

Comparação entre os jazigos de ouro do tipo orogénico (ou mesotermiais) e os jazigos de ouro associados a intrusão. Algumas extrapolações para Portugal

Comparison between orogenic (or mesothermal) gold deposits and intrusion-related gold deposits. Some extrapolation to Portugal

INVERNO, C. M. C.^{1,2}

(1) Laboratório de Geologia e Minas, Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), Estrada da Portela-Zambujal, 2721-866 Alfragide; carlos_inverno@lneg.pt

(2) CREMINER, Universidade de Lisboa, Edifício C6, Campo Grande, 1749-016 Lisboa.

Recibido: 13/12/2010

Revisado: 2/02/2011

Aceptado: 1/03/2011

Abstract

A comparison is made between orogenic (or mesothermal) gold deposits and intrusion-related gold deposits. It starts with the general features of each of the two deposit types, namely metallic content and world distribution, age, geotectonic environment, geological-structural setting/ host rocks, metamorphic grade, ore morphology, alteration related to mineralization, timing of mineralization, mineralogy, geochemical association, metallic zoning, genesis (with correlative models), mineralizing fluids and P-T depositional conditions, and gold transport and deposition. Some of the contrasting characteristics of these two deposit types are then enhanced. Finally, the orogenic (or mesothermal) gold deposits and intrusion-related gold deposits classification is applied to a few (shortly described) gold deposits and occurrences in Portugal, or at least tentatively applied in other cases therein.

Key words: Gold deposits; orogenic (mesothermal); intrusion-related; world importance; a few examples in Portugal.

1. PREÂMBULO

O ouro é extraído dos grandes tipos de jazigos auríferos que compreendem os paleoplacers e placers de Au, os jazigos de Au do tipo orogénico (ou mesotermiais), os jazigos de Au epitermais (e a sua variante dos encaixados em rochas sedimentares) e os jazigos de Au associados a intrusão, e ainda como subproduto dos pórfiros de Cu, dos skarns de Cu-Au (e como produto principal dos skarns de Au), dos jazigos vulcanogénicos de sulfuretos maciços, dos jazigos de sulfuretos magmáticos de Ni-Cu, dos jazigos de U do tipo discordância, e de outros jazigos, alguns de tipo incerto.

Entre os grandes tipos de jazigos de ouro, nem sempre tem sido simples diferenciar os jazigos de ouro do tipo orogénico (ou mesotermiais) dos jazigos de ouro associados a intrusão, tipo que só foi formalmente definido enquanto tal há pouco mais de uma década.

2. JAZIGOS DE OURO DO TIPO OROGÉNICO (OU MESOTERMAIS)

2.1. Introdução

Lindgren (1933) definiu originariamente os jazigos de ouro mesotermiais como aqueles que se formavam a 1- 4.5 km da superfície topográfica (pressão moderada) e a temperaturas de 200-300°C, tendo um conjunto de características de estilo de mineralização, alteração e outras bem definidas. Mais tarde reconheceu-se que os jazigos de ouro com idênticas características se podiam formar em intervalos de temperatura e de profundidade (até cerca de 20 km; Groves et al., 1998) bem mais latos, pelo que o termo “mesotermiais” se tornava impreciso (Bierlein and Crowe, 2000). De facto, verificou-

se que, apesar de mais abundantes na fácies de xistos verdes, podiam ocorrer desde a fácies da prenite-pumpeleite (sub-xistos verdes) até à fácies granulítica, com deposição a 150-700°C (para a maioria a 200 - 450°C), a pressões de 0.5 - 6 kbar, a uma profundidade até 12 - 20 km (Fig. 1). Isto levou a propor uma outra classificação para todos os jazigos de ouro mesotermiais, quer do Arcaico (os mais abundantes) quer do Proterozóico ou Fanerozóico, que os divide em epizonais (deposição a £ 6 km de profundidade; 150 - 300°C), mesozonais (6 -12 km; 300 - 475°C) e hipozonais (>12 até cerca de 20 km; > 475°C) [Gebre-Mariam et al., 1985; Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005].

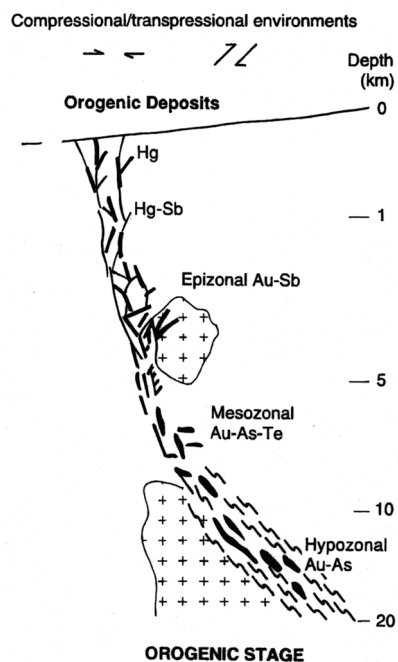


Fig. 1. Profundidade de formação e ambiente estrutural dos jazigos de ouro mesotermiais (ou orogénicos), formados nas margens de placas convergentes (de Groves et al., 1998).

Outros termos anglo-saxônicos que têm sido empregues para designar os jazigos de ouro mesotermiais são “greenstone-hosted” e “turbidite-hosted (lode) gold deposits”, consoante o predomínio dumas ou doutras rochas encaixantes, mas também “slate belt-hosted gold deposits” e “gold-only deposits”, entre outros. Recentemente, Groves et al. (1998), inspirando-se em Bohlke (1982), propôs que os jazigos de ouro mesotermiais passassem a ter a designação, talvez menos conflituosa, de jazigos de ouro do tipo orogénico, dada a sua génese em zonas de placas convergentes.

2.2. Características gerais

Conteúdo metálico e distribuição mundial

Este tipo de jazigos ocupa o segundo lugar na produção mundial de ouro, logo atrás dos paleoplacers de ouro (que têm >50% da produção mundial). Só os jazigos de ouro mesotermiais do Arcaico são responsáveis por quase 20% dessa produção mundial (Hagemann and Cassidy, 2000).

Entre os jazigos mesotermiais de ouro, destacam-se os jazigos gigantes (> 250 toneladas [t] de Au) e os jazigos de dimensão

mundial (>100 t Au), os últimos ocorrentes em mais de 20 das 75 províncias metalogénicas mundiais que contêm jazigos deste tipo. Entre os jazigos gigantes podem citar-se, por ordem decrescente de dimensão, desde 2000 até 280 t : Ashanti, Gana; Golden Mile, Kalgoorlie, Austrália Ocidental; Homestake, South Dakota, E.U.A.; McIntyre - Hollinger, Timmins, Ontário, Canadá; Kolar, Índia; Kirkland Lake, Ontário, Canadá; Berezovsk, Rússia; Mother Lode, Califórnia, E.U.A.; Morro Velho, Minas Gerais, Brasil; Ballarat-Bendigo, Victoria, Austrália; Dome Mine, Ontário, Canadá; Kerr Addison, Ontário, Canada; Alaska-Juneau, Alasca, E.U.A. (Fig. 2; Goldfarb et al., 2001, 2005; Groves et al., 2003). A maioria dos jazigos de Au do tipo orogénico têm teores entre 4 e 21 g/t Au, com predominância de 7-12 g/t Au, especialmente entre os jazigos gigantes. Entre os últimos as exceções são: Ballarat-Bendigo, 13 g/t Au; Kirkland Lake, Kolar e Bulyanhulu (Tanzânia), 14-15 g/t Au; Mother Lode (Grass Valley – Nevada City), 17 g/t Au; Campbell - Red Lake (E.U.A.), 21 g/t Au (Hagemann and Cassidy, 2000; Goldfarb et al., 2005). Historicamente os teores foram de 5 – 30 g/t Au (Groves et al., 1998).

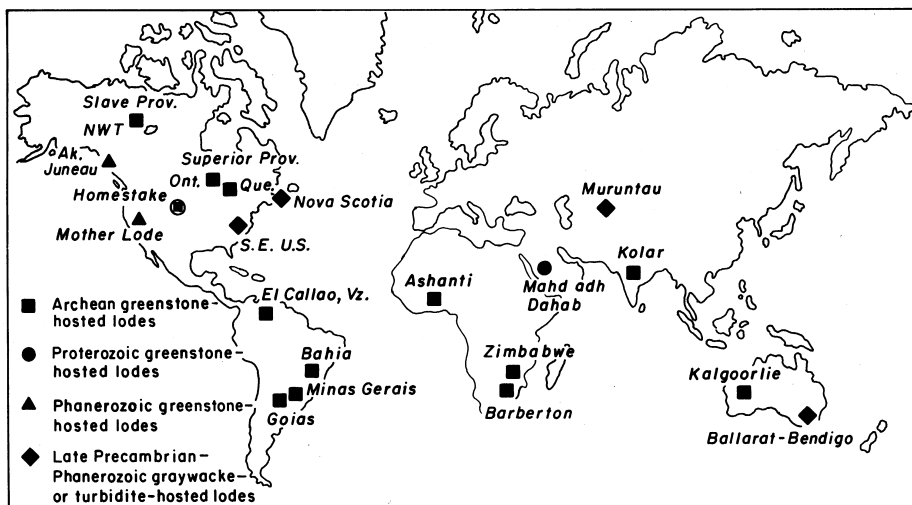


Fig. 2. Distribuição geográfica de alguns dos maiores jazigos mesotermais de ouro (de Hutchinson, 1987).

Idade

A maioria dos e os maiores distritos mineiros deste tipo de jazigos são do Arcaico, principalmente do Arcaico Superior, com idades predominantemente de 2800 – 2550 Ma (quase todos os acima citados) [Fig. 3]. No Proterozóico Inferior há alguns pequenos jazigos e o jazigo gigante de Homestake, havendo ausência deste tipo de jazigos no Proterozóico Médio, só tornando a surgir na parte terminal do

Proterozóico Superior e depois em todo o Fanerozóico (Fig. 3), de que são exemplos significativos Ballarat-Bendigo, no estado de Victoria, Austrália, de idade ordovícica, Mother Lode, na Califórnia, E.U.A., do Jurássico – Cretácico Inf. e Alasca-Juneau, no Alasca, E.U.A., do Eocénico, não sendo conhecidos jazigos significativos deste tipo nos últimos 50 Ma (Hutchinson, 1993; Goldfarb et al., 2001, 2005; Groves et al., 2003).

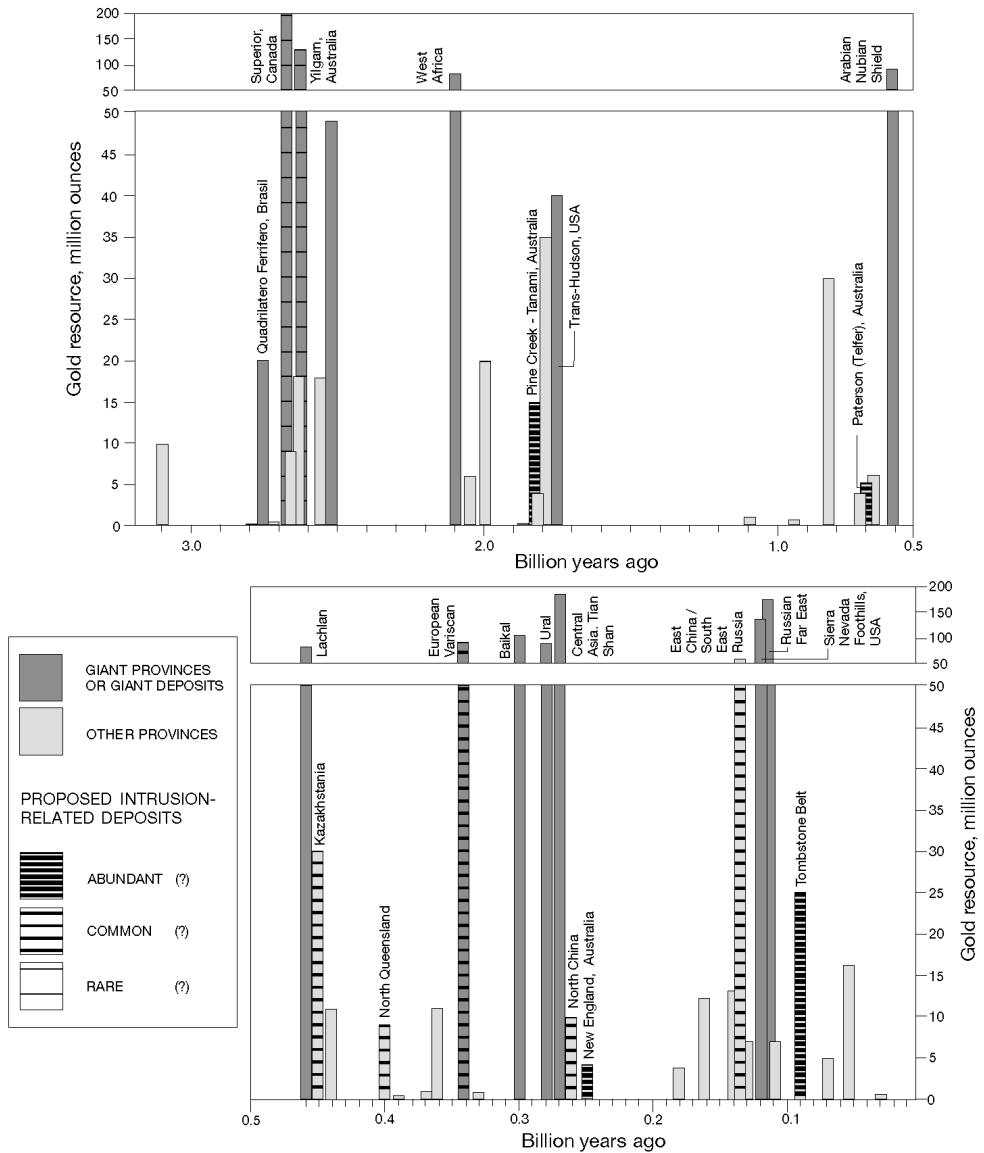


Fig. 3. Distribuição da produção de ouro a partir de jazigos de ouro orogénicos e jazigos de ouro associados a intrusão, formados ao longo dos tempos geológicos (de Groves et al., 2003).

Ambiente geotectónico

Estes jazigos formam-se ao longo de margens convergentes, na junção arco-fossa, durante a instalação de terrenos acrescidos do lado do mar em relação às margens cratónicas antigas ou aquando da colisão continente-continente (Fig. 4; Hodgson,

1993; Groves et al., 1998, 2003). Complementarmente, ambientes de variação do movimento das placas, tais como de mudança de velocidade relativa de placas e de ângulos de convergência das mesmas favorecem a formação deste tipo de jazigos (Goldfarb et al., 2001).

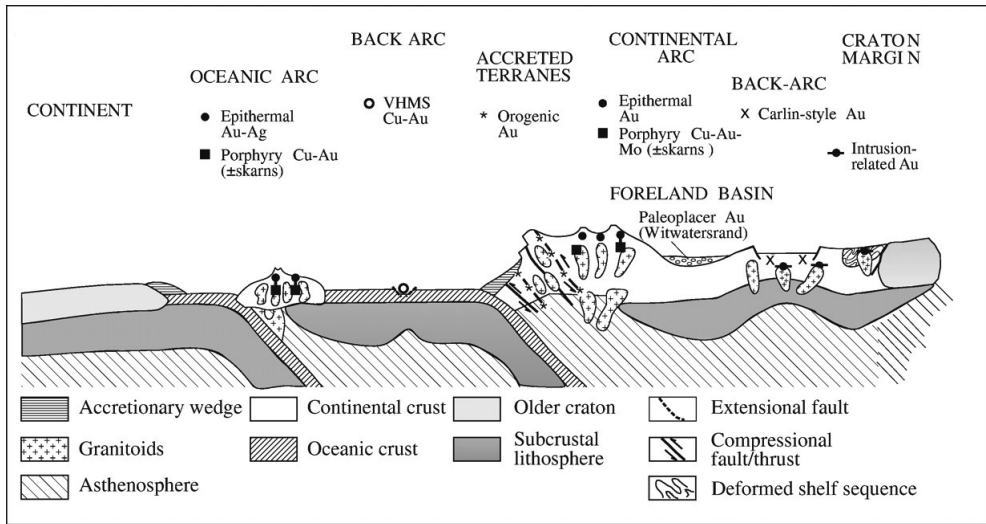


Fig. 4. Diagrama esquemático do ambiente geotectónico de vários tipos de jazigos de ouro, incluindo os jazigos de ouro orogénicos e os jazigos de ouro associados a intrusão (de Groves et al., 2005).

Ambiente geológico-estrutural | Rochas encaixantes

No Arcaico e em parte no Proterozóico as associações litológicas enquadrando este tipo de jazigos são as próprias das cinturas de rochas verdes (“greenstone belts”) nos cratões, e nos jazigos mais modernos são associações parcialmente semelhantes. Aque-

las são constituídas por pilhas de komatiitos na base, basaltos toleíticos (que encaixam os maiores jazigos deste tipo) e rochas vulcânicas ácidas a topo. Lateralmente à pilha vulcânica ocorrem sucessões de grauvaques e xistos, incluindo xistos carbonosos, grafitosos e piritosos, e ainda conglomerados polimícticos e formações ferríferas exalativas. (Fig. 5A; Hutchinson, 1993).

Os jazigos deste tipo podem ocorrer em qualquer posição das seqüências vulcânica ou sedimentar, e fazem-no geralmente na proximidade (ou no interior) dum stock intrusivo de rocha ácida porfírica e dum nível pouco espesso de rocha vulcanoclástica ácida. O minério encontra-se ainda geralmente na interface vertical ou lateral de rocha vulcânica e sedimentar, muitas vezes sublinhada por um alinhamento, falha ou zona de cisalhamento regional (Fig. 5B), geralmente paralelo ou subparalelo à estratificação nos terrenos vulcânicos do Pré-câmbrico ou às margens dos terrenos

acrescidos no Paleozóico, estando os jazigos deste tipo em zonas de falhas ou cisalhamentos secundários (Hutchinson, 1993; Hodgson, 1993; Goldfarb et al., 2005). A estes acidentes estão também muitas vezes associados não só os stocks félsicos acima referidos, mas também diques de lamprófiros (Hodgson, 1993; Groves et al., 1995). Intrusões mais abundantes de granitóides podem também ocorrer nestas províncias auríferas, como consequência dos processos de colisão – acreção nas margens convergentes (Goldfarb et al., 2001; Groves et al., 2003).

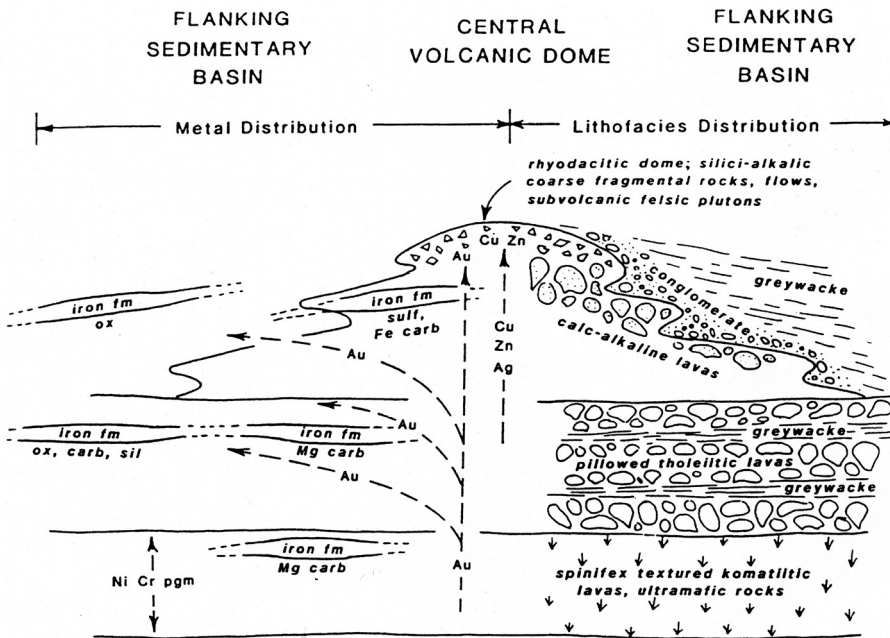


Fig. 5. A) Distribuição dos jazigos de ouro orogénicos e outros em: (A) Pilha (meta)vulcano-sedimentar esquemática das cinturões de rochas verdes (“greenstone belts”) do Arcaico (de Hutchinson, 1993).

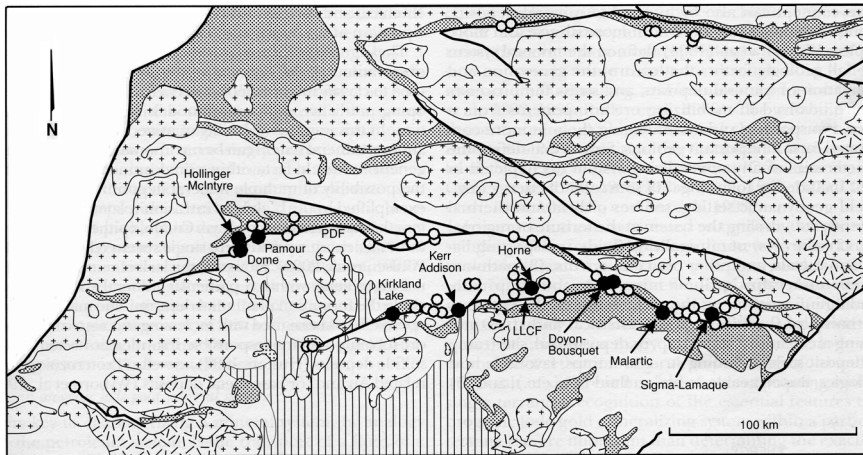


Fig. 5. B) Distribuição dos jazigos de ouro orogênicos e outros em: (B) Subprovincia de Abitibi da provincia Superior do Canadá, mostrando a relação dos jazigos de ouro orogênicos (c/ círculos negros, ≥ 100 ton. ouro; c/ círculos brancos, < 100 ton. ouro) com as grandes zonas de falha (de Hagemann and Cassidy, 2000).

Grau metamórfico

Todos os tipos de rochas acima referidos sofreram invariavelmente o efeito do metamorfismo regional, estando estes jazigos de Au do tipo orogênico na maioria dos casos (que incluem os de maiores dimensões) associados a terrenos na fácies de xistos verdes e fácies anfibolítica superior (transição para a

fácies de xistos verdes) [Fig. 6A], mas podendo ocorrer em terrenos desde a fácies da prenite-pumpeleite (ex.: Wiluna, no cratão de Yilgarn, Austrália Ocidental) até à fácies granulítica (ex.: Griffins Find, Austrália Ocidental) [Gebre-Mariam et al., 1995; Hagemann and Cassidy, 2000; Goldfarb et al., 2001, 2005; Groves et al., 2003; Gauthier et al., 2007].

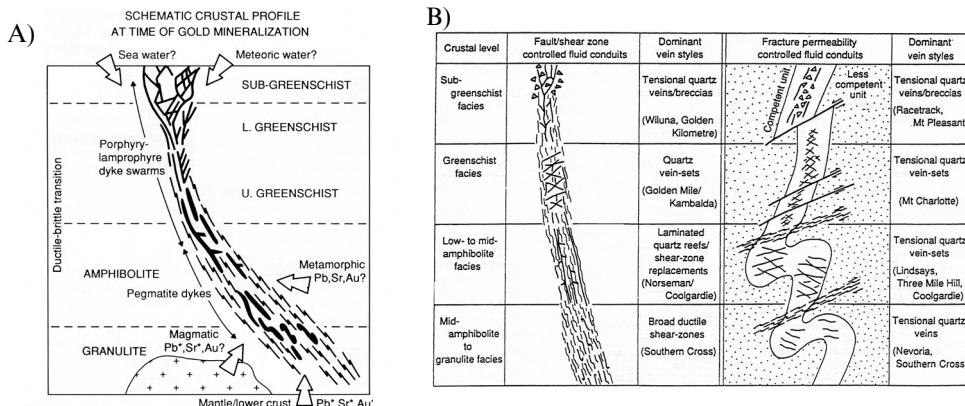


Fig. 6. A) Reconstrução esquemática dum hipotético sistema hidrotermal contínuo, em diferentes níveis (e respectivas fácies metamórficas) da crosta, estendendo-se até 25 km de profundidade, mostrando: (A) fluidos potenciais e origem (setas) dos fluidos mineralizadores dos jazigos de ouro orogênicos (de Groves, 1993). B) estilos tectônicos e dos filões de quartzo auríferos nos diferentes níveis da crosta (de Groves et al., 1995)

Morfologia do minério

O minério apresenta uma morfologia muito variada: estratiforme; filões “estratiformes” (paralelos à estratificação); filões e veios transgressivos; stockworks; corpos paralelos à charneira duma dobra (“saddle reefs”); corpo de sulfuretos maciços; sistema de veios estratóides. Os veios e filões, frequentemente brechificados e com texturas crustiformes nos ricos em carbonatos (não no quartzo), podem variar de menos de 1 mm a vários metros de possança e têm extensões na vertical e horizontal até pelo menos várias centenas de metros, mas podendo atingir bem mais de 1 km (Hutchinson, 1993; Hodgson, 1993; Bierlein and Crowe, 2000; Goldfarb et al., 2005).

Alteração relacionada com a mineralização

A carbonatização é a mais expressiva alteração, na forma de: dolomite ferrífera (ou siderite), singenética (?) e/ou epigenética, penetrativa ou em veios, em terrenos na fácies de xistos verdes; e de calcite em terrenos na fácies anfibolítica. Outras formas de alteração são a cloritização, sericitização, fuchsitização (geração de moscovite com Cr), silicificação através dos veios de quartzo, e em raros casos alteração potássica (feldspato K) a muro da mineralização (ex.: Hemlo, Ontário, Canadá). A extensão do halo de alteração à volta dum veio/filão pode variar dalguns centímetros a vários quilómetros (Berger, 1986; Hutchinson, 1993; Hodgson, 1993; Groves et al., 1995; Goldfarb et al., 2005).

Tempo da mineralização

Estes jazigos formam-se numa fase tardia de cada orogénese, podendo ser para o

Arcaico de 20 a 100 Ma após a deposição das rochas metavulcano-sedimentares encaixantes (Groves et al., 2003). Em muitos jazigos em ambiente de fácies de grau metamórfico baixo a moderado, a respectiva formação é posterior ao pico de metamorfismo regional, enquanto que muitos outros jazigos em terrenos de alto grau metamórfico são contemporâneos de tal metamorfismo (Hodgson, 1993; Groves et al., 1995; Bierlein and Crowe, 2000).

Do Arcaico ao Fanerozóico raramente há sincronismo entre a deposição de ouro e a instalação de intrusões granitóides adjacentes, que quer mais comumente precedem, por vezes dezenas (muito raramente centenas) de Ma, a mineralização de ouro, quer lhe são posteriores (Hodgson, 1993; Goldfarb et al., 2001; Groves et al., 2003), apesar de nalguns casos, como na área da mina canadiana de Kerr Addison do Arcaico serem contemporâneas (Hodgson, 1993). Nalguns terrenos mais modernos, o sincronismo foi também estabelecido, como no caso dos jazigos eocénicos do Alaska-Juneau em relação aos granitóides a 10 km de distância dos mesmos (Groves et al., 2003).

Mineralogia

O minério, para além do quartzo (70 - 95% do volume total), carbonatos, feldspato alcalino (geralmente albite), “sericite” e clorite, contém electrum e ouro nativo, fino e grosseiro, por vezes visível a olho nu, podendo ser ouro livre, e ainda pirite e pirrotite, sendo a arsenopirite variável e, estando presente, poder ter os valores mais altos em Au ou ser estéril. Outros minerais que podem estar presentes em menor quantidade no minério são os teluretos de Au-Ag (quando existem intrusões alcalinas),

a calcopirite, esfalerite e galena, os dois últimos por vezes um pouco abundantes, a magnetite, realgar e auripigmento, antimônite, cinábrio, molibdenite, bismutinite, loelíngite, tetraedrite e scheelite. Os sulfuretos constituem globalmente 3 a 5% (podendo ser ainda um valor superior) do minério na maioria destes jazigos. Outros minerais associados na paragénese são a turmalina

(geralmente escorlo e dravite), barita e moscovites ricas em Cr, V ou Ba (fuchsite, mariposite; roscolite; oelacherite) [Tabela 1A,B; Fig. 7]. Também são comuns hidrocarbonetos e outra matéria carbonosa (Berger, 1986; Hutchinson, 1993; Hodgson, 1993; Hagemann and Cassidy, 2000; Goldfarb et al., 2005; Vos et al., 2005; Vos and Bierlein, 2006).

A) ORE

Ferroan dolomite (ankerite) abundant, but form also variable: eg. stratiform beds (carbonate) and ankeritized rock.

Potassic alteration, commonly pink K-spar, sometimes asymmetric in rocks of stratigraphic foot-wall (eg. Hemlo).

Electrum main ore mineral: Au/Ag about 9/1: commonly Hg-bearing; mainly microscopic grains in sulfide minerals, especially pyrite, pyrrhotite; coarse visible gold in coarse quartz; spectacular but minor.

Diverse suite of associated minerals, elements:

- pyrite and/or pyrrhotite ubiquitous, few to ninety percent.
- arsenopyrite variable, when present may be rich ore or barren.
- tellurides present, minor to rare.
- chalcopyrite, sphalerite, galena commonly present but minor.
- tourmaline (schorl, dravite), scheelite and distinctive green, Cr-Va-Ba muscovite (fuchsite-mariposite) common accessory minerals.
- Sb, Bi, Mo, Hg less common but important in some cases.

B) GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS

Au/Ag	average 9:1; range 3:1 to 20:1; high Au
Fe sulfides	abundant
Cu-Zn-Pb sulfides	common; minor
Arsenopyrite	variable; often present
Mn	common
B (tourmaline)	common
Cr (green muscovite)	common
W (scheelite)	common; minor
Ba	rare; abundant in some (Hemlo)
Sb ₂ S ₃	rare; present in some
Realgar-orpiment	rare but known
HgS	rare but known
	Hg common in electrum
MoS ₂	rare but known
Bi ₂ S ₃	rare but known

Tabela 1. Características (A) mineralógicas e (B) geoquímicas dos jazigos de ouro mesotermiais (ou orogénicos), essencialmente quando do Arcaico (de Hutchinson, 1987, 1993).

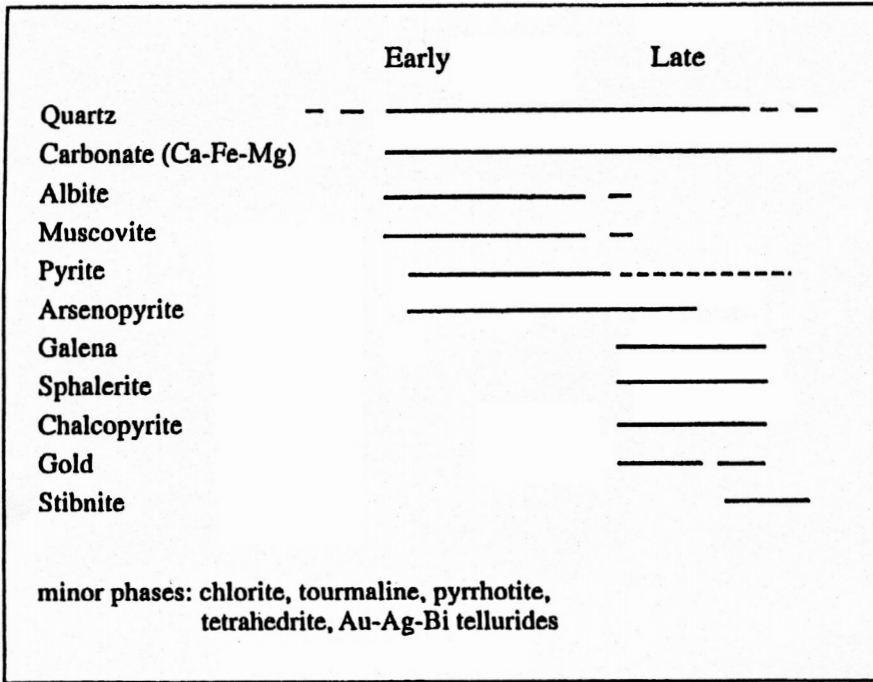


Fig. 7. Sequência paragenética genérica dos jazigos de ouro orogênicos do Fanerozóico (de Bierlein and Crowe, 2000).

Associação geoquímica

Au - Fe - As - B \pm Sb \pm Bi \pm Hg \pm Cu \pm Pb \pm Zn \pm Te \pm W \pm Mo \pm Ag é a associação geoquímica (Tabela 1A,B). A razão Au/Ag pode chegar a 9:1, implicando uma finura (“fineness”) do ouro de 600-940, dominando os valores mais altos (Berger, 1986; Hutchinson, 1993; Cox, 2000; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005).

Zonagem metálica

Uma das características dos jazigos de ouro do tipo orogênico é terem uma gran-

de continuidade vertical (ex.: 1- 2 km) quase sem variação na mineralogia e no teor em Au, o que os permite contrastar por exemplo com os jazigos de ouro epitermais. Apesar disso, alguns mostram uma zonagem metálica lateral e nalguns casos há alguma zonagem vertical da largura dos envelopes (zonas) de alteração e dos minerais e razões metálicas (Hodgson, 1993; Groves et al., 1998, 2003).

Boa parte das características até agora apontadas estão sintetizadas na Tabela 2.

Critical characteristics	Orogenic gold deposits	Intrusion-related gold deposits	Cold deposits with anomalous metal associations
Age range	Middle Archean to Tertiary; peaks in Late Archean, Paleoproterozoic, Phanerozoic	Mainly Phanerozoic; some Proterozoic; rare Late Archean	Mostly Late Archean; some Phanerozoic
Tectonic setting	Deformed continental margin mainly of allochthonous terranes	Pericratonic terranes of the miogeocline margin	Back-arc to arc early?; accretionary to collisional terranes late
Structural setting	Commonly structural highs during later stages of compression and transtension	Compressional to extensional transition in fold and thrust belts	Late evolution similar to that of orogenic deposits
Host rocks	Variable; mainly mafic volcanic or intrusive rocks or greywacke-slate sequences	Major examples in granitoid intrusions; some in sedimentary rocks	Variable; commonly felsic intrusive or volcanic rocks
Metamorphic grade of host rocks	Mainly greenschist facies but subgreenschist to lower granulite facies	Mainly subgreenschist to greenschist facies	Greenschist to amphibolite facies
Association with intrusions	Commonly felsic to lamprophyre dikes or continental margin batholiths	Strong association with granitoid stocks; lamprophyre dikes	Strong association with granitoid stocks and/or felsic to lamprophyre dikes
Mineralization style	Variable; large veins, vein arrays, saddle reefs, replacement of Fe-rich rocks	Commonly sheeted veins, Jesser breccias, veins, and disseminations	High variable; disseminated to vein styles
Timing of mineralization	Late-tectonic; post-(greenschist) to syn-(amphibolite) metamorphic peak	Very late tectonic; postregional metamorphic peak	Synvolcanic and premetamorphic?; late- evolution syn- to postmetamorphic.
Structural complexity of ore bodies	Complexity common, particularly in brittle-ductile regimes	Mainly simple vein arrays in relatively brittle regimes	Complexity normal, causing extreme controversy for this deposit style
Evidence of overprinting	Strong overprinting in larger deposits; multiple veining events	Minor evidence of overprinting by late structures	Strong evidence of overprinting in most deposits
Metal association	Au-Ag ± As ± B ± Bi ± Sb ± Te ± W	Au-Ag ± As ± B ± Bi ± Sb ± Sn ± Te ± W (Pb-Zn distal)	Au-Ag ± Ba ± Cu ± Hg ± Mo ± Pb ± Zn
Metal zoning	Cryptic lateral and vertical zoning	Strong district-scale zoning; Au-W/Sn-Ag/Pb/Zn	Variable, but strong in some deposits
Proximal alteration	Varies with metamorphic grade; normally mica-carbonate-Fe sulfide	Mica-K feldspar-carbonate-chlorite-Fe sulfide	Extremely variable due to different deposit styles and metamorphic overprint (?)
P-T conditions	0.5–4.5 kbars, 220°–600°C Normally 1.5 ± 0.5 kbars, 350° ± 50°C	0.5–1.5 kbars, 200°–400°C for Au-rich systems	Variable; now largely reflect metamorphic conditions of host rocks
Ore fluids	Low-salinity H ₂ O-CO ₂ ± CH ₄ ± N ₂	Variable-salinity H ₂ O-CO ₂ , very minor CH ₄ ± N ₂	Variable; high-salinity H ₂ O to low-/moderate-salinity H ₂ O-CO ₂
Proposed heat sources	Varied; asthenosphere upwelling to midcrustal granitoids	High-level granitoids in gold district	Early igneous heat source?; later deep crustal/lithosphere heat source
Proposed metal sources	Subducted/subcreted crust and/or supracrustal rocks and/or deep granitoids	High-level granitoids and/or supracrustal rocks	Variable; magmatic, metamorphic, or deep crustal sources proposed

Tabela. 2. Comparação das características dos jazigos de ouro do tipo orogénico (ou mesotermiais) e dos jazigos de ouro associados a intrusão (de Groves et al., 2003).

Gênese

Inúmeras hipóteses genéticas têm sido avançadas para explicar a formação dos jazigos de ouro mesotermiais (Pirajno, 1992; Kerrich, 1993; Groves et al., 1995; Ridley and Diamond, 2000; Goldfarb et al., 2005; Pitcairn et al., 2006; Elmer et al., 2007):

a) *Modelo metamórfico*: as rochas vulcânicas e sedimentares, nas condições de metamorfismo da fácies anfíbolítica ou da transição da fácies de xistos verdes para a fácies anfíbolítica, sofreriam desvolatilização das águas durante a fase prógrada de tal metamorfismo, com lixiviação do Au, Si e outros elementos da sucessão vulcano-sedimentar e deposição do conteúdo de tais fluidos em zonas estruturalmente preparadas, cisalhadas e brechificadas, formando quer zonas mineralizadas (“lodes”) concordantes, quer discordantes, tais com filões e veios transgressivos. Nalguns casos a mineralização ter-se-á formado a temperaturas mais baixas, em 60 – 120°C, do que a temperatura do pico do metamorfismo (Elmer et al., 2007)

b) *Modelo magmático*: quer o fluido mineralizado quer o próprio Au derivariam de granitóides ou sienitos porfiríticos associados com estes jazigos de ouro.

c) *Modelo dos lamprófiros*: a instalação de diques de lamprófiros calco-alcalinis, muitas vezes associados a este tipo de jazigos de ouro, promoveria a circulação hidrotermal, com lixiviação do Au, S e CO₂ dos próprios lamprófiros e incorporação num fluido hidrotermal que se misturaria com os fluidos gerados durante o metamorfismo regional. Este modelo combina assim os dois modelos anteriores.

d) *Modelo da desgasificação do manto e granulitização*: segundo este modelo, só

aplicável a jazigos de ouro mesotermiais, quando do Arcaico, as rochas da crosta inferior sofreriam granulitização durante o Arcaico tardio, enquanto os fluidos hidrotermiais transportando Au e CO₂ proviriam dum reservatório do manto, tornando-se a desgasificação de CO₂ do manto a principal causa da importância da carbonatização na alteração deste tipo de jazigos. Por outro lado, a pobreza dos granulitos arcaicos tonalíticos em elementos litófilos seria explicada pelo enriquecimento destes mesmos elementos nos jazigos mesotermiais de ouro, contemporâneos desses granulitos.

e) *Modelo singenético-epigenético*: a circulação convectiva da água do mar com lixiviação do basalto toleítico marinho levaria à deposição dum exaleto chértico (± argiloso, carbonoso; Wood and Large, 2007), estratiforme, piritoso e aurífero (com cerca de 1 g/t Au) no fundo do mar. Durante a diagênese e compactação deste nível, formar-se-iam nele veios transgressivos, assim como a posterior deformação, instalação de rochas intrusivas e metamorfismo desenvolveria sucessivos sistemas hidrotermiais que lixiviarium Au do exaleto primitivo e formariam filões e veios discordantes mais enriquecidos em Au (Fig. 8; Hutchinson, 1993).

f) *Modelo meteórico*: águas meteóricas circulariam até grandes profundidades na crosta, vindo a constituir o fluido hidrotermal mineralizador que depositaria o ouro neste tipo de jazigos.

g) *Modelo contínuo da crosta*: baseado no modelo metamórfico, o modelo contínuo da crosta (Groves, 1993; Groves et al., 1995), que é aquele que tem hoje maior aceitação, constata a existência de jazigos de ouro do tipo orogénico em terrenos desde a fácies metamórfica da prenite-pumpeleite, passando pelas fácies de xistos verdes e anfíbolítica,

até à fácies granulítica, com alguma variação mineralógica de fácies para fácies quer no próprio minério quer na alteração das rochas encaixantes (Fig. 6A). A deposição do minério seria feita em estruturas que variam de veios em fendas de tracção e brechas nos jazigos na fácies da prenite-pumpeleite, passando por zonas de cisalhamento e/ou veios associados nos jazigos nas fácies intermédias, até zonas de cisalhamento dúcteis largas e veios associados nos jazigos desde

a fácies anfibolítica intermédia até à fácies granulítica (Fig. 6B). A derivação do Au seria possivelmente crustal, quer magmática, quer metamórfica, ou ainda a partir do próprio manto (Fig. 6A).

Este contínuo de jazigos mesotermiais de ouro, documentado nos jazigos mais antigos, não tem sido, no entanto, abertamente reconhecido nas fácies metamórficas de grau mais alto dos terrenos do Fanerozóico (Groves et al., 1998).

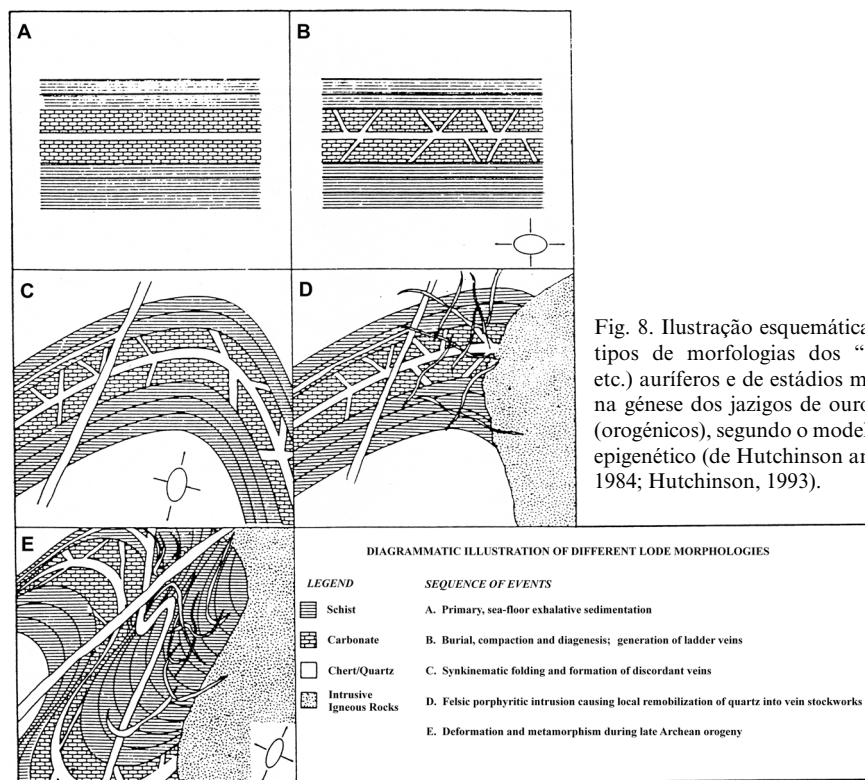


Fig. 8. Ilustração esquemática de diferentes tipos de morfologias dos "lodes" (filões, etc.) auríferos e de estádios mineralizadores na gênese dos jazigos de ouro mesotermiais (orogénicos), segundo o modelo sinogénico-epigenético (de Hutchinson and Burlington, 1984; Hutchinson, 1993).

Fluidos mineralizadores e condições P-T de deposição

Os fluidos hidrotermais mineralizadores são de baixa salinidade (em regra 1-15, do-

minantemente 3-7 wt % NaCl equiv.), neutros a levemente alcalinos, reduzidos, de alto CO_2 ($\pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$) [$\text{X}_{\text{CO}_2} = 0.05 - 0.25$], com valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ de 6-11‰ nos jazigos do Pré-Câmbrico e 7-11‰ nos jazigos do Fa-

nerozóico, e de δD_{fluido} de -80 a -5‰ (Fig. 9; Mikucki, 1998; Ridley and Diamond, 2000; Bierlein and Crowe, 2000; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005). A maior parte dos jazigos deste tipo têm sulfuretos com $\delta^{34}\text{S}$ de 0 a +10‰ (mas podendo chegar a -20‰ e a +25‰) e carbonatos com valores de $\delta^{13}\text{C}$ predominantemente de 0 a -10‰ (Goldfarb et al., 2005).

Como foi avançado na introdução, estes jazigos formam-se entre 150 e 700°C, apesar da maioria se gerar a 200 - 450°C, a pressões entre 0.5 e 6 kbar (consoante a fácies metamórfica em que se enquadram), que correspondem a profundidades até 12 - 20 km (Gebre-Mariam et al., 1995; Groves et al., 2003).

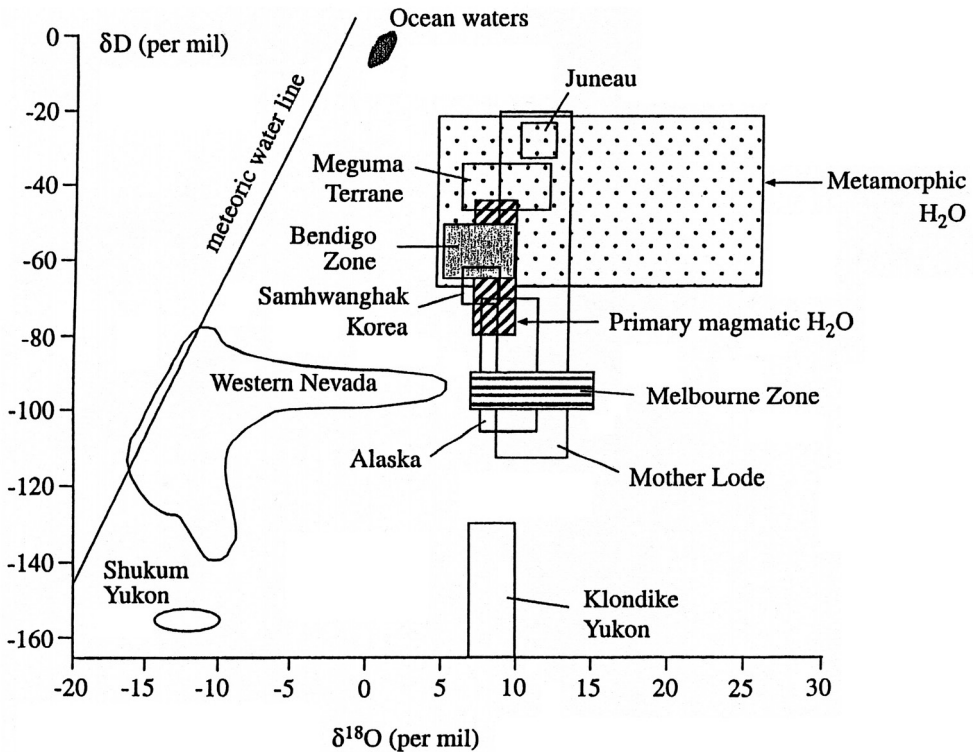


Fig. 9. Composições isotópicas de oxigénio e hidrogénio dos fluidos mineralizadores dos jazigos de ouro orogénicos do Fanerozóico, comparadas com as da água do mar, água meteórica, água magmática e água metamórfica (de Bierlein and Crowe, 2000).

Transporte e deposição do ouro

Cálculos termodinâmicos e estudos experimentais indicam que a solubilidade e transporte do Au que origina os jazigos mesotermiais de ouro é feita essencialmente através do íon complexo bissulfureto de ouro, $Au(HS)_2^-$, até uma temperatura de 550°C (Fig. 10A) – apesar do íon $AuHS^0$ também o fazer a < 400°C e pressão baixa (Evans et al., 2006) -, abrangendo a maior parte dos jazigos de ouro deste tipo. Para os casos em que os jazigos mesotermiais se formem acima de 550°C, o íon complexo que

transporta Au passa a ser essencialmente $AuCl_2^-$ (Seward, 1991; Hutchinson, 1993; Mikucki, 1998; Large, 2000). No primeiro caso, mais comum, abaixo dos 550°C, a deposição de ouro neste tipo de jazigos vai ocorrer perto do limite entre os campos das espécies iônicas de S reduzidas e os campos das oxidadas, mas do lado das reduzidas, e perto do limite entre o campo de estabilidade da pirite (com pirrotite na parte superior do intervalo até 550°C) e o da magnetite (ou hematite) [Fig. 10B; Hodgson, 1993; Mikucki, 1998; Large, 2000; Dugdale et al., 2006].

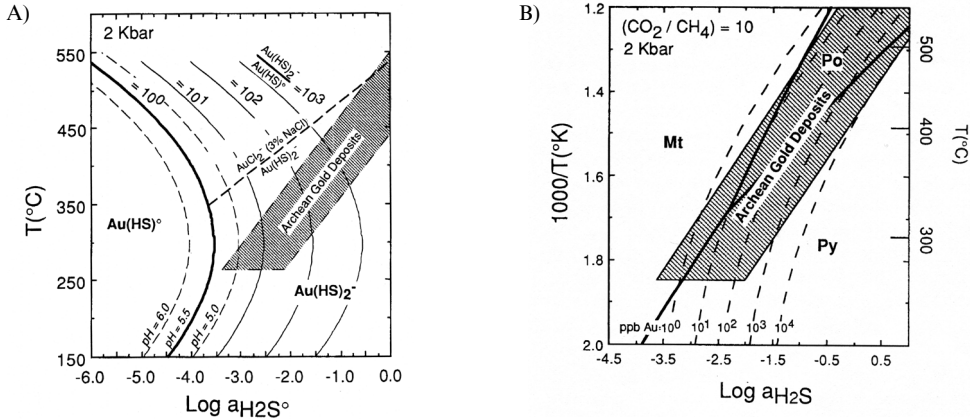


Fig. 10. Transporte e solubilidade do ouro: (A) Distribuição dos íons complexos transportadores de Au (abaixo de 550°C) em função da temperatura e de a_{H₂S}. Campo dos fluidos auríferos orogénicos (arcaicos) indicado a cinzento; (B) Isolinhas (a tracejado) de solubilidade do Au em função da temperatura e de a_{H₂S}. Os cálculos assumem um fluido aurífero (do tipo orogénico) médio, com CO₂/CH₄ = 10, pH = 5.5 e P = 2 kbar. Campos de estabilidade da magnetite (mt), pirrotite (po) e pirite (py) limitados por linhas a cheio. Campo dos fluidos auríferos orogénicos (arcaicos) indicado a cinzento (de Mikucki, 1998).

Os mecanismos mais importantes de deposição do ouro neste tipo de jazigos são diversificados (Fig. 11; Hodgson, 1993; Mikucki, 1998; Hagemann and Cassidy, 2000; Vos et al., 2005; Goldfarb et al., 2005):

- *interacção fluido – rocha encaixante (sulfuretização)*: este parece ser o único mecanismo de deposição comum a todo o espectro de P-T de formação dos jazigos

de ouro deste tipo. Envolve essencialmente a sulfuretização dos minerais contendo Fe nas rochas encaixantes por efeito do fluido mineralizador rico em S, o que leva à desestabilização do íon $Au(HS)_2^-$ no fluido e deposição do ouro;

- *interacção fluido – rocha encaixante (acidificação)*: este mecanismo é aplicável apenas aos jazigos de formação mais super-

3. JAZIGOS DE OURO ASSOCIADOS A INTRUSÃO

3.1. Introdução

A associação comum de alguns jazigos de ouro com intrusões granitóides, distinta da dos pórfiros de (Cu-)Au e de outros metais (concentrações altas de Cu, Mo, W ou Sn), é conhecida desde há muito. Routhier (1963), seguindo autores anteriores, considerou uma zonagem periplutónica, com zonas metálicas de estanho, volfrâmio, ouro e outras, sucessivamente, à volta e cada vez mais distantes duma cúpula granitóide, mas reconheceu que parte delas podia também ocorrer no próprio endocontacto do granitóide.

Os jazigos de ouro para que tal análise apontava foram, no entanto, subsequentemente subvalorizados na literatura da especialidade quase até ao final do século XX. O reconhecimento duma classe de jazigos de ouro deste tipo estava em parte impossibilitada pela crença generalizada de que a maioria dos jazigos de ouro encaixados nas próprias intrusões granitóides não estariam geneticamente relacionados com tais intrusões, como dados geológicos e radiométricos confirmam para alguns casos conhecidos, mas não corroboram para muitos outros (Thompson and Newberry, 2000). Na verdade, só recentemente se tornou a dar ênfase e verdadeira importância a tais jazigos de ouro, caracteristicamente associados com províncias de W e/ou (menos consistentemente) de Sn, e espacial e temporalmente relacionados com intrusões de granitóides, no interior ou exocontacto das mesmas, tendo passado a ser designados por jazigos de ouro associados a intrusão (“in intrusion-related, reduced intrusion-related, plutonic-

related or intrinsic gold deposits”) [Sillitoe, 1991; McCoy et al., 1997; Thompson et al., 1999; Lang et al., 2000; Thompson and Newberry, 2000; Baker and Lang, 2001; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005].

3.2. Características gerais

Algumas das características dos jazigos de ouro associados a intrusão [“intrinsic Au deposits”] são parcialmente semelhantes às dos jazigos de ouro do tipo orogénico (ou mesotermiais) [“extrinsic Au deposits”; Goldfarb et al., 2005] e de outros tipos de jazigos de ouro, mas muitas outras são distintas (Tabela 2).

Conteúdo metálico e distribuição mundial

Um largo número de jazigos de ouro associados a intrusão contém um total não inferior a 30 toneladas (t) de Au, apesar do leque significativo ir desde 3 a 345 t Au. Os maiores destes jazigos (Fig. 12) são: Donlin Creek (345 t Au), Fort Knox (215 t Au), Pogo – Liese Zone (160 t Au), True North (40 t Au), Golden Zone (39 t Au), Shotgun (31 t Au), todos na província cretácica de Tintina, no Alasca, E.U.A., e no lado leste da mesma província, Dublin Gulch (47 t Au) e Brewery Creek (40 t Au), em Yukon, Canadá, cabendo a esta província de Tintina no seu conjunto um total superior a 1000 t Au, apesar da produção histórica ter sido apenas de 3 t Au; Zarmitan, Uzbequistão (315 t Au); Vasilkovskoe, Casaquistão (300 t Au); Kori Kollo, Bolívia (160 t Au), Kidston, Queensland, Austrália (140 t Au); Mokrsko, República Checa (129 t Au); Salave, Astúrias, Espanha (30 t Au). Estes jazigos têm teores entre 1 e 4 g/t Au, com excepção dos jazigos de Zarmitan, no Uzbequistão,

com 9.8 g/t Au e de Pogo, no Alasca, com 16 g/t Au (Thompson et al., 1999; Smith et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Lang

and Baker, 2001; Baker et al., 2005; Mair et al., 2006; Abzalov, 2007).

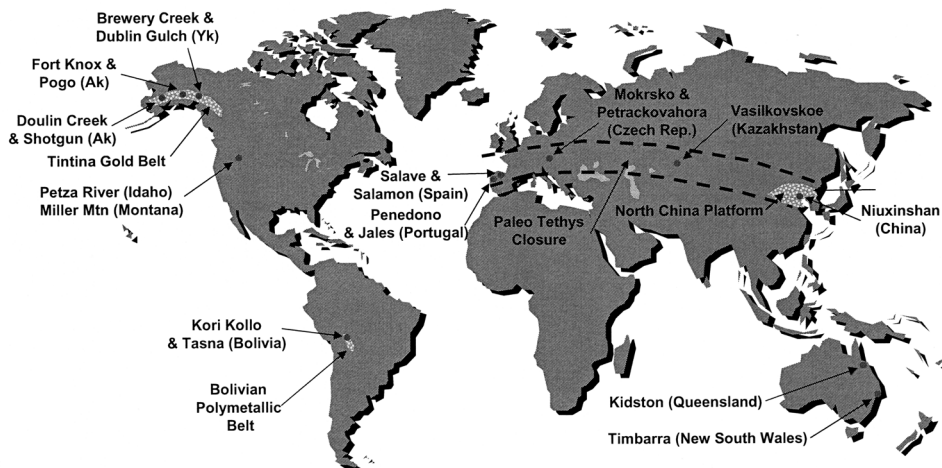


Fig. 12. Distribuição geográfica dos maiores jazigos de ouro associados a intrusão (de Lang and Baker; EUROZINC, 2004).

Idade

Sendo na maior parte dos casos conhecidas as idades do jazigo e da intrusão correspondente, semelhantes, a maioria dos jazigos deste tipo são do Fanerozóico, tendo sido reconhecidos também alguns do Proterozóico e raros do Arcaico tardio (Fig. 3). As idades entre os mais conhecidos do Fanerozóico variam desde o Ordovícico Superior (Vasilkovskoe, Casaquistão), passando pelo Devónico Médio - Superior (Leven Star, Victoria, Austrália), pela da orogenia hercínica (Mokrsko, República Checa; Salave, Espanha), Carbónico (Kidston, Queensland, Austrália), Permo - Triásico (Timbarra, New South Wales, Austrália), Jurássico Superior (Bald Mountain, Nevada, E.U.A.), Cretácico Inferior (tardio) a Superior (provincia metalogenética de Tintina, Alasca – Yukon,

E.U.A.-Canadá, e Miocénico (Kori Kollo, Bolívia) [Thompson et al., 1999; Smith et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Groves et al., 2003; Mair et al., 2006; Whitman et al., 2006; Nutt and Hofstra, 2007].

Ambiente geotectónico

Os jazigos de ouro associados a intrusão ocorrem em províncias de W e/ou Sn, distais de margens convergentes, situados nas margens cratónicas em posição para o interior do continente relativamente aos jazigos de pórfiro de Cu-Au-Mo e epitermais de Au ou em “back-arc” (Fig. 4); podem ainda, nalguns casos, ocorrer em ambiente de colisão continental, associados a intrusões a poucas centenas de quilómetros da zona de subducção (Thompson et al., 1999; Lang et al., 2000; Lang and Baker, 2001; Groves et al., 2003).

Ambiente geológico-estrutural | Rochas encaixantes

Os jazigos de ouro deste tipo estão encaixados quer na própria intrusão, quer no exo-contacto imediato (jazigos proximais), ou podem ainda ser mais distais relativamente à intrusão (a 0.5 - 3 km), encaixados geralmente em xistos ou rochas vulcânicas (jazigos distais) [Fig. 13B]. As intrusões, que podem ser múltiplas, são de composição granítica a granodiorítica (raramente mais básica), constituindo grandes batólitos e pequenos plutões, mas podendo também ser pequenos

stocks e domas porfíricas, e diques e filões-camada. As rochas constituintes dos plutões são predominantemente metaluminosas a ligeiramente peraluminosas, calco-alcalinas ou subalcalinas. São reduzidas, sendo da série da ilmenite ou da transição entre a série da ilmenite e a da magnetite, a que acresce serem os granitóides geralmente classificados como do tipo I (raramente do tipo S, em plutões com fases muito evoluídas) [Thompson et al., 1999; Lang et al., 2000; Thompson and Newberry, 2000; Lang and Baker, 2001; Groves et al., 2003; Baker et al., 2005; Nutt and Hofstra, 2007].

A)

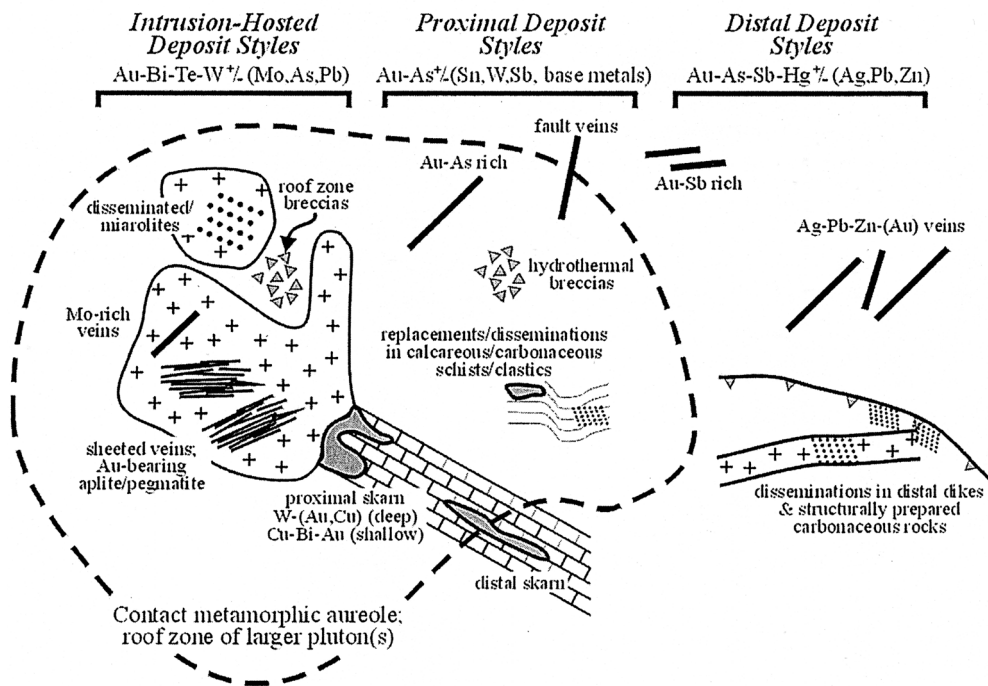


Fig. 13. Diagramas esquemáticos da geologia e de modelos de prospecção para os jazigos de ouro associados a intrusão: (A) Variação nos estilos dos jazigos, desde os encaixados na intrusão, passando pelos jazigos proximais e até aos jazigos distais.

B)

Spatial Geological and Exploration Model for Intrusion-Related Gold Systems

Hydrothermal Fluids	
I	Liquid-rich, aqueous, low to moderate salinity
II	Vapour-rich, aqueous, low salinity
III	High salinity, halite-bearing
IV	CO ₂ -H ₂ O+/-CH ₄
V	CH ₄ -CO ₂ -H ₂ O

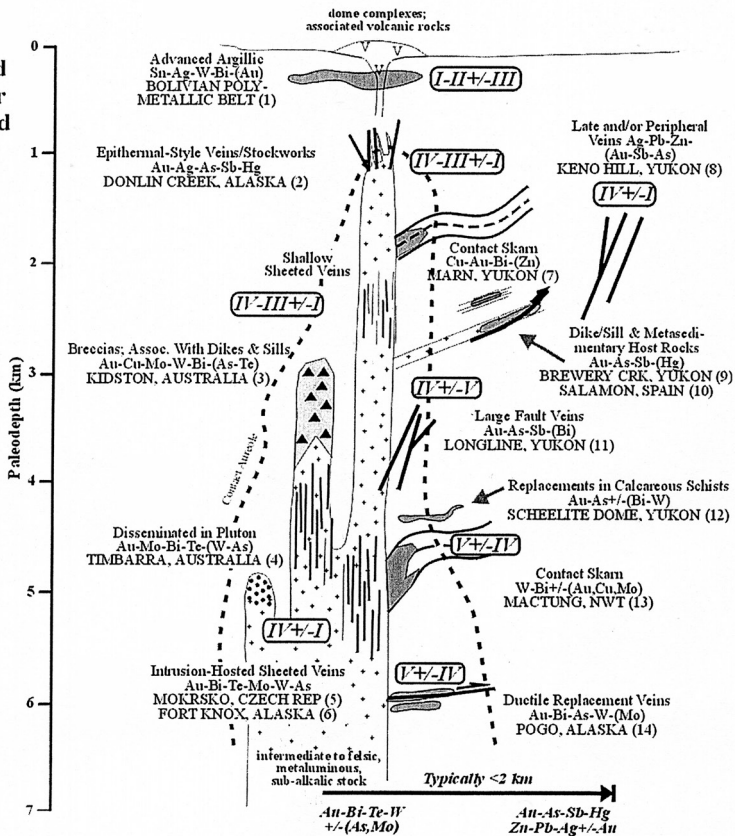


Fig. 13. (B) Variação vertical e lateral nos estilos dos jazigos, características dos fluidos e assinaturas metálicas (de Lang and Baker, 2001).

A baixa f_{O_2} destas intrusões é traduzida pela sua rara magnetite primária, baixa susceptibilidade magnética (10^{-4} a 10^{-2} unidades S.I.), baixa razão Fe_2O_3 / FeO (< 0.2) e razão Fe/Mg relativamente alta na biotite ($\geq 2:1$). As fases mais félsicas destes plutões, que estão enriquecidas em Au relativamente a um granito normal, apresentam evidências de saturação de fluidos como o mostra a presença de pegmatitos, aptitos, cavidades miarolíticas e texturas de solidificação unidirec-

cionais (Shannon et al., 1982) nas mesmas (Thompson and Newberry, 2000; Nutt and Hofstra, 2007).

São comuns nas áreas dos jazigos deste tipo falhas, desde transpressivas, cavalgantes, a de desligamento, sendo ainda de assinalar que na sequência magmática de Tombstone, Yukon, dentro da província metalogenética de Tintina, a orientação dos veios mineralizados (predominantemente em fendas de tracção) concomitantes com

as intrusões, mantem-se em vários plutões, sugerindo o controlo da sua orientação por tensões regionais compatíveis com a orientação daquelas falhas (McCoy et al., 1997; Thompson and Newberry, 2000; Lang and Baker, 2001; Mair et al., 2006; Whittman et al., 2006; Abzalov, 2007)

Grau metamórfico

Os jazigos deste tipo estão situados em terrenos afectados por metamorfismo regional, desde a fácies de sub-xistos verdes até à fácies anfibolítica. As intrusões, por efeito do metamorfismo de contacto nas rochas encaixantes, estão rodeadas de corneanas, geralmente aluminosas, e por uma auréola de xistos, comumente na zona da biotite, até 3 - 4 km de distância dos plutões (Bakke, 1995; McCoy et al., 1997; Baker and Lang, 2001; Maloof et al., 2001; Mair et al., 2006; Whittman et al., 2006; Abzalov, 2007).

Morfologia do minério

Os jazigos encaixados nas próprias intrusões (Fig. 13B) têm mais comumente a forma de veios (filões e filonetes) de quartzo em folhas [“sheeted vein(lets)”], e mais raramente de veios em stockwork, ambos os tipos com texturas de preenchimento de espaço aberto. Os veios têm em geral possanças de 0.5 -10 cm, e quando do tipo em folhas (“sheeted veins”) apresentam espaçamentos comuns de 5 - >10 m (McCoy et al., 1997; Mair et al., 2006). São veios quer instalados em intrusões a pequena profundidade (<1 km, ex.: Kori Kollo, Bolívia), quer instalados a profundidades de 3 - 6 km (ex.: Fort Knox, Alasca), onde também podem tomar a forma de disseminações no granitóide e/ou aplitos internos (ex.: Timbarra, Austrália)

ou de greisen no endocontacto (ex.: Salave, Espanha). A profundidades intermédias, até 3.5 km, os jazigos encaixados em intrusões ocorrem sob a forma de brechas, diques e filões-camada (ex.: Kidston, Austrália).

Os jazigos deste tipo, proximais à intrusão, são essencialmente constituídos por skarns no contacto (quando aí ocorrem rochas carbonatadas), filões em falhas, e disseminações (por substituição). Os jazigos distais, geralmente a 0.5 – 3 km da intrusão, ocorrem na forma de veios de quartzo, zonas de cisalhamento e disseminações em diques, filões-camada e rochas metassedimentares encaixantes (Fig. 13B; McCoy et al., 1997; Thompson et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Lang and Baker, 2001; Mustard, 2001; Mair et al., 2006), atingindo os filões de quartzo aurífero em zonas de cisalhamento em Zarmitan (Uzbequistão) possanças que, apesar de geralmente menores que 1.5 m, podem por vezes exceder 3.5 m (Abzalov, 2007).

Alteração relacionada com a mineralização

Os jazigos deste tipo encaixados nas rochas intrusivas apresentam envelopes (zonas) de alteração estreitos nas paredes dos veios, que incluem os produtos da feldspatização (feldspato K e albite) precoce, seguidos no tempo dos da sericitização e por vezes carbonatização (“sericite”- carbonato mais abundante nos jazigos de pequena profundidade), apesar da alteração poder ser mais penetrativa, como no caso dos greisens e jazigos de pequena e média profundidade (< 3 km). A propilitização pode desenvolver-se distalmente dentro da intrusão, a turmalinização ocorre associada a intrusões geralmente pequenas, porfiríticas e a alteração silícica é rara. Alterações argílica e ar-

gílica avançada hipogénicas são conhecidas apenas na parte superior de jazigos encaixados em intrusão de baixa profundidade (ex.: Kori Kollo, Bolívia); noutros casos de alteração argílica na parte superior de jazigos mais profundos (ex.: província metalogenética de Tintina, Alasca e Yukon; Bald Mountain, Nevada, E.U.A.), ela tem características de supergénica. Alteração do tipo calco-silicatado está associada aos skarns no contacto da intrusão e alteração do tipo quartzo -“sericite”(±carbonato) ocorre em zonas de cisalhamento e veios associados nos jazigos distais. É à alteração sericítica, tardia, que está mais comumente associado o ouro (McCoy et al., 1997; Thompson et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Lang and Baker, 2001; Nutt and Hofstra, 2007).

Tempo da mineralização

Na maior parte dos casos a mineralização é aproximadamente contemporânea das intrusões. Quer a molibdenite e micas hidrotermais dos jazigos da província metalogenética de ouro de Tintina, no Alasca-Yukon, quer as “sericites” hidrotermais do jazigo de Bald Mountain (Nevada, E.U.A.) são apenas 1- 2 Ma mais recentes que as respectivas intrusões cretácicas e jurássica, respectivamente, a mesma relação, aqui um pouco mais lata (~ 6 Ma), verifica-se entre a molibdenite do jazigo de Petrakhova hora no Maciço Boémio e o respectivo granodiorito carbónico encaixante (McCoy et al., 1997; Groves et al., 2003; Nutt and Hofstra, 2007), e constata-se ainda haver total sincronismo entre a moscovite hidrotermal do jazigo de Leven Star (Austrália) e os batólitos de granitóides devónicos junto aos quais se situa (Whittman et al., 2006), tendo em to-

dos estes casos sido utilizados vários métodos de datação, Ar/Ar, U/Pb e Re/Os.

Por outro lado, a mineralização é gerada num estágio tardio da orogénese, dado que transecta o “fabric” das rochas encaixantes nos jazigos proximais e distais, e as intrusões associadas transectam as rochas encaixantes muito deformadas, nisto contrastando com os jazigos de ouro mesotermiais em cujo ambiente geológico ocorrem intrusões sintectónicas. A mineralização forma-se ainda após o pico do metamorfismo regional (Groves et al., 2003).

Mineralogia

O minério, com quartzo dominante, contém apenas até 3% de sulfuretos quando encaixado na intrusão (excepção: Kori Kollo, > 20%), e até 5% (raramente 10%) nos jazigos distais, estando a magnetite e hematite caracteristicamente ausentes da associação mineralógica reduzida do minério. Neste contexto, os sulfuretos são principalmente a pirite e a arsenopirite, sendo a antimonite (mais frequente nos jazigos gerados a baixa profundidade) e a pirrotite por vezes comuns; algum ouro (< 50 µm) é formado com esta associação. Gerados numa fase tardia da sucessão paragenética são os sulfossais de Bi-Pb-Sb, a bismutinite e sulfuretos de Bi-Au, assim como ouro nativo, o último quer em grãos isolados (< 8 mm de diâmetro) nos minerais de Bi ou outros, quer em inclusões de microns ou submicrons na arsenopirite e pirite rica em As, sendo o ouro livre muito raro (McCoy et al., 1997), nisto contrastando com os jazigos de ouro mesotermiais.

Alguns jazigos têm molibdenite e scheelite significativas, mas mais raramente volframite e cassiterite. Outros minerais traço

são a loellingite, maldonite (Au_2Bi), bismuto nativo, acantite, tetraedrite, freibergite e sulfossais de Ag. Os minerais opacos são acompanhados, para além do quartzo, de feldspato K, albite, moscovite, “sericite”, calcite, dolomite, dolomite ferrífera, turmalina e fluorite (McCoy et al., 1997; Smith et al., 1999; Thompson et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Lang et al., 2000; Lang and Baker, 2001; Mustard, 2001; Maloof et al., 2001; Whittman et al., 2006; Nutt and Hofstra, 2007).

Associação geoquímica

Au – Bi – As – W – Mo – Te – Sb \pm Sn \pm (Pb, Zn, Ag, Hg distais) é a associação geoquímica. A melhor correlação do Au é com o Bi (razão Bi/Au varia de 25:1 a 5:1, sendo a correlação Te-Au igualmente alta. Os elementos W, Sn e Mo ocorrem, mas não se correlacionam com o Au; o W e Mo podem aumentar em profundidade e ocorrer em zonas separadas das do Au. A prata pode ser abundante ou escassa, e a finura (“fineness”) do ouro é de 825 – \geq 960. A associação geoquímica indicada é parcialmente litófila (através do W, Sn), contrastando com a associação exclusivamente calcófila dos pórfiros de Au ou Cu-Au (Thompson et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Lang and Baker, 2001; Groves et al., 2003; Abzalov, 2007).

Zonagem metálica

Verifica-se haver uma zonagem lateral dos metais predominantes consoante o tipo de jazigos (Fig. 13A): os jazigos encaixados na intrusão contêm Au – Bi – Te – W \pm (Mo, As, Pb); os jazigos proximais contêm Au – As \pm (Sn, W, Sb, Cu, Pb, Zn); os jazigos

distais contêm Au – As – Sb – Hg \pm (Ag, Pb, Zn) [Thompson and Newberry, 2000; Lang et al., 2000; Nutt and Hofstra, 2007].

Quanto à zonagem vertical (Fig. 13B), e considerando que estes jazigos se podem gerar desde <1 até 5 - 6 km da paleosuperfície, nalguns sistemas ocorre W-Mo em profundidade e Au - Bi a níveis mais superficiais, os últimos em minerais mais tardios na sequência paragenética (ex.: Mokrsko, Rep. Checa); no distrito mineiro de Fairbanks na província metalogenética de Tintina, no Alasca, os jazigos formados de < 2 a 5 km de profundidade tornam-se mais ricos de Bi e mais pobres em As e Sb à medida que ela aumenta. A Ag é mais alta nos jazigos mais superficiais (ex.: Kori Kollo, Bolívia), mas decresce rapidamente nos jazigos mais profundos. Em Kidston (Austrália), acima da zona de Mo-W ocorre uma zona com Au e metais básicos. A zonagem metálica horizontal e vertical é pois claramente mais expressiva que a dos jazigos de ouro do tipo orogénico (Thompson et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Lang et al., 2000).

Génese

A associação espacial deste tipo de jazigo com intrusão félsica, combinada com a assinatura metálica consistente e zonagem na horizontal e na vertical relativamente à intrusão sugerem uma origem magmática-hidrotermal, mas podendo haver possíveis componentes do manto nos casos em que intrusões ácidas (e intermédias) sejam formadas co-espacialmente e contemporaneamente com rochas alcalinas máficas (Thompson et al., 1999).

O carácter mais distintivo das intrusões comuns associadas a este tipo de jazigos (com uma assinatura em parte calcófila, em

parte litófila) é o seu baixo grau de oxidação (moderadamente reduzidas), sendo caracteristicamente da série da ilmenite ou da transição entre as séries da ilmenite e da magnetite (Fig. 14), o que as faz associar, para além do Au, aos magmas que geram jazigos de W, e as distinguem dos magmas mais oxidados

que geram os jazigos de pórfiro de Cu(-Mo) e/ou Au, com uma associação calcófila, e de magmas ainda mais reduzidos que geram mineralizações de estanho, com associação litófila (McCoy et al., 1997; Thompson et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Lang and Baker, 2001).

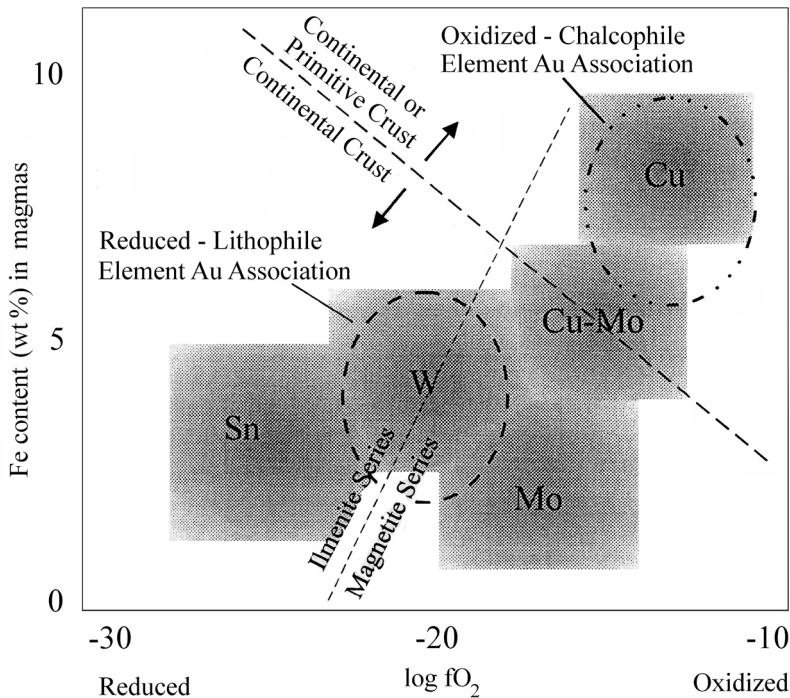


Fig. 14. Representação esquemática da relação entre grau de fracionamento e estado de oxidação para magmas associados com mineralizações magmático-hidrotermais de Cu, Cu-Mo, Mo, W e Sn. Indicada a tracejado grosso a posição dos sistemas com Au associados a intrusão, com a sua associação de W(-Sn) [parcialmente litófila] em comparação com a posição dos sistemas de Cu-Au porfírico (associação calcófila). Limite entre os magmas da série da ilmenite e da série da magnetite indicado a ponteado fino (de Thompson et al., 1999).

Fluidos mineralizadores e condições de P-T de deposição

Os fluidos mineralizadores dominantes são de baixa salinidade (geralmente 0 –12 wt % NaCl equiv.) e aquo-carbónicos (H₂O – CO₂ ± CH₄ ± N₂; intervalo comum de 7-

22 mole % CO₂), com aumento de X_{H₂O} para níveis mais superficiais da intrusão e para o seu exterior (Figs. 13B e 15; McCoy et al., 1997; Thompson et al., 1999; Lang and Baker, 2001; Baker and Lang, 2001; Baker, 2002; Groves et al., 2003; Whittman et al., 2006).

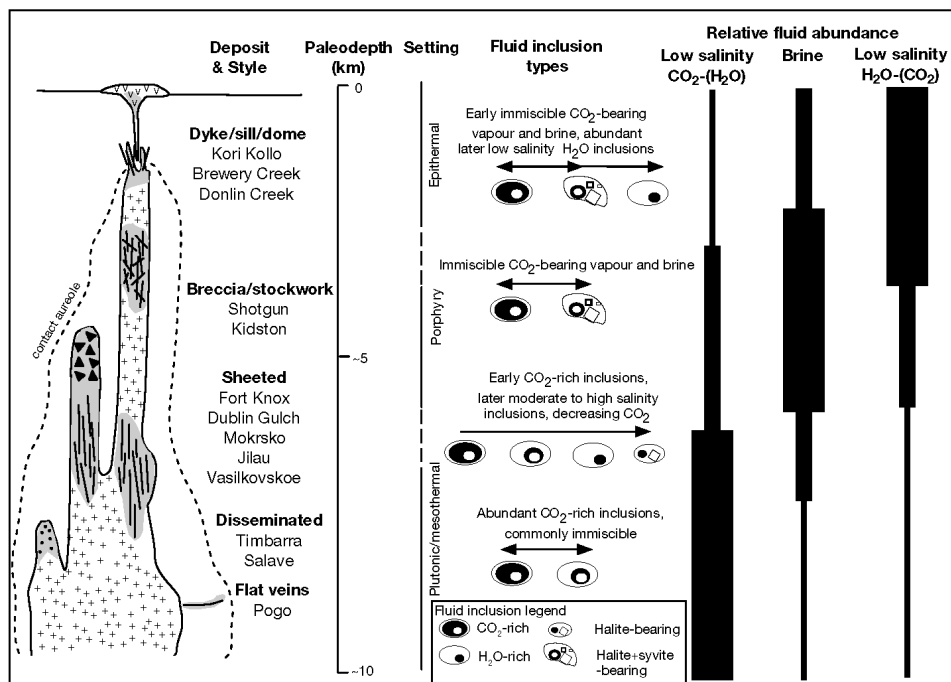


Fig. 15. Modelo geológico esquemático mostrando, para jazigos de ouro associados a (e encaixados em) intrusão, a relação entre estilos de mineralização, paleoprofundidade e tipos de fluidos hidrotermais, com equivalência de ambiente (plutônico, de pórfiro e epitermal) aos vários níveis (de Baker, 2002).

Nos sistemas dos jazigos encaixados em intrusão mais profundos (> 5 km) ocorrem abundantes fluidos aquosos, ricos em CO₂ (<1 a > 99 mole % CO₂; Thompson et al., 1999), de baixa salinidade (geralmente < 10 wt % NaCl equiv.), que nalguns jazigos são sucedidos por fluidos de salinidade moderada a alta (10 – 65 wt % NaCl equiv.) [Fig. 15; Baker, 2002], como sejam os jazigos da província metalogenética de Tintina, quer no Alasca (McCoy et al., 1997) quer em Yukon (Baker and Lang, 2001). Nos sistemas dos jazigos encaixados em intrusão menos profundos (< 5 km) ocorrem fluidos da alta temperatura (> 350°C), salinos (>30 – >40 wt % NaCl equiv.), imiscíveis em relação a um vapor com CO₂, de baixa salinidade (< 5

wt % NaCl equiv.) [Fig. 3], como é por exemplo o jazigo de Kidston, na Austrália (Baker, 2002). CH₄ e N₂ tornam-se mais abundantes em jazigos encaixados na intrusão, quando formados a pressões altas, e nos jazigos proximais e distais (Lang and Baker, 2001).

Duma forma global, os jazigos associados a intrusão formam-se a temperaturas geralmente de 200 - 400°C, apesar de se conhecerem temperaturas de homogeneização entre 140 e 600°C; o ouro deposita-se comumente a 300 - 350°C. As condições de pressão são de < 0.5 a > 3 kbar, mas são aqueles que se formam a < 0.5 – 1.5 kbar em que têm importância os fluidos aquo-salinos (McCoy et al., 1997; Lang et al., 2000; Lang and Baker, 2001; Groves et al., 2003). Tais

valores são consistentes com os obtidos por geotermometria da arsenopirite com os produtos da alteração potássica (a 400 - 480°C) e da alteração sericítica (a 300 - 350°C) dos jazigos do Alasca (McCoy et al., 1997), tomando em linha de conta que a arsenopirite se forma geralmente no fim de ou após a fase inicial de deposição de elementos lítófilos (na volframite, cassiterite e scheelite) e é concomitante ou precede a deposição de ouro (Whittman, 2006).

Os dados globais para estes fluidos apontam para uma origem claramente magmática(-hidrotermal), tanto para o CO₂ como para os líquidos aquosos salinos existentes nos sistemas destes jazigos, apesar de nos jazigos distais e proximais, com algum conteúdo de CH₄ e N₂ nos respectivos fluidos, se poder admitir algum contributo de fluidos metamórficos ou meteóricos em equilíbrio com as rochas encaixantes, principalmente quando metassedimentares (Thompson and Newberry, 2000; Baker and Lang, 2001). A presença de fluidos aquo-carbónicos aqui descrita para este tipo de jazigos levou alguns autores a considerar o seu CO₂ como metamorfogénico, já que fluidos semelhantes são característicos dos jazigos de Au do tipo orogénico. No entanto, fluidos ricos em CO₂ são também conhecidos nos sistemas doutros jazigos igualmente relacionados com intrusões, como sejam os jazigos de volfrâmio peri-plutónicos (Thompson and Newberry, 2000).

Por outro lado, dados de isótopos estáveis para os fluidos mineralizadores corroboram a sua origem magmática: $\delta^{13}\text{C}$, -9 a -10‰, $\delta^{18}\text{O}$, 5 a 10‰ e δD , -47 a -100‰ para o fluido mineralizador e $\delta^{18}\text{O}$ de 11.5 a 17.5‰ para o minério na província metalogénica de Tintina (Alasca e Yukon), assim como $\delta^{18}\text{O}$ de 11.7 a 12.0‰ para quartzo e

δD de -46 a -57‰ para “sericite” hidrotermal do jazigo de Bald Mountain (Nevada, E.U.A.), indicam desvolatilização do magma. Acresce ainda que os valores obtidos para os isótopos de Pb e S ($\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 5\%$) nos sulfuretos dos minérios da mesma província são semelhantes aos valores dos mesmos isótopos nos feldspatos das respectivas intrusões, e distintos dos valores noutros tipos de jazigos nos mesmos terrenos, corroborando também a origem magmática-hidrotermal dos jazigos de Au associados a intrusão nesta província (McCoy et al., 1997; Smith et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Nutt and Hofstra, 2007).

Transporte e deposição do ouro

O estudo dos iões complexos que transportam e levam à deposição do ouro neste tipo de jazigos está ainda na sua infância, existindo por ora raros estudos experimentais. Os dados existentes, incluindo o baixo estado de oxidação da intrusão, apontam para: o transporte do ouro no ião bissulfureto de ouro, Au(HS)₂⁻, nos sistemas mais profundos que originam jazigos com veios em folhas (“sheeted veins”) ou disseminações, e que nem sempre contêm componente salina nas inclusões fluidas do seu minério; o transporte do ouro no ião cloreto de ouro, AuCl₂⁻ - mas também provavelmente do ião bissulfureto de Au na fase de vapor (Baker, 2002; Baker et al., 2005) - para os sistemas menos profundos (Ex.; Kori Kollo, Bolívia, Kidston, Austrália; Figs. 13B e 15). Dada ainda a muito forte correlação entre Bi e Au neste tipo de jazigos, tem sido apontada a associação entre os dois, eventualmente na forma dum ião complexo misto, também como forma de transporte do Au, nos sistemas de jazigos profundos e superficiais

encaixados na intrusão, principalmente nos ambientes com razão fluido/rocha baixa (Baker, 2002; Groves et al., 2003; Baker et al., 2005).

Quanto aos mecanismos de deposição de ouro, apenas se conhece que a separação por imiscibilidade de fluidos, a partir dum fluido inicial moderadamente salino, originando um fluido aquo-cloretado fortemente salino e um vapor aquoso com CO₂, de baixa salinidade, tem sido apontado para jazigos que se formam a <1.5 kbar (ex: Kidston, Austrália). Para os mais profundos, a imiscibilidade H₂O-CO₂ - devida à baixa solubilidade de CO₂ no magma a pressões altas (menor que a de H₂O ou Cl), como mostram estudos experimentais (Baker, 2002) - gera fluidos de baixa salinidade ricos em CO₂, a que se segue por vezes um influxo de fluidos aquosos mais salinos, atribuindo-se pois a deposição do ouro a um mecanismo de libertação do fluido magmático em evolução (McCoy et al., 1997; Baker and Lang, 2001; Lang and Baker, 2001; Baker, 2002). No que respeita à imiscibilidade H₂O - CO₂, não são ainda conhecidas as reacções químicas que levam à precipitação do ouro durante este processo (Groves et al., 2003).

4. CONTRASTES ENTRE OS JAZIGOS DE OURO DO TIPO OROGÉNICO (OU MESOTERMAIS) E OS JAZIGOS DE OURO ASSOCIADOS A INTRUSÃO

São as seguintes as diferenças mais marcantes entre os dois tipos de jazigos (Thompson et al., 1999; Thompson and Newberry, 2000; Lang and Baker, 2001; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005):

- Os jazigos de ouro associados a intrusão ocorrem em províncias de W e/ou (menos consistentemente) de Sn, o que não

sucedee geralmente com os jazigos de ouro mesotermiais.

- Os jazigos de ouro associados a intrusão têm comumente teores de 1- 4 g/t Au, mais baixos que a maioria dos jazigos de ouro do tipo orogénico (7-12 g/t Au).

- A formação dos jazigos de ouro do tipo orogénico dá-se numa fase sin-orogénica tardia, enquanto os jazigos de ouro associados a intrusão se geram numa fase pós-tectónica da orogenia.

- Em oposição ao carácter geralmente muito uniforme e raramente zonado dos jazigos de Au mesotermiais, os jazigos de Au associados a intrusão apresentam, tal como os pórfiros de Cu, zonagem no tempo e no espaço (vertical e horizontal) no estilo de mineralização e na associação metálica, no interior e à volta duma dada intrusão.

- O minério apresenta nos jazigos de ouro associados a intrusão uma boa correlação Bi – Au e concentrações altas de Bi, superiores a 100 ppm Bi e em muitos casos acima de 1000 ppm Bi, características que tomadas em conjunto não se verificam nos jazigos de ouro mesotermiais.

- Os produtos da alteração hidrotermal ocorrem em zonas mais restritas dos jazigos de Au encaixados em intrusão do que nos jazigos de Au mesotermiais, em que têm um desenvolvimento mais expressivo.

- A alteração sericítico-carbonatada nos jazigos de Au de pequena profundidade encaixados em intrusão é semelhante à característica de muitos jazigos de Au mesotermiais, mas as micas dos primeiros tendem a ser mais grosseiras e de composição mais próxima da moscovite do que nos segundos; os carbonatos dos jazigos de Au associados a intrusão são essencialmente a calcite e a dolomite, enquanto que nos jazigos de Au do tipo orogénico se trata da dolomite

ferrífera (e siderite) naqueles que estão em terrenos de grau metamórfico até à fácies de xistos verdes, que são os jazigos deste tipo largamente predominantes.

- A alteração potássica (feldspato K) é expressiva nos jazigos de Au encaixados na intrusão, enquanto que é rara nos jazigos de Au mesotermais.

- A derivação essencialmente magmática do CO₂ nos fluidos que geram jazigos de Au associados a intrusão relativamente a uma derivação essencialmente metamórfica do CO₂ nos dos jazigos de Au do tipo orogénico é corroborada pela assinatura magmática revelada pelos dados isotópicos (quando existentes) mesmo dos fluidos de baixa salinidade dos primeiros, o que não sucede para o segundo tipo de jazigos de Au.

- Apesar de ambos os tipos se formarem em margens convergentes, os jazigos de Au associados a intrusão geram-se mais para o interior do continente (algumas centenas de quilómetros) relativamente à zona de subducção do que os jazigos de Au do tipo orogénico, localizados na própria margem continental.

5. ALGUMAS EXTRAPOLAÇÕES PARA PORTUGAL

A classificação pelos diversos autores dos jazigos primários de Au em Portugal foi

feita, na generalidade dos casos, antes do estabelecimento firme a nível mundial da nova classe de jazigos de ouro, a dos jazigos de Au associados a intrusão.

5.1. Exemplos de jazigos de ouro do tipo orogénico (ou mesotermais) no país

No contexto referido, merecem destaque como característicos jazigos e jazidas de Au do tipo orogénico os da área de Santiago de Escoural, desde SE a SW de Montemor-o-Novo e os da área de Portalegre, com duas sub-áreas, a de S. Martinho (Alter do Chão) e a de Algueireiras – Nave de Grou – Mosteiros (Arronches), todos na Zona de Ossa Morena.

5.1.1. Santiago do Escoural (Montemor-o-Novo)

Na área entre Santiago do Escoural e Montemor-o-Novo, os jazigos, jazidas e ocorrências de ouro mesotermal situam-se dentro da chamada zona de cisalhamento de Montemor-o-Novo (Fig. 16), de direcção NW-SE a WNW-ESE, que é uma zona de cisalhamento dúctil sinistrógira, com 30 km de comprimento (de leste de Cabrela a Boa Fé), limitada a norte pela falha da Boa Fé e a sul pelos gnaisses félsicos milonitizados de Alcáçovas (Pereira et al., 2002).

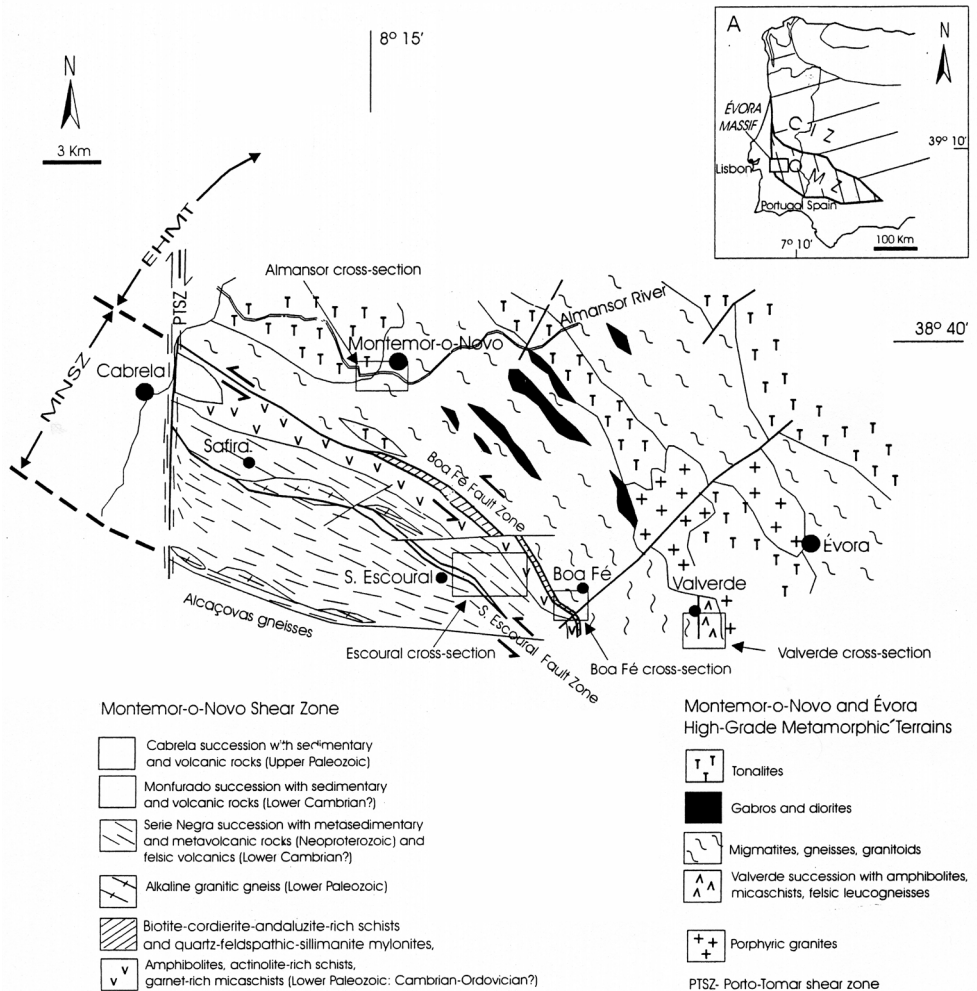


Fig. 16. Zona de cisalhamento de Montemor-o-Novo e área adjacente a norte (de Pereira et al., 2002).

As mineralizações de Au ocorrem na Série Negra do Proterozóico Superior, que sofreram deformação e metamorfismo regional cadomiano (pelo menos a deformação) e hercínico na fácies anfíbolítica. Tais mineralizações ocorrem na transição entre rochas metassedimentares e rochas metavul-

cânicas, em regra xisto biotítico e quartzito (metacherte), por um lado, e anfíbolito e anfíbolito bandado (xisto anfíbólico), por outro (Fig. 17). Nalgumas zonas mineralizadas, diques tardios de granito e/ou aplito também ocorrem. São ainda conhecidas pequenas intrusões de rochas ácidas porfi-

ríticas perto da mineralização de ouro nalgumas zonas. Zonas de cisalhamento foram detectadas localmente nalgumas áreas, na

proximidade da mineralização de ouro (Inverno, 1997, 2002).

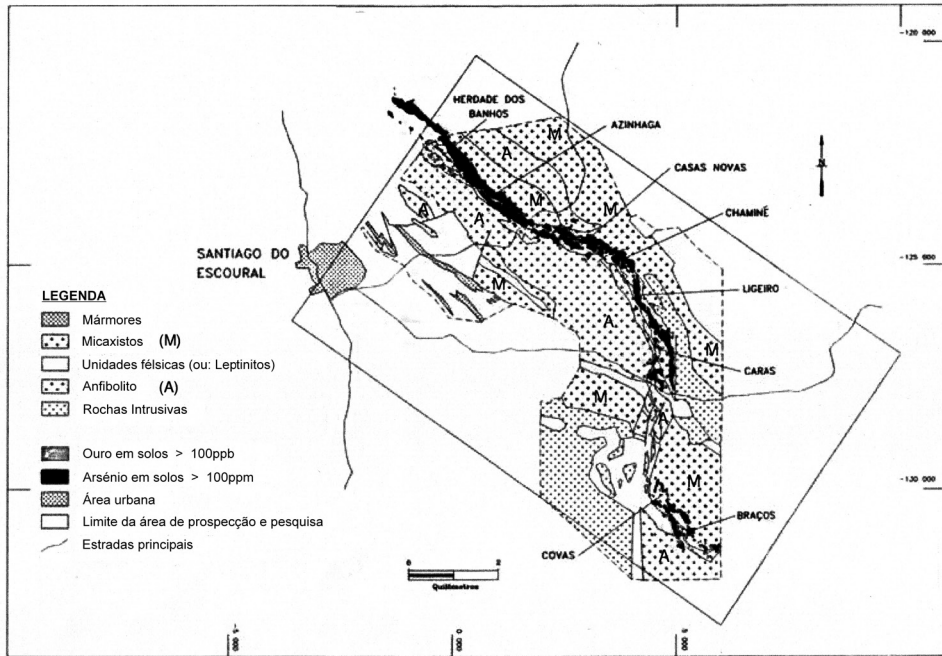


Fig. 17. Jazidas e jazigos de ouro orogénicos de Santiago de Escoural e respectivo enquadramento geológico; delineadas as anomalias de solos de Au e As na área (modificado de RTZ Mining and Exploration, 1991).

A alteração relacionada com a mineralização compreende a silicificação, na forma de veios e massas de quartzo, e por vezes penetrativa, maciça nos próprios xistos, a cloritização, sericitização e carbonatização, a última na forma de calcite, com excepção do jazigo de Braços onde também ocorre dolomite ferrífera alterando rochas vulcanoclásticas ácidas. O minério apresenta-se em filões, filonetes e stockworks de quartzo, com pirite, arsenopirite, que se torna relevante nalgumas zonas mineralizadas, e alguma pirrotite. Ainda ocorrem loellingite, calcopirite, ouro nativo (às vezes ouro livre) geralmente em grãos desde poucos até 50

micrómetros, mas por vezes visível a olho nu, e electrum. A turmalina e barita também fazem parte da associação paragenética (Inverno, 1997, 2002).

O ouro ter-se-á depositado essencialmente num estágio tardio da mineralização, dado ocorrer muitas vezes em microfissuras da primeira de duas gerações de arsenopirite, estando também nelas reportada a existência de grãos de maldonite (Au_2Bi), inferindo-se da presença do metal bismuto temperaturas altas de deposição (Ribeiro, 1994).

Para os três jazigos mais importantes, Chaminé, Casa Novas e Braços (Fig. 17),

conjuntamente com treze outras jazidas mais ou menos próximas, foi definido um recurso total (46% indicado + 45% inferido + 9% potencial) de 4.45 milhões de toneladas de minério, com uma média de 2.81 g/t Au, a que equivalem 12.5 toneladas de Au, das quais 60% correspondem àqueles três jazigos (PORTUGLOBAL, 1999). Tais recursos e as altas cotações actuais do ouro levam a empresa que detém actualmente os direitos de prospecção e pesquisa da área, Iberian Resources, a planear pôr em exploração (a céu aberto), a breve prazo, os três jazigos referidos, para os quais obteve, assim como para as jazidas satélites, um ligeiro acréscimo em relação aos recursos e reservas auríferos acima referidos.

5.1.2. S. Martinho (Alter do Chão) e Algueireiras – Nave de Grou – Mosteiros (Arronches)

Ambiente geológico-estrutural / Rochas encaixantes: As jazidas de ouro mesotermiais da região de Portalegre, S. Martinho (Alter do Chão) e Algueireiras – Nave de Grou – Mosteiros (Arronches) [Fig. 18], ocorrem 4 km a sul e 0.5 km a norte, respectivamente, da Faixa Blastomilonítica (s.r.)

Tomar - Córdoba, de direcção WNW-ESE e 0.2 –10 km de largura, que inclui, de idade proterozóica, orto- e paragneisses, anfibólitos, intercalações de granulitos (eclogitos), bandas blastomilonitizadas, e intrusões do Ordovícico Sup. de granitos e sienitos gnaisificados (Ribeiro et al., 1979; Oliveira et al., 1991). A norte e sul da Faixa Blastomilonítica, situada quase no extremo norte da Zona de Ossa Morena, ocorrem as formações de Morenos e, a topo, de Mosteiros, do Proterozóico Sup., que constituem a Série Negra, que compreende anfibólitos e anfibólitos bandados (xistos anfibólicos), a que geralmente se sobrepõem xistos biotíticos e quartzitos (metachertes) negros (mais raramente brancos) e grauvaques, estando tais rochas metassedimentares espacialmente correlacionadas com rochas metavulcânicas ácidas (Oliveira et al., 1991). A deformação e metamorfismo hercínico sobrepuseram-se a eventos anteriores, desenvolvendo-se no Hercínico uma estrutura em leque assimétrica, com vergência para o exterior, mais ou menos centrada na Faixa Blastomilonítica (s.r.) [Pereira, 1999], uma faixa transpressiva que constitui uma zona de cisalhamento sinistrógira e cavalgante sobre as suas margens (Ribeiro et al., 1979).

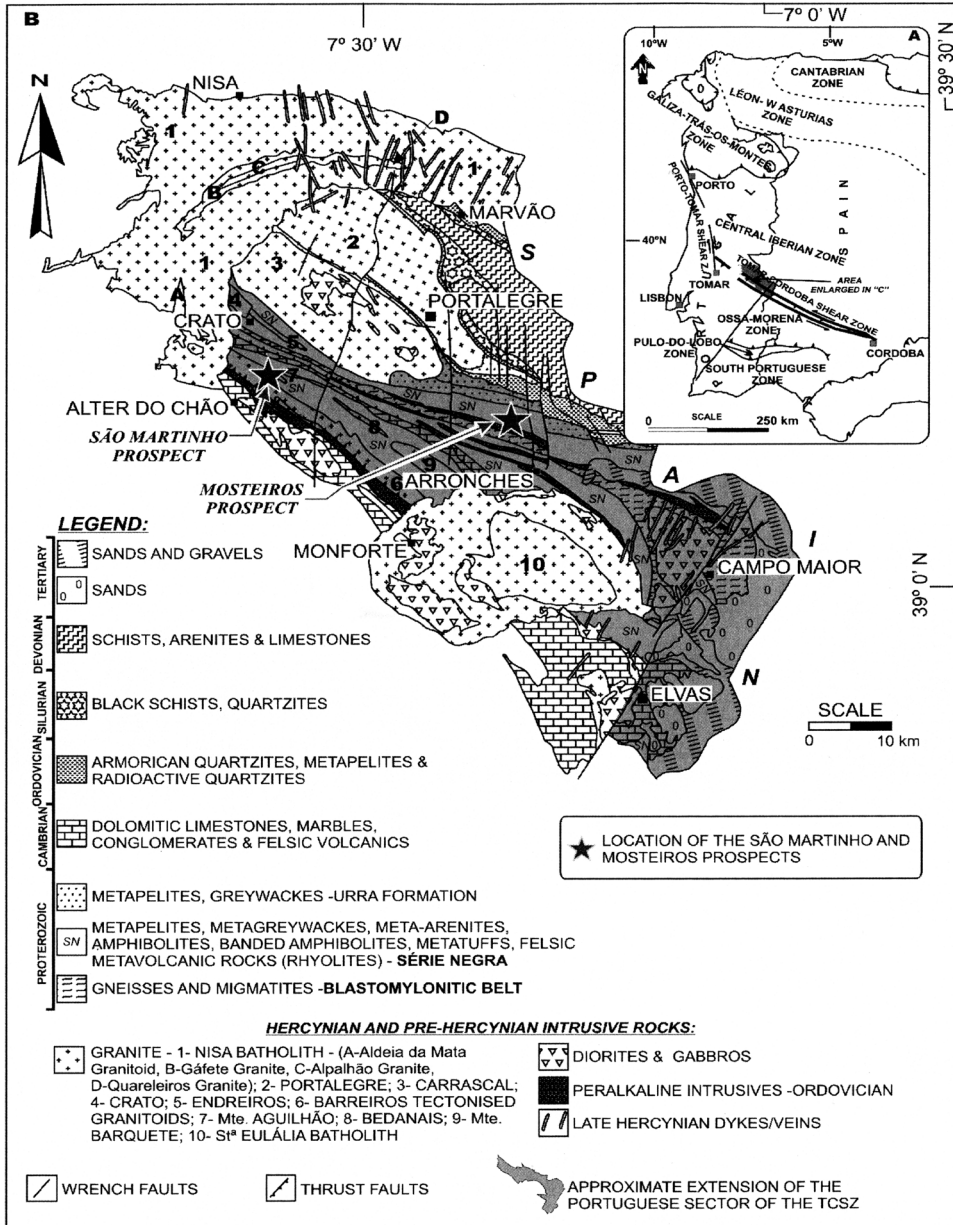


Fig. 18. Faixa blastomilonítica (s. r.) [zona de cisalhamento Tomar – Córdoba] e regiões adjacentes, com localização na primeira das jazidas de ouro orogénicas de S. Martinho e de Algueireiras – Nave de Grou – Mosteiros (de Oliveira et al., 2007).

A mineralização primária de ouro ocorre nas duas sub-áreas na transição entre rochas metassedimentares e metavulcânicas da Série Negra, particularmente onde elas são mais interdigitadas. Em S. Martinho (SM), na fácies anfibolítica, elas são xistos quartzo-biotíticos (e raros quartzitos) e, por outro lado, anfibolitos e anfibolitos bandados, assim como alguns diques e lavas de rocha ácida. Ocorre ainda geralmente rocha metavulcanoclástica ácida-intermédia pouco espessa na proximidade da mineralização, no interior ou mais distante da qual podem existir diques de aplito. Em Algueiras – Nave de Grou – Mosteiros (A-NG-M), na fácies de xistos verdes, as rochas encaixantes da mineralização são xisto biotítico, geralmente grafitoso, e rocha metavulcanoclástica (e rara meta-lava) ácida, ambos por vezes brechificados. Em ambas as sub-áreas ocorrem localmente diques e rochas extrusivas básicas metamorfizadas (Inverno, 1995, 1997, 2002).

Alteração relacionada com a mineralização: A alteração relacionada com a mineralização consiste em: silicificação, através de veios, massas e stockworks de quartzo; cloritização, penetrativa em SM e através de microfilonetes e matriz das brechas em A-NG-M; carbonatização; e localmente moscovitização - sericitização, que no caso de A-NG-M se expressa por abundante moscovite cromífera (0.81-1.00% Cr₂O₃; fuchsite), principalmente nas rochas metavulcanoclásticas ácidas mas também no quartzo filoniano. Quanto á carbonatização, os seus produtos são filonetes e disseminações de calcite em SM; em A-NG-M consistem em filonetes de dolomite nas rochas encaixantes ou então dolomite ferrífera, penetrativa, maciça essencialmente nas rochas metavulcanoclásticas ácidas, quer epigenética quer

alguns pontos podendo ser eventualmente singenética, quando milimetricamente afetando apenas os leitos da rocha metavulcanoclástica ácida sem abranger minimamente o xisto biotítico alternante. No caso de Algueiras, esta alternância de xisto biotítico e rocha metavulcanoclástica ácida carbonatizada (Fe-dolomite) desce do nível métrico e decimétrico para o centimétrico e milimétrico ao longo de intervalos com dezenas de metros (Inverno, 1995, 1997; Inverno et al., 1995).

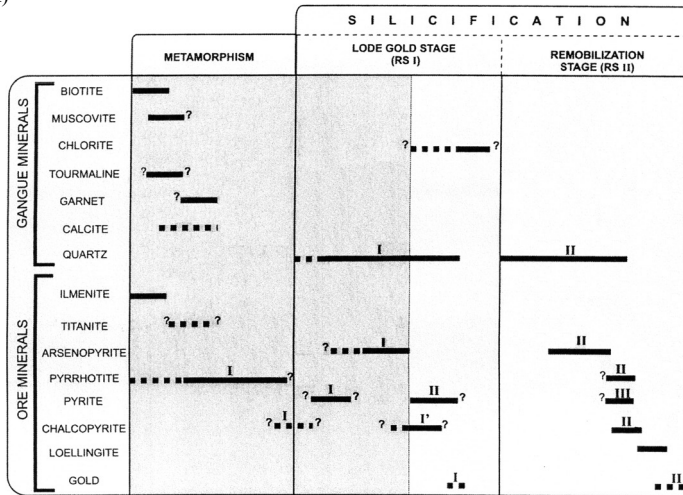
Mineralização: Planos de cisalhamento, muitas vezes com clorite, ocorrem em algumas zonas mineralizadas das duas sub-áreas. A mineralização aurífera ocorre nas duas na forma de disseminações nas rochas encaixantes e de filonetes, filões (até 40 cm de possança), massas e bandas de quartzo, geralmente branco, mas também cinzento claro a negro, e ainda podendo a mineralização ser estratóide(?). No minério, os principais minerais opacos são a pirite e a pirrotite, estando a arsenopirite também em abundância ou ausente. (Inverno et al., 1995; Inverno, 1997).

Em SM, o minério tem teor médio de 1 - 2.5 g/t Au, mas com troços de alguns metros até 6 - 7 g/t Au. A mineralização ter-se-á gerado nos últimos estádios e um pouco após o pico metamórfico regional, tendo ocorrido dois episódios de mineralização aurífera (Fig. 19A), antecidos do desenvolvimento de abundantes disseminações (por vezes estiradas segundo a xistosidade) de pirrotite I sin-metamórfica nas rochas anfibolíticas. O primeiro episódio de mineralização aurífera, em anfibolitos e xistos quartzo-biotíticos, respeita a filonetes de quartzo (Q1) paralelos ou subparalelos à xistosidade regional, e compreende pirite I e II + arsenopirite I + calcopirite I + ouro I, sendo este ouro I

geralmente muito fino, da ordem dos 2 µm, e associado à pirite II ou arsenopirite I, a última geralmente estirada no plano da xistosidade. O segundo episódio, em xistos biotíticos, sempre na proximidade de rochas anfíbolíticas, associa-se a veios (filonetes e filões) de quartzo (Q2) que transectam a xistosidade regional, contendo mineralização,

semi-maciça ou quase maciça por estreitos intervalos, que inclui arsenopirite II + pirrotite II + pirite III + calcopirite II + loellingite + ouro II, sendo este ouro II mais grosseiro (geralmente de 20 µm) que o anterior e mesmo por vezes visível a olho nu (Oliveira, 2001, Oliveira et al., 2003, 2004, 2007).

A)



B)

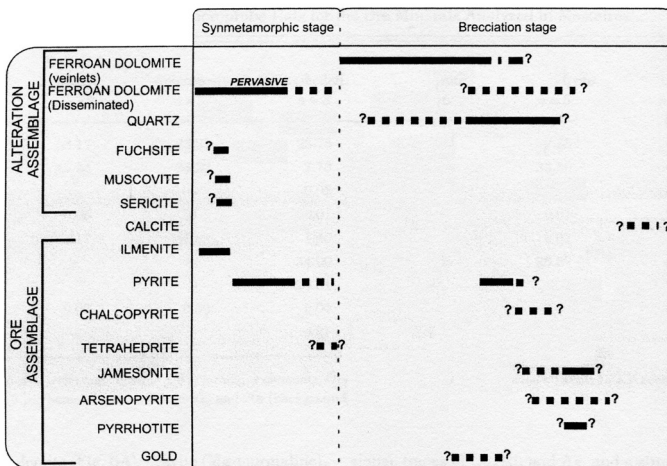


Fig. 19. Sequência paragenética dos minerais do minério, ganga e alteração em: (A) S. Martinho. Porção sombreada representa provável período de tectonismo activo; (B) Algueiras – Nave de Grou – Mosteiros (de Oliveira et al., 2007).

A finura (“fineness”) do ouro de SM é de 820-920, e associados à mineralização também aparecem nalguns pontos como minerais traço a fluorite, realgar e barita (Inverno, 1997), a última em consonância com as anomalias de Ba (além das de As e Ni) que com frequência acompanham as anomalias de solos de Au nesta sub-área (Oliveira et al., 1995). Algum ouro primário de SM foi erodido e incorporado num depósito paleogénico de 19 km² de superfície e 1.5 m de espessura, com teor de 256 mg Au/ m², não económico, que cobre parte da zona (Oliveira, 2001).

Em A-NG-M a mineralização tem um teor médio de 1 g/t Au, e atinge máximos de 1.8 e 1.9 g/t Au em Algueiras e Mosteiros, respectivamente. Ocorre sob a forma de agregados de pirite (Fig. 19B), de <1-7 mm de diâmetro, como que mosqueando as rochas metavulcanoclásticas ácidas carbonatizadas, e com menor dimensão nos filonetes e massas de quartzo, por vezes brechificados conjuntamente com aquelas rochas e os xistos biotíticos; também ocorrem bandas e filões de quartzo cinzento a negro mineralizados. O ouro, em grãos de 1-6 µm (finura média dum grão analisado, 997), ocorre nas porções mais ricas de fuchsite, e é acompanhado de pirite, arsenopirite geralmente muito fina (quer acompanhando o ouro mais abundante quer na ausência de ouro), calcopirite, quase sempre nas proximidades do ouro, alguma

pirrotite e tetraedrite. A fluorite também ocorre nos veios de quartzo (Inverno, 1995; Oliveira, 2001; Oliveira et al., 2004, 2007). A associação paragenética em A-NG-M é consistente com a sobreposição de anomalias de solos de As, Ni (e Ba) às anomalias de solos de Au nesta sub-área (Oliveira et al., 1995).

Inclusões fluidas: Os estudos de inclusões fluidas para SM (Tabela 3) mostram que o primeiro episódio de mineralização aurífera, mais pobre em Au, se deveu à acção de fluidos metamorfogénicos, associados com o quartzo Q1, quer aquo-carbónicos (H₂O – CO₂ – CH₄; até máximo de 76 mole % CO₂), de baixa salinidade (média de 10 wt% NaCl equiv.) e temperaturas de homogeneização de 245 - 521°C, quer fluidos de H₂O – NaCl – Ca(Mg)Cl₂, com salinidade de 1-18 wt % NaCl equiv. e com temperaturas de homogeneização mais baixas (112 - 212°C). O segundo estágio de mineralização aurífero, mais enriquecido em Au, foi devido à acção de fluidos fortemente salinos associados com o quartzo Q2, com salinidades de 32 – 62 wt % NaCl equiv., temperaturas de homogeneização de 270 - > 550°C e pressões mínimas de 0.1- 0.2 kbar, isto é, com características de fluido magmático, associável a granitóides variscos tardi- a pós-tectónicos, e que terá pelo menos parcialmente remobilizado a mineralização do estágio anterior (Oliveira, 2001; Oliveira et al., 2001; 2004, 2007).

Mineralisation stage	Fluid inclusion type	Microthermometric results (°C)									Salinity wt% NaCl equiv.
		T _{mCO2}	Th _{CO2(L)}	Th _{CO2(V)}	Te	T _{m_{ice}}	Th _{tot} ⁺	Th _(L)	Th _(V)	T _{m_{dmu}}	
?	Type B (CO ₂)	-60	-0.9 to +7	-	-	-	?	-	-	-	-
Event 1 (S1)	Type C (H ₂ O-NaCl-CO ₂ -CH ₄)	-71 to -60 (-64.1, n=20)	-	-21 to +7 (+2.3, n=18)	-	-	245 to 521 (371, n=28)	-	-	-	-9.0
	Type D (H ₂ O-NaCl)	-	-	-	-52.6 to -38.7 (-41.7, n=72)	-13 to +1.3 (-3.6, n=74)	-	112 to 212 (129, n=76)	-	-	0.5 to 17.2
Event 2 (S2)	Type E (H ₂ O-NaCl) Hypersalinity	-	-	-	-	-	-	120 to 470 (290, n=161)	-	290 to >550 (400**, n=131*)	32 to 62

Tabela 3 – Resultados microtermométricos obtidos para as inclusões fluidas em quartzo em S. Martinho ¹ (de Oliveira et al., 2003).

¹ Temperaturas expressas em intervalo e média (entre parênteses); n = número de inclusões

* Não incluídos 22 valores > 550°C

Conclusão

As características apontadas para as jazidas de Au de Escoural (Montemor-o-Novo), S. Martinho (Alter do Chão) e Algueireiras – Nave de Grou – Mosteiros (Arroches) são predominantemente próprias dos jazigos de Au do tipo orogénico (ou mesotermiais) [Inverno, 1995, 1997, 2002; Inverno et al., 1995; Oliveira, 2001; Oliveira et al., 2003, 2004, 2007], atrás descritos na generalidade.

5.2. Exemplos de jazigos de ouro associados a intrusão no país

Tanto na Zona Centro-Ibérica como na Zona de Galiza – Trás-os-Montes são conhecidos vários jazigos e ocorrências de ouro primário, a maioria no endo- ou exocontacto de granitóides hercínicos que intruíram os Xistos das Beiras ante-ordovícicos e as rochas predominantemen-

te xistentas do Silúrico (mais raramente o Ordovícico), e localizados em distritos ou áreas com jazigos de W e/ou Sn. Apesar de precocemente Cerveira (1952) ter acentuado a zonagem externa, relativamente aos granitóides das duas zonas tectónicas, com jazigos de W envolvidos por jazigos de Au mais afastados da intrusão, e de Almeida e Noronha (1988) terem mencionado a mesma zonagem peri-granítica na área de Mirandela, com jazidas de W mais proximais (Pedra da Luz e Lombo da Veiga) e a jazida de Au de Freixeda mais afastada da intrusão, não foi dada continuidade à investigação da ligação genética, incluindo a dos próprios fluidos, entre os granitóides e os jazigos de ouro com eles espacialmente relacionados.

Após a implantação a nível mundial da nova classe de jazigos associados a intrusão, foi proposto que pertenceriam a este tipo os jazigos de Jales, Vila Pouca de Aguiar (Rosa, 2001; Rosa and Romberger, 2003) e também tentativamente sugerido o

mesmo para o prospecto de Bigorne, Castro Daire (Caessa et al., 1998).

5.2.1. Distrito aurífero de Jales (Vila Pouca de Aguiar)

Ambiente geológico-estrutural / Rochas encaixantes: Neste distrito ocorrem três jazigos/ jazidas principais, Campo, Gralheira e Três Minas (Fig. 20). O filão de Campo, orientado N30E, 70-80 W, encaixa-se ao longo de 2.5 km no granito hercínico sin- a tardi-tectónico, ligeira a francamente porfi-

rítico, de grão médio a grosseiro, de duas micas (idade Rb/Sr, rocha total, 308.5 ± 2 Ma; Neiva et al., 1995), no qual existem restos dum granito hercínico anterior, ante- a sintectónico, de grão fino e duas micas (idade Rb/Sr, pares moscovite-rocha, 320 ± 6 Ma; Neiva et al., 1995), constituindo ambos o Maciço de Jales. A 8 km a oeste de Campo ocorrem os granitos hercínicos pós-tectónicos, porfiríticos, de grão médio a grosseiro, biotíticos do Maciço de Vila Pouca de Aguiar (Noronha et al., 1998; Rosa and Romberger, 2003).

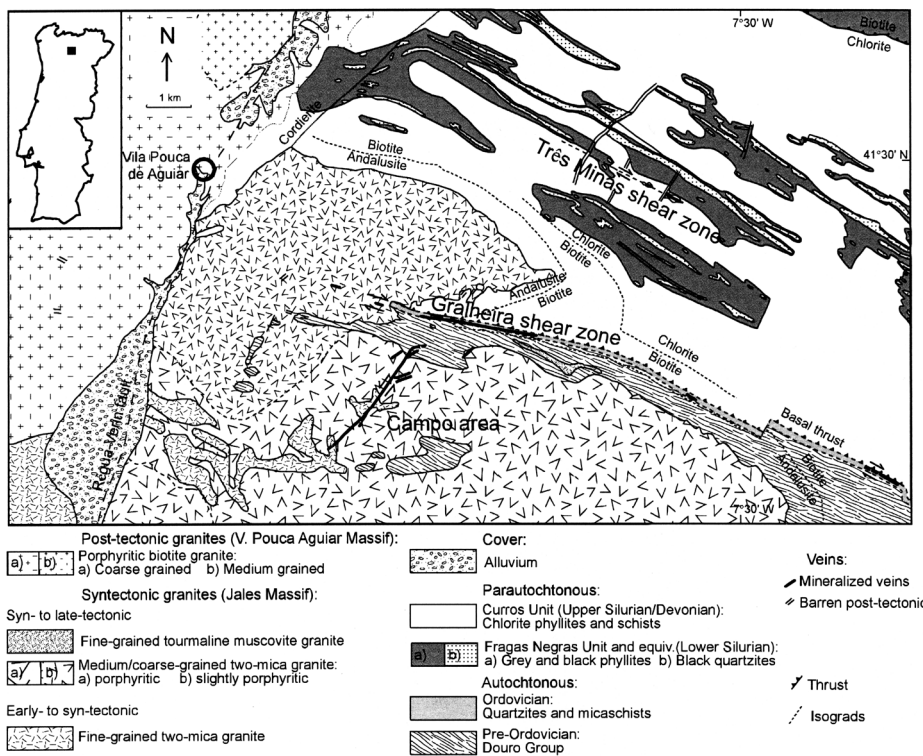


Fig. 20. Mapa geológico simplificado do distrito mineiro de Jales, mostrando a área dos três jazigos/ jazidas auríferos, Campo, Gralheira e Três Minas (de Rosa and Romberger, 2003).

Os granitos do Maciço de Jales são peraluminosos, relativamente reduzidos, com Fe_2O_3/FeO baixo, contendo ilmenite e sem magnetite, logo da série da ilmenite, surgindo como sin-colisionais em diagramas de discriminação tectónica, enquanto os do Maciço de Vila Pouca de Aguiar se representam como de dentro de placa ("within - plate") [Rosa, 2001; Rosa and Romberger, 2003].

Nas imediações do filão do Campo são frequentes filões pegmatíticos com microclina, quartzo, moscovite e turmalina que ora acompanham ora são cortados por ele (Ferreira, 1971). O filão do Campo e outros adjacentes instalaram-se em fendas de tracção formadas durante D_3 hercínica, que posteriormente adquiriram uma componente de desligamento esquerdo (Pereira et al., 1993).

Na ponta NE, o filão do Campo sai do granito ao atingir uma faixa WNW-ESE de 1 km de largura dos Xistos das Beiras, sofrendo uma torção e ficando progressivamente concordante com a xistosidade regional (N75W,70NE), estreitando e desaparecendo depois (Ferreira, 1971). Na parte norte daquela faixa existe uma fimbria de < 100 m de largura de micaxistos siliciosos e quartzitos ordovícicos, nos quais ocorre uma zona de cisalhamento dextrógiro, de direcção WNW-ESE, que encaixa o jazigo da Gralheira, ao longo de cerca de 2 km. A 5 km a NE da Gralheira situa-se a jazida de Três Minas, encaixada em zona de cisalhamento dextrógiro, com orientação semelhante à anterior, nos xistos do Silúrico e Devónico. Nas zonas da Gralheira e de Três Minas o metamorfismo regional é da fácies de xistos verdes. (Noronha et al., 1998; Rosa and Romberger, 2003).

Conteúdo metálico: Do filão do Campo e doutros filões menos extensos adjacentes

(Desvio, etc.), a pequeno ângulo daquele, foram extraídas de 1933 a 1993 (fecho da mina) 25 ton. de ouro e 100 ton. de prata, de minério com um teor médio de 14 g/t Au (Ferreira, 1971), sendo a razão Ag / Au de 3(-4):1.

Mineralização e alteração hidrotermal: O filão do Campo tem uma possança média de 25 cm, mas pode atingir 1 m. Em muitos troços, em vez do filão propriamente dito ocorre um sistema de filonetes de quartzo mineralizado paralelos (Ferreira, 1971). A alteração hidrotermal não atingiu mais de 1- 2 metros nos encostos graníticos do filão. Consistiu na descoloração da biotite (moscovitização), microclinizacção e albitizacção da plagioclase, turmalinizacção, silicificacção, cloritizacção, carbonatizacção, e ainda caulinizacção (da microclina) [Ferreira, 1971]. A moscovite hidrotermal é praticamente sincrónica (datações R/Sr de moscovite e biotite e Ar/Ar de moscovite) com o granito encaixante, não devendo a mineralização ser mais de 2-4 Ma mais recente do que a instalação desse granito (Neiva et al., 1995).

A mineralização gerou-se em dois estádios principais (Fig. 21A). No primeiro forma-se quartzo cinzento, conjuntamente com loellingite, arsenopirite, pirite, escassa pirrotite, localmente adularia e apatite, e rara scheelite e marcassite (Rosa and Romberger, 2003), e algum ouro, muitas vezes na forma de ouro livre no quartzo. No segundo estádio dá-se a recristalização do quartzo ao longo de fracturas, com deposição nas mesmas e na matriz de brechas de pirite, calcopirite, esfalerite (moderadamente rica em Fe; Ramos, 1983; Neiva, 1994), galena, electrum e clorite verde escura, que substitui a moscovite, estando ainda associados a este estádio a tetraedrite, freibergite, marcassite, bismuto nativo (Rosa and Romberger, 2003), bour-

nonite e jamesonite (Brink, 1960). O electrum associa-se à galena, calcopirite, arsenopirite ou pirite. Após estes dois estádios, ainda ocorre a deposição de quartzo estéril com textura em pente, deposição de parcas calcite, siderite e ilite ao longo de fracturas e, como consequência da alteração supergênica, formação de covelite e escorodite

(Brink, 1960; Rosa and Romberger, 2003). Outros minerais opacos raros a muito raros na paragénesis do filão do Campo são a bismutinite, cassiterite, volframite, magnetite, gersdorffite, tenantite, argentite, poliargirite e pearcite; os grãos de electrum e ouro nativo medem 1 - 340 µm (Neiva e Neiva, 1990).

A)

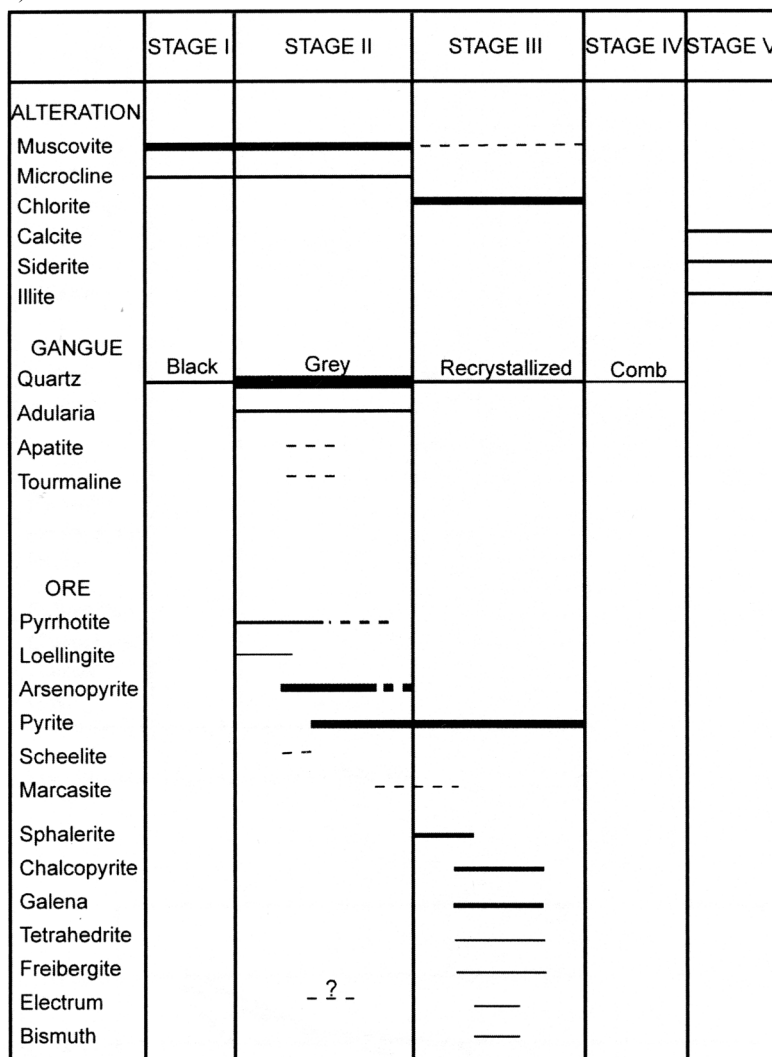


Fig. 21. Sequência paragenética genérica (com largura das barras proporcional à abundância do mineral) em: (A) Campo e Gralheira.

B)

	STAGE I	STAGE II	STAGE III	STAGE IV	STAGE V
ALTERATION					
Muscovite					
Martite		—	---		
Bleaching		—			
Chlorite					
Calcite					
Siderite					
GANGUE					
Quartz					
Apatite		---			
ORE					
Pyrrhotite		---			
Arsenopyrite		—			
Pyrite		—	—		
Sphalerite			—		
Chalcopyrite			—		
Galena			—		
Gold		—			

Fig. 21. (B) Três Minas (de Rosa and Romberger, 2003).

Sendo o filão do Campo conhecido até uma profundidade de 620 m abaixo da superfície, constata-se: uma zonagem vertical expressa na presença de pirrotite, albita, siderite e fluorite apenas nos pisos mais profundos, e na maior abundância de sulfuretos e sulfossais nos pisos mais profundos da parte SW do filão; uma zonagem horizontal traduzida pela maior frequência da mineralização do segundo estágio principal referido, na parte NE, que é a mais rica em Au (Brink, 1960; Ferreira, 1971).

Na Gralheira, a mineralização ocorre em filonetes e filões verticais, de 1- 20 cm de

possança (um pouco mais espessos na parte leste), com um espaçamento centimétrico a decimétrico, subconcordantes com a xistosidade regional, e associados a uma zona de cisalhamento dextrógiro WNW-ESE, tardi-D₃ hercínica, nos micaxistos siliciosos do Ordovícico. A mineralização é semelhante à dos dois estádios principais mencionados para o filão do Campo, apesar do ouro nativo e electrum terem menores dimensões (1- 70 µm).

Em Três Minas, a mineralização está encaixada em quartzitos escuros (com matéria carbonosa disseminada) e, em menor escala,

em quartzofilitos do Silúrico Sup./ Devónico, numa zona de cisalhamento dextrógiro com a mesma orientação da da Gralheira. A mineralização ocorre sob a forma de disseminações essencialmente no quartzito, raramente se descortinando a olho nu um veio propriamente dito, que no entanto se corporiza à escala microscópica na forma de fissuras e microcisalhamentos anastomosados [chegando a formar (micro)brecha], preenchidos por quartzo, moscovite, sulfuretos e ouro, sendo aqui a quantidade de sulfuretos (<1%) claramente menor que nos outros dois jazigos. Os estádios de mineralização (Fig. 21B) são algo semelhantes aos dois estádios principais de Campo e

Gralheira, mas em Três Minas, no primeiro estágio, em que se deu oxidação com lixiviação dos quartzitos carbonosos encaixantes acompanhada da martitização da magnetite metamórfica, há ausência de loelngite, mas há deposição de ouro nativo, e no segundo estágio os minerais opacos resumem-se à pirite, calcopirite, esfalerite e galena (Rosa, 2001; Rosa and Romberger, 2003).

O ouro nativo do primeiro estágio apresenta aqui uma finura (“fineness”) de 900-940, comparada com a finura do ouro (dominantemente electrum) de 454 – 840 e 551 – 770 de Campo e Gralheira, respectivamente (Fig. 22; Ramos, 1983; Neiva, 1994; Rosa, 2001).

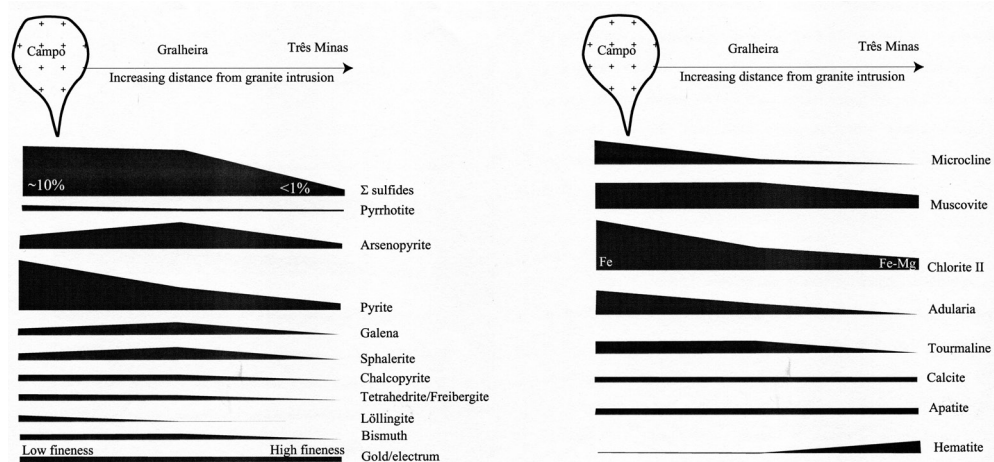


Fig. 22. Abundância relativa dos minerais do minério, ganga e alteração no Campo, Gralheira e Três Minas (de Rosa, 2001).

Geoquímica (inclusões fluidas e geoquímica hidrotermal): Os dados de inclusões fluidas mostram que no Campo e na Gralheira a mineralização aurífera está associada a fluidos de $H_2O - NaCl - CO_2 - CH_4 \pm N_2$, que homogeneizam a $280 - 340^\circ C$ e com salinidades de 2 – 8 wt % NaCl equiv. (Martins, 1987; Sheperd and Oliveira, 1990).

Tal fluido, para o Campo, resultaria do desmisturamento, conducente à deposição de ouro, dum fluido inicial que daria origem ao fluido acima citado, rico em CO_2 (homogeneizando na fase gasosa), e a um outro fluido, pobre em CO_2 (homogeneizando na fase líquida), às temperaturas indicadas e a uma pressão de 1.8 – 2.6 kbar (Sheperd

and Oliveira, 1990). Vale a pena reportar que as temperaturas e pressões de formação deduzidas para as moscovites hidrotermais (a partir das suas composições) do granito encaixante de Campo foram de 400 - 200°C e 4 - 2 kb (Neiva, 1992).

Com a diminuição de temperatura (presumível evoluir dos sistemas), CH₄ (mais relevante na Gralheira) e/ou N₂ tornam-se menos ricos nos fluidos, aumentando depois a sua componente aquosa, e as salinidades descem no Campo (diluição por água meteórica?), mas sobem na Gralheira (desgasificação/ ebulição, concentrando sais residuais), onde os fluidos se tornam mais ricos naqueles sais (Martins, 1987).

Em Três Minas, fluidos de H₂O - CO₂ - CH₄ - N₂, menos salinos que os de Campo, evoluíram durante o metamorfismo, por trocas com as rochas encaixantes, de fluido rico em CO₂ para fluido rico em CH₄, com deposição dos primeiros sulfuretos a temperaturas inferiores a 400°C e pressões de 2 - 4 kbar (Sheperd and Oliveira, 1990; Noronha et al., 2000). Seguir-se-ia a deposição do ouro, num regime tardi-tectónico, frágil, a partir de fluidos aquosos de baixa salinidade, a cerca de 320°C e menos de 1 kbar (Noronha et al., 2000).

O transporte do Au no fluido mineralizador terá sido feito em Três Minas pelo ião complexo Au(HS)₂⁻, e a deposição do ouro nativo terá ocorrido como resultado da oxidação durante o primeiro estágio de mineralização, enquanto a Ag e os metais base estariam presentes no fluido como complexos cloretados, não afectados pela oxidação. No Campo e Gralheira, com oxidação reduzida durante o primeiro estágio, o Au transportado pelo mesmo ião Au(HS)₂⁻ só veio a precipitar no segundo estágio de mineralização, como consequência do decréscimo da

actividade de H₂S (resultado da efervescência ou da deposição prévia de sulfuretos) e do arrefecimento. O mesmo arrefecimento terá também desestabilizado os complexos cloretados de metais básicos e o complexo sulfuretado de Ag, levando à deposição dominante de electrum, em vez de ouro nativo, e ainda de quantidade significativa de sulfuretos de metais básicos no Campo e na Gralheira (Rosa, 2001; Rosa and Romberger, 2003).

Dados isotópicos de S de sulfuretos da mineralização de Campo, Gralheira e Três Minas, δ³⁴S = 0 ± 5‰, apontam para uma origem predominantemente magmática para o enxofre. No mesmo sentido concorrem análises químicas de moscovite hidrotermal, clorite do segundo estágio de mineralização, e turmalina dos três depósitos, com composições predominantemente semelhantes às dos jazigos de Au associados a intrusão (Rosa, 2001; Rosa and Romberger, 2003). Para aí já apontavam Neiva e Neiva (1990) que, ao detectarem concentrações anormalmente altas em Au no granito encaixante de Campo e em aplitos e pegmatitos, conjuntamente com valores baixos em Au nos Xistos das Beiras, concluíram que o ouro na região estava intrinsecamente relacionado com tal granito.

Conclusão: Posta de lado a hipótese de jazigos de ouro epitermais, além do mais por não serem comuns jazigos epitermais de Au encaixados em batólitos graníticos, como sucede no Campo, e ainda por a Gralheira e Três Minas não terem as características de jazigos epitermais de Au na sua variante de encaixados em rochas sedimentares (Pirajno, 1992), chega-se à formulação de Rosa (2001) e Rosa e Romberger (2003) que, com base em grande parte das características atrás apontadas, propuseram que Campo,

Gralheira e Três Minas seriam do tipo de jazigos de Au associados a intrusão.

Para Campo e Gralheira, tal classificação parece ser apropriada, apesar do jazigo do Campo ter uma quantidade de sulfuretos de metais básicos superior à comum nos jazigos de Au associados a intrusão, quando encaixados nela. Para Três Minas ficam algumas reservas quanto àquela classificação, já que se trata duma mineralização muito invulgar e exótica, para a qual já se propuseram também géneses tão díspares como exalativa sin-sedimentar e de paleoplacer aurífero.

5.2.2. Bigorne (Castro Daire – Cinfães – Resende)

Neste prospecto, situado na Serra de Bigorne, ocorrem granitos tardi- a pós-tectónicos relativamente a D_3 hercínica, G1, G2 e G3 (Fig. 23A), todos monzoníticos, porfíroides, de duas micas, mas sendo G1 um granito de grão fino, ligeiramente porfíroide, predominantemente biotítico, com andaluzite e silimanite, G2 (que intrui G1), semelhante a G1, mas de grão grosseiro e mais porfíroide, com foliação (N60W) bem definida, e com xenólitos de rochas metasedimentares e rochas básicas cornificadas, e G3 que se distingue de G2 por ser muito grosseiro, com megacristais de feldspato de 5–10 cm. Na região são conhecidas ocorrências de cassiterite e volframite ou scheelite (Caessa et al., 1998).

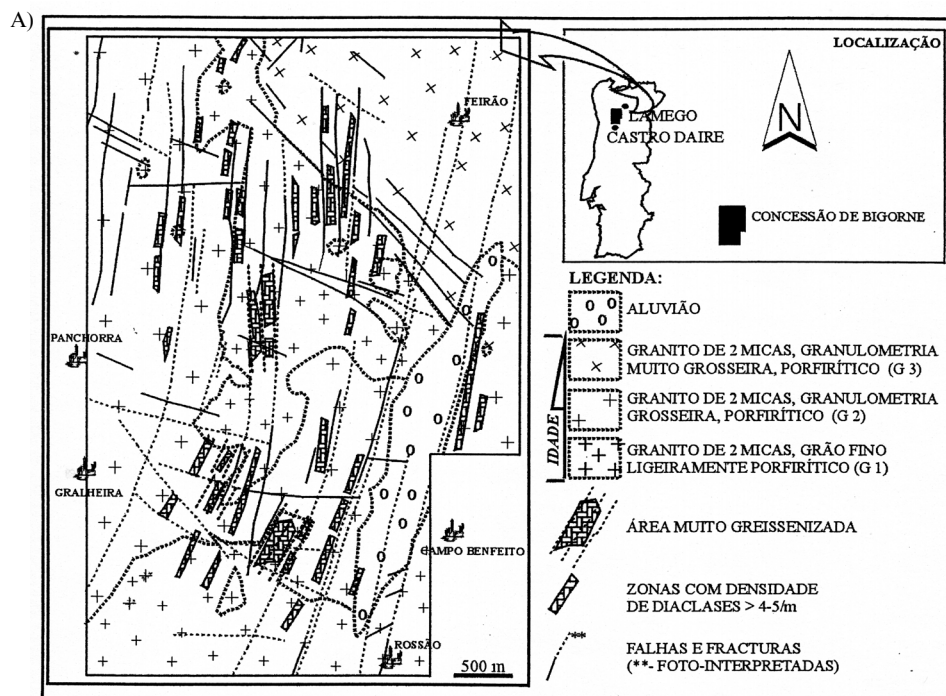


Fig. 23. Área de Bigorne: (A) Mapa geológico

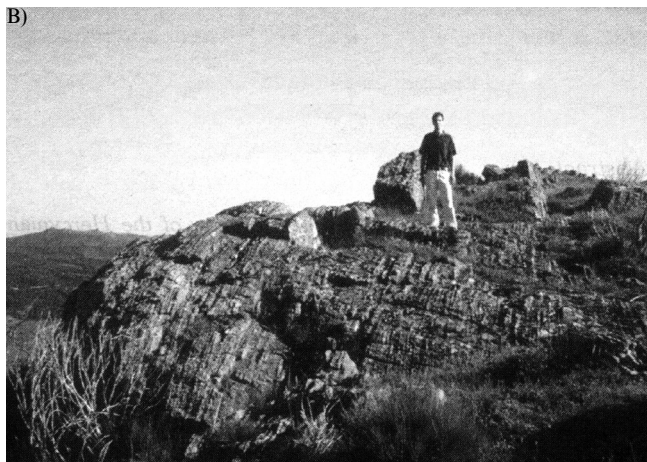


Fig. 23. (B) Afloramento com filões (mineralizados) em folha, paralelos (“sheeted veins”) [de Caessa et al., 1998].

Localmente, numa área de 5 x 3 km, ocorrem fendas paralelas, tidas como de cisalhamento, orientadas N5-30E, a recortar G1 e G2, mas penetrando pouco em G3. São preenchidas por veios (mineralizados) em folha (“sheeted veins”), com um espaçamento comum de 1- 2 veios por metro, mas podendo atingir mais de 15 veios por metro (Fig. 23B). Numa área mineralizada principal, com 2 km de comprimento e até 50 m de largura, observa-se que os veios provocam a greisenização dos encostos graníticos encaixantes por distâncias milimétricas (mais raramente centimétricas), com desenvolvimento de vénulos de arsenopirite (e arsenatos), pirite, calcopirite (e covelite supergénica) e ouro nessas paredes greisenizadas, que também contém quartzo, moscovite, biotite (alterada para clorite) e podendo igualmente conter nódulos de scheelite. Nos próprios veios, para além do quartzo, ocorre a arsenopirite, pirite, calcopirite, minerais de Bi e Te e ouro, quer fino (<10 μm) quer grosseiro (> 40 μm), formando-se ainda por supergênese a escorodite, covelite e neodigenite. O teor médio é de 1- 2 g/t Au, tendo sido defi-

nido um recurso com um mínimo de 1.8 ton. de Au (Caessa et al., 1998).

Esta jazida aurífera tem as características dos jazigos de ouro associados a intrusão, quando nela encaixados, como já era embrionariamente sugerido pelos autores acima indicados.

5.3. A qual dos dois tipos atribuir outros jazigos/ jazidas de ouro primários no país?

5.3.1. Generalidades

Boiron et al. (1996), Murphy e Roberts (1997) e Noronha et al. (2000) não encontraram elo genético entre os granitos hercínicos do Oeste da Península Ibérica e de Portugal e os jazigos e ocorrências de Au neles situados ou nas rochas metassedimentares encaixantes próximas, admitindo que quando muito a intrusão dos granitos serviria apenas de fonte de calor para a circulação dos fluidos. A partir dos estudos de inclusões fluidas, defenderam que a deposição das associações paragenéticas seria devida a fluidos aquo-carbónicos metamorfogénicos,

com uma fase final devida ao influxo de fluidos meteóricos e que seria a mais enriquecida em ouro. Segundo estes autores, não haveria lugar à intervenção de qualquer fluido magmático significativo na formação destes jazigos de Au (Inverno, 2002).

Admitindo esta gênese essencialmente mesotermal, deparamo-nos com algumas aparentes inconsistências nas características destes jazigos de Au em Portugal em relação aos jazigos de Au mesotermais. Assim, a associação metálica das jazidas intra-graníticas de Penedono (a N. de Viseu) é As – Au – Bi – W (Sousa e Ramos, 1991), semelhante à dos jazigos de Au associados a intrusão e encaixados nela; no norte de Portugal, Noronha e Ramos (1993) reconheceram haver jazidas e ocorrências de ouro com a associação As – Fe – Bi – Au – Ag(-W – Mo – Sn – Cu – Pb – Zn) e outras com a associação As – Fe – Pb – Zn – Cu – Au – Ag(-Sb – Cd), que são semelhantes às dos jazigos de Au associados a intrusão, encaixados nela e/ou proximais e às dos jazigos de Au associados a intrusão, distais, respectivamente. Os sulfuretos mais importantes em todos os jazigos de Au primários no país são a pirite e a arsenopirite, tendo a pirrotite pequena expressão, tal como sucede nos jazigos de Au associados a intrusão e ao contrário de muitos jazigos de Au do tipo orogénico; os sulfuretos constituem 2.8% na jazida de Au de Escádia Grande (Góis) [Cerveira, 1948], encaixada nos Xistos das Beiras, valor próximo das percentagens de sulfuretos comuns nos jazigos de Au associados a intrusão. A morfologia da jazida de Bigorne, em veios em folha (“sheeted veins”), é também característica destes últimos jazigos quando encaixados na intrusão (Inverno, 2002).

Boiron et al. (1996) e Murphy and Roberts (1997) chamaram aos dois estádios

de deposição e mineralização aurífera atrás referidos de mesotermal, primeiro, seguido de epitermal, este mais enriquecido em ouro. Ora sucede que os jazigos de Au associados a intrusão são formados a um espectro de temperaturas que abrange as gamas correlativas àqueles dois estádios (Inverno, 2002). Por outro lado, igualmente nos jazigos de Au associados a intrusão o CO₂ é relevante no fluido mineralizador, só que CO₂ dominantemente magmático e não metamórfico.

Justifica-se, pois, que dada a existência consolidada, a nível mundial, da nova classe de jazigos de Au associados a intrusão em províncias de W e/ou Sn, se questione, pelo menos nalguns casos, a classificação genética até agora atribuída à generalidade dos jazigos e ocorrências de ouro primários nas províncias de W e/ou Sn em Portugal, e que se equacione a possibilidade de ser revista apenas para os casos que o possam eventualmente justificar. Trata-se tão somente de repensar à luz duma classificação dos jazigos de ouro com um leque de opções que passou a ser mais lato.

5.3.2. Penamacor

Uma boa oportunidade para testar a atribuição a jazigos de Au do tipo orogénico (ou mesotermais) versus jazigos de Au associados a intrusão parece surgir com o que ocorre na zona envolvente do maciço granítico de Penamacor, zona essa que regista um enriquecimento aurífero assinalável, eventualmente sem paralelo no exocontacto de nenhum outro plutão granítico do país.

O maciço granítico zonado de Penamacor(-Monsanto) [Fig. 24], grosso modo de 20 km de comprimento (direcção NW - SE) por 11 km de largura, tardi-a pós-tectónico relativamente a D₃ hercínica,

é constituído genericamente por granitos monzoníticos porfíroides segundo o mapa geológico 1:500000 e rodeado pelos Xistos das Beiras ante-ordovícicos. Apresenta várias fácies de granitos hidrotermalmente alterados, sendo as litologias principais (Neiva e Campos, 1992, 1993), quando não alteradas, constituídas por: granito biotíti-

co-moscovítico, porfíróide, de grão grosseiro a médio (GI), predominante nas zonas mais externas do plutão; granito moscovítico-biotítico, porfíróide, de grão grosseiro (GII), predominante na parte mais interna do plutão, e posterior a GI; granito biotítico-moscovítico, porfíróide, de grão médio (GIII), que intrui entre GI e GII.

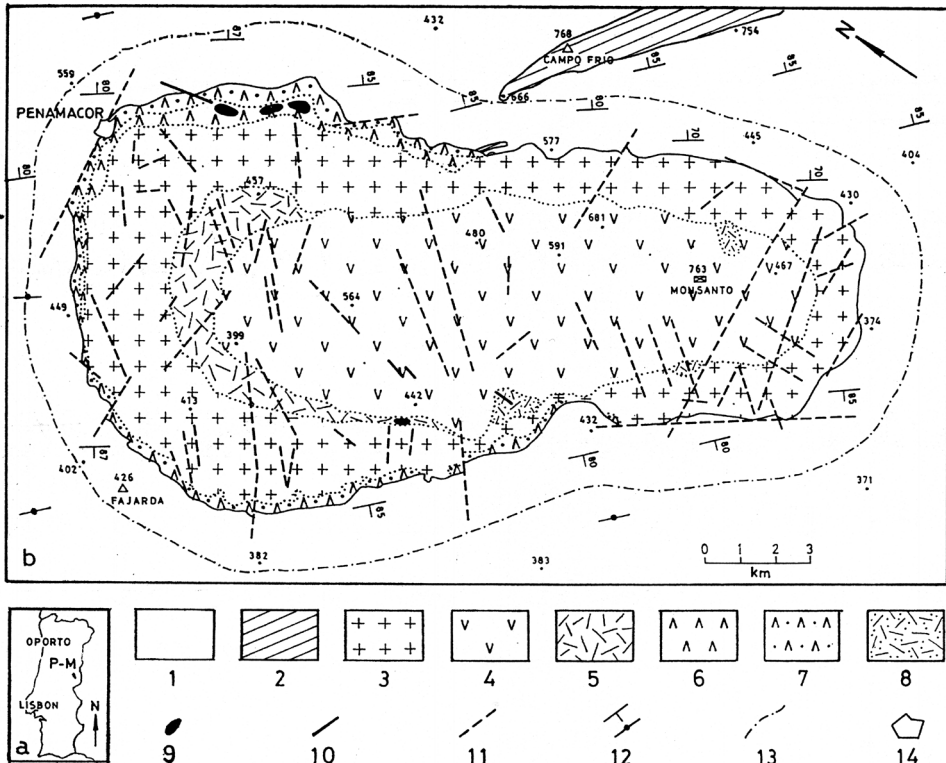


Fig. 24. Maciço granítico zonado de Penamacor(-Monsanto): (a) Localização; (b) Mapa geológico: 1 – complexo xisto-metagrauváquico ante-Ordovícico; 2 – Ordovícico (principalmente quartzitos); 3 – granito biotítico-moscovítico, porfíróide, de grão grosseiro a médio (GI), principalmente alterado para granito moscovítico-biotítico (GIa); 4 - granito moscovítico-biotítico, porfíróide, de grão grosseiro (GII), geralmente alterado (GIIa); 5 - granito biotítico-moscovítico, porfíróide, de grão médio (GIII), principalmente alterado para granito moscovítico-biotítico (GIIIa); 6 – granito GIII evoluído (GIIIr) que está geralmente alterado para granito moscovítico-biotítico (GIIIr); 7 - granito moscovítico-biotítico, de grão médio a grosseiro (GIIIrb); 8 – granito moscovítico, porfíróide, de grão médio a grosseiro (GIIIc); a, b, c indicam acréscimo progressivo do grau de alteração; 9 – aplitos (sobredimensionados); 10 – filão de quartzo explorado para fosfatos; 11 – falha; 12 – direcção e inclinação; 13 – limite do metamorfismo de contacto; 14 – vila. Levantamento geológico de T. Campos (de Neiva and Campos, 1992, 1993).

GIII, por sua vez, deu origem a um granito mais evoluído, GIIIFr, moscovítico-biotítico, de grão médio a grosseiro, que intrui entre a margem de toda a parte norte do plutão e o encaixante, e que contém, conjuntamente com outros retalhos de granito moscovítico (GIII hidrotermalmente alterado) na parte sul do plutão, cassiterite, abundantes fosfatos e raros sulfuretos. Há ainda esparsos filões e massas de aplitos nas zonas mais externas do plutão (Neiva e Campos, 1992, 1993).

Os granitos sem alteração hidrotermal contém andaluzite, silimanite, monazite, zircão, ilmenite e rútilo, são peraluminosos, com Fe_2O_3/FeO baixo, de tipo sin-colisional, e diminuem a sua concentração em ΣREE ao longo do processo evolutivo de GI até GIIIFr e deste para os aplitos (Neiva e Campos, 1992, 1993).

Em marcado contraste com o interior do maciço de Penamacor, todo o seu exocontacto, toda a zona dos Xistos das Beiras envolvente do maciço até uma distância de 3 km, mais pontualmente até 5 km, mostra um enriquecimento aurífero assinalável (associação $Au - Bi - Hg \pm As \pm Mo \pm Sb$), detectado através da geoquímica de sedimentos de linhas de água, com valores muito anómalos, desde algumas centenas a vários milhares de ppb de Au (Fig. 25), e da análise à lupa binocular dos concentrados à bateia de aluviões (mineralometria), detectando um número elevado, muitas vezes não inferior a 6–10 grãos de ouro por amostra (dezenas de grãos de ouro/ amostra, nas amostras mais enriquecidas), a que se associa boa parte das vezes o cinábrio.

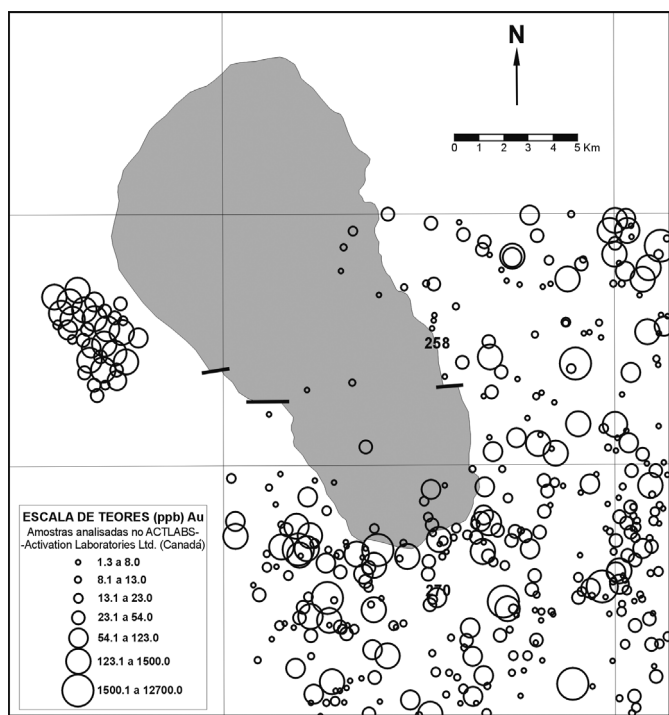


Fig. 25. Concentrações de Au nos sedimentos de linhas de água nas partes central e meridional do maciço granítico de Penamacor e exocontacto das mesmas (modificado de Inverno et al., 2007).

Estes dados resultaram duma campanha recente do IGM/ INETI de inventariação e prospecção do potencial em Terras Raras e outros elementos nas regiões fronteiriças da Beira Baixa e Norte Alentejo (Inverno et al., 2007) e doutras acções prévias do Serviço de Fomento Mineiro e IGM na região, incluindo um projecto (Pinto et al., 2000) levado a cabo na parte oeste do maciço, na zona de Pedrógão, que envolveu metodologias semelhantes às acima apontadas e ainda geoquímica de solos e litogeoquímica. As acções de tal projecto não conseguiram no entanto detectar, nessa zona no exocontacto oeste do maciço, filões de quartzo ou outros corpos mineralizados com teores susceptíveis de justificarem o enriquecimento aurífero nos sedimentos de linhas de água e aluviões da zona (Pinto et al., 2000). Ainda assim, nesse mesmo projecto, estudos microscópicos de Sheperd e Naden (2000) concluíram que os grãos de ouro nos aluviões da zona tinham derivação a partir duma fonte primária e não secundária e que não teriam sofrido transporte significativo.

O que se sabe, desde já, após reconhecimento geológico em volta do maciço de Penamacor, é que ali ocorrem muitos filões de quartzo, geralmente de 20 – 40 cm de possança, paralelos ou sub-paralelos à xistosidade regional dos Xistos das Beiras, próxima de NW-SE, que contêm rara clorite e “boxworks” preenchidas por óxidos de Fe hidratado, em substituição de piritite (e outros sulfuretos) que são raramente ainda visíveis a olho nu. Ocorrem ainda alguns filões/ níveis de rocha (meta)riolítica nos Xistos das Beiras na mesma área.

Na zona a oeste de Idanha-a-Velha (na parte sul do maciço), a zona aurífera mais rica pelos dados de que dispomos (Inverno et al., 2007), tais filões, mantendo-se para-

lelos à xistosidade regional, têm, no entanto, uma orientação W – E a WNW – ESE, diferente da da xistosidade regional fora desta zona. Sintomaticamente, as anomalias auríferas de sedimentos de linhas de água e mineralométricas alinham-se na direcção W – E por vários quilómetros, englobando tais filões. Considerando que o maciço granítico de Penamacor é considerado tardi- a pós-tectónico relativamente a D_3 hercínica, os filões de quartzo detectados nesta zona poderão estar associados a cisalhamento(s) W – E posterior(es) aos granitos do maciço, logo pós- D_3 , como sucede, por exemplo, na região de Penedono, com o cisalhamento Docotim – Santo António – Ourozinho (Narciso Ferreira, INETI, comunicação oral, 2006).

Só investigações futuras poderão avaliar da importância ou não de todos os filões de quartzo mencionados ou outros eventuais corpos mineralizados auríferos no exocontacto do maciço granítico de Penamacor e aferir das suas características, génese – onde poderá ser importante testar a hipótese de jazigos de Au do tipo orogénico (mesotermiais) versus jazigos de Au associados a intrusão – e eventual importância económica.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Eng. Augusto Filipe (LNEG) e a Pedro Falé (LNEG) o apoio prestado na melhoria da resolução das figuras.

REFERÊNCIAS

ABZALOV, M. (2007). Zarmitan granitoid-hosted gold deposit, Tian Shan belt, Uzbekistan. *Economic Geology*, v. **102**: 519 – 532.

- ALMEIDA, A. and NORONHA, F. (1988). Fluids associated with W and Ag-Au of the Mirandela area, NE Portugal: an example of peri-granitic zoning. *Bulletin Minéralogique*, v. **111**: 331-341.
- BAKER, T. (2002). Depth emplacement and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, v. **97**: 1111-1117.
- BAKER, T. and LANG, J.R. (2001). Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone-Tungsten magmatic belt, Yukon territory, Canada. *Mineralium Deposita*, v. **36**: 563-582.
- BAKER, T., POLLARD, P. J., MUSTARD, R., MARK, G. and GRAHAM, J. L. (2005). A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: Implications for exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, nr. **61**: 5-17.
- BAKKE, A. A. (1995). The Fort Knox “porphyry” gold deposit – Structurally controlled stockwork and shear quartz vein, sulfide-poor mineralization hosted by a Late Cretaceous pluton, east-central Alaska, in Schroeder, T.G., ed., *Porphyry deposits of the Northwestern Cordillera: Canadian Institute of Mining, Metallurgy, and Petroleum, Special Volume 26*: 795-802.
- BERGER, B. R. (1986). Descriptive model of Homestake Au, in Cox, D.P., and Singer, D.A., eds., *Mineral deposit models*. U.S. Geological Survey Bulletin **1693**: 244-247.
- BIERLEIN, F. P. and CROWE, D. E. (2000). Phanerozoic orogenic gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. **13**: 103-139.
- BOHLKE, J. K. (1982). Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins: U.S. Geological Survey Open File Report, nr. **795**: 70-76.
- BOIRON, M.-C., CATHELINÉAU, M., BANKS, D. A., YARDLEY, B. W. D., NORONHA, F. and MILLER, M. F. (1996). P-T-X conditions of late Hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold quartz veins in northwestern Iberia: A multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **60**: 43-57.
- BRINK, A. H. (1960). Petrology and ore geology of Vila Real – Sabrosa – Vila Pouca de Aguiar region, northern Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. 43, 143 p.
- CAESSA, P. N. S., OLIVEIRA, D. P. S. and BARROS, A. F. (1998). Bigorne: Ocorrência de ouro do tipo “sheeted vein” na zona de Castro Daire – centro norte de Portugal. *Estudos, Notas e Trabalhos, Instituto Geológico e Mineiro*, v. **40**: 71-79.
- CERVEIRA, A. (1947). Notas sobre uma mina de ouro da Serra da Louzã. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, v. 6 (III): 245-254.
- CERVEIRA, A. (1952). Relações entre os jazigos hipogênicos portugueses de ouro e tungstênio. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, v. 10 (I-II-III): 133-144.
- COX, S. F. (2000). Lode gold systems. *CODES - University of Tasmania Short Course Ore Deposit Models and Exploration Strategies, Manual Volume “Breccias, lode gold and skarn deposits”*, Hobart, Tasmania, Jun. 2000, p. 2.7-2.11.
- COX, S. F., SUN, S.-S., ETHERIDGE, M. A., WALL, V. J. and POTTER, T. F. (1995). Structural and geochemical controls on the development of turbidite-

- hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Austrália. *Economic Geology*, v. **90**: 1722 -1746.
- DUGDALE, A. L., WILSON, C. J. L. and SQUIRE (2006). Hydrothermal alteration at the Magdala gold deposit, Stawell, western Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. **53**: 733-757.
- ELMER, F. L., POWELL, R., WHITE, R. W. and PHILLIPS, G. N., 2007, Timing of gold mineralization relative to the peak of metamorphism at Bronzewing, Western Austrália. *Economic Geology*, v. **102**: 379 - 392.
- EUROZINC (2004). *Intrusion related gold deposits*. Portugal, Eurozinc, Internal power point report, 26 p.
- EVANS, K. A., PHILLIPS, G. N. and POWELL, R. (2006). Rock-buffering of auriferous fluids associated with the Golden Mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia. *Economic Geology*, v. **101**: 805 - 818.
- FERREIRA, M. P. P. (1971). *Jazigos uraníferos portugueses. Jazigos de Au-Ag e sulfuretos do Norte de Portugal: Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos, Livro Guia da Excursão nº 5 do I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica*, Lisboa, Set. 1971, 81 p.
- GAUTHIER, M., TRÉPANIÉ, S. and GARDOLL, S. (2007). Metamorphic gradient: A regional-scale area selection criterion for gold in the northeastern Superior province, eastern Canadian shield. *Society of Economic Geologists Newsletter*, nr. **69**: 1-15.
- GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G. and GROVES, D. I. (1995). A classification scheme for epigenetic Archean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita*, v. **30**: 408 - 410.
- GOLDFARB, R. J., GROVES, D. I. and GARDOLL, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, v. **18**: 1-75.
- GOLDFARB, R. J., BAKER, T., DUBE, B., GROVES, D. I., HART, C. J. R. and GOSSELIN, P. (2005). Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 407 - 450.
- GROVES, D. I. (1993). The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, v. **28**: 366 - 374.
- GROVES, D. I., RIDLEY, J. R., BLOEM, E. M. J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G., HRONSKY, J. M. A., KNIGHT, J. T., McNAUGHTON, N. J., OJALA, J., VIELREICHER, R. M., McCUAIG, T. C. and HOLYLAND, P. W. (1995). Lode-gold deposits of the Yilgarn block: products of Late Archean crustal-scale overpressured hydrothermal systems, in Coward, M.P., and Ries, A.C., eds., *Early Precambrian Processes*. Geological Society, London, Special Publication no. **85**: 155 -172.
- GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G. and ROBERT, F. (1998). Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold types. *Ore Geology Reviews*, v. **13**: 7- 27.
- GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., ROBERT, F. and CRAIG, J. R. H. (2003). Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, v. **98**: 1- 29.

- GROVES, D. I., CONDIE, K. C., GOLDFARB, R. J., HRONSKY, J. M. A. and VIELREICHER, R. M. (2005). Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, v. **100**: 203-224.
- HAGEMANN, S. G. and CASSIDY, K. F. (2000). Archean orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. **13**: 9 - 68
- HODGSON, C. J., 1993, Mesothermal lode-gold deposits, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., *Mineral deposit modelling*. Geological Association of Canada Special Paper **40**: 635 - 678.
- HUTCHINSON, R. W. (1987). Metallogeny of Precambrian gold deposits: Space and time relationships. *Economic Geology*, v. **82**: 1993 - 2007.
- HUTCHINSON, R. W. (1993). A multi-stage, multi-process genetic hypothesis for greenstone-hosted gold deposits. *Ore Geology Reviews*, v. **8**: 349 - 382.
- HUTCHINSON, R. W. and BURLINGTON, J. L. (1984). Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes, in Foster, R.P., ed., *Gold' 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits: Proceedings of the Symposium Gold' 82, Univ. of Zimbabwe*, May 1982, Balkema, Rotterdam, p. 338-371.
- INVERNO, C. M. C. (1995). *Relatório para o IGM sobre seis sondagens para ouro da Sociedade Mineira Rio Artezia Lda. (RI-OFINEX) na região de Alter do Chão-Arronches (Portalegre)*. Faculdade de Ciências, Univ. Lisboa (Relatório interno), Abril 2005, 26 p.
- INVERNO, C. M. C. (1997). A few gold prospects in Ossa Morena Zone, Portugal, in Araújo, A.A. e Pereira, M.F., eds., *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena – Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*. Universidade de Évora, p. 283-292. Texto de conferência no Depto. de Geociências da Univ. de Évora, em Maio de 1996.
- INVERNO, C. M. C. (2002). Primary gold deposits in Portugal - “mesothermal” or epithermal?. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, t. **89**: 53-58.
- INVERNO, C. M. C., MARTINS, L. M. P., VIEGAS, L. F. S. and OLIVEIRA, D.P.S. (1995). Eugeosyncline-type (“mesothermal”) gold mineralization in Alter do Chão - Arronches, NE. Alentejo, Portugal. *Geological Society of America (GSA) Abstracts with Programs*, v. **27**, nr. **6**: A-66. Comunicação ao GSA Annual Meeting, New Orleans, Louisiana, Nov. 1995.
- INVERNO, C. M. C., OLIVEIRA, D. P. S. and RODRIGUES, L. V. [colaboradores: L. Viegas, J. Matos, R. Salgueiro, J. Lencastre, J. Farinha, D. Rosa, M. Chichorro, H. Santana, V. Oliveira, J. Fernandes, R. Pateiro] (2007). *Inventariação e prospecção de Terras Raras nas regiões fronteiriças da Beira Baixa e do Norte Alentejo*, 2007: *Alfragide, INETI - DPMM, Relatório final do Projecto “Valorização dos Recursos Nacionais - Estudo e Inventariação do Potencial em Recursos de Terras Raras e Caracterização dos seus Metalotectos”*, Nov. 2007, 2982 p.
- KERRICH, R. (1993). Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineralium Deposita*, v. **28**: 362-365.
- LANG, J. R. and BAKER, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, v. **36**: 477-489.

- LANG, J. R., BAKER, T., HART, C. J. R. and MORTENSEN, J. K. (2000). An exploration model for intrusion-related gold deposits. *Society of Economic Geologists Newsletter*, nr. 40: 1-25.
- LARGE, R. (2000). Hydrothermal transport and deposition of copper and gold. *CODES - University of Tasmania Short Course Ore Deposit Models and Exploration Strategies, Manual Volume "Broken Hill type Pb-Zn-Ag deposits and Proterozoic Cu-Au deposits"*, Hobart, Tasmânia, Jun. 2000, p. 2.189 - 2.202.
- LINDGREN, W. (1933). *Mineral deposits*, 4th ed.. New York, McGraw-Hill, 930 p.
- MAIR, J. L., GOLDFARB, R. J., Johnson, C. A., HART, C. J. R. and MARSH, E. E. (2006). Geochemical constraints on the genesis of the Scheelite Dome intrusion-related gold deposit, Tombstone gold belt, Yukon, Canada. *Economic Geology*, v. 101: 523-553.
- MALOOF, T. L., BAKER, T. and THOMPSON, J. F. H. (2001). The Dublin Gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon territory, Canada. *Mineralium Deposita*, v. 36: 583-593.
- MARTINS, J. P. (1987). Fluid inclusion study of the Jales and Gralheira mineralisation. *Capítulo 9 da tese de Bachelor of Science, Imperial College of Science and Technology, Royal School of Mines, London*, p. 119-153.
- MARTINS, L., BORRALHO, V., MOREIRA, J., MAGNO, C., INVERNO, C., OLIVEIRA, V., TORRES, L., MATOS, J. and OLIVEIRA, D. (1998). *Mineral potential of Portugal*. Lisboa, Instituto Geológico e Mineiro, 60 p.
- MCCOY, D., NEWBERRY, R. J., Layer, R., DiMARCHI, J. J., BUKKE, A., MAS-TERMAN, S. and MINEHANE, D. L., 1997, Plutonic-related gold deposits of interior Alaska. *Economic Geology Monograph* 9: 191-241.
- MIKUCKI, E. J. (1998). Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Reviews*, v. 13: 307- 321.
- MURPHY, P. J. and ROBERTS, S. (1997). Evolution of a metamorphic fluid and its role in lode gold mineralization in the Central Iberian Zone. *Mineralium Deposita*, v. 32: 459-474.
- MUSTARD, R. (2001). Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, v. 36: 542-562.
- NEIVA, A. M. R. (1992). Chemical distinction between three postmagmatic types of white mica from hydrothermally altered granites of Jales and Penamacor-Monsanto, Portugal. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Univ. Coimbra*, no. 113: 75-91.
- NEIVA, A. M. R. (1994). Gold-quartz veins at Gralheira, northern Portugal: mineralogical and geochemical characteristics. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B (Applied earth science)*, v. 103: B188-B196.
- NEIVA, A. M. R. and CAMPOS, T. C. (1992). Genesis of the zoned granitic pluton of Penamacor-Monsanto, central Portugal. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Univ. Coimbra*, no. 114: 51-68.
- NEIVA, A. M. R. and CAMPOS, T. C. (1993). The zoned granitic pluton of Penamacor-Monsanto, central Portugal: Hydrothermal alteration. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Labo-*

- ratório Mineralógico e Geológico, Univ. Coimbra*, no. **116**: 21-47.
- NEIVA, A. M. R. (1992). DODSON, M. H., REX, D. C. and GUISE, P. G. (1995). Radiometric constraints on hydrothermal circulation in cooling plutons: The Jales gold-quartz mineralisation, Northern Portugal. *Mineralium Deposita*, v. **30**: 460-468.
- NEIVA, J. M. C. and NEIVA, A. M. R. (1990). The gold area of Jales (northern Portugal). *Terra Nova*, v. **2**: 243-254.
- NORONHA, F. and RAMOS, J. M. F. (1993). Mineralizações auríferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões. *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe*, v. **18**: 133-146..
- NORONHA, F., RIBEIRO, M. A., MARTINS, H. C. and LIMA, J. (1998) *Carta Geológica de Portugal, escala 1:50000, Folha nº 6-D (Vila Pouca de Aguiar)*. Lisboa, Instituto Geológico e Mineiro.
- NORONHA, F., CATHELINÉAU, M., BOIRON, M. C., BANKS, D. A., DÓRIA, A., RIBEIRO, M. A., NOGUEIRA, P. and GUEDES, A. (2000). A three stage fluid flow model for Variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*, v. **71**: 209-224.
- NUTT, C. J. and HOFSTRA, A. H. (2007). Bald Mountain gold district, Nevada: A Jurassic reduced intrusion-related gold system. *Economic Geology*, v. **102**: 1129-1155.
- OLIVEIRA, D. P. S. (2001). *The nature and origin of gold mineralization in the Tomar Cordoba Shear Zone, Ossa Morena Zone, east central Portugal*. Tese de doutoramento (PhD), University of the Witwatersrand, Joanesburgo, África do Sul, 352 p.
- OLIVEIRA, D. P. S., MARTINS, L. M. P. and VIEGAS, L. F. S. (1995). Gold mineralization occurrences in the Crato – Campo Maior sector of the Blastomylonitic Zone (northern Alentejo, Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos, Instituto Geológico e Mineiro*, t. **37**: 113-122.
- OLIVEIRA, D. P. S., SHEPERD, T., NADEN, J. and YAO, Y. (2001). Evidence for a late magmatic gold remobilising event in a mesothermal temperature setting at São Martinho, NE Ossa Morena Zone, Portugal, in Noronha, F., Dória, A., and Guedes, A., eds., *Abstracts of XVI ECROFI European Current Research On Fluid Inclusions, Porto, Maio 2001*. Depto. Geologia, Faculdade de Ciências do Porto, Memória nº 7: 349-351.
- OLIVEIRA, D. P. S., ROBB, L. J., INVERNINO, C. M. C., and CHARLESWORTH, E. G. (2003). Portuguese orogenic lode gold deposits: the São Martinho prospect example, N. Ossa Morena Zone. *Actas do VI Congresso Nacional de Geologia, Ciências da Terra (UNL), Volume Especial V*: 81 (CD-ROM, F106-F109). Comunicação ao VI Congresso Nacional de Geologia, na FCT/UNL, Monte da Caparica, em Jun. 2003.
- OLIVEIRA, D. P. S., ROBB, L. J., INVERNINO, C. M. C., and CHARLESWORTH, E. G. (2004). The origin and nature of lode-gold mineralization in the São Martinho and Mosteiros prospects, Tomar Cordoba Shear Zone, eastern Portugal. *Joanesburgo, África do Sul, Univ. of Witwatersrand, Economic Geology Research Institute-Hugh Allsop Laboratory, Information Circular No. 379*, 36 p.
- OLIVEIRA, D. P. S., ROBB, L. J., INVERNINO, C. M. C., and CHARLESWORTH,

- E. G. (2007). Metallogenesis of the São Martinho and Mosteiros gold prospects, Tomar Cordoba Shear Zone, Portugal. *International Geology Review*, v. 49(10), p. 907 – 930.
- OLIVEIRA, J. T., OLIVEIRA, V. and PIÇARRA, J. M. (1991) Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. 77: 3-26.
- PEREIRA, E., RIBEIRO, A. and MEIRELES, C. (1993). Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, v. 18: 89-119.
- PEREIRA, M. F. (1999). *Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena e seu limite com a Zona Centro Ibérica, no nordeste alentejano*. Tese de doutoramento, Univ. de Évora, 114 p.
- PEREIRA, M. F., SILVA, J. B. and CHICHORRO, M. (2002). *Field trip guide to the CADOMIA 2002 – Field Workshop “The Cadomian basement of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif), North-east and West Alentejo”*. Évora, Univ. Évora, 50 p.
- PINTO, A. F. F., coordenador, 2000, *Aspectos metalogenéticos da região de Castelo Branco: parâmetros controladores das mineralizações e abordagem dos impactes ambientais associados*. Depto. de Ciências da Terra, Fac. Ciências e Tecnologia, Univ. Coimbra, Relatório final do Projecto PRAXIS XXI nº 2/2.1/CTA/81/94, 193 p. (27 anexos).
- PITCAIRN, I. K., TEAGLE, D. A. H., CRAW, D., OLIVO, G. R., KERRICH, R. and BREWER, T. S. (2006). Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: Insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand. *Economic Geology*, v. 101: 1525 –1546.
- PIRAJNO, F. (1992). *Hydrothermal mineral deposits*. Berlim, Springer-Verlag, 709 p.
- PORTUGLOBAL (1999). *Relatório final (para o IGM) do contrato de prospecção e pesquisa (1995-1999) de Au-Ag-Pb-Zn-Cu-Ba para a área de Montemor-o-Novo da Portuglobal – Explorações Mineiras, Lda.*. Lisboa, Portuglobal, Jul. 1999, 63 p. (10 quadros e 8 mapas anexos).
- RAMOS, J. M. F. (1985). Dados geoquímicos sumários sobre as mineralizações de Au-Ag de Jales. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, v. 24: 63-72.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. and MONTEIRO, J. H. (1979). *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 114 p.
- RIBEIRO, C. A. S. (1994). *Estudo metalogenético da mineralização aurífera do Escoural (Évora)*. Dissertação no âmbito das Provas de Apreciação da Capacidade Pedagógica e Científica, Depto. de Geociências, Univ. de Évora, 136 p.
- RIDLEY, J. R. and DIAMOND, L. W. (2000). Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Reviews in Economic Geology*, v. 13: 141-162.
- RIDLEY, J. R., GROVES, D. I. and HAGEMANN, S. G. (1995). *Exploration and Deposit Models for Gold Deposits in Amphibolite/Granulite Facies Terrains*. Minerals and Energy Research Institute of Western Australia (MERIWA), Report 142, 126 p.

- ROSA, D. R. N. (2001). *Metallogenesis of the Jales gold district, northern Portugal*: Tese de doutoramento (PhD), Colorado School of Mines, Golden, E.U.A., 196 p.
- ROSA, D. R. N. and ROMBERGER, S. B. (2003). Fluid evolution in the Jales Au district, Northern Portugal. *International Geology Review*, v. **45**: 646-658.
- ROUTHIER, P. (1963). *Les gisements métallifères – Géologie et principes de recherche*. Paris, Masson et Cie., v. 1, 867 p.
- RTZ Mining and Exploration (1991). *Projecto mineiro aurífero de Montemor-o-Novo: Relatório descritivo das jazidas e da sua prospecção e pesquisa*: Sociedade Mineira Rio Artésia Lda (RTZ Group), Relatório final para a Direcção-Geral de Geologia e Minas, vol. I, Março 1991, 80 p.
- SEWARD, T. M., 1991, The hydrothermal geochemistry of gold, in Foster, R.P., ed., *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow, Blackie and Son, Ltd., p. 37-62.
- SHANNON, J. R., WALKER, B. M., CARTER, R. B. and GERAGHTY, E. P. (1982). Unidirectional solidification textures and their significance in determining ages of intrusions at the Henderson mine, Colorado. *Geology*, v. **10**: 293-297.
- SHEPERD, T. and NADEN, J. (2000). Geoquímica e origem dos grãos de ouro, in Pinto, A.F.F., coordenador, *Aspectos metalogenéticos da região de Castelo Branco: parâmetros controladores das mineralizações e abordagem dos impactes ambientais associados*. Depto. de Ciências da Terra, Fac. Ciências e Tecnologia, Univ. Coimbra, Relatório final do Projecto PRAXIS XXI nº 2/2.1/CTA/81/94, p. 94-103.
- SHEPERD, T. and OLIVEIRA, J. M. S. (1990). *Hydrothermal fluid anomalies: A new strategy for exploration in Portugal*. Final report of British Geological Survey - Direcção Geral de Geologia e Minas joint project, 109 p.
- SOUSA, M. B. and RAMOS, J. M. F. (1991). Características geológico-estruturais e químico-mineralógicas das jazidas auríferas da região de Penedono-Tabuaço (Viseu, Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos, Direcção-Geral de Geologia e Minas*, v. **33**: 71-96.
- SILLITOE, R. H. (1991). Intrusion-related gold deposits, in Foster, R.P., ed., *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow, Blackie and Son, Ltd., p. 165-209.
- SMITH, R., THOMPSON, J. F. H., BRESSLER, J., LAYER, P. J. R., MORTENSEN, J. K., ABE, I. and TAKAOKA, H. (1999). Geology of the Liese Zone, Pogo property, east-central Alaska. *Society of Economic Geologists Newsletter*, nr. **38**: 1-21.
- THOMPSON, J. F. H. and NEWBERRY, R. J. (2000). Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Reviews in Economic Geology*, v. **13**: 377-400.
- THOMPSON, J. F. H., SILLITOE, R. H., BAKER, T., LANG, J. R. and MORTENSEN, J. K. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces *Mineralium Deposita*, v. **34**: 323-334.
- TORNOS, F., INVERNO, C. M. C., CASQUET, C., MATEUS, A., ORTIZ, G. and OLIVEIRA, V. (2004). The metallogenic evolution of the Ossa-Morena Zone. *Journal of Iberian Geology*, v. **30**: 143-181.
- VOS, I. M. A. and BIERLEIN, F. P. (2006). Characteristics of orogenic-gold deposits in the Northcote district, Hodgkinson Province, north Queensland: Implica-

- tions for tectonic evolution. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. **53**: 469 - 484.
- VOS, I. M. A., BIERLEIN, F. P. and TEALE, G. S. (2005). Genesis of orogenic-gold deposits in the Broken River Province, northeast Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. **52**: 941-958.
- WHITTAM, R. R., BIERLEIN, F. P. and McKNIGHT, S. (2006). Leven Star deposit: an example of Middle to Late Devonian intrusion-related gold systems in the western Lachlan Orogen, Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. **53**: 343-362.
- WOOD, B. L. and LARGE, R. R. (2007). Syngenetic gold in western Victoria: occurrence, age and dimensions. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. **54**: 711-732