

3 MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS

Depósito de ouro orogênico (Groves *et al.* 1998) é o termo utilizado para definir depósitos de ouro associados a orógenos, ou seja, a zonas de fechamento orogenéticos e que, não necessariamente, se aplicam ao Arqueano ou a terrenos *greenstone*. Sabe-se, no entanto, que a maioria dos depósitos de ouro econômicos estão ligados a *greenstone belts* Arqueanos.

No Quadrilátero Ferrífero, depósitos de ouro orogênico ocorrem nas rochas do Grupo Nova Lima (Lobato *et al.* 2001), base do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Schorscher, 1978).

Neste ambiente de ouro orogênico, as principais rochas hospedeiras da mineralização aurífera são a formação ferrífera bandada, que é responsável por quase a metade de toda produção de ouro no Grupo Nova Lima (minas de Cuiabá, Pilar, São Bento, Lamego e Raposos), seguida de perto por uma rocha hidrotermalizada rica em carbonato, quartzo, sericita e albita conhecida como *lapa seca*, existente nas minas de Morro Velho e Bicalho (Lobato *et al.* 2001).

Mineralizações auríferas também podem ser encontradas nas sequências máficas-ultramáficas, das quais o mais importante exemplo é a mina de Juca Vieira, e em rochas metassedimentares clásticas e vulcanoclásticas, tais como as minas de Córrego do Sítio e a de Paciência.

Neste capítulo, procura-se apresentar as principais feições dos depósitos de ouro orogênico, seus ambientes de formação e quais as características principais deste tipo de depósito. Procura-se também apresentar os principais depósitos de ouro existentes no *Greenstone Belt* Rio das Velhas, os tipos de mineralização, as principais rochas hospedeiras e características que definem seus depósitos como sendo de ouro orogênico.

3.1 DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO ARQUEANOS

O termo “depósito de ouro orogênico” foi introduzido primeiramente por Groves *et al.* (1998) em substituição à denominação dos depósitos de ouro mesotermiais. De acordo com a definição inicial de Lindgreen (1933, *in* Groves *et al.* 1998), o termo mesotermal se referia somente aos depósitos formados em uma faixa de profundidade entre 1,2 a 3,6 km. No entanto, esta faixa de profundidade não incluía a maioria dos depósitos mesotermiais em que a pressão variava de 1,0 a 3,0 kbar e temperaturas da ordem de 300° a 400°C. Os autores sugerem esta denominação devido ao fato destes depósitos serem formados durante os processos de deformação compressional e transpressional em margens de placas convergentes em ambientes de orogenia acrescionária ou colisional (Figura 6).

Depósitos de ouro orogênicos estão distribuídos dentro de cinturões metamórficos ao redor do globo e são datados desde o Paleoarqueano ao Terciário (Groves *et al.* 2003; Eilu *et al.* 1999). Representam uma consistente classe de depósitos hidrotermais, epigenéticos, estruturalmente controlados, que são formados em várias faixas de profundidade da crosta. São interpretados como tendo sido formados como resultado do fluxo de fluido hidrotermal em um intervalo sincrônico a posterior à atividade tectônica e o pico do metamorfismo de terrenos vulcânico-plutônicos, em ambientes de faixa de graus metamórficos que vão de pumpeleita-prenhita até zonas inferiores do fácies granulito (Groves *et al.* 1998, Hagemann & Cassidy 2000, Kerrich *et al.* 2000).

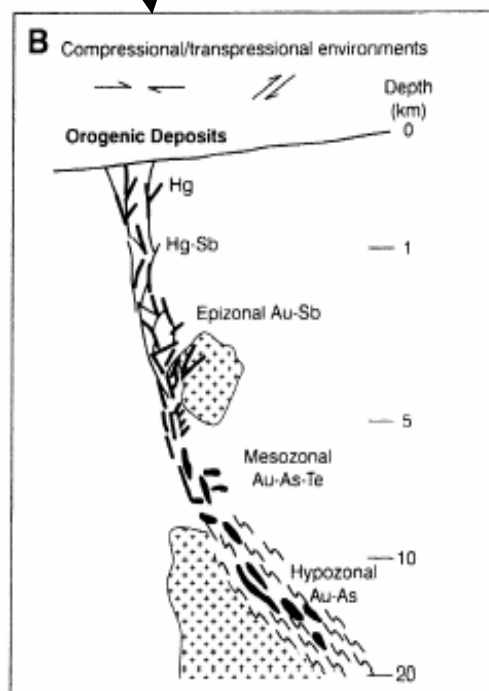
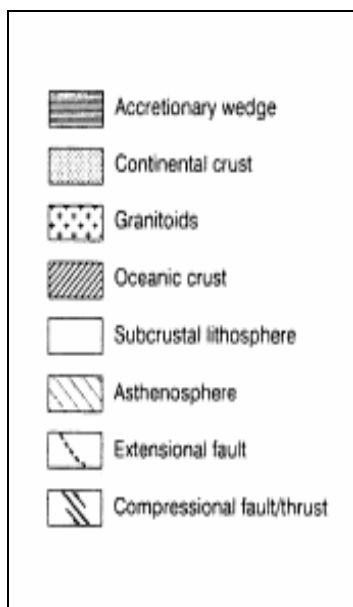
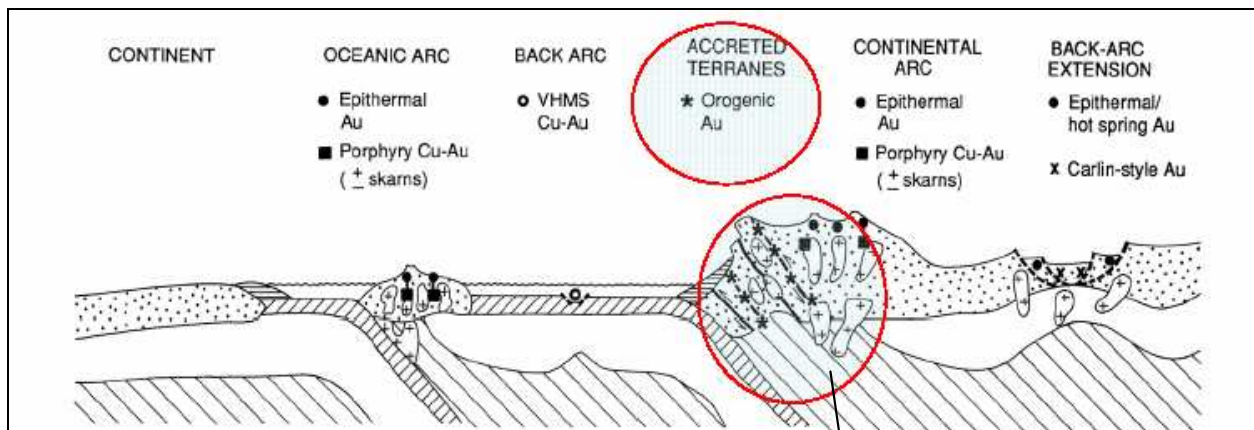
A

Figura 6 – (A) Vários ambientes tectônicos de formação dos depósitos de ouro dentro do modelo do Ciclo de Wilson. O ouro orogênico se forma em ambientes de colisão ou acreção continental. Em (B), um detalhe de (A) que apresenta a formação dos depósitos de ouro orogênicos em ambiente compressional/transpressional e os níveis de profundidade da formação destes depósitos (compilado de Groves *et al.* 1998).

A mineralização aurífera é predominantemente hospedada em rochas máficas-ultramáficas extrusivas e intrusivas (Groves *et al.* 1995, 1998; Hagemann & Cassidy 2000, 2001) e, mineralogicamente, este grupo de depósitos é tipicamente caracterizado por diversas feições onde dominam sistemas de veios de quartzo com baixo volume de sulfetação (normalmente com sulfetos de ferro) e com variações de 5 a 15% de carbonatos (Eilu *et al.* 1999). Estes veios podem conter albita, mica branca, clorita, scheelita e turmalina nos domínios da fácies xisto verde, ou anfibólios, diopsídio, biotita/flogopita, turmalina e, até mesmo, granadas nos domínios da fácies anfibolito (Eilu *et al.* 1999).

Nos depósitos de ouro orogênico, as associações de alteração mais comuns da fácies xisto verde incluem carbonato – sulfeto \pm mica branca \pm clorita que resultam da interação de fluidos de baixa salinidade e ricos em CO₂, com valores de ¹⁸O entre 5 e 10, e em uma única faixa de pressão e temperaturas variando de 1 a 6 kbars e a temperaturas de 200° a 600°C (Groves *et al.* 1998).

Neste tipo de depósito é comum a existência de um halo de alteração hidrotermal em torno das zonas mineralizadas, onde o halo de alteração lateral é mais extenso que na vertical (Eilu *et al.* 1999). Um halo de alteração pode se estender lateralmente desde a zona mineralizada, por uns poucos centímetros até 2,0 km., sendo que, em geral, existe uma correlação positiva entre o tamanho do depósito e o seu halo de alteração hidrotermal lateral (Eilu *et al.* 1999). Ou seja, quanto maior for o halo de alteração, maior é o potencial do depósito.

A sulfetação é geralmente mais proeminente em formação ferrífera bandada; já a carbonatação é dominante onde as hospedeiras são rochas máficas ou ultramáficas. O enriquecimento em SiO₂, em muitas zonas mineralizadas, fica evidente pela presença dos grandes volumes de veios de quartzo que existem nestes depósitos (Eilu *et al.* 1999).

Estudos dos constituintes minerais de alteração e de inclusões fluidas (Eilu *et al.* 1999) indicam que o fluido mineralizador responsável pela deposição do ouro nestes depósitos era de baixa salinidade, próximo a neutro, com o fluido enriquecido em H₂O - CO₂ \pm CH₄, e que o ouro foi transportado em complexos redutores de enxofre.

Existe um forte controle estrutural da mineralização nas mais variadas escalas, sendo que a maioria das principais ocorrências está localizada em estruturas de segunda ou terceira ordem, mas sempre nas proximidades das estruturas de escala regional. Exemplos dos estilos estruturais que controlam as mineralizações podem ser zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de baixo ou alto ângulo, e com movimentos transcorrentes ou oblíquos, zonas de empurrão, *stockworks*, rede de fraturamentos, zonas de brechas, zonas muito foliadas, apresentando clivagens de dissolução por pressão, charneiras e eixos de dobras (Eilu *et al.* 1999).

Depósitos de ouro orogênicos arqueanos estão distribuídos em regiões de *greenstone belts* e são responsáveis por quase 80% da produção de ouro no mundo. Como exemplo, o Cráton de Yilgarn hospeda mais de 160 depósitos de ouro contendo mais de 1 tonelada de ouro contido, dentre os quais, 19 destes são considerados depósitos de classe mundial, com recursos de mais de 100 toneladas de ouro (Cassidy & Hagemann 2001).

3.1.1 Classificação

A maioria destes depósitos orogênicos arqueanos está localizada em ambientes de transição de fácies xisto verde médio a xisto verde-anfibolito e, por esta razão, foram classificados como depósitos “mesotermiais” (Groves *et al.* 1989; Kerrich 1989). Entretanto, vários autores observaram a existência de um número significativo de depósitos que ocorrem em ambos ambientes, do mais alto ao mais baixo ambiente P-T, tais como nas faixas de fácies anfibolito a granulito do oeste da Austrália e no Canadá (Gebre – Mariam *et al.* 1995).

As evidências texturais e geotermobarométricas indicam que estes depósitos foram formados no ou próximos do pico metamórfico nas condições P-T que variam em uma faixa de ~ 475 °C a ~3 kb alcançando níveis de até ~ 700 °C a ~ 6 kb. Baseados nestas evidências, Groves *et al.* (1998) sugeriram que estes depósitos de alta P-T formaram-se na continuidade dos depósitos mesotermiais, mas que não podem ser estritamente classificados como mesotermiais.

Similarmente, outros depósitos existentes em ambientes de grau metamórfico baixo (pumpeleíta-prenhita a xisto verde baixo) foram interpretados como sendo formados em níveis crustais rasos.

Esses depósitos, formados sobre baixas condições de P e T, sugerem que estes seriam um equivalente supracrustal dos depósitos mesotermiais, em vez de uma classe separada de depósitos arqueanos do tipo *lode* (Gebre-Mariam *et al.* 1991a, 1993; Hagemann *et al.* 1994). O reconhecimento da continuidade entre os depósitos de ouro de níveis crustais mais rasos, os depósitos “mesotermiais”, e os depósitos na interface de fácies anfíbolito a granulito em terrenos arqueanos, impôs um problema de nomenclatura (Gebre-Mariam *et al.* 1991b, 1993).

Por esta razão, e baseado nas evidências supra citadas, Groves *et al.* (1998) apresentam uma nova classificação para os depósitos de ouro orogênico de acordo com a profundidade de formação dos mesmos. Segundo os autores, os depósitos de ouro orogênicos são classificados como: (i) epizonal, se formados em uma profundidade < 6,0 km e temperaturas variando entre 150° e 300°C, (ii) mesozonal, se a formação do depósito se dá em uma faixa de profundidade entre 6,0 e 12 km, com temperaturas da ordem de 300° a 475 °C e (iii) hipozonal se o depósito é formado em profundidades > 12 km e temperaturas acima de 475°C (Figura 7).

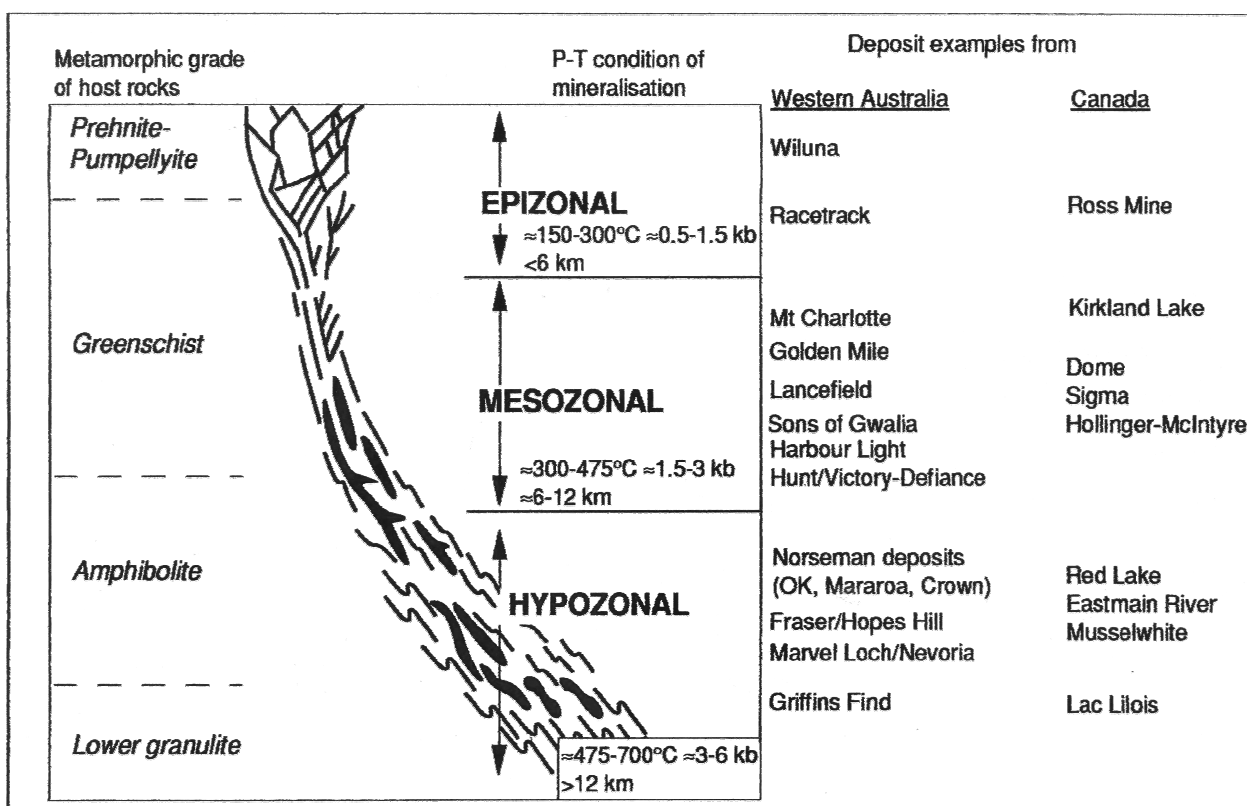


Figura 7 – Seção esquemática apresentando a continuidade crustal em várias faixas de profundidade de ocorrência dos depósitos de ouro orogênico arqueanos e a terminologia proposta por Gebre-Marian *et al.* (1998), para a classificação destes depósitos dentro das faixas de P-T. Os exemplos citados à direita do quadro são de depósitos do oeste da Austrália e do Canadá.

3.2 PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS

As principais características dos depósitos de ouro orogênicos são listadas por Groves *et al.* (1998) e estão condensadas na tabela 1, abaixo.

Características dos Depósitos de Ouro Orogênicos	
Faixa de Idade	Do Arqueano ao Terciário.
Ambiente Tectônico	Margens continentais deformadas.
Arcabouço Estrutural	Forte controle estrutural, formando-se comumente em estruturas de 2 ^a , 3 ^a ou 4 ^a ordens durante os estágios finais de compressão ou transpressão.
Rochas Hospedeiras	Variáveis, principalmente em rochas vulcânicas máficas ou seqüências de turbiditos, grauvacas etc...
Grau Metamórfico das Rochas Hospedeiras	Xisto verde baixo (epizonal), xisto verde a anfibolito baixo (mesozonal) e xisto verde alto a granulito baixo (hipozonal).
Estilos das Mineralizações	Variável; Grandes veios, <i>stratabound</i> , <i>stockworks</i> , <i>saddle reefs</i> , texturas de substituição em rochas ricas em ferro.
Intrusões associadas	Comumente em zonas de vulcanismo félsico, diques de lamprófiros ou batólitos de margens continentais.
Idade da Mineralização	Tardi-tectônica; pós (xisto verde) à sin (anfíbólito) pico do metamorfismo.
Complexidade Estrutural dos Corpos Mineralizados	A complexidade é comum, principalmente no regime frágil-dúctil.
Evidências de superposição	Superposição intensa, principalmente nos grandes depósitos; múltiplas gerações de veios.
Associação Metalogenética	Au – Ag ± As ± B ± Bi ± Sb ± Te ± W
Zonação Metalogenética	Vertical e lateral.
Alteração Proximal	Varia com o grau metamórfico; normalmente ocorrem diopsídio, anfibólios, biotitas nas hospedeiras metassedimentares em depósitos de fácies anfíbólito.
Condições de P e T	De 0,5 a 4,7 kbars variam de 220° a 600°C. Normalmente 1,5 ± 0,5 kbars com temperaturas de 350° ± 50°C.
Fluidos Mineralizadores	De baixa salinidade: H ₂ O – CO ₂ ± CH ₄ ± N ₂
Fonte dos Metais	Crosta subductada ou sub-criada; rochas supracrustais ou granitóides profundos.

Tabela 1 – Principais características relacionadas aos depósitos de ouro orogênicos (compilado de Groves *et al.* 1998; Mc Cuaig & Kerrich, 1998; Hagemann & Cassidy, 2000).

3.3 MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS - QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Desde os primórdios do Brasil Colônia, as atividades de mineração de ouro têm contribuído de forma significativa para o desenvolvimento econômico do país. Dentro deste contexto, o Quadrilátero Ferrífero teve um papel de destaque, pois foi e continua sendo o mais importante distrito aurífero do Brasil.

Os estudos a respeito das ocorrências de mineralizações auríferas no Quadrilátero Ferrífero remontam da época de Eschwege, em 1833. Desde então, vários trabalhos foram executados com o objetivo de elucidar as principais características destas mineralizações, dentre os quais podemos destacar os trabalhos de Vial (1983), Ferreira (1983), Vieira & Oliveira (1988), Ladeira (1988, 1991), Seixas (1988), Vieira (1991a, 1991b), Lobato & Pedrosa-Soares (1993), Lobato *et al.* (1998) e Lobato *et al.* (2001).

O ouro foi descoberto pela primeira vez no Quadrilátero Ferrífero, em 1680, nas margens do Rio das Velhas e foi explorado pelos Bandeirantes até o final do século da descoberta (Ladeira *et al.* 1991). Durante o século XVIII, o ouro foi produzido principalmente em *placers* e, no início do século XIX, estes *placers* começaram a se exaurir e os garimpeiros começaram a extrair ouro dos veios de quartzo (Ladeira *et al.* 1991).

No período de 1700 a 1850, o Brasil foi o maior produtor de ouro do mundo, com a produção de 1.000 toneladas de ouro, sendo pelo menos 40% deste total originário do Quadrilátero Ferrífero (Ribeiro-Rodrigues *et al.* 2000). A produção deste mineral aumentou até 1754, quando alcançou o pico da produção e, a partir deste período, a produção começou a declinar até o final do século XVIII, que ficou conhecido como “O Século do Ouro” (Souza 1982; Mackenzie 1991)

Mineralizações auríferas, no Quadrilátero Ferrífero, ocorrem tanto nas rochas arqueanas do Supergrupo Rio das Velhas, quanto nas rochas Proterozóicas do Supergrupo Minas mas para o objetivo deste trabalho, são consideradas apenas as mineralizações auríferas nas primeiras delas (Figura 8). Dentre os principais depósitos de ouro relacionados ao Grupo Nova Lima, podemos destacar as minas de Morro Velho, Raposos, Cuiabá, São Bento, Córrego do Sítio, Engenho d'Água, Pilar, dentre outras.

Com o objetivo de enquadrar as mineralizações auríferas dentro de uma classificação, vários trabalhos foram publicados relacionando estes depósitos. De acordo com Ladeira (1985b, 1988, 1991), as mineralizações auríferas no Supergrupo Rio das Velhas encontram-se hospedadas tanto em um *metachert* carbonático impuro, que o autor denomina de *lapa seca* (Morro Velho, Urubu, Bela Fama e Bicalho), como também em formação ferrífera bandada, de idade arqueana (Raposos, Cuiabá, São Bento e Faria).

Para Vieira (1987c, 1988, 1981b), as mineralizações auríferas do Grupo Nova Lima são constituídas por corpos sulfetados em formação ferrífera bandada, *lapa seca* e em veios de quartzo, sendo que, neste último caso, ocupam o centro da zona de alteração hidrotermal e estão relacionados com zonas de cisalhamento dúctil.

No distrito de Nova Lima, principalmente na Mina de Morro Velho, a *lapa seca* constitui-se na principal unidade hospedeira das mineralizações auríferas. Este termo é usado pelos mineiros para designar uma rocha maciça ou finamente bandada de cor bege a cinza e textura muito fina, composta por ankerita, dolomita, quartzo, clorita e albita, com quartzo, pirita, arsenopirita, pirrotita, calcopirita e ouro, que estão associados a metavulcânicas ácidas e a xistos carbonatados (Ladeira, 1980).

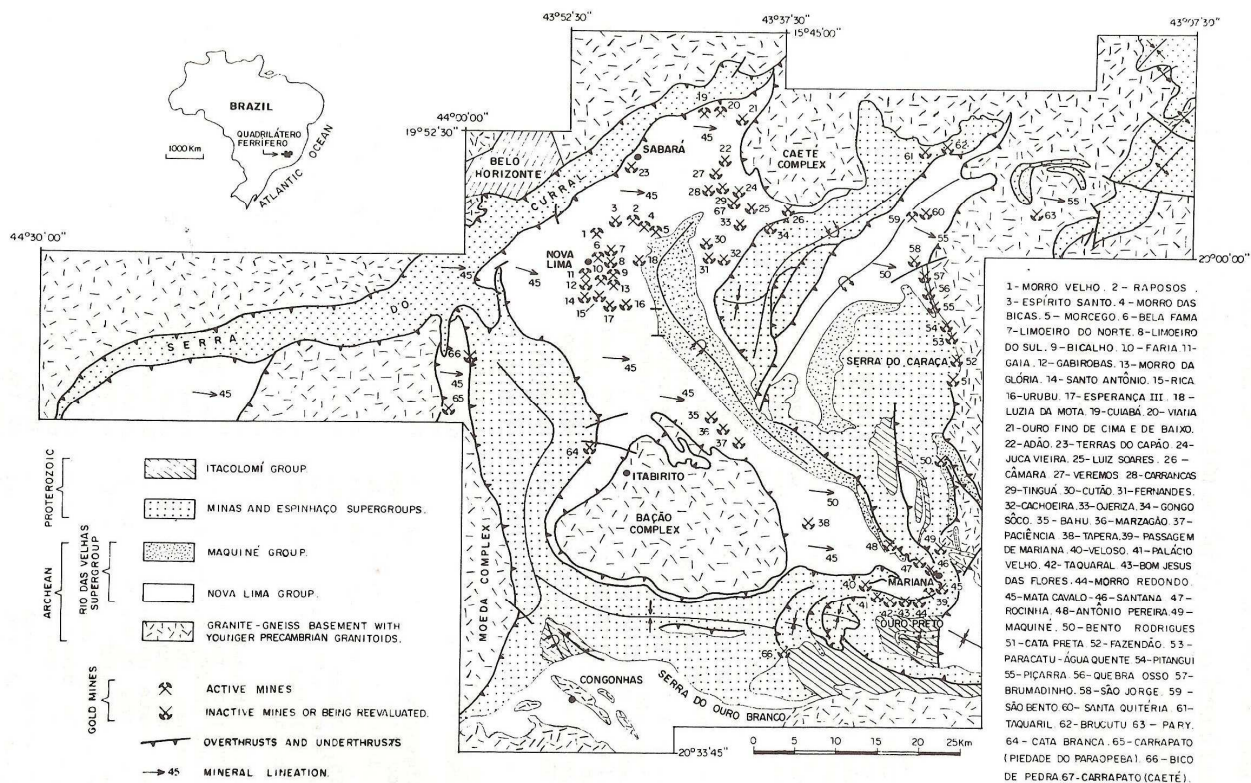


Figura 8 - Localização das principais minas de ouro relacionadas ao Grupo Nova Lima (extraído de Ladeira et al. 1991)

Vieira (1987c, 1988, 1981b) reconhece ainda dois tipos de mineralizações principais, ambas sulfetadas: o tipo 1 com predominância de pirrotita, além de pirita, com arsenopirita subordinada. Ocorre em zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis ou em zonas de charneiras de dobras. Nos corpos de minério, os veios de quartzo ocorrem tanto paralela quanto obliquamente ao cisalhamento. O tipo 2 é constituído de piritas e arsenopiritas que substituem os minerais de ferro nas formações ferríferas bandadas, ou o carbonato de ferro na *lapa seca*.

De uma forma geral, os dois tipos ocorrem em todas as minas já existentes no Quadrilátero Ferrífero, onde o tipo 1 é o predominante, exceto na mina de Cuiabá onde predomina o tipo 2. Ainda segundo Vieira (1987), os minérios relacionados a veios de quartzo são predominantes nas minas de Bela Fama, Paciência e Juca Vieira, com ocorrência subordinada nas minas de Morro Velho, Cuiabá e Bicalho.

Os depósitos de ouro no Grupo Nova Lima são estruturalmente controlados por megaestruturas nas quais a deformação foi um importante fator na concentração do ouro (Vieira 1991, Ribeiro-Rodrigues et al. 1996). Estes depósitos estão associados aos lineamentos regionais, sendo que os maiores depósitos são orientados segundo o *trend* E-W, com mergulhos verticais, falhas de rejeito direcional (ou rampa lateral), enquanto que a maioria dos depósitos menores estão condicionados por zonas de empurrão (Lobato et al. 2001).

Geometricamente, estes corpos variam de 0,5 a 20 metros de espessura, de 10 a 30 metros de largura e, em profundidade (*down plunge*), podem alcançar até 5.000 metros. Em escala de mina, estes *ore shoots* são alongados, em forma de charuto, paralelos às lineações de estiramento e aos eixos de dobramentos onde ambos possuem plunge variando de 80° a 130° para SE (Lobato et al. 2001). Ocorrem geralmente sub-paralelos ao acamamento e preferencialmente ao longo dos contatos litológicos onde concentram-se zonas ricas em sulfetos.

Filitos carbonosos ocorrem comumente bordejando corpos mineralizados, tanto na capa quanto na lapa, sugerindo claramente que uma barreira química e física favoreceu a concentração do fluido mineralizador (Lobato *et al.* 2001).

Os principais estilos de mineralização (Ribeiro-Rodrigues, 1998; Lobato *et al.* 2001) podem ser classificados como: *stratabound*, disseminado ao longo das zonas de cisalhamento e em veios quartzo-carbonáticos sulfetados em zonas de cisalhamento. Salienta-se que estes estilos podem ocorrer simultaneamente no mesmo depósito, tal como ocorre no Depósito de Pilar, objeto deste trabalho. O estilo *stratabound* é reconhecido como um tipo de depósito de substituição associado à formação ferrífera bandada de origem epigenética e que ocorre nas minas de Cuiabá, Morro Velho, Zonas A e B, São Bento, Pilar, Lamego, Faria, Urubu e Esperança.

Estudos microtexturais (Ribeiro-Rodrigues, 1998) e as texturas observadas em escala de mina indicam que a formação ferrífera mineralizada é resultado de intensa sulfetação, envolvendo substituição pervasiva dos carbonatos de ferro pelos sulfetos de ferro. Os depósitos de estilo disseminado, ao longo de zonas de cisalhamento, são caracterizados pela distribuição aleatória de sulfetos em rochas cisalhadas, principalmente em metavulcânicas e metassedimentares ricas em ferro (Lobato *et al.* 2001). Ocorrem principalmente nas minas de Juca Vieira, Tinguá e Bela Fama. Estas zonas cisalhadas apresentam uma interface entre o regime dúctil ao dúctil-rúptil, em camadas subparalelas de padrões anastomosados.

As mineralizações em veios quartzo-carbonáticos sulfetados em zonas de cisalhamento ocorrem predominantemente em rochas metavulcânicas e metassedimentares, com os corpos compostos por vários veios de quartzo interconectados com disseminação de sulfetos (Vieira 1999a). Estes dois últimos podem ocorrer tanto em seqüência máfica-ultramáfica quanto em seqüência clástica-vulcanoclástica, em zonas de cisalhamento, invariavelmente em rochas ricas em ferro (Lobato *et al.* 2001).

De uma maneira geral, no minério sulfetado ocorrem pirita, pirrotita e arsenopirita, sendo que qualquer um deles pode predominar em um determinado depósito. Subordinadamente, podem ser encontradas esfalerita, calcopirita e galena (Ribeiro-Rodrigues, 1998).

A granulometria do ouro, geralmente, está entre 50 a 120 μm de diâmetro, se este ocorre dentro da pirrotita; entre 10 e 50 μm onde dentro da pirita, e menor que 10 μm dentro da arsenopirita, do quartzo e do carbonato (Lobato *et al.* 2001).