-brechadas e pseudo-pisolíticas; a crosta constitui pequeno platô correlacionado àquele de Igarapé Bahia (640 m); o material corresponderia a lateritização no Terciário precoce (e indicaria assim uma idade mínima para os gossans?);

- Latossolos claros (sobre os arenitos) a avermelhados (sobre o gossan), com abundante turmalina (até 17%), além de ferberita, como minerais resistatos; latossolos correspondem à argila de Belterra, largamente distribuída na Amazônia; são interpretados como de origem residual, derivados de lateritização no Terciário Superior de crostas ferruginosas mais antigas;

Todos estes materiais seriam úteis como meios de amostragem em exploração, com referência particular a turmalina e ferberita como índices mineralógicos ainda preservados e à associação geoquímica B, W, Sn (de cassiterita), As, Mo e Cu, relacionada com o ouro.

Breves

O depósito de Breves, localizado cerca de 9 km a nordeste da mina de Igarapé Bahia, foi inicialmente descrito por Nunes et al. (2001). Estes autores referem que os primeiros indícios de mineralização na área foram obtidos em sedimentos de corrente (>400 ppb Cu, *sic*). Citam também que no perfil de intemperismo do platô Breves, ocorre uma espessa cobertura de latossolo sobre crosta laterítica e um saprólito intensamente ferrificado, exibindo *boxworks* e zonas gossanizadas associadas a veios de quartzo, frequentemente mineralizadas em ouro. O quadro seria sugestivo de ocorrência de sulfetos disseminados.

Com efeito, nas sondagens dois furos interceptaram intervalos significativos com mineralização disseminada e tipo *stock-work* a calcopirita, arsenopirita, pirrotita, pirita, molibdenita e ferberita (associação Cu, Au, Ag, W, Sn, Mo, Bi). O conjunto forma uma zona irregular, hospedada em metarenitos e metargilitos laminados de fácies xisto verde greisenizados, localizada junto à parte apical de um granito descrito como alcalino e peraluminoso. A mineralização ocorre em zona greisenizada também dentro do próprio corpo granítico. Rochas vulcânicas ácidas associadas aos metassedimentos bem como diques tardios de gabro granofírico são outras litologias locais referidas. O prospecto está localizado em zona de cisalhamento transcorrente da Falha de Carajás.

Os recursos estimados são da ordem de 50 Mt de minério sulfetado @ 1,22% Cu, 0,75 ppm Au, 1200 ppm W, 70 ppm Sn, 175 ppm Mo, 75 ppm Bi, além de 4 Mt @ 0,75 ppm Au na zona de intemperismo (saprólito, gossan, carapaça laterítica e crosta pisolítica). O principal método de prospecção utilizado foi IP, tanto convencional como espectral. Os autores consideram que Breves pertence aos depósitos de ouro do "tipo relacionado a intrusões em províncias de Sn e W" (Thompson et al. 1999)^(*).

(*) Neste artigo, entretanto, não há referência nem a granitos anorogênicos nem de associação específica de cobre com a mineralização.

É interessante também notar que Breves mostra algumas similaridades com o depósito de Pedras Pretas, na região de Rio Maria, incluindo conexão com granito anorogênico, alteração, idade e associação metálica, mas neste último aspecto com razão Cu/W muito mais alta.

Tallarico et al. (2002) registram que monazita e xenotima de veios "tardi- a pós-mineralização" de Breves fornecem idade Pb-Pb Shrimp II combinada de 1,87 Ga, enquanto zircões do granito adjacente datados por este mesmo método mostram idade de 1,88 Ga.

Segundo Xavier et al. (2002), a intrusão de Breves é constituída por álcali-feldspato granitos, monzogranitos e, subordinadamente, sienitos, sendo todos estes fácies pobres em máficos. A mineralização ocorre como disseminações, predominantemente em rochas siliciclásticas alteradas da Formação Águas Claras, e secundariamente em veios que cortam os metassedimentos e o granito. Os autores descrevem a mineralogia de ambos estilos, bem como veios de diferentes estágios de mineralização. Parte dos veios, por exemplo, mostra cavidades e texturas em pente. Veios de carbonato são raros. Estudo de inclusões fluídas, ainda em andamento, apontam para um sistema no qual inicialmente coexistiram fluidos aquosos e carbônicos num regime magmático-hidrotermal de T mais alta, e que posteriormente foi dominado fluido de mais baixa T e salinidade, possivelmente com componente meteórico.

Referências

- Angélica R.S., Costa M.L., Pölmann H. 1996. Gold, wolframite, tourmaline-bearing lateritized gossans in the Amazon region, Brazil. *J. Geochem. Expl.*, v.57, p.201-215.
- Dias G.S. et al. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: Comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. *Bol. V Simp. Geol. Amaz.*, p. 376-379.
- Mellito K.M. & Tassinari. 1998. Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito Salobo 3 α , Província Mineral de Carajás. *An. XL Congr. Bras. Geol.*, p. 119.
- Nunes A.R., Rego J.L., Meireles H.P., Tallarico J.B.C., Lima da Silva P.E. Siqueira J.B., Stevanato R., Ferreira F.J.F. 2001. A Descoberta do Depósito Breves na Província Mineral de Carajás. *An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.*
- Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Rego J.L., Nunes A.R. 2002. Geology and Shrimp II U-Pb geochronology of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) mineralisation: Evidence of Paleoproterozoic (1.88 Ga) metallogeny in the Carajás copper-gold belt, Brazil. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 222.
- Xavier R.P., Dreher A.M., Emerson R.C., Rego J.L., Nunes A.R. 2002. The fluid regime in the Paleoproterozoic intrusion-related Breves Cu-Au-(Mo-W-Bi) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 411.
- Silva C.M.G., Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2001. Depósito de Cu-Au de Águas Claras: Resultados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. *An VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.*
- Silva C.M.G. & Villas R.N.N. 2001. Texturas do quartzo em veio do depósito cupro-aurífero de Águas Claras, Serra dos Carajás, Pará. *An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum Expand. em CD-ROM.*
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineral. Deposita*, v. 34, p. 323-334

SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

- Como *background* geológico para o presente texto sobre depósitos da Província Mineral de Carajás, foram apresentadas, além de uma série de mapas regionais, uma listagem de dados geocronológicos (Tab. I) e uma resenha das interpretações disponíveis sobre o ambiente tectônico em que foram geradas as principais unidades vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, que abriga as mineralizações mais importantes da região.

- A geocronologia mostra que o desenvolvimento geológico da região deu-se sobretudo no neoarqueano, entre ca. 3.0 a 2.7 Ga (eg. Tassinari et al. 2000; Villas & Santos 2001). Em relação a estes dados, é digno de nota que o arqueano tardio aparentemente representa uma época metalogenética importante a nível global (eg. Barley & Groves 1989), na qual a porção norte da província se insere adequadamente. Por outro lado, a relativa escassez de depósitos nos terrenos granito-*greenstone* da porção sul da província representa uma anomalia ainda pendente de explicação.

- Quanto ao ambiente tectônico do Supergrupo Itacaiúnas, existem duas interpretações distintas. Vários autores defendem que as sequências vulcano-sedimentares Itacaiúnas foram geradas / depositadas em ambiente distensivo de rift ensiálico ou em regime transtensivo de faixa de cisalhamento (eg. Gibbs et al. 1986; Oliveira et al. 1993; Araújo et al. 1988), enquanto outros preconizam que elas foram desenvolvidas em conexão com zonas de subducção (eg. Dardenne et al. 1988). Os dados compilados para alguns tipos de depósitos da região, eg. *iron-formations* fácies óxido e "classe" Fe Óxido - Cu-Au, indicam que a tectônica distensiva é a mais adequada para fundamentar a tipologia destes depósitos.

- A Tab II mostra a classificação ou tipologia dos depósitos da Província Mineral de Carajás segundo diferentes autores. Ela representa uma atualização em relação à tabela similar apresentada no primeiro relatório de progresso (Martini 2001). Os principais pontos desta atualização são colocados a seguir.

- No caso dos depósitos de ferro, um dos aspectos mais interessantes em termos de tipologia foi a constatação de que existem jazidas localizadas na região de Anshan, China, de idade, situação geológica e porte similares aos de Carajás. Evidentemente, esta é uma comparação que, à semelhança do caso de Hamersley, Austrália, merece maior estudo, já que a classificação nos moldes dos tipos clássicos Algoma e Lago Superior não parece aplicável a Carajás. Os depósitos de Anshan têm sido classificados como tipo Protosuperior, eg. Windley (1984).

- Em relação à geologia dos *iron-formations* fácies óxido de Carajás, é também interessante registrar que elas apresentam disseminações de minerais de cobre e brechas intraformacionais com cimento de magnetita. Ambas as feições – que neste caso ocorrem em rochas cuja origem exalativa é aparentemente consensual – são também descritas em depósitos de Cu-Au da província, eg. Salobo (disseminações de cobre em rochas ferríferas) e Igarapé Bahia (brechas com cimento de magnetita).

- No caso dos depósitos de manganês, o modelo de bacia anóxica (Force & Canon 1988) é desenvolvido por Dardenne & Schobbenhaus (2001) para a jazida do Azul.

TAB. II - TIPOLOGIA DOS PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS DE CARAJÁS
(Segundo diferentes autores)

DEPÓSITO	UNIDADE GEOLÓGICA	TIPOLOGIA
Fe - N4, Sa. Leste, Sa. Sul, S. Félix	Vulcano-sedimentar (Sa. Leste, Algoma s.s.?)	Exalativo ^{1a} , Algoma ^{1b} (mas tamanho atípico) ^{1c} Superior (Hamersley) ^{1d} Tipo Carajás ^{1e} Anshan/ Protosuperior ^{1f}
Mn – Buritirama, Sereno Azul	Vulcano-sedimentar Cobertura sedimentar	Exalativo, Tipo I ^{2a} Sedimentar, Tipo III ^{2b}
Ni – Vermelho, Puma, etc	Intrusão anorogênica	Níveis de garnierita e de limonita niquelífera ³
Al – Platô N5	Vulcano-sedimentar Cobertura sedimentar	Depósito residual ^{4a} Material transportado ^{4b}
W – Pedra Preta	Granito anorogênico	Greisen ⁵
Cr / sulfetos / PGEs – Luanga	Sill sin-vulcânico? Grão Pará ou Rio Novo?	Estratiforme, mas deformado ⁶
PGEs – Sa. da Onça	Intrusão anorogênica	Reef magmático (alvo) ⁷
Au - Andorinhas, Tucumã, Cumarú	<i>Greenstone belts</i> <i>Greenstone belt</i> e Granito tipo I	Mesotermal ^{8a} Mesotermal e <i>granite-</i> <i>related</i> / <i>-hosted</i> ^{8b}
Ig. Bahia Sa. Pelada	Vulcano-sedimentar Cobertura metas- sedimentar	Gossan lateritizado ⁹ <i>Intrusion-related</i> , Cf. tipo Carlin ^{10a} Fe Óx-Cu-Au “distal” ^{10b} <i>Slate belt gold</i> ^{10c}
Cu-Au – Serra Verde, ?Cutia	Vulcano-sedimentar	VMS ¹¹
Salobo, Pojuca, Ig. Bahia, Alemão Gameleira	Vulcano-sedimentar e brechas associadas (eg. <i>mud volcanoes</i> ^{12a})	Exalativo, eg. Besshi ^{12b} Idem + reconcentração / adição epigenética ^{12c} “Classe” Fe Óx-Cu-Au, eg. “tipo Cloncurry” ^{12d} <i>Porphyry-copper</i> ^{12e}
Sossego, Cristalino, Km 118	Vulcano-sedimentar e brechas associadas?	“Classe” FeÓx-Cu-Au ^{13a} ?sin-vulcânico ^{13b}
Águas Claras, Breves	Cobertura sedimentar	Relacionados a granitos proterozóicos tipo A ¹⁴

FONTES DAS CLASSIFICAÇÕES

- 1a** Meirelles & Dardenne 1993; **1b** Gross 1993, 1995; **1c** Gibbs 1987 (in Gibbs & Barron 1993); **1d** Gibbs & Wirth 1987; **1e** Hoppe et al. 1987; **1f** Lindenmayer et al. 2001a e presente relatório.
- 2a** Anderson et al. 1974; Andrade et al. 1986; Machamer 1987; Bernardelli 1982;
2b Dardenne & Schobbenhaus 2001; Machamer 1987; Silva 1988; Valarelli et al. 1978.
- 3** Albuquerque et al. 2001; Bernardelli & Alves 1988; Castro F° & Mattos 1986; Heim & Castro F° 1986.
- 4a** Assad & Beisiegel 1978,1982; Lemos & Villas 1983; **4b** Kotschoubey 1988; Kotschoubey & Lemos 1985.
- 5** Cordeiro e Silva 1986; Santos 1987.
- 6** Diella et al. 1995, 1996; Ribeiro et al. 2002; Suita & Nilson 1991.
- 7** Hulbert 1996; Macambira et al. 1993; Macambira & Ferreira Fo. 2001, 2002.
- 8a** Correia Jr. et al. (2001); Villas & Santos 2001; **8b** Leonardos et al. 1991; Santos et al. 1998.
- 9** Angélica 1996; Angélica et al. 2000; Costa et al. 1996; Mayer et al. 1990.
- 10a** Sillitoe 1998; Tallarico et al. 2000a; Villas & Santos 2001.
- 10b** Grainger et al. 2002; Groves et al. 2001. **10c** Meireles et al. 1982, 1988; presente relatório.
- 11** Domingos & Santos 2001, 2002; Reis & Villas 2002; Villas & Santos 2001
- 12a** Dreher et al. (submetido); **12b** Almada & Villas 1999a,b; Dreher & Xavier 2001; Villas & Santos 2001.
- 12c** Mellito & Tassinari 1998; Mougeot et al. 1996; Réquia et al. 1995; Villas 1998.
- 12d** Groves 1999; Groves & Vielreicher 2001; Huhn & Nascimento 1997; Lindenmayer & Teixeira 1999; Lindenmayer et al. 2001b; Réquia & Fontboté 2000, 2001; Ronzê at al. 2000; Souza & Vieira 2000; Tazava & Oliveira 2000; Tallarico et al. 2000b; Winter 1994.
- 12e** Lindenmayer 1998.
- 13a** Groves & Vielreicher 2001; Huhn & Nascimento 1997; Huhn et al. 1999a,b; Lancaster Oliveira et al. 2000; Leveille & Marschik 2000; Marschik & Leveille 2001; Soares et al. 2001; Villas & Santos 2001.
- 13b** Soares et al. 2001.
- 14** Nunes et al. 2001; Silva & Villas 1998; Villas & Santos 2001; Tallarico et al. 2002b; Xavier et al. 2001.

O modelo preconiza uma transgressão durante a qual o manganês dissolvido na zona redutora, anóxica, representada na estratigrafia por folhelhos negros, é depositado na zona oxidante, ou óxica, de plataforma rasa da bacia.

- Em relação às unidades hospedeiras das jazidas de manganês de Carajás, existe aparentemente um problema quanto à correlação da sequência de Buritirama com o Supergrupo Itacaiúnas ou com a Formação Águas Claras e, conseqüentemente, quanto à classificação de Buritirama como depósito exalativo ou sedimentar.

- No depósito de níquel do Vermelho, deve-se ressaltar a ocorrência de minério tanto garnierítico como limonítico (ou "oxidado"). Este aspecto já havia sido registrado – mas não devidamente enfatizado – no relatório anterior. O minério oxidado teria um potencial de reservas bem maior que o minério garnierítico e permitiria colocar Vermelho como um depósito de importância mundial (Albuquerque et al. 2001).

- O depósito de wolframita de Pedra Preta é classificado por Santos (1987) como um exogreisen e um depósito hidrotermal precoce, de alta temperatura, de acordo com Hosking (1982); neste último tipo são incluídos jazimentos de tungstênio de veios ou enxame de veios vinculados a cúpulas e apófises graníticas, conhecidos como "veios de quartzo a wolframita", e que constituem a fonte mundial mais importante de tungstênio, com 75% do total produzido (Santos 1987, p. 89). Segundo este autor, Pedra Preta mostra características muito semelhantes às dos *lodes* a quartzo-wolframita do distrito mineiro de Xihuashan, importante produtor da China.

- No que tange a prospectos de platinóides, Macambira & Ferreira F^o (2001, 2002) sugerem correlação de corpos como Puma, Onça e Jacaré com evento magmático máfico-ultramáfico do Paleoproterozóico precoce. O evento contém complexos com depósitos magmáticos importantes de platinóides, eg. Great Dyke do Zimbábue. No caso específico de Luanga, Ribeiro et al. (2002) relatam a ocorrência de ortopiroxenitos sulfetados, além dos cromititos já conhecidos anteriormente.

- Praticamente todos os depósitos de ouro primário dos terrenos granito-*greenstone* da Província de Carajás são classificados com do tipo mesotermal (orogênico), com contribuição de fluidos magmáticos em alguns casos, eg. Cumarú e possivelmente Sapucaia (Villas & Santos 2001; Correia Jr. et al. 2001).

- No caso de Serra Pelada, continuam as sugestões de que o depósito seja classificado como *end member* distal de baixa temperatura do grupo Fe óxido Cu-Au, (Groves et al. 2001) ou como depósito tipo Carlin (eg. Villas & Santos 2001). Neste sentido, Freitas-Silva (1998) advoga o controle da jazida por estruturas cataclásticas transtensivas, implicando em um ambiente crustal raso compatível com tais sugestões. Mas em relação à primeira das sugestões acima mencionadas, deve-se notar que a jazida é desprovida de cobre.

- Por outro lado, aspectos de Serra Pelada como sequência hospedeira metasedimentar de fácies xisto verde e mineralização controlada por charneira de dobra, inclusive com referência a morfologia em *saddle reef*, são sugestivos de depósito tipo *slate belt*, isto é, mesotermal (Cf. Meireles & Silva 1988; Robert et al. 1997; Martini 2001), mas implicam talvez num ambiente estrutural mais profundo em relação à proposta estrutural acima referida.

- O depósito de Serra Verde é classificado como VMS tipo Besshi, com acréscimo de cobre de origem magmática ao sistema exalativo (Reis & Villas 2002). Outro exemplo de VMS com fácies rico em calcopirita é o de Isua, Groenlândia (Appel 1979).
- O depósito de Cutia consta de brechas hidrotermais com fragmentos de quartzo e matriz com turmalina dravítica contendo sulfetos auríferos disseminados (Domingos & Santos 2001). As brechas seriam, segundo estes autores, produtos de cisalhamento rúptil. Cutia está hospedado na mesma unidade vulcano-sedimentar (Rio Novo) que hospeda Serra Verde mas sua tipologia ainda permanece indefinida.
- No caso de Salobo, os dados mais recentes (Réquia & Fontboté 2000; 2001) colocam metassomatismo potássico e ferrífero como estreitamente associados com a mineralização. Pelo menos parte do cobre seria epigenética, oriunda de fonte magmática. Estes autores, bem como Souza & Vieira (2000), classificam depósito como do grupo Fe óxido-Cu-Au. Os principais argumentos colocados neste sentido são o contexto tectônico extensional, a associação metálica, a mineralogia do minério e a alteração metassomática / hidrotermal. Além disso, evidências petrográficas e resultados geocronológicos (Re-Os e Pb-Pb em sulfetos) indicariam que a mineralização é pós-metamórfica, com ca. 2,55 Ga.
- No caso de Gameleira, existem duas interpretações conflitantes. Lindenmayer et al. (2001b) consideram o depósito epigenético proterozóico, 'tipo' Cloncurry (Austrália; ver também Winter 1994), desenvolvido sobre rochas neoarqueanas de ambiente de arco vulcânico, enquanto Galarza & Macambira (2002b) defendem que o depósito é singenético, neoarqueano, de ambiente de rift ensialico, e que o registro geocronológico local foi perturbado por metamorfismo associado a zonas de cisalhamento e/ou pela ação de granitos proterozóicos.
- Hipóteses genéticas divergentes têm também sido aventadas em relação a Ig. Bahia – Alemão. Dados geológicos e geocronológicos têm sido usados por diferentes autores como suporte para singênese (eg. Villas et al. 2001) e e epigênese (eg. Tallarico et al. 2002a). É interessante notar que os primeiros autores, apesar da hipótese singenético-exalativa por eles preconizada, utilizam para Ig. Bahia-Alemão o termo Fe óxido-Cu-Au, cunhado originalmente para depósitos epigenéticos.
- Tallarico et al. (2002a) especificamente consideram Ig. Bahia o primeiro depósito tipo Olympic Dam de idade arqueana bem definido, apesar das evidentes diferenças de contexto geológico entre os dois casos, a saber, ambiente vulcano-sedimentar sub-aquoso em provável rift arqueano no primeiro *versus* associação com granitos em ambiente proterozóico, cratônico, anorogênico no segundo.
- Aspecto dos mais interessantes da geologia de Ig. Bahia-Alemão é a classificação das brechas mineralizadas como rochas fragmentárias originadas em associação com vulcões de lama (Dreher et al. 2003, submetido) e falhas de crescimento (Almada & Villas 1999 e Dreher & Xavier 2001), e colocadas tanto em zonas discordantes de conduto como na forma de horizontes concordantes depositados por *debris flow*. Este aspecto constitui suporte significativo, se não fundamental, na definição de uma situação geológica especialmente adequada para a geração de depósitos singenéticos exalativos.

- Os depósitos de Cu-Au da região sul da Serra dos Carajás, por sua vez, trazem algumas surpresas na literatura recente. Em Cristalino, datações neoarqueanas levam Soares et al. (2001) a sugerir uma relação genética da mineralização com o Granito Planalto ou com rochas dioríticas; estas últimas ocorrem estreitamente associadas às rochas metavulcânicas do depósito, estas também neoarqueanas, de idade similar às das rochas ígneas supramencionadas. Uma interpretação alternativa para este quadro é a de que ambas intrusões tenham fornecido calor e talvez parte dos metais via fluidos magmáticos para o sistema exalativo que certamente operou em conexão com o ambiente vulcano-sedimentar subaquoso. Esta sugestão, na verdade, segue a mesma linha daquela colocada por Reis & Villas (2002) para o depósito de Serra Verde, classificado como VMS.

- No caso de Sossego, Marschik & Leveille (2001) sugerem que o depósito represente a porção de um sistema hidrotermal Fe óxido – Cu-Au dominada por fluidos não-magmáticos(!), ao contrário de vários outros depósitos do grupo, cuja gênese envolveu fluido com componente magmático importante. Ou seja, Sossego seria outro exemplo em Carajás depósito “tipo” Fe óxido Cu-Au distal em relação à fonte magmática, uma vez que concepção é similar à preconizada por Groves et al. (2001) para Serra Pelada.

- Para os depósitos de Águas Claras e Breves, uma conexão com intrusões graníticas proterozóicas continua em pauta, eg. Villas & Santos (2001) e Nunes et al. (2001), respectivamente. Estes últimos autores sugerem que Breves é um depósito de ouro do tipo relacionado a intrusões em províncias de Sn e W (Cf. Thompson et al. 1999), embora este tipo, ao contrário de Águas Claras e Breves, não seja especificamente enriquecido em cobre.

- É interessante também notar que Breves e Águas Claras mostram algumas similaridades com o depósito de Pedras Pretas, na região de Rio Maria, incluindo conexão com granitos anorogênicos proterozóicos, alteração hidrotermal e associação metálica, mas com teor de cobre muito maior. Esta diferença provavelmente é função da localização de Breves e Águas Claras em domínio metálico de cobre, isto é, numa região com enriquecimento particular neste metal, que acaba sendo reciclado, ou “revelado”, por diferentes agentes geológicos.

- Finalmente, é digno de nota que, entre os vários tipos de depósitos de metais básicos e preciosos tratados no presente texto, são os de Cu-Au alojados no Supergrupo Itacaiúnas aqueles que têm gerado maior interesse econômico e científico, em função do seu grande porte e das controvérsias quanto à sua classificação e gênese. No que tange à classificação, ou tipologia, destes depósitos, são colocados a seguir alguns pontos especificamente sobre aqueles localizados na região norte da faixa Itacaiúnas (Salobo, Pojuca – Gameleira e Ig. Bahia – Alemão), que têm sido mais abordados na literatura. Alguns aspectos de Cristalino são também comentados brevemente.

- O ambiente geológico no qual estão inseridos os depósitos em apreço é vulcano-sedimentar subaquoso, associado a rift provavelmente ensiático, de idade neoarqueana (ca. 2.75 Ga). Conforme já referido anteriormente, os dados para alguns deles indicam que esta idade é compartilhada por sulfetos, rochas metavulcânicas hospedeiras, álcali(?)-granitos deformados adjacentes, e sills dioríticos associados às rochas vulcânicas (eg. Huhn et al. 1999a,b; Soares et al. 2001; Galarza e colaboradores 2001; 2002a,b). O quadro então envolve vulcanismo subaquoso - ao qual normalmente se

associam depósitos exalativos (Cf. Hutchinson 1977, 1979; Almada & Villas 1999; Villas & Santos 2001; Dreher et al. 2003, submetido) – com plutonismo félsico e básico a intermediário(?) concomitante – que é particularmente relevante se se considerar que este magmatismo pode atuar como fonte térmica importante na sustentação dos sistemas exalativos e, possivelmente, contribuir com parte dos metais (eg. Galey et al. 1998).

- Outros aspectos que conduzem para uma linha singenético-exalativa são a natureza *strata-bound* e em parte estratiforme dos depósitos, bem como as alterações hidrotermais principais envolvidas, que constam de cloritização, metassomatismo potássico e férrico e carbonatização (eg. Villas & Santos 2001; p. 307). Embora algumas destas alterações tenham sido utilizadas como argumento para uma classificação epigenética para os depósitos (Cf. "tipo" Fe óxido - Cu-Au), todas elas são também comuns em sistemas exalativos (Cf. Goodfellow et al. 1993; Franklin 1993, 1995). A ocorrência significativa de ferro é previsível em função da abundância deste metal no ambiente local, conforme indicado pelas grandes jazidas alojadas no Grupo Grão Pará.

- Entretanto, uma feição importante dos depósitos de Cu-Au de Carajás que foge ao padrão observado em sistemas exalativos é a ampla predominância de mineralização disseminada, pois estes sistemas são normalmente geradores de depósitos de sulfetos maciços. Mesmo assim, casos de *iron-formations* fácies óxido (\pm silicato) mineralizadas a cobre disseminado em sequências vulcano-sedimentares aparentemente não seriam incomuns. Kirkham (1989) cita como exemplos no Canadá, entre outros, os depósitos de Granduc, British Columbia (40 Mt @ 1.73% Cu), Atikokan, Ontário (22 Mt @ 35% Fe e 0,4% Cu) e Rexdale, também em Ontário (0,8 Mt @ 1% Cu). O primeiro é classificado como depósito tipo Besshi por Slack (1993) mas comporta minério disseminado importante.

- Outros exemplos, compilados pelo presente autor, incluem Isua (Groenlândia; Appel 1979; Cf. níveis de *iron-formation* com sulfetos disseminados), Savage River (Tasmânia; Coleman 1975; Evans 1993), Viscaria Zona A e Pahtohavare estratiforme (região de Kiruna, Suécia; Blake 1999) e Fosdalen (Noruega; Vokes 1976; Frietsch et al. 1979). No caso do Brasil, rochas ferríferas de ambiente vulcano-sedimentar com sulfetos de ferro e cobre disseminados integram os depósitos de Cabaçal, Mato Grosso (Monteiro et al. 1986, 1988; Pinho 1996; Pinho et al. 2001) e Igarapé dos Patos, Pará (Marinho et al. 1983; Melo et al. 1985; Faraco 1990, 1997; Faraco et al. 1998, 2000).

- Todos os exemplos acima compartilham o ambiente vulcano-sedimentar, normalmente com contribuição máfica significativa. Davidson (1992) sugeriu a denominação *volcanogenic copper oxide* para este tipo de depósito, nele incluindo Salobo e os exemplos acima citados de Kirkham (1979), entre outros. O grupo, entretanto, deve ser ainda melhor definido em vários aspectos, eg. contexto tectônico, para compor uma tipologia mais consistente.

- Ainda outro modelo interessante para comparação com os depósitos de Cu-Au do norte da faixa Itacaiúnas é o representado pelo tipo Blackbird, reconhecido na região de Idaho e Montana, nos Estados Unidos (Erahart 1986; Nash 1989; Nash & Connor 1993). Depósitos deste tipo constituem uma categoria peculiar de jazimentos estratiformes disseminados de sulfetos de Co-Cu em ambiente sedimentar, possivelmente asso-

ciados a sulfetos maciços do tipo Besshi, *iron-formations* e brechas turmaliníferas (Höy 1995). As rochas mineralizadas neste caso são metassedimentos clásticos finos e os horizontes mineralizados podem estar localizados nas vizinhanças de formações ferríferas.

- Cabe também relatar que Laznicka (1993, p. 1407) chama atenção para a semelhança de rochas ferríferas como as de Salobo com *iron-formations* mineralizados de certos depósitos exalativos, particularmente os do (sub)tipo Broken Hill, nos quais são comuns litologias com abundante magnetita, além de grunerita, fayalita e outros silicatos ricos em ferro, eg. Gamsberg e Aggeneys, África do Sul; Pegmont, Queensland, Austrália. Mas nestes exemplos a mineralização é a Zn-Pb.

- No que tange a brechas mineralizadas como as de Ig. Bahia e Pojuca, deve-se registrar que elas também podem ocorrer em sistemas exalativos, conforme mostrado por Franklin (1993, 1995), Goodfellow et al. (1993) e Lydon (1995). Além disso, magnetita é uma das fases ricas em ferro comum nestes sistemas, embora brechas cimentadas por este mineral e especificamente mineralizadas a Cu-Au são ao que parece pouco citadas na literatura relacionada ao tema.

- De qualquer forma, seguindo-se a linha geral acima exposta, a melhor opção para enquadramento tipológico dos depósitos Cu-Au de Carajás alojados em sequências vulcano-sedimentares é como uma variedade disseminada de jazimentos exalativos vulcanogênicos (Cf. tipo Besshi, Almada & Villas1999). A variedade contém brechas sinsedimentares associadas (Cf. Dreher e colaboradores 2001, 2003), que constituem feições bem conhecidas em sistemas exalativos (Goodfellow et al. 1993; Franklin 1993, 1995; Lydon 1995), e que na região de Carajás hospedam importantes mineralizações disseminadas, provavelmente depositadas em condições *subseafloor* em associação com matriz rica magnetita, além de outros minerais ferríferos como clorita e siderita.

- De qualquer forma, seguindo-se a linha geral acima exposta, a melhor opção para enquadramento tipológico dos depósitos Cu-Au do norte da faixa Itacaiúnas é como uma variedade disseminada de jazimentos exalativos vulcanogênicos (Cf. tipo Besshi, Almada & Villas1999). A variedade contém brechas sinsedimentares associadas (Cf. Dreher e colaboradores 2001, 2003), que constituem feições bem conhecidas em sistemas exalativos. Na região em apreço, estas brechas hospedam importantes mineralizações disseminadas, provavelmente depositadas em condições *subseafloor* em associação com matriz rica magnetita, acompanhada de outros minerais ferríferos como clorita e siderita.

- Em relação ao modelo acima referido, e interessante registrar que Kirkham (1979), ao reconhecer que a calcopirita é um componente notável de algumas formações ferríferas de fácies óxido-silicato de terrenos vulcânicos máficos, coloca que o ambiente e os processos de formação de minério são tais que este tipo de ocorrência poderia tornar-se uma fonte econômica importante de cobre. Evidentemente, a região de Carajás, se tivesse geologia melhor conhecida nos primórdios de sua exploração, certamente teria sido considerada como um alvo para testar este modelo, particularmente em conexão com a sequência Itacaiúnas e os *iron-formations* fácies óxido-silicato associados.

- Quanto aos depósitos de Cu-Au da aba sul da Serra dos Carajás, os dados ainda são escassos para maiores especulações. Villas & Santos (2001) consideram-nos epigenéticos, *granite-related*, separando-os desta forma dos jazimentos do "grupo norte" acima tratados (ver também Martini 2001). Entretanto, conforme já referido, dados geocronológicos recentes indicam que pelo menos no caso de Cristalino a mineralização foi contemporânea ao vulcanismo Grão-Pará (Soares et al. 2001) e ao Granito Planalto. Desta forma, o depósito pode ter sido desenvolvido em associação com um sistema sistema exalativo com contribuição magmática.

- Finalmente, não se pode esquecer de colocar de forma clara que os depósitos em apreço têm sido classificados por diversos autores como epigenéticos, dentro do grupo Fe óxido – Cu-Au. A nosso ver, entretanto, os dados existentes, com apoio de argumentação geológica segundo a linha apresentada, por exemplo, em Villas & Santos (2001) e no presente arrazoado, apontam para a direção oposta, particularmente no caso dos depósitos da porção norte da faixa Itacaiúnas.

Referências

- Almada M.C.O. & Villas R.N. 1999a. O Depósito Bahia: Exemplo de depósito arqueano vulcanogênico de sulfetos de Cu/Au tipo Besshi em Carajás, Pará. Bol. Res. Exp. VI Simp. Geol. Amaz., p. 98-101.
- Almada M.C.O. & Villas R.N. 1999b. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito de sulfeto vulcanogênico do tipo Besshi arqueano em Carajás. Rev. Bras. Geol., v. 29, p. 579-592.
- Anderson W.L., Dyer R.C., Torres D.D. 1974. Ocorrências de manganês na Bacia do Rio Itacaiúnas, centro do Estado do Pará. XXVIII Congr. Bras. Geol., v. 6, p. 149-164.
- Andrade F.G., Nakashima J., Podestá P.R. 1986. Depósito de manganês da Serra de Buritirama, Pará. Sintetizado por Coelho C.E.S. & Schobbenhaus C. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E. S. coords. Principais depósitos minerais do Brasil. Volume II. Ferro e metais da indústria do aço. DNPM / CVRD, Brasília, p. 153-175.
- Angélica, R.S. 1996. Mineralogia e geoquímica dos gossans e lateritos auríferos na região de Carajás, Estado do Pará: os depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras. CPGG-UFPA, Belém. Tese de Doutorado. 115p.
- Angélica R.S., Costa M.L., Soares A.D.V., Medeiros Fo. C.A., Munaro P. 2000. Cu-Au geochemical association in the Carajás region: Importance in the development of supergene deposits and criterious for exploration geochemistry in lateritic terrains. XXXI Internat. Geol. Congr., Abstracts.
- Appel P.W.U. 1979. Strata-bound copper sulfides in a banded iron-formation and in basaltic tuffs in the early Precambrian Isua supracrustal belt, West Greenland. Econ. Geol., v. 74, p. 45-52.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. An. VII Congr. Latino Amer. Geol., p. 324-333.
- Assad R. & Beisiegel V.R. 1978. Depósitos de bauxita na Serra dos Carajás. An. XXX Congr. Bras. Geol., v. 4, p. 1385-1391.
- Assad R. & Beisiegel V.R. 1982. Depósito de bauxita do platô N5. In Bernardelli A.L. (coord.) et al., Província Mineral de Carajás. Anex. An. I Simp. Geol. Amaz., p. 97-104.
- Bernardelli A.L. 1982. Jazida de manganês do Azul. In Bernardelli A.L. (coord.) et al., Província Mineral de Carajás. Anex. An. I Simp. Geol. Amaz., p. 47-60.

- Bernadelli A.L. & Alves C.A.S. 1988. Jazida de níquel laterítico do Vermelho. In CVRD / SBG, Província Mineral de Carajás. Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. Anexo An. XXXV Congr. Bras. Geol., p. 133-140.
- Blake K. 1999. Magnetite-apatite and Cu-Au deposits of Nörrbotten district, Sweden. In Pollard P.J. & Williams P.J. (Presenters), Short course on Fe Oxide-Copper-Gold deposits.. Econ. Geol. Res. Unit. James Cook Univ., Townsville, Australia, p. B1-B13
- Castro Fº L.W. & Mattos S.C. 1986. Depósitos de níquel laterítico de Jacaré e Jacarezinho, município de São Félix do Xingu, Pará. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. coords. Principais depósitos mine-rais do Brasil. Volume II. Ferro e metais da indústria do aço. DNPM / CVRD, Brasília, p. 368-384.
- Coleman R.J. 1975. Savage River magnetite deposit. In Knight C.L. (ed.) Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals. Australas. Inst. Min. Metall., Parkville, p. 598-604.
- Cordeiro A.A.C. & Silva A.V. 1986. Depósito de wolframita da região de Pedra Preta, Pará. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (Coords.), Principais depósitos minerais do Brasil. Vol. II, Ferro e metais da indústria do aço. DNPM / CVRD, Brasília, p. 409-415.
- Correia Jr. F.C., Santos M.D., Lafon J.M., Pinheiro F.G.R. 2001. Depósito aurífero do Cuca: um exemplo de depósito orogênico associado ao *greenstone belt* de Tucumã, sudeste do Estado do Pará. An. VII Congr. Bras. Geol., Resumo Expandido em CD-ROM.
- Costa M.L., Angélica R.S., Fonseca L.R. 1996. Geochemical exploration for gold in deep weathered laterised gossans in the Amazon region, Brazil: a case history of the Igarapé Bahia deposit. *Geochimica Brasiliensis*, v. 10, p. 13-26.
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.*, v. 1, p. 363-372.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil. Província Rio Maria e Província Carajás. Editora UnB e CPRM, Brasília, p. 46-78.
- Davidson G.J. 1992. Hydrothermal geochemistry and ore genesis of sea-floor volcanogenic copper-bearing oxide ores. *Econ. Geol.*, v. 87, p. 889-912.
- Diella V., Ferrario A., Girardi V.A.V. 1995. PGE and PGM in the Luanga mafic-ultramafic intrusion in Serra dos Carajás (Pará State, Brazil). *Ore Geol. Rev.*, v. 9, p. 445-453.
- Diella V., Ferrario A., Girardi V.A.V. 1996. Selected chromitites of the Precambrian Brazilian shield: Bulk chemistry, PGE characterization and PGM inclusions. *An. XXXIX Congr. Bras. Geol.*, v. 6, p. 166-170.
- Domingos F.H.G. & Santos M.D. 2001. Petrografia e minerografia do gossan aurífero da Cutia, Carajás-PA. *An. VII Simp. Reg. Geol., Resum. Expand. em CD-ROM.*
- Domingos F.H.G. & Santos M.D. 2002. Geoquímica da zona oxidada do gossan aurífero da Cutia, Carajás-PA. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 594.
- Dreher A.M. & Xavier R.P. 2001. Provável origem e processo de mineralização das brechas de Igarapé Bahia, Carajás. *An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.*
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.E., Martini S.L. 2003. The magnetite-Cu-Au-bearing fragmental rocks of Igarapé Bahia, Carajás Province, Brazil: products of mud-volcano activity. *J. South Amer. Earth Sci.*, submetido.
- Erahart R.L. 1986. Descriptive model of Blackbird Co-Cu. In Cox. D.P. & Singer D.A. (eds.) Mineral deposit models. *U.S. Geol. Surv. Bull* 1693, p. 142.
- Evans A.M. 1993. Ore geology and industrial minerals. An introduction. Volcanic-associated oxide deposits. Iron deposits. Blackwell Science, Oxford, p. 208-212.

- Faraco M.T.L. 1990. Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). Tese Mestrado, Univ. Fed. Pará, 346 pg.
- Faraco M.T.L. 1997. Evolução petroquímico-metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na serra do Ipitinga (NW do Pará). Tese Doutorado, Univ. Fed. Pará, 193 p.
- Faraco M.T.L. & McReath. 1998. Mineralizações da Suíte Vila Nova na serra do Ipitinga (Noroeste do Estado do Pará). An. XL Congr. Bras. Geol., p. 149.
- Faraco M.T.L., Fuzikawa K., Ramboz C., McReath I. 1998. Hidrotermalismo e inclusões fluídas na Suíte Vila Nova na serra do Ipitinga (Noroeste do Estado do Pará). An. XL Congr. Bras. Geol., p. 173.
- Faraco MTL, McReath I, Costa M.L. 2000. Metallogeny of Vila Nova Metamorphic Suite, Ipitinga Hills, Amazon region, Brasil. XXXI Internat. Geol. Congr., Abstract.
- Force E.R. & Cannon W.F. 1988. Depositional models for shallow-marine manganese deposits around black shale basins. *Econ. Geol.*, v. 83, p. 93-117.
- Franklin J.M. 1993. Volcanic-associated massive sulphide deposits. In Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I. & Duke J.M. (eds.) Mineral deposit modeling. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 315-334.
- Franklin J.M. 1995. Volcanic-associated massive sulphide base metals. In Eckstrand O.R, Sinclair W.D., Thorpe R.I. (eds), *Geology of Canadian Mineral Deposits*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no. 8, p. 159-183.
- Freitas-Silva F.H. 1998. Controle estrutural da mineralização aurífera de Serra Pelada, Curionópolis – PA. An. XL Congr. Bras. Geol., p. 131.
- Frietsch R., Papunen H., Vokes F.M. 1979. The ore deposits in Finland, Norway and Sweden – A review. *Econ. Geol.*, v. 74, p. 975-1001.
- Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002a. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In Klein E.L. et al. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 153-168.
- Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002b. Geocronologia e evolução crustal das rochas máficas e mineralização do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil. II Simp. Vulcanismo e Ambientes Associados, Bol. Resumos e Roteiro Excursão, p. 36.
- Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Maurity C.W., Meireles H.P. 2001. Idade do depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil) com base nos isótopos de Pb. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 2002a. Geocronologia e evolução crustal das seqüências vulcanossedimentares hospedeiras dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Carajás (Pará), Brasil. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 519.
- Galarza M.A.T. Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2002b. Geocronologia e geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 493.
- Galley A. 1998. Characteristics of composite subvolcanic intrusive complexes associated with Precambrian VMS districts. In CAMIRO – Project 94E07 – The use of regional scale alteration zones and subvolcanic intrusions in the exploration for volcanic-associated massive sulphide. 3rd Annual Report #3, p. 1-40.
- Gibbs A. K. & Barron C.N. 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics no. 22. Oxford University Press, New York, 246 p.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 16, p. 201-211.

- Goodfellow W.D., Lydon J.W. & Turner R.J.W. 1993. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (sedex) zinc-lead-silver sulphide deposits. In Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I. & Duke J.M. (eds.) Mineral deposit modeling. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 201-251.
- Grainger C.J., Groves D.I., Costa C.H.C. 2002. The epigenetic sediment-hosted Serra Pelada Au-PGE deposit and its potential genetic association with Fe oxide mineralization within the Carajás Mineral Province, Amazon Craton, Brazil. In Goldfarb R.J. & Nielsen R. L. (eds.) Integrated methods for discovery: Global exploration in the 21st Century, Soc. Econ. Geol., Spec. Publ. 9, Chapter 3.
- Gross G.A. 1993. Industrial and genetic models for iron ore in iron-formations. In Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I. & Duke J.M. (eds.) Mineral deposit modeling. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 151-170.
- Groves D.I. 1999. Report on consultancy in the Carajás region. Orebusters Pty Ltd., 36 p.
- Groves D.I., Grainger C.J., Vielreicher N.M. 2001. Palabora Cu and Serra Pelada Au-PGE: End members of the Fe-Oxide Cu-Au deposit group. GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, SEG Special Session I, p. A2.
- Groves D.I. & Vielreicher N.M. 2001. The Phalaborwa (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: an end-member of the iron-oxide copper-gold-rare earth element deposit group? Mineral. Deposita, v. 36, p. 189-194.
- Heim S.L. & Castro F^o L.W. 1986. Jazida de níquel laterítico de Puma-Onça, município de São Félix do Xingu, Pará. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. coords. Principais depósitos minerais do Brasil. Volume II. Ferro e metais da indústria do aço. DNPM / CVRD, Brasília, p. 347-368.
- Hoppe A., Schobbenhaus C., Walde D.H.G. 1987. Precambrian iron-formation in Brazil. In Appel P.W.U. & LaBerge G.L. (eds.), Precambrian iron-formations. Theophrastus Publ., Athens, p. 347-390.
- Hosking K.F.G. 1982. A general review of the occurrence of Tungsten in the world: Proceedings Tungsten Geology Symposium, Jiangxi, China. Geol. Publish. House, Beijing, p. 59-86.
- Høy T. 1995. Blackbird sediment-hosted Cu-Co. In: Lefebure D.V. & Ray G.E. (eds.) Selected British Columbia mineral deposit profiles, vol. 1 – Metallics and Coal. British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995-20, p. 41-44.
- Huhn S.R.B. & Nascimento J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In Costa M.L. & Angélica R.S. (coords.), Contribuições à geologia da Amazônia. Belém, FINEP / SBG, p. 143-160.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999a. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás – PA. Bol. Resum. Expand. VI Simp. Geol. Amaz., p. 463-466.
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada – Região da Serra do Rabo. Bol. Res. Exp. VI Simp. Geol. Amaz., p. 140-143.
- Hulbert L. 1996. Serra da Onça Complex: Assessment of Platinum-group element potential. Mission report, Geol. Surv. Can., 10 p.
- Hutchinson R.W. 1977. Report on Docegeo exploration projects and possibilities. Rel.int. Docegeo, 112 p.
- Hutchinson R.W. 1979. Report on Docegeo copper projects MM-1, Salobo and regional geological relationships, Pará, Brazil, Rel. Interno Docegeo, 17 p.
- Kirkham R.V. 1979. Copper in iron formation. In Current Research, Part B, Geol Surv. Can., Paper 79-1B, p. 17-22.

- Kotschoubey B. 1988. Geologia do alumínio. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (Coords.), Principais depósitos minerais do Brasil, Volume III. Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio. DNPM, Brasília, p. 599-619.
- Kotschoubey B. & Lemos V.P. 1985. Considerações sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. An. II Simp. Geol. Amaz., v. 3, p. 48-61.
- Lancaster Oliveira J., Fanton J., Almeida A.J., Leveille R.A., Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. XXXI Internat. Geol. Congr., Abstract.
- Laznicka P. 1993. Precambrian empirical metallogeny. Elsevier, Amsterdam, 1582 p.
- Lemos V.P. & Villas R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará. Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita N-5, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc., v. 13, p. 165-177.
- Leonardos O.H., Santos M.D., Giuliani G., Araújo L.R. 1991. The Cumaru mesothermal granodiorite-hosted gold mineralization, Amazon craton, Brazil. In Ladeira E.A. (ed.), Brazil Gold '91, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 557-562.
- Leveille R.A. & Marschik R. 2000. Iron oxide copper-gold deposits in South America. XXXI Internat. Geol. Congr., Abstract.
- Lindenmayer Z.G. 1998. O depósito de Cu(Au-Mo) do Salobo, Serra dos Carajás, revisitado. Workshop Depósitos Minerais Brasileiro de Metais-Base. UFBA / ADIMB / SBG, Salvador, p. 29-37.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001a. Considerações sobre origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás, Pará. Rev. Bras. Geoc., v. 31, p. 21-28.
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Laux J.H., Althoff F.J., Araújo J.C., Fleck A., Baecker C.A., Carvalho D.B., Nowatski A.C. 2001b. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: Jost (ed.), Depósitos auríferos dos distritos mineiros brasileiros. DNPM-ADIMB, p. 79-137.
- Lindenmayer Z.G. & Teixeira J.B.G. 1999. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. In Silva M.G. & Misi A. (eds.) Base metal deposits of Brazil. Geol. Surv. Brazil, Belo Horizonte, p. 33-43.
- Lydon J.W. 1995. Sedimentary exhalative sulphides (sedex). In Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (eds), Geology of Canadian Mineral Deposits. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 8, p. 130-152.
- Macambira E.M.B. & Ferreira Fo. C.F. 2001. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará: Implicações geotectônicas e metalogenéticas. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Macambira E.M.B. & Ferreira Fo. C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico - ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará. In Klein E.L. et al. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia. SBG – Núcleo Norte, Belém, p. 105-114.
- Macambira E.M.B., João X.S.J., Alves J.N. 1993. Ocorrência de minerais do grupo da platina no complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça, sul do Pará, Brasil. I Encontro Brasileiro sobre Elementos do Grupo da Platina. Vol. Resum. Expand., p. 41-43.
- Machamer J.F. 1987. A working classification of manganese deposits. Min. Mag. 157, p. 348-351.
- Marinho P.A.C. et al. 1983. Projeto Cérbero I. Belém. GEBAM/CPRM, 48 p.
- Marschik R. & Leveille R.A. 2001. Iron oxide Cu-Au deposits in South America: Canderaria, Chile, and Sossego, Brazil. GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, SEG Special Session I, p. A2.
- Martini S.L. 2001. Geologia dos depósitos minerais de Carajás. Relatório de Progresso I. Sumário e considerações finais. CPRM / ERJ, p. K1-K7.

- Mayer D.J.K. et al. 1990. Mina de ouro do Igarapé Bahia: Persistência de um prospecto. An. XXXVI Congr. Bras. Geol., Boletim Resumos, p. 135.
- Meireles E.M., Teixeira J.T., Lourenço R.S. & Medeiros Fo. C.A. 1982. Geologia, estrutura e mineralização aurífera de Serra Pelada. An. XXXII Congr. Bras. Geol., v. 3, p. 900-911.
- Meireles E.M. & Silva A.R.B. 1988. Depósito de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (Coords.), Principais depósitos minerais do Brasil, Volume III. Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio. DNPM, Brasília, p. 547-557.
- Meirelles, M.R. & Dardenne, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, PA. Rev. Bras. Geoc., v. 21, p. 41-50.
- Mellito K.M. & Tassinari. 1998. Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito Salobo 3 α , Província Mineral de Carajás. An. XL Congr. Bras. Geol., p. 119.
- Melo A.F.F., Pinheiro M.M. & Lobato T.A.M. 1985. Projeto Cérbero I - Alfa. GEBAM/CPRM, Belém, 56 p.
- Mougeot R., Resput J.P., Briquet L., Ledru P., Milesi J.P., Lerouge C., Huhn S.B., Macambira M.J.B. 1996. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralization and evolution of the Carajás Province (Pará, Brazil). An XXXIX Congr. Bras. Geol., v. 7, p. 321-324.
- Monteiro H et al. 1986. O *greenstone belt* do Alto Jauru. An. XXXIV Congr. Bras. Geol., v. 2, p. 630-647.
- Monteiro H. et al. 1988. Depósito de ouro Cabaçal I, Mato Grosso. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (coords.), Principais depósitos minerais do Brasil, vol. III. DNPM, Brasília, p. 535-545.
- Nash J.T. 1989. Geology and geochemistry of synsedimentary cobaltiferous pyrite deposits, Iron Creek, Lemhi County, Idaho. U.S. Geol. Surv. Bull. 1882, 33 p.
- Nash J.T. & Connor J.J. 1993. Iron and chlorine as guides to stratiform Cu-Co-Au deposits, Idaho Cobalt Belt, USA. Mineral. Deposita, v. 28, p. 99-106.
- Nunes A.R., Rego J.L., Meireles H.P., Tallarico J.B.C., Lima da Silva P.E. Siqueira J.B., Stevanato R., Ferreira F.J.F. 2001. A Descoberta do Depósito Breves na Província Mineral de Carajás. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Oliveira E.P., Winter C., Sachs L., Batista J.J., Figueiredo B., Foster R. 1993. Limiting factor in applying geochemistry to tectonic setting identification in continental areas: implication to the Carajás basic metavolcanics, Brazil. An. IV Congr. Bras. Geol., p. 20-22.
- Pinho F.E.C. 1996. The origin of the Cabaçal Cu-Au deposit, Alto Jauru greenstone belt, Brazil. PhD thesis, University of Western Ontario. London, Ontario.
- Pinho F.E.C., Fernandes C.J., Santos C.A.R.R. 2001. Cabaçal Belt, southern Amazonian Craton, a vast camp for exploration of gold associated with massive sulfide deposits. An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Pollard P.J. & Williams P.J. 1999. Short course on Fe oxide-copper-gold deposits (The Candelaria – Ernest Henry – Olympic Dam Family), James Crook Univ, Econ. Geol. Research Unit, ca. 230 p.
- Reis F.N. & Villas R.N.N. 2002. Mineralização e alteração hidrotermal no depósito cupro-aurífero de Serra Verde, província mineral de Carajás. Rev. Bras. Geoc., v. 32, p. 69-86.
- Réquia K. & Fontboté L. 2000. The Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás, northern Brazil. In: Porter T.M. (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. p. 225-236.
- Requia K. & Fontboté L. 2001. The Salobo iron oxide copper-gold hydrothermal system, Carajás Mineral Province, Brazil. GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, SEG Special Session I, p. A2.

- Réquia K.C.M., Xavier R.P., Figueiredo B. 1995. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, v. 7, p. 27-39.
- Ribeiro V.E., Suíta M.T.F., Hartman L.A. 2002. Contribuição à geologia do Complexo Luanga, Província Mineral de Carajás, Pará. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 423.
- Robert F., Poulsen K.H., Dubé B. 1997. Gold deposits and their geological classification. In Gubins A.G. (ed.) Proceedings of Exploration '97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration, p. 209-220.
- Ronzê P.C., Soares A.D.V., Santos M.G.S., Barreira C.F. 2000. Alemão copper-gold (U-REE) deposit, Carajás, Brazil. In Porter T.M. (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. 191-202.
- Rozendaal A. 1976. The Gamsberg zinc deposit, Namaqualand. In Verwoerd W.J. (ed.) Mineralization in metamorphic terranes. Geol. Soc. South Afr. Spec. Publ. No. 4, J.L. van Schaik Ltd, Pretoria, p. 235-265.
- Santos J.F. 1987. Tipologia e gênese do depósito de tungstênio de Pedra Preta – PA. Diss. Mestrado., Inst. Geoc. USP, 100 p.
- Santos M.D, Leonardos O.H., Foster R.P., Fallick A.E. 1998. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Pará, Brazil. Rev. Bras. Geoc., v. 28, p. 327-338.
- Sillitoe R.H. 1998. Geological model and exploration potential, Serra Leste Gold Deposit, Carajás region. Int. Report, 15 p.
- Silva J.L. 1988. Mina de manganês do Azul. In CVRD / SBG, Província Mineral de Carajás. Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. Anexo An. XXXV Congr. Bras. Geol., p. 70-94.
- Silva C.M.G. & Villas R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: Geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluid. Rev. Bras. Geosc., v. 28, p. 315-326.
- Slack J.F. 1993. Descriptive and grade-tonnage models for Besshi-type massive sulphide deposits. In Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I. & Duke J.M. (eds.) Mineral deposit modeling. Geol. Assoc. Canada Sp. Paper 40, p. 343-371.
- Soares A.D.V., Macambira M.J.B., Santos M.G.S., Vieira E.A.P., Masotti F.S., Souza C.I.J., Padilha J.L., Magni M.C.V. 2001. Depósito Cu (Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (Dados Preliminares). An. VII Simp. Geol. Amaz., Resum. Expand. em CD-ROM.
- Souza L.H. & Vieira E.A.P. 2000. Salobo 3 Alpha deposit: Geology and mineralisation. In Porter T.M. (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. 213-224.
- Suíta M.T.F. & Nilson A.A. 1991. O depósito de cromita estratiforme do complexo Luanga, província de Carajás, Pará – Aspectos geoquímicos. III Congr. Bras. Geol. / I Congr. Geoq. Países de Língua Portuguesa. Resumos 1o. Volume, p. 203-206.
- Tallarico F.H.B., Coimbra C.R., Costa C.H.C. 2000a. The Serra Leste sediment hosted Au-(Pd-Pt) mineralization, Carajás Province. Rev. Bras. Geoc., v. 30, p. 226-229.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2002a. Shrimp II U-Pb constraints on the age of the Igarapé Bahia Fe-Oxide Cu-Au-(U-REE) mineralisation, Carajás copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) Olympic Dam-type deposit. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 222.
- Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Rego J.L., Nunes A.R. 2002b. Geology and Shrimp II U-Pb geochronology of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) mineralisation: Evidence of Paleoproterozoic (1.88 Ga) metallogeny in the Carajás copper-gold belt, Brazil. An. XLI Congr. Bras. Geol., p. 222.

- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000b. The Igarapé Bahia primary Cu-Au mineralization, Carajás Province: a descriptive model and genetic considerations. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 30, p. 230-233.
- Tassinari C.G.C., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Fo. A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31th Internat. Geol. Congr, Rio de Janeiro, p. 41-95.
- Tazava E. & Oliveira C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) deposits, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In Porter T.M. (ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits*. Austral. Mineral Foundation, Glenside SA, p. 213-212.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineral. Deposita*, v. 34, p. 323-334
- Valarelli J.V., Bernardelli A.L., Beisegel W.R. 1978. Aspectos genéticos do minério de manganês do Azul. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, v. 4, p. 1670-1679.
- Villas R.N., Galarza M.A., Almada M.C., Viana A.S., Ronzê P. 2001. Geologia do depósito Igarapé Bahia / Alemão, Província Carajás, Pará. In: Jost H. (ed.), *Depósitos auríferos dos distritos mineiros brasileiros*. DNPM-ADIMB, p. 215-240.
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineral. Deposita*, v. 36, p. 300-331.
- Vokes F.M. 1976. Caledonian massive sulphide deposits in Scandinavia: a comparative review. In Wolf K.H. (ed.) *Handboo of strata-bound and stratiform ore deposits*, v. 6, Elsevier, Amsterdam, p. 79-127.
- Windley B.F. 1984. *The evolving continents. Archaean granulite-gneiss belts*. John Wiley & Sons, New York, p. 8-27.
- Winter C.J. 1994. *Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil*. PhD Tehsis, Dept. of Geology, Univ. of Southampton, 300 p.
- Xavier R.P., Dreher A.M., Emerson R.C., Rego J.L., Nunes A.R. 2002. The fluid regime in the Paleoproterozoic intrusion-related Breves Cu-Au-(Mo-W-Bi) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *An. XLI Congr. Bras. Geol.*, p. 411.