

## Diferenças Entre os Depósitos Auríferos do Grupo Aguapeí (Estado de Mato Grosso) e os Clássicos Exemplos de Ouro em Conglomerados

CARLOS JOSÉ FERNANDES<sup>1,2,4</sup>, GÊNOVA MARIA PULZ<sup>3,4</sup>, RAUL MINAS KUYUMJIAN<sup>2,4</sup>, FRANCISCO EGÍDIO CAVALCANTE PINHO<sup>1,4</sup>

1. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, MT, CEP 78060-900 [cafer@cpd.ufmt.br](mailto:cafer@cpd.ufmt.br)

2. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF. CEP70919-970

3. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

Caixa Postal 15044, CEP 91509-900

4. Grupo de Pesquisa Recursos Minerais de Mato Grosso – GPRM-MAT/CNPq

(Recebido em 05/03. Aceito para publicação em 06/05)

**Abstract** - Gold prospects in the Aguapeí Folded Belt are situated in the southwestern portion of the Amazon Craton, within the Alto Guaporé Province, southwestern state of Mato Grosso. The mineralizations are mainly concentrated in the Pau-a-Pique Deposit (south), Lavrinha Region (central), and São Vicente Mine (north). Gold ore comprises quartz veins and disseminations in the low-grade metamorphic metasedimentary rocks from the Aguapeí Group. This stratigraphic unit was strongly deformed by the Sunsás-Aguapeí Orogeny (1.28-0.95 Ga). The Aguapeí gold deposits differ in their petrography, chemistry, structural aspects and age from world classic gold deposits associated with coarse clastic sedimentary sequences (Witwatersrand, Jacobina, Tarkwa, etc.). This study discusses the main differences between Aguapeí gold deposits and the classic worldwide deposits hosted by conglomerates.

**Keywords** - conglomerate, gold deposits, Aguapeí Group

### INTRODUÇÃO

Os depósitos auríferos associados às seqüências sedimentares clásticas ocorrem desde o Arqueano até o Cenozóico em diferentes continentes. Apesar da significativa distribuição destes depósitos no tempo geológico, somente alguns têm merecido atenção especial, devido à expressiva produção em ouro. Dentre os depósitos de ouro associados a metaconglomerados e metarenitos, destacam-se os de Witwatersrand (África do Sul), Tarkwa (Ghana) e Jacobina (Bahia, Brasil), mencionados por Kesse (1981), Phillips & Myers (1987), Andrews-Speed & Unrug (1984) e Ledru *et al.* (1997). Além destes, também devem ser mencionados os depósitos alojados no Grupo Mporokoso, na Zâmbia (Andrews-Speed, 1989), Athabasca Pass, no Canadá (Shaw & Morton 1990) e Formação Moeda (Minter *et al.*, 1990, Garayp *et al.*, 1991) e Grupo Aguapeí, no Brasil (Saes *et al.* 1991; Fernandes 1999).

Estes depósitos correspondem àqueles encon-

trados em *gold-only provinces*, nos quais o ouro é o principal bem mineral (Phillips & Powell 1992). Algumas ocorrências se encontram em seqüências sedimentares metamorfas e são classificadas como *lode-gold* (Arehart 1996) ou *vein-type gold* (Hodgson, 1989), ou ainda orogênicas (Groves *et al.*, 1998, Groves *et al.* 2000; Goldfarb *et al.* 2001).

A origem do ouro em seqüências sedimentares clásticas do Arqueano e do Proterozóico é discutida segundo três hipóteses: (i) *singenético-paleoplacer*, (ii) *paleoplacer* modificado e, (iii) *epigenéticos*. Na maioria dos depósitos clássicos em conglomerados, como os de Jacobina, Witwatersrand e Mporokoso, a origem do ouro é controversa (Barnicoat *et al.* 1997; Mascarenhas *et al.* 1998). Quanto aos depósitos em rochas metasedimentares de Ghana (Supergrupo Tarkwaian), apesar de haverem defensores da origem *paleoplacer* modificado (Milési *et al.* 1992), a *singenética* é aceita pela maior parte dos pesquisadores (Eisenlohr 1992).

Neste estudo são enfocados os principais de-

depósitos auríferos do Grupo Aguapeí, com ênfase nas características petrográficas e estruturais que os diferenciam de outros depósitos análogos.

## DEPÓSITOS AURÍFEROS NO GRUPO AGUAPEÍ

O Grupo Aguapeí se insere no contexto geológico da Faixa Móvel Aguapeí, porção sudoeste do Cráton Amazônico, fronteira Brasil-Bolívia. A geomorfologia da região compreende serras alinhadas, de direção N20-40°W, sustentadas pelas rochas deste grupo (Fig. 1). Estas adentram o território boliviano, onde são conhecidas como pertencentes ao Grupo Sunsás (Bloomfield & Litherland, 1979). O Grupo Aguapeí, depositado como seqüência transgressiva-regressiva em aulacógeno (Saes, 1999), deformado e metamorfisado na fácies xisto verde durante a Orogenia Sunsás, é constituído da base para o topo pelas formações Fortuna (metaconglomerados, metarenitos ortoquartzíticos, metasiltitos), Vale da Promissão (metasiltitos e metarenitos arcoseanos) e Morro Cristalina (metarenitos ortoquartzíticos, além de níveis de metaconglomerados oligomíticos e metasiltitos). O embasamento da região é representado pelas seqüências vulcanossedimentares Rio Alegre e Pontes e Lacerda, Complexo Granulítico-Anfibolítico Santa Bárbara e Granito-Gnaiss Santa Helena. Os depósitos auríferos

conhecidos se restringem à porção central da Faixa Móvel Aguapeí, que marca o limite entre os terrenos Santa Helena e Rio Alegre (Saes 1999).

Ao longo do Grupo Aguapeí são registrados mais de 20 depósitos e ocorrências auríferas. Neste estudo foram detalhadas três áreas: Pau-a-Pique, Lavrinha e São Vicente, indicadas no esboço geológico da figura 1.

No depósito Pau-a-Pique, o minério é formado por sistemas de veios de quartzo encaixados preferencialmente em fraturas D e R e, disseminações nas rochas encaixantes representadas por milonitos da Formação Fortuna e pelo Tonalito Pau-a-Pique (Fig. 2). O ouro nativo ocorre associado à pirita, magnetita, hematita, ilmenita, martita e, subordinadamente, calcopirita, pirrotita, arsenopirita e galena (Fernandes *et al.* 1998; 1999; Barboza 2001).

Por análise da trajetória das estruturas impressas no Grupo Aguapeí e seu embasamento, observáveis em imagem de satélite e reconhecidas em mapeamento da região do depósito Pau-a-Pique, foi identificada uma zona de cisalhamento transcorrente rúptil-dúctil, com componente oblíqua de cavalgamento, denominada de Zona de Cisalhamento Corredor, a qual exerceu forte controle estrutural sobre a mineralização no depósito Pau-a-Pique, e possivelmente também em outras ocorrências auríferas ao longo da direção N20-30°W (Fernandes 1999).

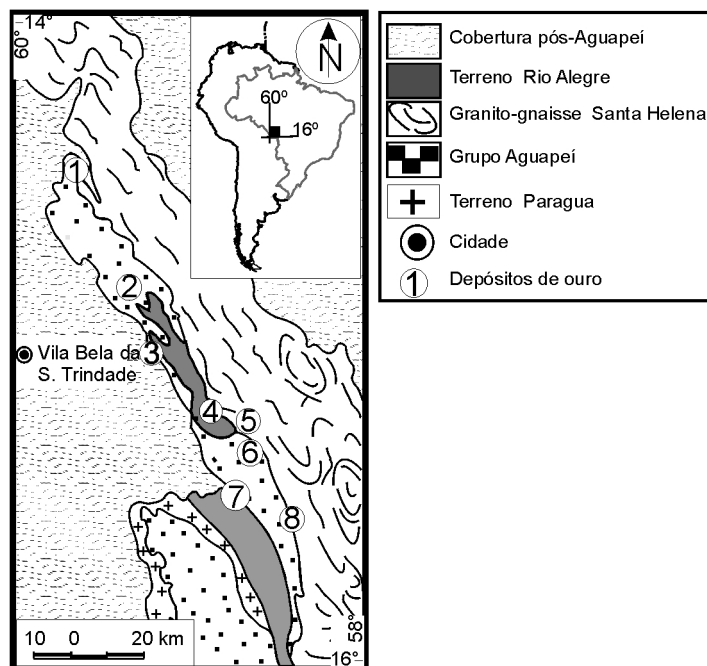


Figura 1 – Mapa geológico simplificado da porção sudoeste de Mato Grosso com a localização das ocorrências auríferas da Província Aurífera do Alto Guaporé (modificado de Saes *et al.*, 1991). 1- São Vicente; 2- Ruínas São Francisco Xavier; 3- Rio Sararé; 4- Inera; 5- Córrego da Onça; 6- Região da Lavrinha, a qual inclui as escavações denominadas de Japonês, Nosde, Lavrinha, Serra Azul, Ernesto Superior e Inferior; 7- Rio Alegre; 8- Pau-a-Pique.

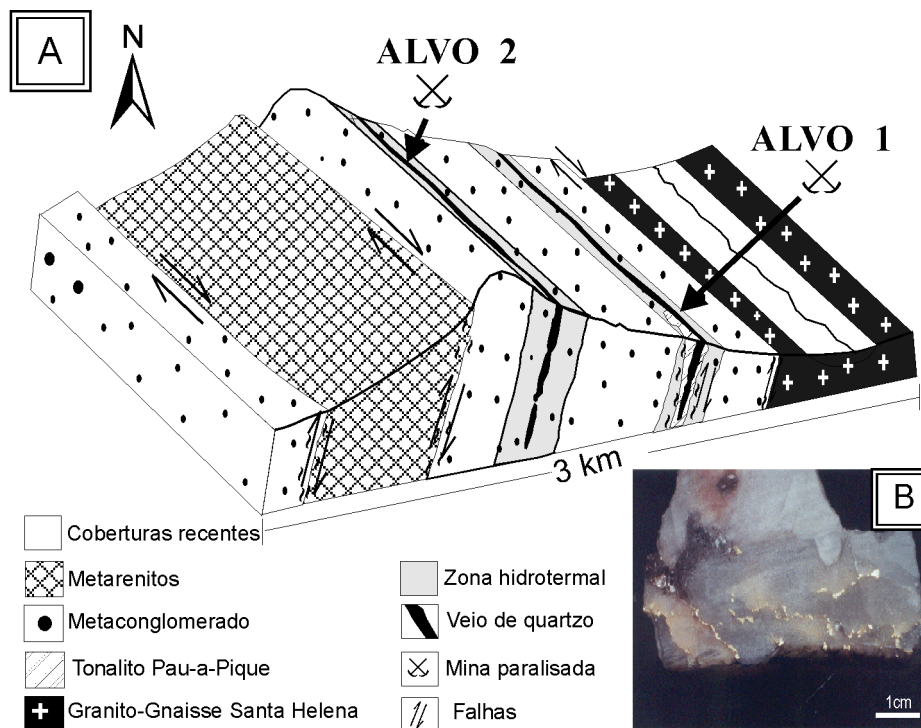


Figura 2 – (A) Bloco diagrama da geologia da Serra do Pau-a-Pique (Mato Grosso), destacando a localização das frentes de lavra (alvos 1 e 2) do depósito homônimo. (B) Fotografia de amostra de mão de veio de quartzo, destacando grãos de ouro nativo visíveis à vista desarmada.

Diversos tipos texturais (de protomilonito a ultramilonito) são encontrados na área do depósito Pau-a-Pique, resultantes da variação da intensidade do cisalhamento regional. Na zona mineralizada, estas rochas estão hidrotermalizadas, pois contêm turmalina, mica branca, biotita, clorita e sulfetos.

Na região da Lavrinha, próximo à cidade de Pontes e Lacerda, o ouro ocorre em três diferentes horizontes da Formação Fortuna, associados a veios de quartzo concordantes com estreitas zonas de milonitos de baixo ângulo. O Horizonte Inferior, representado pela Zona de Cisalhamento Morro Solteiro (Silva & Santos 2001), marca o contato do Tonalito Lavrinha com os metaconglomerados da Formação Fortuna (Fig. 3) e hospeda os depósitos do Ernesto Inferior, Copacel 1 e 2, Clementino, Nenê e Nilton Brasileiro. O Horizonte Intermediário, formado por deslizamentos intraestratais em pacote de metaconglomerados com finas intercalações de metarenitos e metassiltitos, contém os depósitos Serra Azul/Cantina, Ernesto Superior e Pombinha. O Horizonte Superior, que marca o contato entre níveis pelíticos e arenoconglomeráticos (Fig. 3), hospeda os depó-

sitos Japonês, Jair/Lavrinha e Nosde.

Na borda oriental da Serra de São Vicente, a zona aurífera (Mina São Vivente) está inserida numa faixa de rochas intensamente deformadas, com largura local em torno de 1 km e orientação N40°W, posicionada entre blocos pouco deformados (Scabora & Duarte 1998). Nesta zona são reconhecidos dois tipos de minérios: (i) supergênico, composto por óxidos de Fe, Mn e Ti, mica branca, quartzo e ouro nativo; (ii) sulfetado, constituído de pirita, arsenopirita, mica branca, caulinita e quartzo, que corresponde às porções mais profundas da mina, onde o intemperismo é menos intenso. O ouro nativo está incluído em pirita e na forma livre.

A alteração hidrotermal das rochas metassedimentares milonitizadas sugere que fluidos hidrotermais foram canalizados pelas diversas zonas de cisalhamento nos depósitos estudados. A ocorrência do ouro nas zonas de deformação, somada à ausência de orientação da maioria dos minerais hidrotermais e, por vezes, abundância de estilólitos no minério, indica que a percolação de fluidos ocorreu nos estágios finais da deformação.

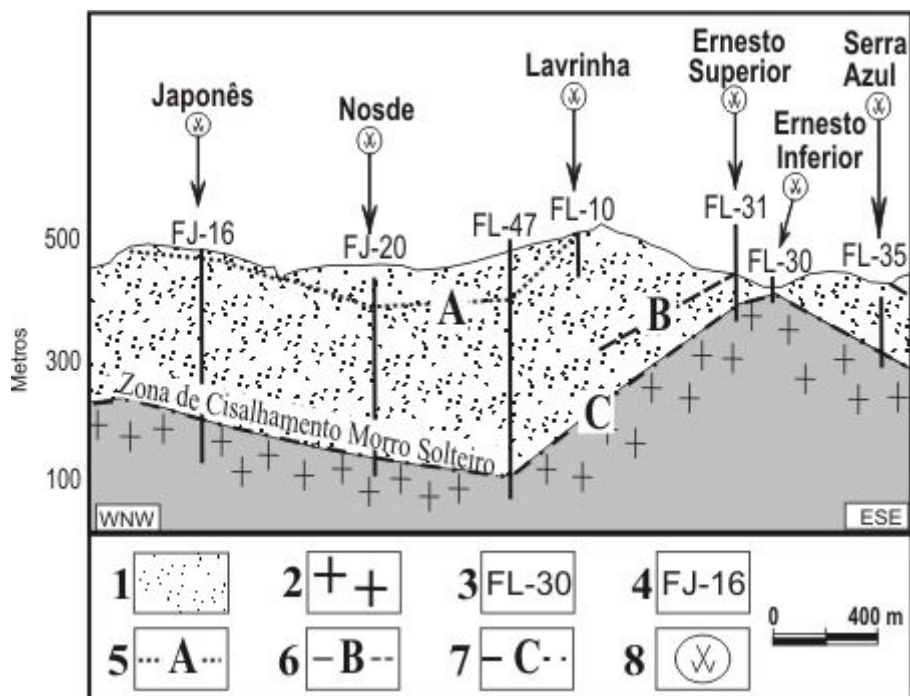


Figura 3 – Projeção dos horizontes mineralizados a partir de furos de sondagens da região da Lavrinha. 1- Formação Fortuna; 2- Granito-Gnaiss Santa Helena e Tonalito; 3- Furos de sondagens executados nos depósitos da Lavrinha, Ernesto Superior, Ernesto Inferior e Serra Azul; 4- Furos de sondagens executados no depósito do Japonês; 5- Horizonte superior; 6- Horizonte intermediário; 7- Horizonte inferior; 8- garimpos de ouro paralisados.

Na zona mineralizada, as rochas da Formação Fortuna foram submetidas à silicificação, sericitização, sulfetação e oxidação. Nas proximidades dos corpos tonalíticos, que compõem parte do embasamento dos depósitos do Pau-a-Pique e daqueles do horizonte inferior na região da Lavrinha, ocorreu biotitização e cloritização. Este tipo de alteração hidrotermal sugere que as rochas estudadas interagiram com fluidos próximos da neutralidade a levemente ácidos e com elevada atividade de  $H_4SiO_4$ , propiciando a formação de clorita às expensas da biotita. Estes processos ocorrem sob condições favoráveis à deposição do ouro (Seward 1973).

Análises de espectrofotometria de infravermelho com transformação de Fourier (FTIR) em amostras de hidrotermalitos da área do depósito Pau-a-Pique indicam fluidos de natureza aquo-carbônica (Fernandes 1999). Barboza (2001) obteve dados microtermométricos de inclusões fluidas aprisionadas nos veios de quartzo deste depósito. Os dados microtermométricos sugerem que a interação fluido/rocha iniciou com a percolação de fluidos aquo-carbônicos, sob temperaturas de 173°C a 341°C, como indica a temperatura de homogeneização das inclusões. Ainda, segundo Barboza (2001), a evolução do sistema hidrotermal propiciou a percolação de fluidos aquosos, como sugerem as

inclusões aquosas tardias com homogeneização entre 120°C e 210°C. Segundo este autor, a deposição do ouro está associada à percolação dos fluidos aquosos tardios.

Dados radiométricos (método K-Ar), obtidos em micas hidrotermais do depósito Pau-a-Pique e Lavrinha, forneceram idades entre 964±42 Ma e 843±17 Ma. Estas idades sugerem que a circulação de fluidos hidrotermais ocorreu no final da deformação do Grupo Aguapeí pela Orogenia Sunsás-Aguapeí (Geraldes *et al.* 1997). Estes dados radiométricos corroboram o caráter epigenético dos depósitos auríferos Pau-a-Pique e Lavrinha.

## EXEMPLOS CLÁSSICOS DE DEPÓSITOS DE OURO EM CONGLOMERADOS

### Província Aurífera de Witwatersrand

A Bacia de Witwatersrand consiste de uma sucessão de sedimentos clásticos, 5 a 8 km de espessura, depositados sobre embasamento continental, de idade superior a 3,1 Ga (Barnicoat *et al.* 1997). O Supergrupo Witwatersrand (2700-2800 Ma, Armstrong *et al.* 1990) é subdividido em Witwatersrand Inferior (Grupo *West Rand*), que compreende uma seqüência pelítica a psamítica

sobreposta pela unidade Witwatersrand Superior (Grupo *Central Rand*), representada por seqüência psamítica a psefítica onde se concentra grande parte dos depósitos auríferos do supergrupo (Phillips *et al.* 1989) (Figs. 5 e 6).

Os campos auríferos de Witwatersrand, os mais bem conhecidos do mundo, já produziram mais de 40.000 toneladas de ouro (Barnicoat *et al.* 1997). Depósitos análogos são, no mínimo, duas vezes menores em magnitude (ex. depósitos modernos auríferos tipo *placer* – Phillips *et al.* 1989).

A origem da mineralização aurífera em Witwatersrand tem sido tema de controvérsia por mais de um século, com argumentos a favor da origem detrítica-*placer* (Minter 1978; Hallbauer 1986), hidrotermal (Phillips *et al.* 1989; Phillips & Law 1994; Barnicoat *et al.*, 1997) e *placer* modificado (Frimmel *et al.* 1993). Atualmente, a origem hidrotermal da mineralização é a hipótese aceita pela maior parte dos pesquisadores (Barnicoat *et al.* 1997).

Segundo Phillips *et al.* (1989), as razões que favoreceram por longo tempo o modelo detrítico (*Placer*) foram fundamentadas nas estreitas relações entre a distribuição do ouro e as características sedimentares (inconformidades, unidades estratigráficas, quartzitos piritosos, expressiva quantidade de material carbonoso), inexistência de alteração hidrotermal no depósito, ausência de permeabilidade que permitisse movimento de fluidos após deposição, ausência de zonação vertical e inabilidade dos fluidos para transporte de ouro.

Estudos de Barnicoat *et al.* (1997) mostram que a associação Au-U em Witwatersrand foi depositada por fluidos hidrotermais. Esta associação química está concentrada em horizontes conglomeráticos, que estão imediatamente sobrepostos a inconformidades no Grupo *West Rand* e, mais especificamente, no Grupo *Central Rand*, dominado por conglomerados e arenitos com intervalos restritos de rochas vulcânicas. Phillips & Myers (1989) sugerem que as inconformidades sin-deposicionais foram fundamentais para acumulação seletiva de ferricletes-pisólitos e níveis carbonosos. Estes níveis enriquecidos em Fe e C, parte de um pacote de 1 a 2 m de espessura, atuaram como canais preferenciais para a percolação de fluidos metamórficos portadores de Au e S, em decorrência da heterogeneidade litológica e da concentração preferencial de deformação posterior. Desta forma, a substituição seletiva de Fe-C por Au-S dos fluidos metamórficos, o controle estrutural da distribuição do ouro, a textura secundária do ouro e a presença

de texturas de substituição exibidas por pirita e uraninita, sugerem que a mineralização é secundária (Phillips & Myers 1989; Barnicoat *et al.* 1997).

### Depósito Aurífero de Jacobina

O Grupo Jacobina, depositado sobre o *Greenstone Belt* de Mundo Novo, abrange, da base para o topo, as formações Serra do Córrego, Rio do Ouro, Cruz das Almas, Serra do Meio e Serra da Paciência, que caracterizam dois ciclos de sedimentação granodecrescente segundo Mascarenhas *et al.* (1998).

A descoberta de ocorrências de ouro nos metassedimentos do Grupo Jacobina ocorreu em 1701, porém a exploração só iniciou em 1880 pela Companhia Minas de Jacobina (Mascarenhas *et al.* 1998). A Bacia de Jacobina (idade mínima de  $2086 \pm 29$  Ma, conforme Mougeot (1996) contém até 7.000 m de sedimentos clásticos (conglomerados, arenitos e siltitos) depositados em ambiente fluvial, transicional (deltáico) e marinho; posteriormente metamorfisados na fácies xisto verde a anfíbolito (Horscroft *et al.* 1989; Andrews-Speed & Unrug 1984).

Na Mina de Itapicuru, distrito aurífero de Jacobina, a zona mineralizada está associada a zonas de cisalhamento anastomosadas, que se concentram no contato da bacia com o embasamento e junto a descontinuidades desenvolvidas nos bancos conglomeráticos. O metal ocorre na matriz arenosa e piritosa de lentes conglomeráticas intercaladas em arenitos da Formação Serra do Córrego, fraturas e veios de quartzo (Melo Jr. 1993).

Gross (1958) atribui aos depósitos de Jacobina uma origem sedimentar (*paleoplacer*), enquanto Melo Jr. (1993) sugere origem hidrotermal. O aprofundamento do conhecimento geológico da área tem favorecido a última hipótese.

Segundo a teoria de *paleoplacer* modificado, o ouro, a pirita e outros minerais pesados foram transportados como detritos por correntes fluviais e depositados por equivalência hidráulica com os seixos de quartzo dos conglomerados mineralizados. Por outro lado, Melo Jr. (1993) destaca que a variedade de minerais pesados (*e.g.* magnetita e ilmenita) e a presença de até 30 % de pirita, na matriz dos conglomerados auríferos, são aspectos enigmáticos, pois junto com a pirita ocorrem minerais de Fe e Ti, comuns em depósitos de *placers* auríferos modernos e antigos. O autor sustenta que a ausência de magnetita e ilmenita e a quantidade significativa de pirita, somada às evidências sedi-



mentológicas e litológicas, pode ser explicada por modelo um hidrotermal. Segundo este modelo, a interação de fluidos contendo thio-complexos transportando ouro com os minerais detríticos de Fe (magnetita) e Fe-Ti (ilmenita), provocou a formação de pirita e rutilo autigênicos, liberando ouro para ser depositado na forma livre ou associado à pirita neoformada.

### Depósito Aurífero Tarkwa

Os primeiros trabalhos de exploração de ouro, em Ghana, datam de 1453 com a chegada dos portugueses naquele país (Kesse 1984). Os maiores depósitos estão associados a veios de quartzo mesotermiais e a conglomerados quartzosos (*paleoplacer*), ambos confinados a *Ashant Belt* (Eisenlohr 1992). Esta faixa é constituída por rochas supracrustais do Paleoproterozóico (ca. 2100 Ma) pertencentes aos: (1) Supergrupo Birimian, composto por intercalações de rochas vulcanoclásticas e sedimentares e (2) Supergrupo Tarkwaian, que reúne sedimentos clásticos, de granulação grossa, com idade de deposição entre 1900 – 1600 Ma (Andrews-Speed & Unrug 1984).

Os litótipos do depósito de Tarkwa foram metamorfisados na fácies xisto verde a anfíbolito. Segundo Eisenlohr (1992), a ocorrência de ouro está restrita aos metaconglomerados polimíticos do Grupo Kawere, constituídos por clastos de rochas vulcânicas máficas e félsicas, silixito, folhelhos e quartzo, derivados do Supergrupo Birimian, bem como seixos do Granito Dixcove. O ouro está concentrado em lentes de conglomerados com 0,5 a 2 m de espessura, 50 – 150 m de largura e 200 – 600 m de comprimento. Traços de ouro disseminado são também registrados nos metarenitos, que separam unidades individuais de metaconglomerado (Hirdes *et al.* 1988).

Grãos de ouro nativo, de 10–15 µm, ocorrem disseminados na matriz dos metaconglomerados. Segundo Hirdes *et al.* (1988), o ouro nativo associa-se com hematita, magnetita, rutilo, ilmenita, zircão e, esporadicamente, a cromita e diamante. Sulfetos são raros e só ocorrem próximos às falhas e veios de quartzo, que cortam os metaconglomerados (Eisenlohr 1992).

A origem singenética destes depósitos é consenso entre os pesquisadores (Kesse 1984; Eisenlohr 1992). Os principais argumentos em prol da origem singenética fundamentam-se nos baixos teores de Ag no ouro, estreita associação do ouro com minerais pesados dos níveis conglomeráticos,

ausência de ouro em outros tipos de rochas nas proximidades e ausência de paragêneses de alteração hidrotermal.

No modelo de *paleoplacer* persiste uma incógnita em relação à fonte do ouro. A possibilidade mais remota reside nos veios auríferos do Supergrupo Birimian, sotopostos aos sedimentos auríferos. Dados estruturais e de metamorfismo mostram que tanto as rochas do embasamento (Supergrupo Birimian), quanto os metaconglomerados (Supergrupo Tarkwaian), foram deformados e metamorfisados na mesma época. Como todas as rochas metassedimentares do Supergrupo Tarkwaian estão restritas ao *Ashanti Belt*, em seixos derivados do Supergrupo Birimian, o ouro não poderia ter sido originado via erosão dos veios auríferos deste supergrupo (Eisenlohr 1992).

### Outros Exemplos de Depósitos Auríferos em Conglomerados

Além dos clássicos depósitos mencionados, outras ocorrências importantes são citadas na literatura geológica. Na parte norte de Zâmbia (África), Andrews-Speed & Unrug (1984) descrevem depósitos de ouro em conglomerado do Bloco Bangweulu, explorados desde a década de 30. O ouro ocorre nos sedimentos do Grupo Mporokoso, depositados no intervalo 1833 – 1134 Ma, em ambiente fluvial a lacustre.

Os conglomerados são constituídos por clastos de veios de quartzo, rochas vulcânicas e, raramente, jaspilite, quartzito e outras rochas metamórficas. Minerais pesados, principalmente hematita, são observadas ao longo das superfícies de estratificação cruzada nas rochas sedimentares fluviais. O ouro ocorre em concentrações de 0,1 a 0,5 g/t em arenitos grossos e conglomerados da parte basal do grupo. A relação do ouro com feições sedimentares não foi ainda bem demonstrada, mas a maioria dos pesquisadores é adepta da hipótese singenética.

No Quadrilátero Ferrífero, Renger *et al.* (1988) e Garayp *et al.* (1991) descrevem depósitos auríferos em seqüências clásticas onde predominam conglomerados, arenitos e siltitos em inconformidades sobre o embasamento granito-*greenstone* deformado. Os depósitos ocorrem na base da Formação Moeda (depósito Moeda) no Sinclinal de Ouro Fino. Os conglomerados, com clastos de até 50 cm, são polimíticos e constituídos de veios de quartzo, xistos, metavulcânica félsica, silixito e formação ferrífera bandada. Segundo os autores, a associação do

ouro e minerais pesados favorece a origem sinéctica.

## DEPÓSITOS DO TIPO *LODE-GOLD* EM CONGLOMERADOS

Os depósitos do tipo *lode-gold* em geral têm características similares entre si, apesar da diversidade temporal e do enquadramento geológico (Phillips & Powell, 1992). São controlados por estruturas que se desenvolveram ou foram reativadas tardiamente na evolução dos terrenos (Groves *et al.* 1995). Tais depósitos em geral são ricos em Au, Ag, As, e W, com variável enriquecimento relativo em B, Bi, Pb, Se, e Sb e empobrecimento relativo em Cu, Pb e Zn (Ho *et al.* 1992; Spooner 1993). As zonas de alteração hidrotermal são ricas em K, Rb, Ba, Cs, S e CO<sub>2</sub> (Ho *et al.*, 1992). A paragénesis de alteração hidrotermal observada nas rochas encaixantes é indicativa de fluidos redutores. Segundo Groves *et al.*, (1995), a alteração hidrotermal mostra zoneamento lateral em escala de centímetros a dezenas de metros, enquanto o vertical atinge a escala de centenas de metros.

Ho *et al.* (1992) e Skinner (1997) afirmam que os componentes principais dos fluidos hidrotermais envolvidos na formação de grande parte dos depósitos auríferos do tipo *lode-gold* são H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>±CH<sub>4</sub>. Segundo estes autores, a fonte destes fluidos hidrotermais pode ser água superficial, subterrânea profunda, metamórfica e magmática. Fluidos hidrotermais aquosos, em geral, contém concentrações significativas de Na, K, Ca e Cl, mas outros elementos como Mg, Br, S, Sr, Fe, Zn, C e N, podem estar presentes em concentrações superiores a 1000 ppm (Skinner, 1997).

Os depósitos *lode-gold* são controlados por vários tipos de estruturas, tais como zonas dilatantes em falhas reversas, fraturas extensionais, veios em cela e estruturas associadas a eixos de dobras (Hodgson 1989; Groves *et al.*, 1995). No intervalo de temperatura mais comum deste tipo de depósito (175°C a 400°C) o ouro, sob o estado de oxidação Au<sup>+</sup>, é complexado e transportado por tio-complexos sulfetados, tais como Au (HS)<sub>2</sub><sup>-</sup>, e a temperaturas mais elevadas pode ser transportado com complexos clorados AuCl<sub>4</sub><sup>-</sup> e AuCl<sub>2</sub><sup>-</sup> (Ridley *et al.* 1996; Skinner 1997). Neall & Phillips (1987) e Skinner (1997) sugerem que mudanças na temperatura, pressão, composição do fluido e reações com as rochas encaixantes ferrosas (Ho *et al.* 1992)

como importantes fatores que induzem a precipitação de ouro transportado por fluidos hidrotermais.

## DISCUSSÃO

Nas considerações a seguir, será dada ênfase somente às características daqueles depósitos clássicos onde o minério tem origem hidrotermal/epigenética (Witwatersrand e Jacobina), visto que os dados obtidos nos depósitos associados ao Grupo Aguapeí, sugerem tipologia de depósitos epigenéticos.

Do ponto de vista petrográfico, as associações minerais observadas nos depósitos auríferos do Grupo Aguapeí diferem daquelas de Witwatersrand pela ausência de pirofilita, cloritóide, sulfetos de Co-Ni, cromita e uraninita (Phillips & Myers 1987). Tais depósitos também diferem entre si na composição dos seixos. Nos depósitos do Grupo Aguapeí ocorrem apenas seixos de quartzo e feldspato (Tab. 1), enquanto em Witwatersrand há uma diversidade de clastos, incluindo seixos de quartzo, *chert* e quartzito (Phillips *et al.* 1989).

Em Witwatersrand, os minerais auríferos e uraníferos ocorrem disseminados em vênulas ou associados a níveis carbonosos, junto às inconformidades desenvolvidas próximo aos limites estratigráficos (Barnicoat *et al.* 1997). Já no Grupo Aguapeí, o ouro está associado a sistemas de veios de quartzo encaixados preferencialmente em fraturas D e R, e disseminado no halo hidrotermal, que geralmente se prolonga por mais de um nível estratigráfico.

Sob o ponto de vista geoquímico, em Witwatersrand o ouro se correlaciona com o As, Ba, Rb, Sb, Th e U, entre outros elementos (Hirdes *et al.* 1988), e no depósito Pau-a-Pique tem correlação significativa só com Cs (Fernandes 1999).

Segundo Barboza (2001), os fluidos aprisionados em veios de quartzo no depósito Pau-a-Pique são aquo-carbônicos (inclusões bifásicas e trifásicas), com salinidade entre 0,8 a 21,9 % peso eq. NaCl nas inclusões fluidas bifásicas (aquosas – fluidos mineralizantes) e de 3,1 a 5,5 % nas trifásicas (aquo-carbônicas) e com temperaturas de homogeneização entre 120 a 341 °C. Já nos veios de quartzo mineralizados em Witwatersrand, os fluidos são aquosos e homogeneizam entre 140 a 208 °C, salinidade 0,5 a 2,8 % peso eq. NaCl nas inclusões que homogeneizam até 147 °C, e 6,6 % peso eq. NaCl nas de mais alta temperatura (Frimmel & Gartz 1997).

Os depósitos do Grupo Aguapeí se distinguem das ocorrências de Jacobina pela ausência de minerais de urânio (pecheblenda), torita, monazita e cromita (Molinari & Scarpeli, 1988). Além disso, a diversidade composicional de seixos é maior em Jacobina e inclui rochas vulcânicas máficas e félsicas, *cherts*, folhelhos, quartzo e quartzito (Tab. 1). Estes depósitos também diferem entre si em relação a quantidade de pirita.

A semelhança entre esses depósitos reside na abundância de pirrotita e ilmenita e, em parte, na presença de ouro nativo disseminado na matriz dos conglomerados. Contudo, em Jacobina este mineral ocorre concentrado também no topo das camadas de conglomerados e junto ao contato destes litótipos com diques e *sills* de rochas ultramáficas.

Além das diferenças químicas e mineralógicas, os depósitos de Witwatersrand, Jacobina e do Grupo Aguapeí apresentam idades diferentes (Tab. 1). Os depósitos do Grupo Aguapeí estão relacionados ao Meso-Neoproterozóico, enquanto as minas de Witwatersrand e de Jacobina são relacionadas ao Arqueano/Paleoproterozóico (Mascarenhas *et al.* 1998, Andrews-Speed & Unrug 1984; Shaw & Morton 1990; Phillips & Myers 1987).

estão relacionadas com a composição e distância da área fonte dos sedimentos, estruturas geradas durante a deformação da bacia e tipo de alteração hidrotermal. Já a presença de rochas máficas e ultramáficas, e por vezes grauvacas, como parte do embasamento ou intercaladas nos sedimentos das bacias, constitui semelhança importante entre os depósitos de Witwatersrand, de Jacobina e os do Grupo Aguapeí.

**Agradecimentos**- Às empresas Mineração COPACEL Ltda (*in memoriam* – senhora Nelma Baungratz Riedi) e GEOMIN – Geologia e Mineração Ltda. (na pessoa do Geólogo MSc. Álvaro Pizzato Quadros), bem como ao Sr. Jair José Bonavigo, por terem disponibilizados dados de sondagens da região da Lavrinha. Aos revisores da Pesquisas em Geociências e a Dr<sup>a</sup>. Maria do Carmo Lima e Cunha pelas sugestões ao manuscrito.

## REFERÊNCIAS

- Andrews-Speed, C.P. & Unrug, R. 1984. Gold in the sedimentary cover of the Bangweulu Block, northern Zambia. In: Foster A.A. (ed.) **Gold' 82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits**. Balkema/Rotterdam/1984. 222-236p.
- Andrews-Speed, C.P. 1989. The Mid-Proterozoic Mporokoso Basin, Northern Zambia: Sequence stratigraphy, tectonic

Tabela 1 - Dados comparativos de ocorrências de conglomerados auríferos (modificado de Andrews-Speed & Unrug, 1984, Shaw & Morton, 1990, Phillips & Myers 1987). Chalc= Calcopirita; Gn = Gnaiss; Gr = Granito; Ga = Galena; Hm = Hematita; Ilm = Ilmenita; Jasp = Jaspilito; Mgt = Magnetita; Met = Rocha metamórfica; Feld = Feldspato; Po = Pirrotita; Py = Pirita; Qz = Veio de quartzo; Qzito = Quartzito; Sph= esferulita; Volc = Rocha vulcânica.

BACIA SEDIMENTAR	Tipos de seixos	Principais minerais opacos	Origem da Mineralização/ Idade (Ma)
<b>Gog</b> (Athabasca Pass -Canadá)	Qz, Met, Qzito	Ga, Sph, Py, Chalc	Epigenética 570 a 505
<b>Aguapeí</b> (MT-Brasil)	Qz, Feld.	Hem, Mgt, Py, Ilm	Epigenética 964±42 a 918±10
<b>Sijarira</b> (Zimbábue)	Qz, Qzito, Feld, Jasp, Gn, Gr.	—————	Singenética 1170-1345
<b>Mporokoso</b> (Zambia)	Qz, Volc, Qzito Met, Jasp.	Hem, Po	Singenética 1835 a 1135
<b>Tarkwaian</b> (Ghana)	Qz, Qzito, Met.	Hem, Mgt, Py, Ilm	Singenética 1915 a 1645
<b>Jacobina</b> (BA- Brasil)	Qz, Qzito, Met.	Py, Po, Ilm	Epigenética 1912±13 a 1988±13
<b>Witwatersrand</b> (África do Sul)	Qz, Chert, Jasp, Qzito, Volc, Met.	Py, Po, Ilm	Epigenética 2100-2500

## CONCLUSÕES

Os depósitos do Grupo Aguapeí mostram importantes diferenças em relação aos clássicos modelos de ouro em conglomerados (por exemplo, Witwatersrand e Jacobina) descritos na literatura. Suas diferenças petrográficas, químicas e estruturais

setting and potential for gold and uranium mineralization. **Precambrian Research**, **44**: p.1-17.

Arehart, G.B. 1996. Characteristics and origem of sediment-hosted disseminated gold deposits: a review. **Ore Geology Reviews**, **11**: p.383-403.

Armstrong, R.; Compston, W.; Retief, E.A. & Williams, I.S. 1990. Geochronological constraints on the evolution of the Witwatersrand Basin (South Africa), as deduced from single



- zircon U/Pb ion microprobe studies. In: 3<sup>rd</sup>. INTERNATIONAL ARCHEAN SYMPOSIUM. Perth, p.287-288.
- Barboza, E.S. 2001. **Geoquímica e microtermometria dos fluidos mineralizantes do depósito Pau-a-Pique, sudoeste do estado de Mato Grosso**. Porto Alegre. 149p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Barnicoat, A.C.; Henderson, I.H.C.; Knipe, R.J.; Yardley, B.W.D.; Napier, R.W.; Fox, N.P.C.; Kenyon, A.K.; Muntingh, D.J.; Strydom, D.; Winkler, K.S.; Lawrence, S.R. & Cornford, C. 1997. Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin. **Nature**, **386**: p.820-824.
- Bloomfield, H. & Litherland, M. 1979. **Proyecto de exploracion mineral del oriente boliviano. Proyecto Precámbrico**. Fase 1 – 1976-1979. Informe n.1 – Resumen de la geología y potencial de minerales Fel Are Del Proyecto, Zon. Sul. Santa Cruz. Serviço Geológico da Bolívia, 56 p.
- Burrows, D.R. & Spooner, E.T.C. 1987. Generation of a magmatic H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluid enriched in Mo, Au, and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, Northwestern Ontario. **Economic Geology**, **82**: p.1931-1957.
- Colvine, A.C. 1989. An empirical model for the formation of Archean gold deposits: products of final cratonização the Superior Province, Canada. **Economic Geology Monograph**, **6**: p.37-53.
- Eisenlohr, B.N. 1992. Conflicting evidence on the timing of mesothermal and paleoplacer gold mineralisation in early Proterozoic rocks from southwest Ghana, West Africa. **Mineralium Deposita**, **27**: p.23-29.
- Fernandes, C.J.; Pulz, G.M.; Pinho, F.E.; Quadros, A.P.; Oliveira, A.S.; Santos, A.F. & Souto, J.L. 1998. Petrografia dos conglomerados auríferos da Formação Fortuna, Grupo Aguapeí, no Depósito Pau-a-Pique, Estado do Mato Grosso, Brasil Central. In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2, 1998, Punta del Este. **Anais...** Punta del Este, p.221-226.
- Fernandes, C.J. 1999. **Geologia do depósito Pau-a-Pique e guias prospectivos para ouro no Grupo Aguapeí, sudoeste do estado de Mato Grosso**. Porto Alegre. 134p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Fernandes, C.J.; Pulz, G.M.; Oliveira, S.A., Lima e Cunha, M.C.; Barboza, E.S.; Pinho, F.E.C. & Quadros, A.P. 1999. Diferenças químicas e texturais entre os veios de quartzo fértéis e estéreis no depósito aurífero Pau-a-Pique (Grupo Aguapeí, Estado de Mato Grosso). **Pesquisas**, **26**: p.91-101.
- Frimmel, H.E.; Le Roex, A.P.; Kinight, J. & Minter, W.E.L. 1993. A case study of the postdepositional alteration of the Witwatersrand Basal Reef gold placer. **Economic Geology**, **88**: p.249-265.
- Frimmel, H.E. & Gartz, V.H. 1997. Witwatersrand gold particle chemistry matches model of metamorphosed, hydrothermal altered placer deposits. **Mineralium Deposita**, **32**: p.523-530.
- Garayp, E.; Minter, W.E.L.; Renger, F.E. & Siegers, A. 1991. Moeda placer gold deposits in the Ouro Fino Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Brasil. In: Ladeira, E. (ed.) **Brazil Gold'91**. Balkema, Rotterdam. p.601-608.
- Geraldes, M.C.; Figueiredo, B.R.; Tassinari, C.C.G. & Ebert, H.D. 1997. Middle Proterozoic vein-hosted gold deposits in the Pontes e Lacerda region, southwestern Amazonian Craton, Brasil – **International Geology Review**, **39**: p.438-448.
- Goldfarb, R.J.; Groves, D.I. & Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geology time: a global synthesis. **Ore Geology Reviews**, **18**: p.1-75.
- Gross, H.W. 1958. Evidence for a modified paleoplacer origin for auriferous conglomerates, Canavieiras Mine, Jacobina, Brazil. **Economic Geology**, **63**: p.271-276.
- Groves, D.I.; Ridley, J.R.; Bloem, N.J.; Gebre-Mariam, M.; Agemann, S.G.; Hronsky, J.M.A.; Knight, J.T.; Mcnaughton, N.J.; Ojala, J.; Vielreicher, R.M.; Mccuaig, T.C. & Holyland P. 1995. Lode-gold deposits of the Yilgarn block: products of Late Archean crustal-scale overpressured hydrothermal. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds), 1995, **Early Precambrian Processes**, Geological Society Special Publication 95, p.155-172.
- Groves, D.I.; Goldfarb, R.J.; Knox-Robinson, C.M.; Ojala, J.; Gardoll, S.; Yun, G.Y. & Holyland, P. 2000. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significant for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. **Ore Geology Reviews**, **17**: p.1-38.
- Hallbauer, D.K. 1986. The mineralogy and geochemistry of Witwatersrand pyrite, gold, uranium, and carbonaceous matter. In: Anhauser, C.R. & Maske, S. (ed.) **Mineral deposits of southern Africa**. Johannesburg, Geology Society of the South Africa, p.731-752.
- Hirdes, W.; Saager, R. & Leube, A. 1988. New structural, radiometric, and mineralogical aspects of the Au-bearing Tarkwaian group of Ghana. In: **Bicentennial Gold 88**, 23: p.146-148.
- Ho, S.E.; Groves, D.I. & Mcnaughton, N.J. 1992. The source of ore fluids and solutes in Archean lode-gold deposits of Western Australia. **Journal of Volcano-logy and Geothermal Research**, **50**: p.173-196.
- Hodgson, C.J. 1989. The structure of the shear related vein-type gold deposits: a review. **Ore Geology Reviews**, **4**: p.231-373.
- Horscroft, F.D.; Molinari, L. & Barbosa, C.C. 1989. Jacobina gold mine. In: SBGq, INTERNATIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION SYMPOSIUM,13, 1989. Rio de Janeiro, **Anais**, Rio de Janeiro, SBGq, p.57-61.
- Ledru, P.; J.P. Milési; Johan, V.; Sabaté, P. & Maluski, H. 1997. Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco Province, Brazil). **Precambrian Research**, **86**: p.155-176.
- Kesse, G.O. 1981. Gold in Ghana. **Ghana Geological Survey**. Rep. 81/1, 119p.
- Kesse, G.O. 1984. The occurrence of gold in Ghana. In: Foster A.A. (ed.) **Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Balkema, Rotterdam, p.645-659.
- Kerrick, R. & Fryer, B.J. 1979. Archean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt; Part II: REE and oxygen isotope relations. **Canadian Journal of Earth Science**, **16**: p.440-458.
- Mascarenhas, J.F.; Ledru, P.; Samuel, L.S.; Conceição Filho, V.M.; Melo, L.F.A.; Lorenzo, C.L. & Milési, J.P. 1998. **Geologia e recursos minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do Greenstone Belt de Mundo Novo**, 13, Salvador, CBPM, 58 p.
- Melo Jr, G. 1993. Gênese da mineralização aurífera de Jacobina, Bahia: uma hipótese alternativa. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTÓN SÃO FRANCISCO, 2, 1993, Sergipe, SBG/Núcleo Sergipe. **Resumos Expandidos**, p.334-336.
- Milési, J.P., Ledru, P. & Feybesse, J.L. 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. **Precambrian Research**, **58**: p.305-344.
- Minter, W.E.L. 1978. A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentration in Proterozoic Witwatersrand sediments. **Canadian Society Petroleum**

- Geology**, **5**: p.801-829.
- Minter, W.E.L.; Renger, F.E. & Siegers, A. 1990. Early Proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology**, **85**: p.943-951.
- Molinari, L. & Scarpelli, W. 1988. Depósitos de ouro de Jacobina, Bahia. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (eds). **Principais Depósitos Minerais do Brasil**, DNPM, Brasília, 3: p.463-478.
- Mougeot, R. 1996. **Étude de la limite Archéen-Protérozoïque et des minéralisations Au ± U associées. Exemples de la région de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajás (Etat de Para, Brésil)**.
- França. Université Montpellier II, Tese de Doutorado em Geociências, 301p.
- Muller, D. & Groves, D.I. 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. **Ore Geology Reviews**, **8**: p.383-406.
- Neall, F.B. & Phillips, G.N. 1987. Fluid-wall rock interaction in an Archean Hydrothermal gold deposit: a thermodynamic model for the Hunt Mine, Kambalda. **Economic Geology**, **82**: p.1679-1694.
- Nesbitt, B.E.; Murowchick, J.B. & Muehlenbachs, K. 1986. Dual origin of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. **Geology**, **14**: p.506-509.
- Phillips, G.N. & Myers, R.E. 1987. Mineralogy of the Witwatersrand reef components: a review and some implications for exploration. **Geology Department & University of Western Australia**, Publication n.11, p.341-354.
- Phillips, G.N. & Myers, R.E. 1989. The Witwatersrand gold fields: Part II: an origin for Witwatersrand gold during metamorphism and associated alteration: **Economic Geology Monograph**. **6**: p.598-608.
- Phillips, G.N.; Myers, R.E.; Law, J.D.M.; Bailey, A.C.; Beneke, S.D. & Giusti, L. 1989. The Witwatersrand gold fields. Part I: postdepositional history, synsedimentary processes, and gold distribution. **Economic Geology Monograph**. **6**: 585-597.
- Phillips, G.N. & Powell, R. 1992. Gold-only provinces and their common features. **Contribution of the Economic Geology Research** **43**, 27 p.
- Phillips, G.N. & Law, J.D.M. 1994. Metamorphism of the Witwatersrand gold fields: A review. **Ore Geology Reviews**, **9**:1-31.
- Phillips, G.N. & Law, J.D.M. 2000. Witwatersrand Gold Fields: Geology, Genesis, and Exploration. In: G.H. & Brown P.E. (ed.). **Gold in 2000 – Reviews in Economic Geology**. Society of Economic Geologists, p. 439-500.
- Ridley, J.; Mikucki, E.J. & Groves, D.I. 1996. Archean lode-gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems. **Ore Geology Reviews**, **10**: 279-293.
- Renger, F.E.; Silva, R.M.P. & Suckau, V.E. 1988. Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988. Belém, **Anais ...**, Belém, SBG,v.1, p.44-57.
- Roscoe, S.M. & Minter, W.E.L. 1993. Pirytic paleoplacer gold and uranium deposits. In: Kirkham, R.V.; Sincalir, W.D.; Thorpe, R.I. and Duke, J.M. (Ed). **Mineral Deposit Modeling**. Geological Association of Canadá, p. 103-124.
- Saes, G.S.; Pinho, F.E.C. & Leite, J.A.D. 1991. Coberturas Sedimentares do Proterozóico Médio no sul do Cráton Amazônico e suas mineralizações auríferas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 3, Cuiabá, **Anais ...** SBG, p.45-52.
- Saes, G. S. 1999. **Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1,2-1,1 Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico**. São Paulo. 135p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Scabora, J. A. & Duarte, C.L. 1998. A jazida de ouro de São Vicente – município de Nova Lacerda – MT. **A Terra em Revista**, **4**: 32-42.
- Seward, T.M. 1973. Thio complexes of gold in hydrothermal ore solutions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **37**: 379-399.
- Shaw, R.P. & Morton, R.D. 1990. A fluid inclusion study of quartzite-hosted lode gold mineralization at Athabasca Pass, Central Rocky Mountains, Canadá. **Economic Geology**, **85**: 1881-1893.
- Silva, A.L. & Santos, A.A. 2001. **Características litoestruturais dos depósitos auríferos Zona de Cisalhamento Morro Solteiro – Região da Lavrinha – Pontes e Lacerda – MT**. Cuiabá, 89p. Monografia de Graduação, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Skinner, B.J. 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know. In: Barnes, H.L. (ed.) **Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits**. New York, John Wiley & Sons, Inc., p.1-29.
- Spooner, E.T.C. 1993. Magmatic sulphide/volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, Archean Au-quartz, epithermal Au-Ag and skarn hydrothermal fluids. **Ore Geology Reviews**, **7**:359-379.