



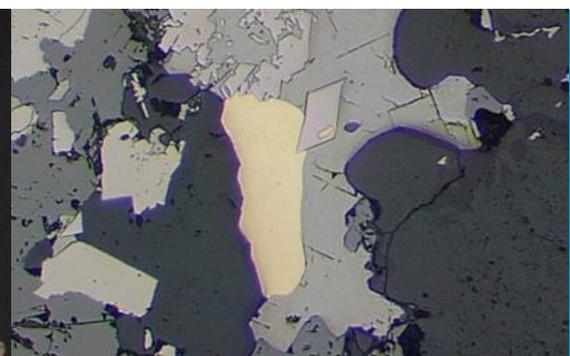
UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

METALOGÉNESE DO FILÃO DE OURO DE ESCÁDIA GRANDE, GÓIS, COIMBRA

Joana Maria Vicente Marcelo

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS – RECURSOS GEOLÓGICOS

Setembro, 2016





UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

**METALOGÉNESE DO FILÃO DE OURO DE ESCÁDIA
GRANDE, GÓIS, COIMBRA**

JOANA MARIA VICENTE MARCELO

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS

Área de especialização em Recursos Geológicos

**Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de
Coimbra para a obtenção do grau de Mestre em Geociências**

Orientadores Científicos

Prof. Doutora Elsa Gomes, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de
Coimbra

Prof. Doutor António Moura, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Setembro, 2016

Resumo

Na Zona Centro Ibérica (ZCI) são predominantes as ocorrências minerais, especialmente as mineralizações de estanho-tungsténio e ouro-prata, sobretudo de tipo filoniano. A riqueza desta região desde cedo despertou o interesse do Homem, remontando a prospeção e exploração nesta zona, pelo menos, ao tempo da ocupação romana da Península Ibérica.

A área sobre a qual este trabalho incide designa-se por Escádia Grande, pertence à ZCI e localiza-se no sector NW da região Centro, a cerca de 30 km de Coimbra, no Concelho de Góis e é reconhecida desde há muito pela sua mineralização de Au-Ag e pela exploração da mesma.

O presente estudo tem como objetivo geral conhecer as características e a origem dos fluidos mineralizantes do depósito de ouro de Escádia Grande. Pretende-se ainda que possa dar indicações sobre o tipo de depósito de ouro.

Assim, procedeu-se à petrografia da mineralogia do filão, análises químicas minerais e à caracterização e definição da tipologia das inclusões fluidas do quartzo.

O filão é constituído na sua quase totalidade por quartzo, sendo a mineralização predominantemente constituída por arsenopirite, pirite, esfalerite e galena. O ouro encontra-se sob a forma de electrum e ocorre preferencialmente associado à arsenopirite, pirite, quartzo e galena.

Os fluidos presentes nos cristais de quartzo são predominantemente aquosos de baixa salinidade, encontram-se mais raramente inclusões fluidas de natureza aquocarbónica, também de baixa salinidade.

O aprisionamento destes fluidos ocorreu a uma temperatura e pressão mínimas de 294 °C e 24 MPa, às quais corresponde uma profundidade de aprisionamento de cerca de 2,4 km, em regime hidrostático.

Palavras-chave: Escádia Grande, Mineralização de Au-Ag, Petrografia, Inclusões Fluidas, Depósito Orogénico.

Abstract

In the Central-Iberian Zone (CIZ) mineral occurrences are prevalent, especially tin-tungsten and gold-silver mineralization, mainly in vein type. The richness of this region since early aroused the interest of the man, raising the exploration and exploitation of the area, at least, at the time of Roman occupation of the Iberian Peninsula.

The area on which this study focuses is called Escádia Grande, belongs to CIZ and is located in the NW sector of the Central region, about 30 km from Coimbra, in Góis Municipality, and is recognized for long by its Au-Ag mineralization and exploitation.

The present study has as general objective to know the characteristics and origin of the mineralizing fluids of Escádia Grande gold deposit. It is also intended that it can give an indication of the type of gold deposit.

So we proceeded to the petrography of lode mineralogy, mineral chemical analysis and characterization and definition of the type of fluid inclusions of the quartz.

Escádia Grande vein is almost constituted by quartz, being the mineralization dominantly constituted by arsenopyrite, pyrite, sphalerite and galena. The gold occurs in the form of electrum and preferentially occurs associated with arsenopyrite, pyrite, quartz and galena.

The fluids present in quartz crystals are dominantly aqueous with low salinity, finding more rarely aqueous-carbonic fluid inclusions, also with low salinity.

The entrapment of these fluids occurred at a minimum pressure and temperature of 24 MPa and 294 °C, which corresponds to an entrapment depth of 2.4 km in hydrostatic regime.

Key-words: Escádia Grande, Au-Ag mineralization, Petrography, Fluid Inclusions, Orogenic Gold Deposit.

Agradecimentos

Em primeiro lugar gostaria de deixar o meu mais sincero agradecimento aos meus orientadores, a Professora Doutora Elsa Gomes e o Professor Doutor António Moura, pela orientação do trabalho realizado, pela disponibilidade, as sugestões, as correções, o fornecimento de material bibliográfico, o apoio e toda a paciência ao longo deste último ano.

Gostraria também de deixar o meu agradecimento e reconhecimento às pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho, nomeadamente:

Ao Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto pela disponibilidade de acesso aos mais diversos laboratórios indispensáveis para o desenvolvimento deste trabalho.

À Eng. Fernanda Guimarães (LNEG) pela realização das análises de microsonda eletrónica, pela disponibilidade e pela paciência.

À Doutora Paula Carvalho por toda a disponibilidade e pela cedência das suas lâminas polidas para este trabalho.

Agradeço também a todos os Professores que contribuíram para a minha formação académica ao longo de todos estes anos, assim como a todos os funcionários do Departamento de Ciências da Terra por toda a disponibilidade demonstrada.

Aos meus amigos e familiares pelo apoio que sempre manifestaram ao longo de todos estes anos.

Ao meu namorado por todo o apoio, paciência e companheirismo ao longo de todos os anos, sobretudo no último.

Por último, gostaria de deixar um agradecimento especial aos meus pais, por me terem proporcionado todos estes anos de formação, por todo o apoio, dedicação e por acreditarem sempre em mim. A eles dedico o melhor deste trabalho.

Índice

Capítulo 1 - Introdução	1
1.1 - Ouro em Portugal	2
1.2 - Área de estudo	2
1.3 - Mineralização	3
1.3.1 - História Mineira.....	3
1.3.2 - Trabalhos anteriores	5
1.4 - Objetivos	5
Capítulo 2 - Enquadramento teórico	7
2.1 - Inclusões fluidas.....	8
2.1.1 - Ocorrência e formação de IF	8
2.1.2 - Aplicações do estudo das IF	10
2.2 - Tipologia dos depósitos de ouro filonianos orogénicos e depósitos associados a intrusões	11
2.2.1 - Depósitos auríferos filonianos de tipo orogénico	11
2.2.1.1 Caraterísticas gerais	11
2.2.2 - Depósitos auríferos filonianos associados a intrusão	15
2.2.2.1 - Caraterísticas gerais	16
Capítulo 3 - Enquadramento da área de estudo	22
3.1 - Localização	23
3.2 - Geologia	23
3.2.1 - Neoproterozoico: Grupo das Beiras	25
3.2.2 - Paleozoico	27
3.2.3 - Mesozoico e Cenozoico	28
3.2.4 - Rochas magmáticas	29
3.2.4.1 - Plutonito do Coentral	29
3.2.4.2 - Plutonito de Vila Nova	30
3.2.4.3 - Rochas filonianas	30
3.3 - Metamorfismo	31
3.4 - Tectónica	31
3.4.1 - Fase Sarda	31

3.4.2 - Deformação Varisca	31
3.4.3 - Deformação Alpina e neotectónica	33
3.5 - Recursos Minerais Metálicos	34
3.5.1 - Mineralizações de Au-Ag	35
3.5.1.1 - Faixa auroargentífera de Escádia Grande	37
3.5.1.2 - Faixa auroargentífera de Vieiro-Fonte Limpa	40
3.5.2 - Mineralizações de Sn-W	40
3.5.2.1 - Faixa tungstenífera Góis-Panasqueira-Argamela-Segura	41
3.6 - Rede Hidrográfica	43
Capítulo 4 - Metodologias	44
4.1 - Amostragem	45
4.2 - Petrografia	45
4.3 - Estuda das inclusões fluidas	47
4.3.1 - Petrografia de inclusões fluidas	47
4.3.2 - Microtermometria	48
4.3.3 - Tratamento dos dados	49
4.4 - Microsonda eletrónica	51
Capítulo 5 - Mineralogia do filão mineralizado	52
5.1 - Petrografia das amostras	53
5.2 - Química mineral	58
5.3 - Sequência paragenética	65
Capítulo 6 - Estudo das inclusões fluidas contidas no quartzo associado à mineralização	68
6.1 - Petrografia das inclusões fluidas	69
6.2 - Microtermometria das inclusões fluidas	71
6.3 - Tipo de fluidos	77
6.3.1 - IF da região Centro de Portugal e sua possível relação com os fluidos de Escádia Grande	77
6.3.2 - Fluidos de Escádia Grande	78
Capítulo 7 - Conclusões	83
Referências bibliográficas	86

Índice de Figuras

Figura 1.1. Vista geral das infraestruturas e escombreliras da mina de Escádia Grande (fotografia da coletânea do Museu da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto).	4
Figura 2.1. Diagrama esquemático ilustrando os diversos estágios de selagem de uma microfractura no quartzo (Roedder, 1984).	10
Figura 2.2. Diagrama esquemático do ambiente geotectónico de vários tipos de depósitos de ouro, incluindo os de tipo orogénico (adaptado de Groves <i>et al.</i> , 2005).	12
Figura 2.3. Reconstrução esquemática de um hipotético sistema hidrotermal continuo em diferentes níveis da crosta, estendendo-se até 25 km de profundidade, e respetivas fácies metamórficas, mostrando os fluidos potenciais e a origem dos fluidos mineralizadores dos depósitos de ouro orogénicos (adaptado de Groves <i>et al.</i> , 1993).	13
Figura 2.4. Sequência paragenética genérica dos depósitos de ouro orogénicos do Fanerozoico (adaptado de Bierlein <i>et al.</i> , 2000).	14
Figura 2.5. Distribuição geográfica dos maiores jazigos de ouro associados a intrusão (Lang & Baker, 2001; Eurozinc, 2004).	16
Figura 2.6. Variação nos estilos dos jazigos de ouro associados a intrusão, desde os encaixados na própria intrusão, passando pelos jazigos proximais e até aos jazigos distais (adaptado de Inverno, 2011).	17
Figura 2.7. Variação vertical e lateral nos estilos de depósitos, características dos fluidos e assinaturas metálicas (adaptado de Lang <i>et al.</i> , 2001).	19
Figura 2.8. Modelo geológico esquemático mostrando, para depósitos de ouro associados a (e hospedados em) intrusão, a relação entre os estilos de mineralização, paleoprofundidade e tipos de fluidos hidrotermais, com a equivalência do tipo de ambiente (plutónico, de pórfiro e epitermal) aos vários níveis (adaptado de Baker, 2002).	20
Figura 3.1. Localização da mina de Escádia Grande na região centro de Portugal, concelho de Góis.	23
Figura 3.2. Localização do depósito de Escádia Grande (círculo vermelho), em excerto da carta militar nº 253. A área aparece designada como Minas de ouro da CUF.	24
Figura 3.3. Localização do depósito de Escádia Grande na Zona Centro Ibérica (adaptado de Carvalho <i>et al.</i> , 2014).	24
Figura 3.4. Mapa Geológico da região de Escádia Grande, adaptado da Folha Norte da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000 (Serviços Geológicos de Portugal, 1992). A localização do depósito de Escádia Grande está representada pelo círculo vermelho.	25
Figura 3.5. Cisalhamentos e fracturas geradas pelas fases variscas precoces (D1+D2) e tardias (D3+D4) (Pereira <i>et al.</i> , 1993).	33
Figura 3.6. Principais falhas com movimentação desde o Tortoniano até à atualidade (adaptado de Sequeira <i>et al.</i> , 1997).	34
Figura 3.7. Minas e ocorrências estanho-tungstíferas e auríferas na ZCI (Pereira <i>et al.</i> , 1993).	35
Figura 3.8. Faixas metalíferas na região de Góis.	36
Figura 3.9. (a) Planta e (b) perfil da mina de Escádia Grande, à escala 1:1000 (EDM, adaptado dos originais do Serviço de Fomento Mineiro).	38
Figura 4.1. Escombrelira nº 1 e nº 2 da antiga mina de Escádia Grande (Google Earth™, 2016).	45
Figura 4.2. Amostras recolhidas nas escombreliras da antiga mina de Escádia Grande: (a), (b) e (c) amostra EGJ1, EGJ2 e EGJ3 colhidas na escombrelira nº 1 e (d) amostra EGJ4 recolhida na escombrelira nº 2. (e) Amostra do filão de Escádia Grande da coleção da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto.	46
Figura 4.3. Microscópio de luz transmitida e refletida utilizado para a observação das lâminas polidas de Escádia Grande, no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.	47
Figura 4.4. Equipamento utilizado no estudo de criometria (FCUP).	49
Figura 4.5. Comparação entre a curva de fusão do gelo (IMC) e a curva de fusão dos clatratos (CDC) em relação à salinidade de fluidos aquocarbónicos (Collins, 1979).	50

- Figura 4.6. Microsonda eletrónica JEOL JXA-8500F do polo de S. Mamede de Infesta do Laboratório Nacional de Energia e Geologia. 51
- Figura 5.1. Associações mineralógicas e características minerais observadas em algumas das lâminas observadas. (a) fina massa de arsenopirite com esfalerite e galena a preencher os seus espaços intergranulares, ocorre electrum associado aos três minerais referidos, assim como ao quartzo, que bordejia a massa de sulfuretos; (b) electrum preenchendo fraturas de arsenopirite, e no espaço intergranular de galena e arsenopirite e quartzo e arsenopirite; (c) electrum no espaço intergranular de galena e quartzo bordejado por arsenopirite, electrum preenchendo fraturas de arsenopirite, esfalerite associada a galena e arsenopirite, e arsenopirite inclusa em galena; (d) electrum preenchendo fraturas de esfalerite e no espaço intergranular de quartzo e esfalerite, arsenopirite e esfalerite no espaço intergranular de quartzo; (e) electrum e boulangerite preenchendo fraturas na pirite e no espaço intergranular de pirite e arsenopirite; (f) electrum preenchendo fraturas de arsenopirite e no espaço intergranular de arsenopirite e esfalerite, quartzo e arsenopirite, calcopirite inclusa em esfalerite; (g) electrum no espaço intergranular de esfalerite, galena e arsenopirite, arsenopirite no espaço intergranular de quartzo; (h) electrum preenchendo fraturas de arsenopirite e pirite, fraturas de pirite preenchidas por esfalerite e quartzo; (i) fraturas de arsenopirite preenchidas por electrum e galena, electrum no espaço intergranular de quartzo e arsenopirite; (j) electrum, galena e boulangerite preenchendo fraturas de arsenopirite; (k) esfalerite ferrífera (avermelhada) e esfalerite mais pura (amarelada) preenchendo fraturas de arsenopirite; (l) arsenopirite com franjas de recristalização de quartzo fibroso; (m) pirrotite inclusa em arsenopirite, arsenopirite com franjas de recristalização de quartzo fibroso; (n) bordos de pirite debruados por carbonatos de ferro e magnésio, quartzo associado aos carbonatos; (o) zonamento observado em esfalerite (esfalerite rica em ferro na zona central dos cristais e a mais pura nos bordos destes)); (p) boulangerite preenchendo fraturas de arsenopirite e nos espaços intergranulares de quartzo, arsenopirite e esfalerite; (q) e (r) plano de cisalhamento preenchido por quartzo de tipo Q3 e agregados de arsenopirite de grão fino; (s) arsenopirite em plano de cisalhamento preenchido por quartzo Q3 e encaixantes; (t) pormenor de estruturas de fluxo observadas nos fragmentos de encaixante e quartzo, rutilo em quartzo e encaixante. 61
- Figura 5.2. Projeção da composição da esfalerite (em % atómica) no diagrama triangular Fe-S-Zn. O retângulo representa o campo composicional da esfalerite de Escádia Grande. 64
- Figura 5.3. Realce do retângulo cinzento da figura 5.2 onde se pode distinguir as análises realizadas no bordo, na zona intermédia e no centro dos cristais de esfalerite. 64
- Figura 5.4 Proposta de quadro paragenético para o depósito de Escádia Grande. 67
- Figura 6.1. Diferentes alinhamentos de IF segundo Van den Kerkhof (2001). Legenda: 1- transgranulares; 2- intergranulares; 3, 4 e 5- diferentes alinhamentos intragranulares; 6- interfase; 7- transfase. 70
- Figura 6.2. IF em alinhamentos e em grupos observados na lâmina EG12. Legenda: 1 e 7- grupos intragranulares; 2, 3, 4, 5 e 6- alinhamentos intragranulares. 70
- Figura 6.3. Quantidade de IF dos diferentes tipos observados nas diferentes áreas estudadas. 72
- Figura 6.4. Exemplo de inclusões fluidas de Escádia Grande observadas. A, B e C: exemplo de IF aquocarbónicas da zona A4 da lâmina EG6; D e E: exemplo de IF aquosas da zona A2 da lâmina EG12 e da zona A6 da lâmina EG2. 73
- Figura 6.5. Frequência de IF dos dois tipos observados para as diferentes temperaturas de homogeneização total registadas. 74
- Figura 6.6. Temperatura de homogeneização total em função da temperatura de fusão dos clatratos para as inclusões aquocarbónicas. 74
- Figura 6.7. Temperatura de fusão dos clatratos em função da temperatura de fusão do último cristal de gelo para as inclusões fluidas aquocarbónicas. 75
- Figura 6.8. Histograma de frequência da salinidade (cloreto de sódio equivalente) em IF aquosas. 75
- Figura 6.9. Quadros para a determinação do Flw. 76
- Figura 6.10. Variação da temperatura de homogeneização total em função da salinidade para as IF aquosas. 76
- Figura 6.11. Tipos de inclusões fluidas observados em ocorrências de ouro na região entre Escádia Grande – Vila de Rei – Albuquerque – Castelo Branco (adaptado de Murphy & Roberts, 1997). 78

- Figura 6.12. Evolução dos fluidos regionais com o tempo, em termos de pressão e temperatura, em relação aos principais eventos deformacionais e intrusivos. A ocorrência aproximada para os principais tipos de inclusões fluidas é indicada no topo da figura (adaptado de Murphy & Roberts, 1997). Segundo estes autores, a gênese do depósito de Escádia Grande é atribuída ao evento V2. 79
- Figura 6.13. Conteúdo volátil dos fluidos aquocarbónicos das IF do tipo 2 (adaptado de Murphy & Roberts, 1997). 79
- Figura 6.14. Isócoras para os fluidos aquosos e aquocarbónicos de Escádia Grande. 82

Índice de tabelas

Tabela 5.1. Análises químicas pontuais (em % peso) para diferentes grãos de electrum das amostras EG6 J, EG13B P e EG11b P.	62
Tabela 5.2. Análises químicas pontuais (em % peso) de grãos de esfalerite das amostras EG6 J e EG11B P.	63
Tabela 5.3. Análises químicas pontuais (em % peso) de grãos de arsenopirite, pirite, galena e boulangerite, das amostras EG6 J e EG11B P.	63
Tabela 6.4 – Composição extrema da fase volátil, composição e densidade global extremas para os fluidos aquocarbónicos de Escádia Grande. Composição da fase volátil e composição global em %mole.	80
Tabela 6.5 – Composição global máxima, média e mínima para os fluidos aquosos de Escádia Grande. Composição global em %mole.	80

Capítulo 1

Introdução

1.1 – Ouro em Portugal

Em Portugal existem várias ocorrências de ouro, localizando-se a maioria delas na Sub-Zona Galaico-Transmontana e na Zona Centro Ibérica (Carvalho & Meireles, 1989). Na Zona Sul Portuguesa as ocorrências de ouro estão geralmente associadas aos jazigos vulcano-sedimentares exalativos. A Norte, a generalidade dos depósitos são filonianos e na região Centro (a norte do Tejo) ocorrem, geralmente, depósitos aluvionares (Carvalho, 1978).

Algumas das ocorrências de tipo filoniano encontram-se claramente associadas a maciços graníticos aflorantes nas proximidades, já outras não demonstram qualquer relação espacial com estes maciços, podendo, contudo, relacionar-se com corpos granitoides em profundidade.

O jazigo de Jales foi o mais produtivo, em relação ao ouro, no último século, em Portugal. A produção desde o início da exploração, 1933, até ao ano de encerramento, 1992, alcançou as 25 toneladas de ouro (Neiva & Neiva, 1989).

Na região centro de Portugal existem inúmeras ocorrências de ouro e prata, estanho e tungsténio e zinco e chumbo. A maioria dessas ocorrências são filonianas, existindo outras em *stockworks* e corpos brechoides. Contudo, focar-nos-emos apenas nas ocorrências filonianas.

A Faixa auroargentífera de Escádia Grande, onde se insere o depósito sobre o qual este estudo incide (filão mineralizado principal de Escádia Grande), e a de Vieiro-Fonte Limpa incluem a quase totalidade dos depósitos de ouro desta zona, tendo, muitos deles, sido alvo de exploração no passado, incluindo pelos Romanos.

1.2 – Área de estudo

As Faixas auroargentíferas de Escádia Grande e de Vieiro-Fonte Limpa localizam-se no Concelho de Góis, no Distrito de Coimbra.

Na região, a sul destas faixas, são muito escassas as ocorrências auríferas; para norte observa-se uma faixa aurífera que se estende desde a Foz do Arouce até Coja, onde se inserem algumas ocorrências auríferas, contudo de tipo aluvionar. Na região dominam os metassedimentos neoproterozoicos do Grupo das Beiras, sobre os quais assentam discordantemente as formações ordovícicas e silúricas. Em algumas zonas encontram-se litologias do Mesozoico e Cenozoico, e corpos graníticos ante-variscos.

Drenada pelo Rio Ceira, Sótão, Unhais e Zêzere, a paisagem é dominada por vales profundos e muito encaixados e locais de altitude elevada, de entre os quais se destacam Trevim (1204 m) e Neve (1172 m) na Serra da Lousã.

1.3 – Mineralização

1.3.1– História Mineira

Desde cedo, o ouro desta região despertou o interesse do Homem, sabendo-se que a exploração de ouro na região começou, pelo menos, aquando da ocupação romana da Península Ibérica (Cerveira, 1947).

Segundo Cerveira (1947) esta região foi objeto de intensos trabalhos de pesquisa e exploração mineira, conforme é demonstrado pela extensa faixa explorada (cerca de 7 km de extensão por 1 km de largura) e pelos variados vestígios da sua exploração, desde baldes de madeira e cobre, lucernas, mós e pás de madeira a trabalhos de lavra subterrânea (Cerveira, 1947).

O depósito de Escádia Grande foi localizado pelos vestígios das explorações antigas, tendo-se iniciado os trabalhos de reconhecimento e de exploração nos locais “abandonados” pelos romanos, em 1937, pela Minas da Serra da Lousã ^{Lda.}, empresa criada pelos irmãos Cardosos Pintos para a exploração do ouro da mina de Escádia Grande (fig.1.1) (Cerveira, 1947; Carvalho, 1986).

A exploração propriamente dita teve início em 1940, com dois pisos de laboração e uma unidade de tratamento de minério, com uma capacidade de 50 toneladas diárias. Esta oficina funcionava em misto de flutuação e lavagem, da qual resultavam concentrados de sulfuretos complexos contendo ouro e prata (Carvalho, 1986). As infraestruturas de apoio à mina apenas ficaram completas em 1941 e eram constituídas por lavaria, laboratório, oficinas, armazéns e escritório, habitações para os trabalhadores (cerca de 75 na altura), cantina e escola (Carvalho, 1986).

A exploração deu-se incessantemente durante os três primeiros anos da mina. Entre 1943 e 1948, os trabalhos decorreram a ritmo lento. A intensa crise provocada pela Segunda Guerra Mundial, tornava difícil a aquisição de materiais e alimentos, essenciais para a laboração e para os trabalhadores. Um incêndio de grandes proporções nos laboratórios e no escritório, as irregularidades morfológicas do filão e a presença de uma falha de grandes dimensões, para além da qual o filão não conservava as mesmas características auríferas foram as

Introdução

principais condicionantes que agravaram o ritmo dos trabalhos durante este período (Carvalho, 1986).

A este período negro da mina seguiram-se dois anos de suspensão de lavra para a definição de um novo traçado mineiro, compatível com a morfologia apresentada pelo filão, agora com uma estrutura em rosário em vez da habitual estrutura tabular (Carvalho, 1986).

Em 1950, a título experimental, recomeçam os trabalhos de lavra em novos moldes, minuciosamente escolhidos para a nova estrutura do filão (Carvalho, 1986).

De 1951 a 1952, os trabalhos decorreram a certo ritmo, contudo, a falta de pessoal especializado e a inexistência de novas estruturas mineralizadas ditaram o final da atividade mineira, da qual já não há qualquer registo, em 1953 (Carvalho, 1986).

Os anos de laboração da mina de Escádia Grande, resultou numa estrutura mineira de 5 pisos, onde se explorou uma área total de 60 000 m² e se extraíram cerca de 50 000 toneladas de minério, com teores médios de ouro de 8 g/t e 33 g/t de prata. Do minério extraído resultou um total de 794 t de concentrados crus, com teores médios de 504 g/t de ouro e 2 117 g/t de prata, dos quais terão resultado cerca de 400 kg de ouro e 1 680 kg de prata, por tratamento metalúrgico final (Carvalho, 1986).

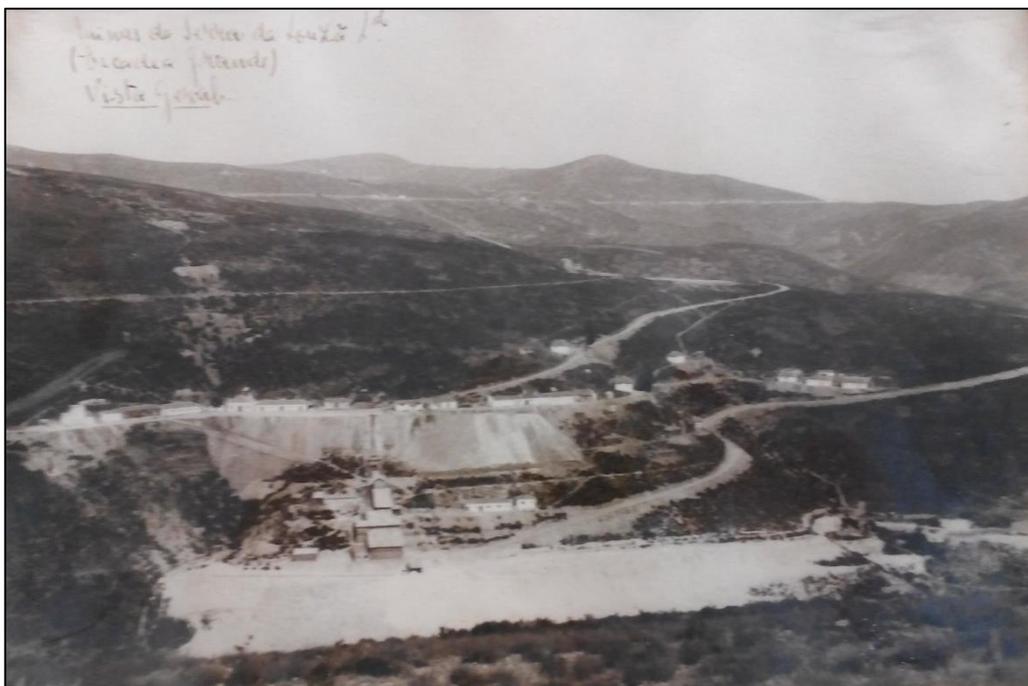


Figura 1.1. Vista geral das infraestruturas e escombrelas da mina de Escádia Grande (fotografia da coletânea do Museu da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto).

1.3.2– Trabalhos anteriores

As publicações anteriores sobre o depósito de Escádia Grande não são muito numerosas, na totalidade três trabalhos. Tratam-se de trabalhos antigos, o mais recente já tem cerca de trinta anos e o mais antigo, data de 1946, sendo a maioria deles muito abrangentes. Um deles dá conta da geologia da região, metalografia, estudo paragenético e história mineira mais antiga do depósito de Escádia Grande (Cerveira, 1947). Um outro engloba informação da geologia da região, metalografia, resumo histórico da exploração mais recente do depósito e mapas de plantas das galerias da mina, englobando muita da informação do trabalho de Cerveira (1947), anteriormente referido (Carvalho, 1986). Para além destes, um outro estudo, o mais antigo, trata apenas da metalografia do filão, fazendo foco na localização do ouro na massa filoniana (Schneider, 1946).

Para além destas três publicações, existem mapas e alguma informação geral indicada no SIORMINP, plataforma informática sobre as ocorrências minerais de Portugal, do Laboratório Nacional de Energia e Geologia. Alguma informação relativamente à geologia e geomorfologia encontra-se na Carta Geológica 19 D – Coimbra-Lousã, à escala 1/50 000 (Soares *et al.*, 2005), e na respetiva Notícia Explicativa (Soares *et al.*, 2007), uma vez que a cartografia referente à Carta Geológica onde o depósito se insere não se encontra ainda efetuada.

Relativamente aos fluidos mineralizantes as publicações são ainda mais escassas. Um estudo de 1991 refere uma análise estatística da componente volátil das inclusões fluidas de Escádia Grande e de Jales, evidenciando, sobretudo, o controlo litológico sobre as espécies constituintes da fase volátil das inclusões fluidas (Naden & Shepherd, 1991). Um outro trabalho desenvolvido por Murphy & Roberts (1997), na área definida pelo polígono Escádia Grande-Vila de Rei-Albuquerque-Castelo Branco, contém informações dos tipos de fluidos presentes em alguns depósitos na área acima referida. Embora este trabalho não contenha dados e resultados diretos dos fluidos do depósito em estudo, algumas informações podem ser correlacionadas com os resultados por nós obtidos.

1.4 – Objetivos

Tal como consta no ponto anterior, existe informação escassa sobre a mineralização, paragénesis e génesis do depósito de ouro de Escádia Grande. Os trabalhos, atrás mencionados, são antigos, tendo os autores, à época, poucos recursos para um estudo

Introdução

detalhado, relativamente aos tempos atuais. Mais escassa ainda é a informação relativa aos fluidos que deram origem à mineralização. Assim, este estudo tem como finalidade conhecer as características e a origem dos fluidos mineralizantes do depósito de ouro de Escádia Grande, assim como obter indicações sobre a génese deste depósito.

O trabalho agora apresentado teve em vista, essencialmente, os seguintes objetivos:

- Conhecer a composição mineralógica do filão mineralizado e as relações entre os minerais, a fim de complementar os trabalhos anteriormente realizados (Schneider, 1946; Cerveira, 1947; Carvalho, 1986);
- Propor uma sequência paragenética para a mineralização, tendo por base o trabalho de Cerveira (1947), o ponto anterior e análises químicas minerais de microsonda eletrónica;
- Definir e caracterizar, quanto à tipologia, as inclusões fluidas presentes nos grãos de quartzo do filão, assim como reconhecer a origem dos fluidos mineralizantes aprisionados;
- Reconhecer as temperaturas, pressões e profundidade a que ocorreu a mineralização, tendo por base as temperaturas e pressões de aprisionamento dos paleofluidos presentes nas IF.

Capítulo 2

Enquadramento teórico

2.1- Inclusões fluidas

No decurso dos processos geológicos, quer sejam hidrotermais, magmáticos ou metamórficos, os fluidos desempenham um papel de grande importância.

O estudo da natureza e da evolução desses fluidos representa um dos principais métodos para a compreensão dos processos relacionados com a génese de concentrações minerais.

As inclusões fluidas (IF) são pequenos volumes de fluidos aprisionados em microcavidades no interior de minerais, resultantes de imperfeições na rede cristalina (Shepherd *et al.*, 1985; Roedder, 2002).

As IF representam amostras diretas dos fluidos aquando da formação dos minerais onde se encontram, armazenando as condições de temperatura, pressão, e composição do momento da génese mineral (Roedder, 2002; Bodnar *et al.*, 2014).

O estudo das IF não se confina apenas ao século XX e XXI. No início do século XIX, eminentes cientistas Britânicos, tais como Humphrey Davy e David Brewster, publicaram fascinantes descrições de IF no quartzo. Contudo, foi o trabalho pioneiro de Henry Sorby, em 1858, que, aliado ao rápido desenvolvimento da microscopia ótica, deu às IF a sua importância e destaque científico merecidos (Shepherd *et al.*, 1985).

Desde então, vários autores estudaram inclusões fluidas nos mais variados minerais, destacando-se os trabalhos de Edwin Roedder (Roedder, 1984, 2002), T. J. Shepherd (Shepherd *et al.*, 1985), Alfons Van den Kerkhof (Van den Kerkhof *et al.*, 2001) e Robert J. Bodnar (Bodnar *et al.*, 2014) como sendo os trabalhos de referência no âmbito do estudo de inclusões fluidas.

2.1.1- Ocorrência e formação de IF

As inclusões fluidas ocorrem na maioria dos cristais naturais, pois grande parte das rochas e cristais existentes na natureza são formados a partir de um fluido ou tiveram um fluido presente durante a fase de fracturação e preenchimento das fraturas (Roedder, 2002).

As IF apresentam diversas morfologias assim como um tamanho bastante variável, podendo observar-se inclusões desde <1 µm até observáveis na amostra de mão. Contudo, a maioria das inclusões observáveis apresentam uma dimensão de 5 a 20 µm. Geralmente, verifica-se um decréscimo no tamanho das inclusões com um aumento da sua abundância numa amostra (Roedder, 2002; Van den Kerkhof *et al.*, 2001).

Estas são constituídas por fluidos no estado líquido, gasoso ou sólido, podendo coexistir na mesma inclusão um (IF monofásicas), dois (IF bifásicas) ou mesmo os três estados (IF trifásicas) (Shepherd *et al.*, 1985).

As IF formam-se em diversas etapas da “vida” dos minerais, podendo os fluidos ficar aprisionados aquando do crescimento do mineral ou durante fases subsequentes.

Quando um cristal precipita a partir de um fluido, a superfície de crescimento do cristal será inevitavelmente imperfeita. Com a contínua cristalização essas imperfeições serão tapadas pelo cristal circundante, produzindo um espaço dentro do cristal que, posteriormente, será selado pelo contínuo crescimento de cristais, ficando dentro dele uma “amostra” do fluido de selagem da microcavidade. Estes fluidos são denominados primários, pois foram aprisionados durante a formação do cristal e contêm uma amostra do fluido responsável pela génese do cristal (Goldstein & Reynolds, 1994). Contudo, nem sempre se consegue perceber a causa exata do aprisionamento da inclusão, mas muitos autores desenvolveram já estudos experimentais para simular o aprisionamento de inclusões, criando inclusões artificiais, e contribuindo, deste modo, para a compreensão dos mecanismos de aprisionamento dos fluidos (e.g. Roedder, 1984; McLimans, 1987; Davis *et al.*, 1990; Pironon *et al.*, 1990; Kihle *et al.*, 1994).

Após a completa precipitação dos cristais é comum estes serem deformados, quer por processos dúcteis ou frágeis. Tal deformação pode resultar na génese de microfissuras e deformação de superfícies e planos de corte. Quando a deformação desenvolve tais características é muito provável que estas sejam preenchidas com o fluido presente durante ou após a deformação (fig.2.1). Os fluidos podem ser aprisionados entre as superfícies deformadas por qualquer outra deformação subsequente ou por um processo de dissolução-reprecipitação, sendo posteriormente os planos de deformação fechados por qualquer um dos processos referidos anteriormente (Goldstein & Reynolds, 1994).

Estes autores referem que as inclusões fluidas que apresentem evidências petrográficas indicativas de terem sofrido aprisionamento após crescimento do cristal são consideradas secundárias.

Durante o crescimento dos cristais, microfraturas e/ou outras estruturas de deformação podem formar-se. Nestas estruturas podem ser aprisionados fluidos por processos de estiramento e enchimento similares aos anteriormente referidos. Se o crescimento do cristal continuar após o episódio de deformação, as inclusões fluidas aprisionadas nas microfissuras retêm um registo dos fluidos presentes após a deformação e anteriores ao do novo crescimento do cristal ou, no momento em que a microfissura é selada, ocorre o recrescimento

do cristal. Os fluidos aprisionados nestes casos são fluidos que “banham” o cristal durante um intervalo de tempo do seu crescimento (Goldstein & Reynolds, 1994).

Este tipo de inclusões fluidas são designadas por pseudosecundárias, e, tal como as inclusões primárias, contêm o fluido e as condições que existiram durante o crescimento do cristal.

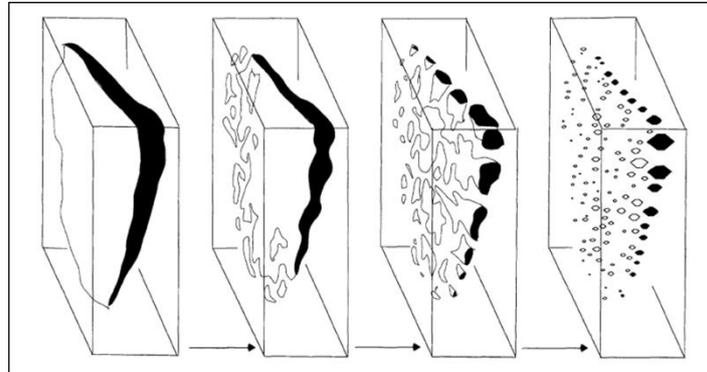


Figura 2.1. Diagrama esquemático ilustrando os diversos estágios de selagem de uma microfractura no quartzo (Roedder, 1984).

2.1.2- Aplicações do estudo das IF

O estudo de inclusões fluidas é um método direto que permite examinar os paleofluidos presentes nas amostras (minerais) que se pretendem analisar. Os minerais armazenam em si as informações sobre as temperaturas, pressões e composições dos fluidos aquando da formação dos minerais onde se encontram. Tais informações podem ser obtidas conjugando observações petrográficas, análises microtermométricas e sofisticadas análises geoquímicas dos conteúdos das inclusões (e.g. Goldstein & Reynolds, 1994; Roedder, 2002; Van den Kerkhof *et al.*, 2001; Bodnar *et al.*, 2014).

O estudo de inclusões fluidas permite determinar a temperatura, pressão e composição dos fluidos que geraram a mineralização, assim como a temperatura, pressão e composição dos fluidos presentes aquando da formação do mineral e após a sua formação (recristalização). Um mesmo mineral pode conter inclusões de diferentes fluidos que estiveram presentes nas várias fases da “vida” do mineral (Shepherd *et al.*, 1994; Van den Kerkhof *et al.*, 2001; Roedder, 2002).

Permite ainda determinar a origem do fluido mineralizante, mesmo que este seja uma mistura de diversos fluidos (magmáticos, meteóricos e metamórficos), assim como, em casos ideais, determinar as diversas interações fluido-rocha (Shepherd *et al.*, 1994; Van den Kerkhof *et al.*, 2001).

2.2 – Tipologia dos depósitos de ouro filonianos orogénicos e depósitos associados a intrusões

O ouro é extraído de vários tipos de jazigos auríferos que compreendem os *paleoplacers* e *placers* de ouro, os jazigos de ouro do tipo orogénico, os jazigos de ouro epitermais e os jazigos de ouro associados a intrusão. Pode ainda ser extraído, como subproduto, dos pórfiros cupríferos, dos “skarns” de cobre e ouro, dos jazigos do tipo sulfuretos maciços vulcanogénicos, dos jazigos de sulfuretos magmáticos de níquel e cobre, dos jazigos de urânio do tipo discordância, e de outros jazigos, alguns deles de tipo incerto (Dill, 2010; Inverno, 2011; Cepedal *et al.*, 2013; Zachariáš *et al.*, 2014; Voroshin *et al.*, 2014; Corrêa *et al.*, 2015; Marcoux *et al.*, 2015; Sanislav *et al.*, 2015).

Contudo, neste item apenas focamos os depósitos de ouro filonianos de origem orogénica e associados a intrusões graníticas, visto serem estas as duas hipóteses propostas para a origem do depósito em estudo.

2.2.1- Depósitos auríferos filonianos de tipo orogénico

Estes depósitos foram definidos inicialmente por Lindgren (1993) como depósitos mesotermiais, sendo formados a profundidades entre 1 a 4,5 km e a temperaturas entre 200 e 300 °C. Contudo, mais tarde reconheceu-se que depósitos de ouro com características idênticas poderiam formar-se a temperaturas e profundidades maiores, pelo que o termo mesotermal se tornou impreciso, propondo, outros autores, uma classificação que os subdividia em epizonais (formando-se a cerca de 6 km de profundidade entre 150 e 300 °C), mesozonais (em que a deposição ocorre a profundidades entre 6 e 12 km e numa gama de temperaturas variando entre os 300 e os 475 °C) e hipozonais (em que a deposição mineral se dá entre 12 a 20 km de profundidade e temperaturas superiores a 475 °C) (Gebre-Mariam *et al.*, 1995; Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005).

Desde Lindgren, outros termos têm sido utilizados para denominar este tipo de depósitos auríferos, sendo a designação de depósitos de ouro orogénicos, proposta por Groves *et al.* (1998), devido à sua génese em zonas de placas convergentes, amplamente aceite e a mais utilizada desde então.

2.2.1.1- Características gerais

Enquadramento teórico

Os depósitos de ouro orogénicos formam-se ao longo de margens convergentes (Fig. 2.2), no limite arco-fossa, durante a acreção de terrenos do lado do mar em relação às margens cratónicas antigas ou aquando da colisão continente-continente (Hodgson, 1993; Groves *et al.*, 1998, 2003; Hagemann & Cassidy, 2000; Dill, 2010; Corrêa, R. *et al.*, 2015).

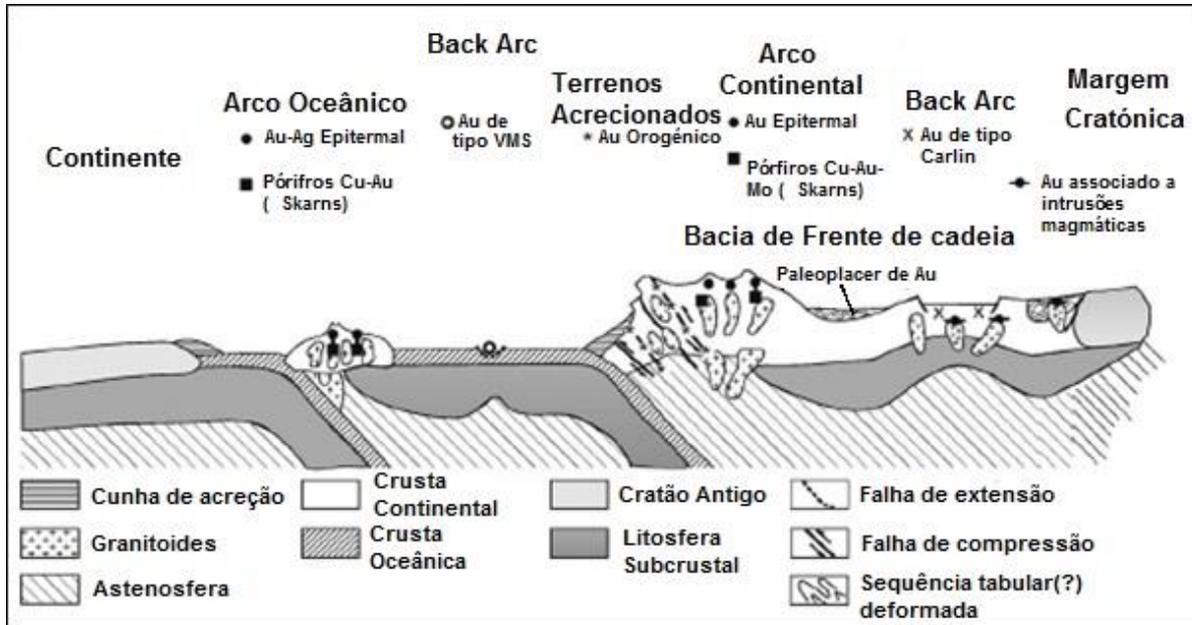


Figura 2.2. Diagrama esquemático do ambiente geotectónico de vários tipos de depósitos de ouro, incluindo os de tipo orogénico (adaptado de Groves *et al.*, 2005).

Estes depósitos ocorrem principalmente em cinturas de xistos verdes do Arcaico tardio, terrenos dobrados (vulcano-sedimentares) do Paleoproterozoico, em orógenos neoproterozoicos e mais recentes do tipo Cordilleran e nas proximidades (ou mesmo interior) de um *stock* intrusivo de rochas ácidas porfiroides (Hodgson, 1993; Hutchinson, 1993; Goldfarb *et al.*, 2005; Dill, 2010).

Estão associados a alinhamentos estruturais, zonas de falha ou zonas de cisalhamento regional ou secundários. Estas fraturas representam importantes vias para a percolação dos fluidos, lixiviação de pré-concentrados de ouro e outros elementos presentes nas rochas encaixantes e zonas de deposição da mineralização (Saunders *et al.*, 2014; Corrêa, R. *et al.*, 2015).

Os depósitos de ouro orogénicos formam-se em sincronização com fases tardias ou precedentes do maior evento de deformação de orogenias, raramente se verificando uma contemporaneidade entre a deposição do ouro e a instalação de intrusões graníticas associadas aos movimentos orogénicos (Dill, 2010; Inverno, 2011).

Relativamente ao metamorfismo, as rochas hospedeiras da mineralização sofreram inevitavelmente o efeito do metamorfismo regional, estando o ouro apenas associado às rochas na fácies dos xistos verdes (fig.2.3) (Dill, 2010; Saunders, 2014; Voroshin, S. *et al.*, 2014; Corrêa, R. *et al.*, 2015; Sanislav, I. V. *et al.*, 2015).

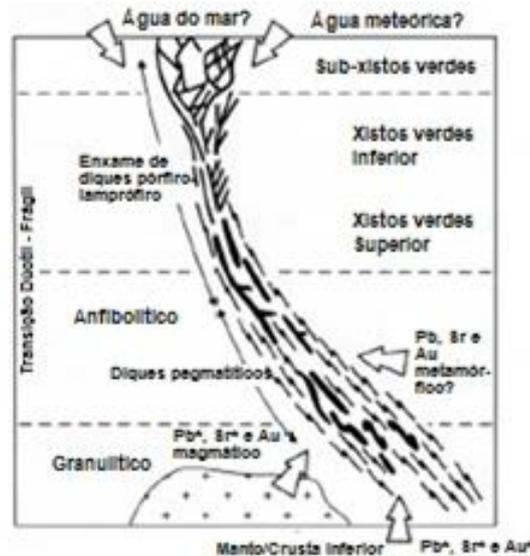


Figura 2.3. Reconstrução esquemática de um hipotético sistema hidrotermal contínuo em diferentes níveis da crosta, estendendo-se até 25 km de profundidade, e respectivas fácies metamórficas, mostrando os fluidos potenciais e a origem dos fluidos mineralizadores dos depósitos de ouro orogênicos (adaptado de Groves *et al.*, 1993).

A ganga é constituída na sua maioria por quartzo (70 a 95% do volume total dos filões), carbonatos, feldspato alcalino, sericite, clorite. A mineralização é formada por pirite, pirrotite, arsenopirite, podendo esta conter ouro na sua malha cristalina ou ser estéril, electrum e ouro nativo, fino e grosseiro, por vezes observável a olho nu. Podem ainda estar presentes outros minerais em menor quantidade, como os teluretos de ouro-prata, calcopirite, magnetite, realgar e auropigmento, antimonite, cinábrio, molibdenite, bismutinite, tetraedrite, scheelite, esfalerite e galena, sendo que estes dois últimos podem ocorrer mais abundantemente. A turmalina, barite e moscovites ricas em crómio, vanádio e bário são minerais que ocorrem associados na paragênese (fig.2.4) (Berger, 1986; Hodgson, 1993; Hutchinson, 1993; Hagemann *et al.*, 2000; Goldfarb *et al.*, 2005; Vos *et al.*, 2005; Vos *et al.*, 2006; Saunders *et al.*, 2014; Voroshin *et al.*, 2014; Corrêa *et al.*, 2015; Sanislav *et al.*, 2015).

A gênese dos depósitos ainda não é explícita e um consenso está longe de ser alcançado, tendo vários autores proposto inúmeras hipóteses genéticas para explicar a sua formação

Enquadramento teórico

(Pirajno, 1992; Kerrich, 1993; Groves et al., 1995; Ridley et al., 2000; Goldfarb et al., 2005; Pitcairn et al., 2006; Elmer et al., 2007): modelo metamórfico, modelo magmático, modelo dos lamprófiros, modelo da desgaseificação do manto e granulitização, modelo singenético-epigenético, modelo meteórico e modelo contínuo da crosta.

No entanto, nos últimos anos o modelo mais largamente aceite pela comunidade científica é o modelo da desvolatilização metamórfica, pois permite explicar o enriquecimento, a segregação, o tempo, a distribuição e o carácter de muitos depósitos de ouro, tais como os encontrados em cinturas de xistos verdes do Arcaico e em outras províncias auríferas (Saunders *et al.*, 2014).

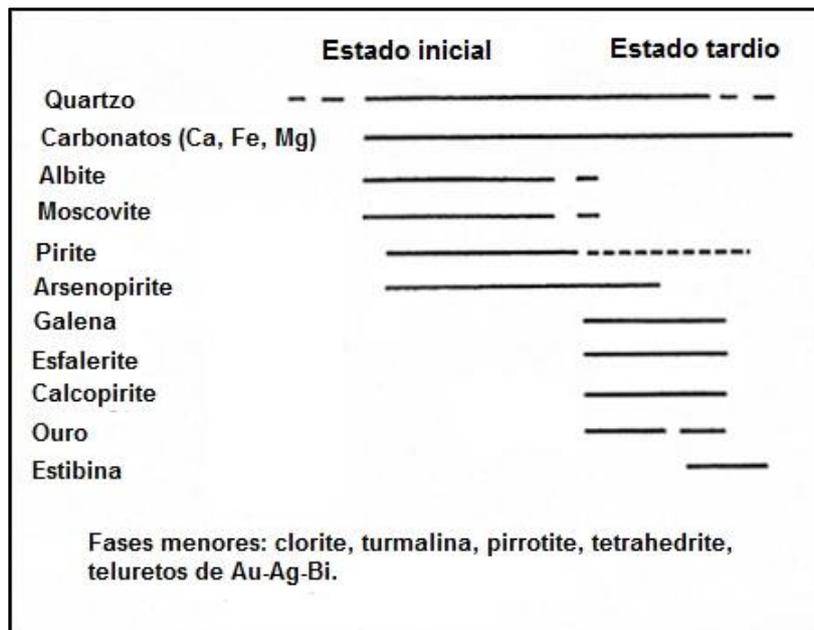


Figura 2.4. Sequência paragenética genérica dos depósitos de ouro orogénicos do Fanerozoico (adaptado de Bierlein *et al.*, 2000).

Este modelo indica que num ambiente orogénico, as rochas carbonatadas e hidratadas da fácies dos xistos verdes são desvolatilizadas no limite de fácies xistos verdes-anfibolítica, extraíndo não só a água e o dióxido de carbono, mas também o ouro e o enxofre. A elevada concentração de ouro é conseguida através de complexação com enxofre reduzido e por um ácido fraco de efeito tampão (ácido carbónico), criando uma solução com um pH perfeito para a solubilidade do ouro. A migração ascendente dos fluidos é feita através das zonas de cisalhamento e/ou em zonas de fracturas hidráulicas nas rochas de baixa resistência à tração (Phillips & Powell, 2010).

Várias características geológicas registadas nos depósitos apenas de ouro refletem modificações subsequentes sobrepostas aos produtos do processo genérico de

desvolatilização metamórfica. As impressões sobrepostas por metamorfismo de alto grau e deformação e/ou paleo-intemperismo podem fornecer muitas das mais óbvias características de campos auríferos, incluindo a sua mineralogia, geoquímica, geometria, estruturas geométricas temporais a pequena escala, propriedades geofísicas e mesmo a distribuição mesoscópica do ouro (Phillips & Powell., 2010).

Os fluidos hidrotermais mineralizantes são de baixa salinidade, 1 a 15% do peso eq. NaCl (dominantemente 3 a 7% do peso eq. NaCl), neutros a levemente alcalinos, reduzidos, com concentrações elevadas de CO₂ (± CH₄ ± N₂). O transporte do ouro nestes fluidos é feito, essencialmente, através do ião complexo bissulfureto de ouro, Au(HS)₂⁻, até uma temperatura de 550 °C (Evans *et al.*, 2006); para os casos em que os jazigos se formam a temperaturas superiores a 550 °C, o ião complexo que assegura o transporte do ouro passa a ser essencialmente o dicloroaurato (AuCl₂⁻) (Seward, 1991; Hutchinson, 1993; Mikucki, 1998; Large, 2000).

2.2.2- Depósitos auríferos filonianos associados a intrusão

A associação comum de depósitos de ouro associados com intrusões granitoides, distinta da dos pórfiros de (Cu-)Au e de outros metais, é conhecida desde há muito. Routhier (1963), seguindo outros autores anteriores, considerou um zonamento periplutónico, com zonas metálicas de estanho, volfrâmio, ouro e outras, sucessivamente, à volta e cada vez mais distantes duma cúpula granitoide, mas reconheceu também que parte delas poderiam ocorrer no próprio endocontacto do granitoide.

Contudo, apenas recentemente se voltou a dar ênfase e verdadeira importância a tais depósitos de ouro, caracteristicamente associados com províncias de volfrâmio e/ou estanho, e espacial e temporalmente relacionados com intrusões de granitoides, no interior ou no exocontacto das mesmas, tendo passado a ser designados por depósitos de ouro associados a intrusão (“Intrusion-Related Gold Systems ou Intrusion-Related Gold Deposits”, identificados pela sigla IRGD) (Sillitoe, 1991; McCoy *et al.*, 1997; Lang *et al.*, 2000; Groves *et al.*, 2003; Goldfarb *et al.*, 2005).

De entre os maiores depósitos (fig.2.5) estão: Donlin Creek (345 t Au), Fort Knox (215 t Au) e Pogo – Liese Zone (160 t Au), todos na província cretácica de Tintina, no Alasca, E.U.A. (Inverno, 2011).

Na maioria dos casos, este tipo de depósitos são de idade fanerozoica, ocorrem em províncias de W e/ou Sn (menos frequentemente) situados em margens cratónicas em posição para o interior do continente, relativamente aos depósitos de Cu-Au-Mo e epitermais

de Au, ou em “back-arc”; podem ainda ocorrer em ambientes de colisão continental, associados a intrusões a pouca distância da zona de subducção (Lang *et al.*, 2000; Lang *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2003).

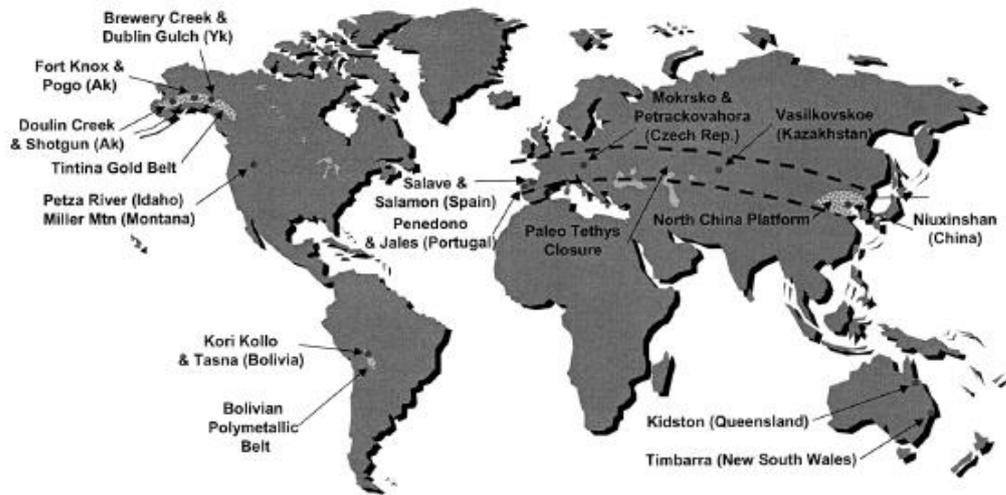


Figura 2.5. Distribuição geográfica dos maiores jazigos de ouro associados a intrusão (Lang & Baker, 2001; Eurozinc, 2004).

2.2.2.1- Características gerais

Encontram-se hospedados quer na própria intrusão quer no exocontacto imediato (depósitos proximais), ou mais distais relativamente à intrusão (0,5 a 3 km), encaixados, geralmente, em xistos ou rochas vulcânicas (depósitos distais) (fig.2.6).

As intrusões são de composição granítica a granodiorítica (raramente mais básica), constituindo grandes batólitos e pequenos plutões, podendo também ser pequenos “stocks”, domos porfiríticos, diques e filões-camada. Os plutões são essencialmente metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, calco-alcalinos ou subalcalinos, sendo os granitoides geralmente classificados como de tipo I (Thompson *et al.*, 1999; Lang *et al.*, 2000; Lang *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2003; Baker *et al.*, 2005; Dill, 2010; Zachariáš *et al.*, 2014).

As fases mais félsicas dos plutões, enriquecidas em ouro relativamente a um granito normal, apresentam evidências de saturação de fluidos, como mostra a presença de pegmatitos, aplitos, cavidades miarolíticas com texturas de cristalização unidirecionais (Shannon *et al.*, 1982; Thompson *et al.*, 2000; Nutt *et al.*, 2007).

São ainda comuns, nas áreas dos depósitos deste tipo, falhas, desde transpressivas (cavalgamentos) a de desligamento, sendo ainda de assinalar que, em alguns depósitos,

como na província metalogénica de Tintina (Alasca), a orientação dos mineralizados (predominantemente localizados em fendas de tração) é concordante com as intrusões, mantendo-se em vários plutões da zona, sugerindo o controlo da sua orientação por tensões regionais compatíveis com a orientação das falhas lá presentes (McCoy *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 2000; Mair *et al.*, 2006; Whittman *et al.*, 2006; Abzalov, 2007).

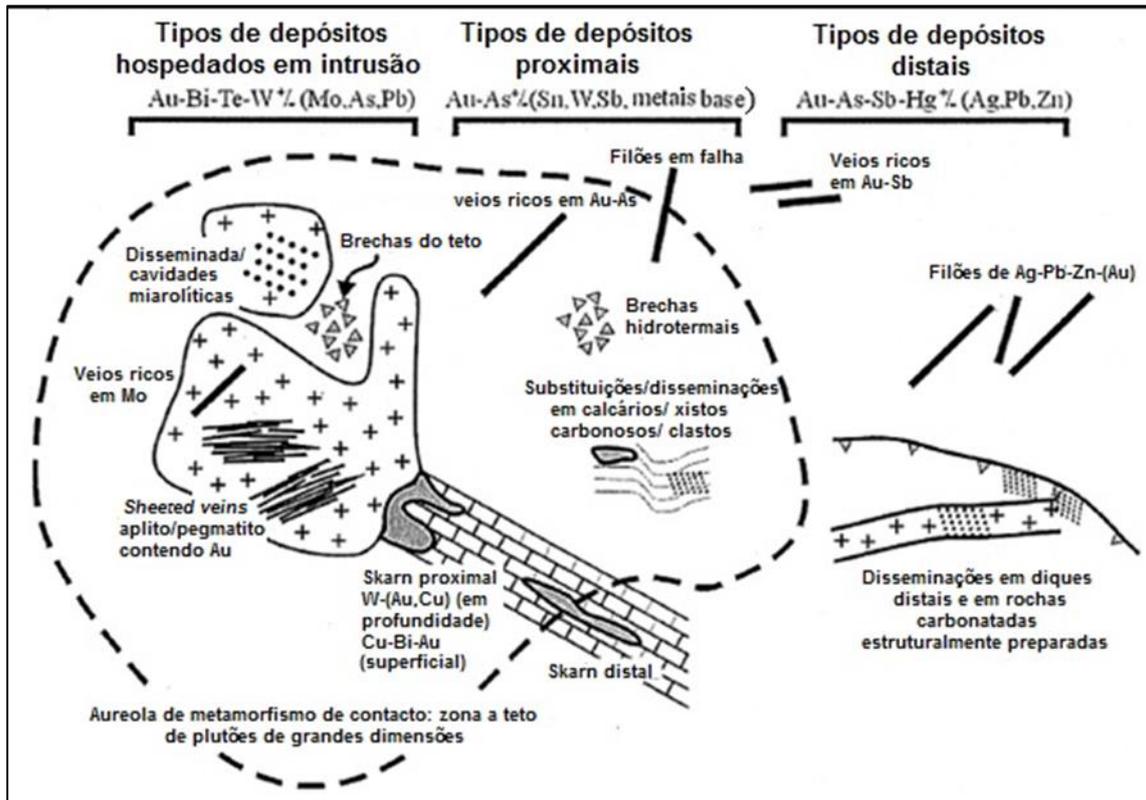


Figura 2.6. Variação nos estilos dos jazigos de ouro associados a intrusão, desde os encaixados na própria intrusão, passando pelos jazigos proximais e até aos jazigos distais (adaptado de Inverno, 2011).

Os depósitos situam-se em terrenos que sofreram metamorfismo regional, desde a fácies sub-xistos verdes até à fácies anfibolítica. Por efeito do metamorfismo de contacto nas rochas encaixantes, as intrusões graníticas estão rodeadas por corneanas, normalmente aluminosas, e uma auréola de contacto formada por xistos até 3-4 km de distância dos plutões (Whittman *et al.*, 2006; Abzalov, 2007; Cepedal *et al.*, 2013; Saunders *et al.*, 2014; Zachariáš *et al.*, 2014).

A morfologia dos depósitos hospedados nas próprias intrusões é, mais comumente, a de filões e filonetes de quartzo com texturas de preenchimento de espaços abertos. Têm

possanças médias que variam de 0,5 a 10 cm e ocorrem instalados quer em intrusões a baixas profundidades, quer em intrusões a profundidades de 3 a 6 km (McCoy *et al.*, 1997).

Os depósitos proximais são na sua maioria constituídos por filões em falhas e, mais raramente, em disseminações por substituição. Nos depósitos distais, a cerca de 0,5 a 3 km da intrusão, ocorrem veios de quartzo nas zonas de cisalhamento e filões-camada em rochas metassedimentares encaixantes (McCoy *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1999; Thompson *et al.*, 2000; Lang *et al.*, 2001; Mustard *et al.*, 2001; Mair *et al.*, 2006), atingindo estes filões possanças que variam até aos 1,5 m, podendo, por vezes, exceder 3,5 m, como ocorre em Zarmitan, no Uzbequistão (Abzalov, 2007).

Na maioria dos casos conhecidos, a mineralização é aproximadamente contemporânea das intrusões, embora seja gerada num estágio tardio da orogénese e após o pico do metamorfismo regional, dado que intersecta a foliação das rochas encaixantes nos depósitos proximais e distais e as intrusões associadas cortam também as rochas encaixantes muito deformadas (Groves *et al.*, 2003).

Os filões mineralizados são predominantemente constituídos por quartzo, contendo apenas cerca de 3% de sulfuretos nos depósitos hospedados na intrusão e até cerca de 5% nos depósitos distais. Os sulfuretos são essencialmente pirite e arsenopirite, sendo a antimonite e a pirrotite por vezes comuns. Numa fase mais tardia, são gerados sulfossais de bismuto-chumbo-antimónio, a bismutinite e sulfuretos de bismuto-ouro, assim como o ouro nativo, quer em grãos isolados nos minerais de bismuto ou outros, quer em finas inclusões na arsenopirite e pirite rica em arsénio (McCoy *et al.*, 1997; Dill, 2010; Saunders *et al.*, 2014).

Alguns depósitos apresentam ainda molibdenite e scheelite, e muito mais raramente volframite e cassiterite. A loellingite, maldonite, bismuto nativo, acantite, tetraedrite, freibergite e sulfossais de prata, são outros minerais traço que podem ocorrer nestes depósitos (McCoy *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1999; Lang *et al.*, 2000; Lang *et al.*, 2001; Whittman *et al.*, 2006; Nutt *et al.*, 2007; Cepedal *et al.*, 2013; Saunders *et al.*, 2014). Os minerais opacos são acompanhados, para além do quartzo, de feldspato potássico, albite, moscovite, sericite, calcite, dolomite, dolomite ferrífera, turmalina e fluorite (Mustard, 2001; Whittman *et al.*, 2006; Cepedal *et al.*, 2013; Saunders *et al.*, 2014).

Nestes depósitos verifica-se existir um zonamento lateral dos metais predominantes consoante a sua distância à intrusão (fig.2.7): os depósitos proximais contêm Au-As \pm (Sn, W, Sb, Cu, Pb, Zn) e os depósitos distais contêm Au-As-Sb-Hg \pm (Ag, Pb, Zn). Observa-se ainda um zonamento vertical, em profundidade ocorre tungsténio-molibdénio e em níveis mais superficiais ocorre ouro-bismuto em minerais mais tardios da sequência paragenética (Thompson *et al.*, 1999; Thompson *et al.*, 2000; Lang *et al.*, 2000; Zachariáš *et al.*, 2014).

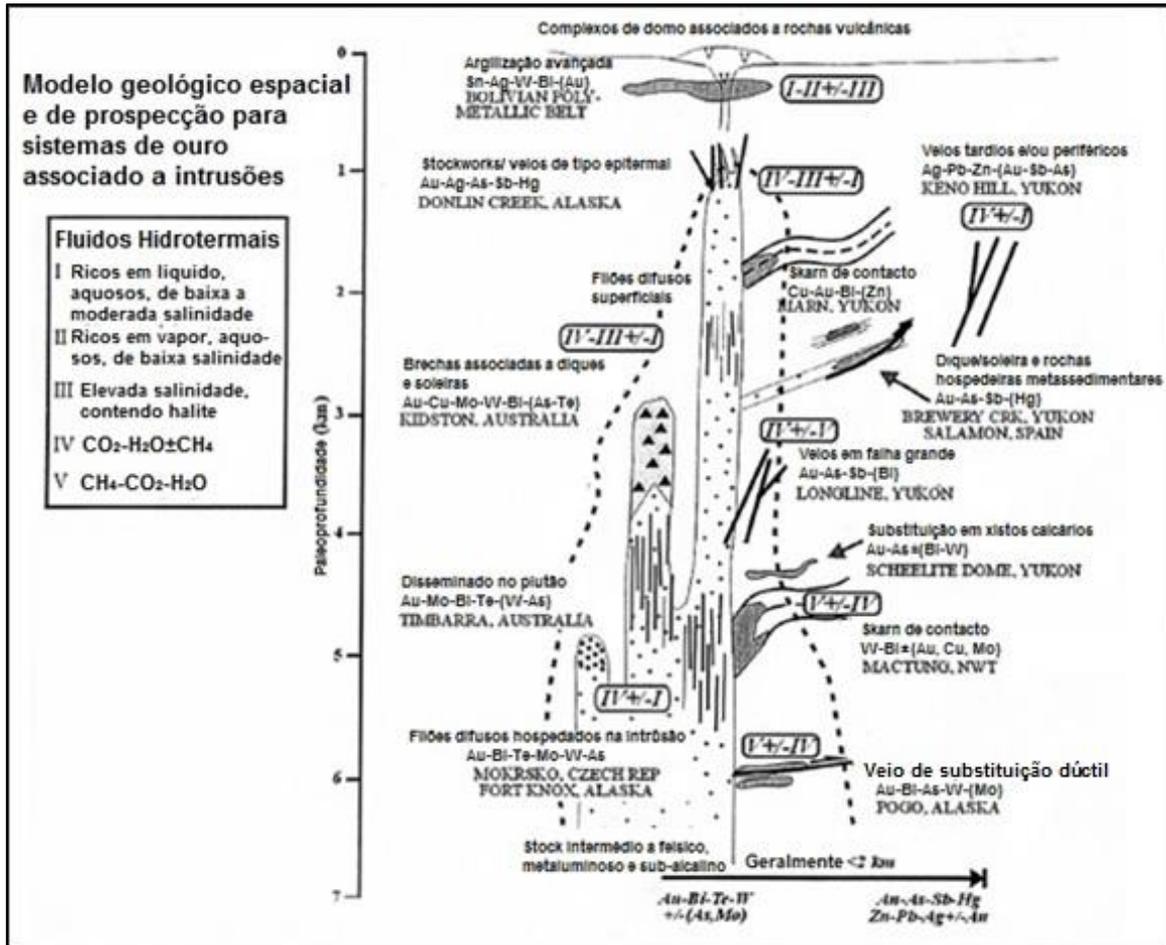


Figura 2.7. Variação vertical e lateral nos estilos de depósitos, características dos fluidos e assinaturas metálicas (adaptado de Lang *et al.*, 2001).

Geralmente, os depósitos associados a intrusão formam-se a temperaturas de cerca de 200 a 400 °C, embora se conheçam temperaturas de homogeneização entre os 140 e os 600 °C; comumente o ouro deposita-se entre os 300 e os 350 °C e as condições de pressão variam de 0,5 a 3 kbar (McCoy *et al.*, 1997; Lang *et al.*, 2000; Lang *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2003).

Os fluidos mineralizantes (fig.2.8) são fluidos aquosos salinos com quantidade variável de dióxido de carbono, podendo conter algum metano e azoto nos depósitos proximais e distais (Thompson *et al.*, 2001; Baker *et al.*, 2001).

Estes dados referentes aos fluidos permitiram a alguns autores concluir que estes têm uma origem claramente magmática (-hidrotermal), tanto para o dióxido de carbono como para os fluidos salinos. Contudo, nos depósitos proximais e distais a existência de metano e azoto na

Enquadramento teórico

composição dos fluidos aponta para uma contribuição de fluidos metamórficos ou meteóricos (Thompson *et al.*, 2000; Baker *et al.*, 2001).

Dada a forte correlação entre o bismuto e o ouro nestes depósitos, alguns autores apontam para uma eventual associação entre o sulfidrato de ouro e o cloreto de ouro, provavelmente na forma de um ião complexo misto para os sistemas de depósitos profundos e superficiais hospedados na intrusão, principalmente nos ambientes com razão fluido/rocha baixa (Baker *et al.*, 2002; Groves *et al.*, 2003 e Baker *et al.*, 2005).

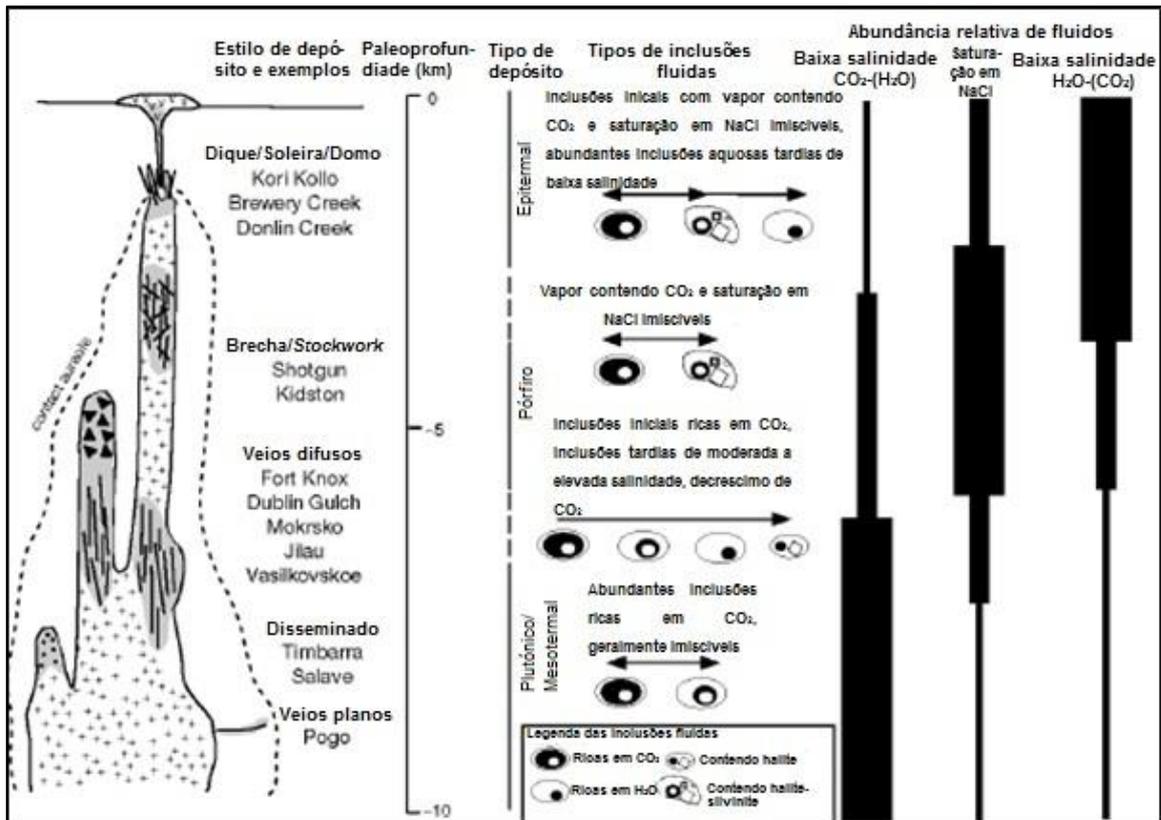


Figura 2.8. Modelo geológico esquemático mostrando, para depósitos de ouro associados a (e hospedados em) intrusão, a relação entre os estilos de mineralização, paleopropriedade e tipos de fluidos hidrotermais, com a equivalência do tipo de ambiente (plutónico, de pórfiro e epitermal) aos vários níveis (adaptado de Baker, 2002).

Para os depósitos que se formam a pressões inferiores a 1,5 kbar, a deposição do ouro ocorre por separação por imiscibilidade de fluidos. A partir de um fluido inicial moderadamente salino, origina-se um fluido aquo-cloretado fortemente salino e um vapor aquoso com dióxido de carbono, de baixa salinidade (McCoy *et al.*, 1997; Lang *et al.*, 2001; Baker *et al.*, 2001; Baker, 2002).

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

Para os depósitos mais profundos, a imiscibilidade água-dióxido de carbono, devido à baixa solubilidade do dióxido de carbono no magma a pressões elevadas, gera fluidos de baixa salinidade ricos em dióxido de carbono, a que se segue por vezes um influxo de fluidos aquosos mais salinos, atribuindo-se a deposição do ouro a um mecanismo de libertação do fluido magmático em evolução (McCoy *et al.*, 1997; Lang *et al.*, 2001; Baker *et al.*, 2001; Baker, 2002).

Capítulo 3

Enquadramento da área de estudo

3.1- Localização

A mina de Escádia Grande, inicialmente designada como Minas de Ouro da CUF, localiza-se na freguesia de Alvares, a cerca de 11 km a sul de Góis, no distrito de Coimbra (fig.3.1).

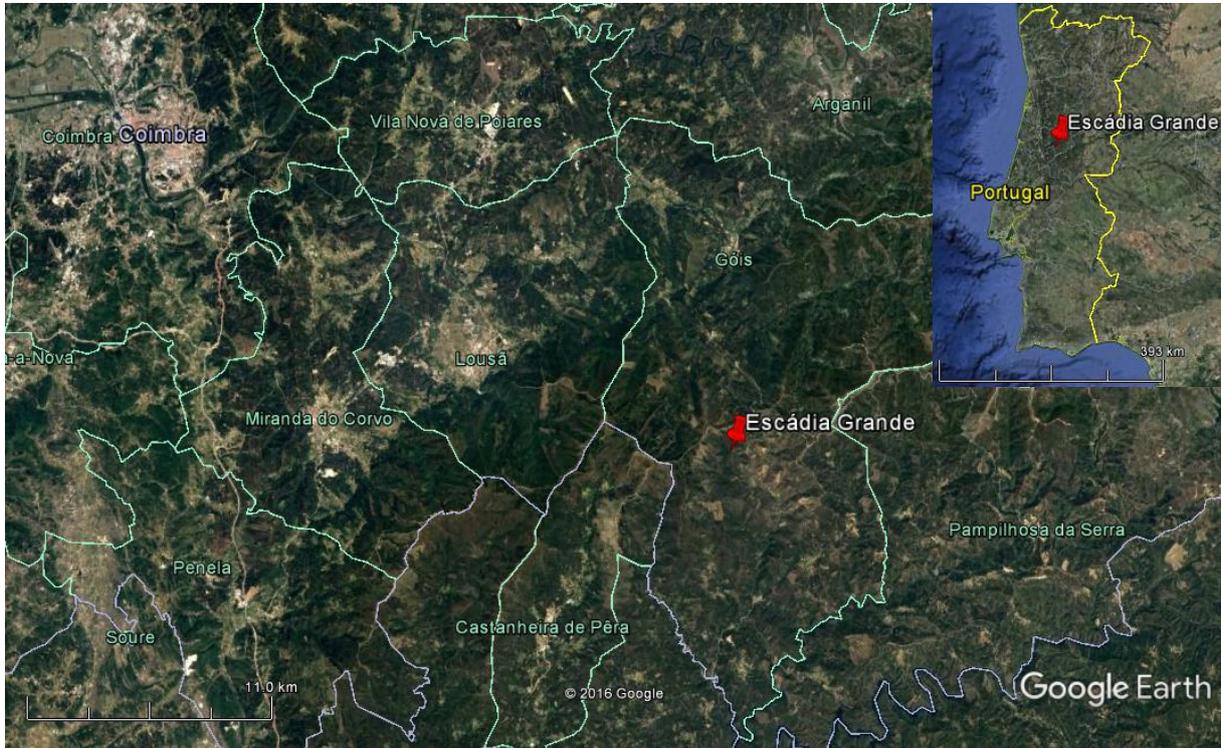


Figura 3.1. Localização da mina de Escádia Grande na região centro de Portugal, concelho de Góis.

Escádia Grande encontra-se localizada na carta militar nº 253 (fig.3.2) nas coordenadas UTM 575687,57 E e 4436843,74 N.

3.2- Geologia

A área em estudo localiza-se na Zona Centro Ibérica (ZCI) (fig.3.3), definida por M. Julivert *et al.* (1972, 1974) em resultado da reestruturação do modelo inicial de zonalidade do Maciço Ibérico, da autoria de Lotze (1945).

A região é essencialmente constituída por uma sequência flischoide ante-Ordovícica (Grupo das Beiras do Complexo Xisto-Grauváquico) sobre a qual as litologias do Ordovícico se sobrepõem em discordância. Estes metassedimentos mostram metamorfismo regional na fácies dos xistos verdes e são intruídos por granitoides ante-variscos, originando estes,

Enquadramento da área de estudo

auréolas de metamorfismo de contacto controladas por falhas (Sequeira *et al.*, 1997; Soares *et al.*, 2007; Henriques, 2012; Meireles *et al.*, 2013).

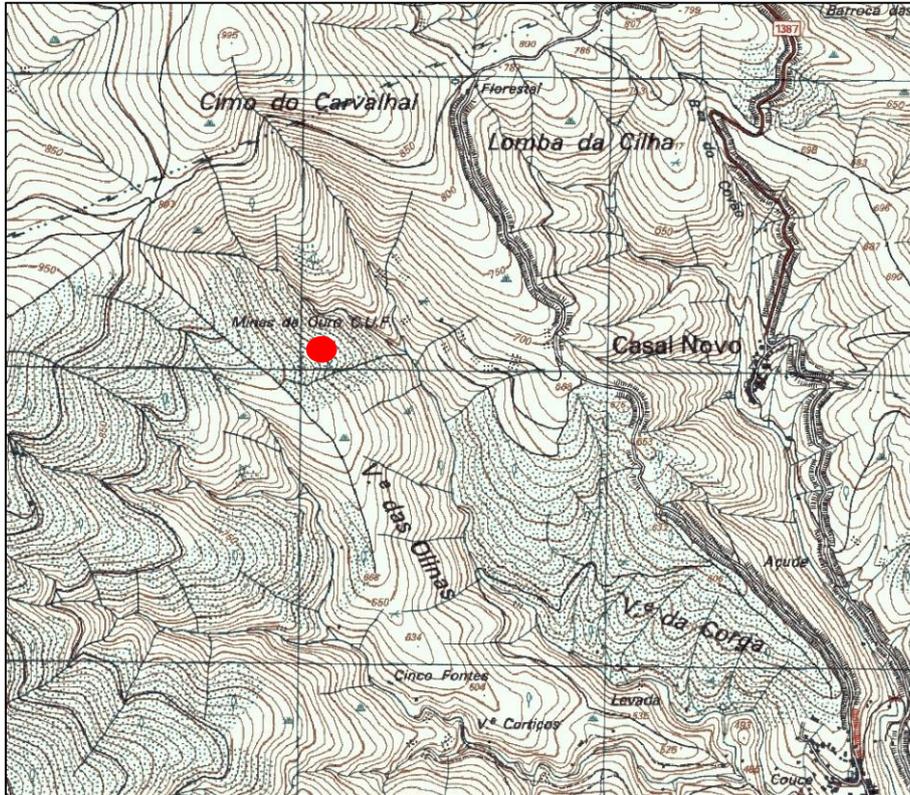


Figura 3.2. Localização do depósito de Escádia Grande (círculo vermelho), em excerto da carta militar nº 253. A área aparece designada como Minas de ouro da CUF.

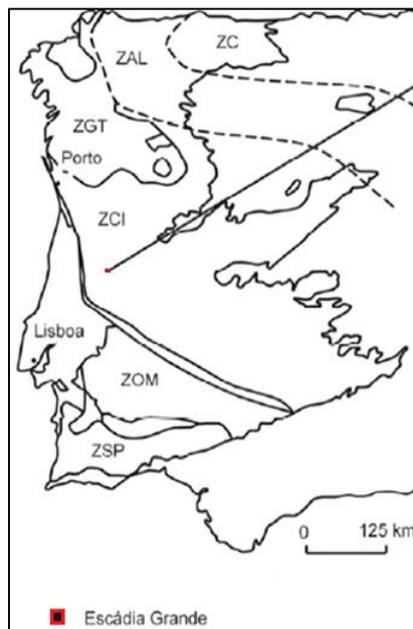


Figura 3.3. Localização do depósito de Escádia Grande na Zona Centro Ibérica (adaptado de Carvalho *et al.*, 2014).

A região ainda não foi alvo de cartografia de pormenor, não existindo carta geológica, à escala 1:50 000, pelo que foi elaborado um mapa simplificado da zona em estudo a partir da Folha Norte da Carta Geológica de Portugal, à escala de 1:500 000 (fig.3.4). Na figura representam-se as litologias aflorantes na região em estudo que descreveremos de forma resumida.

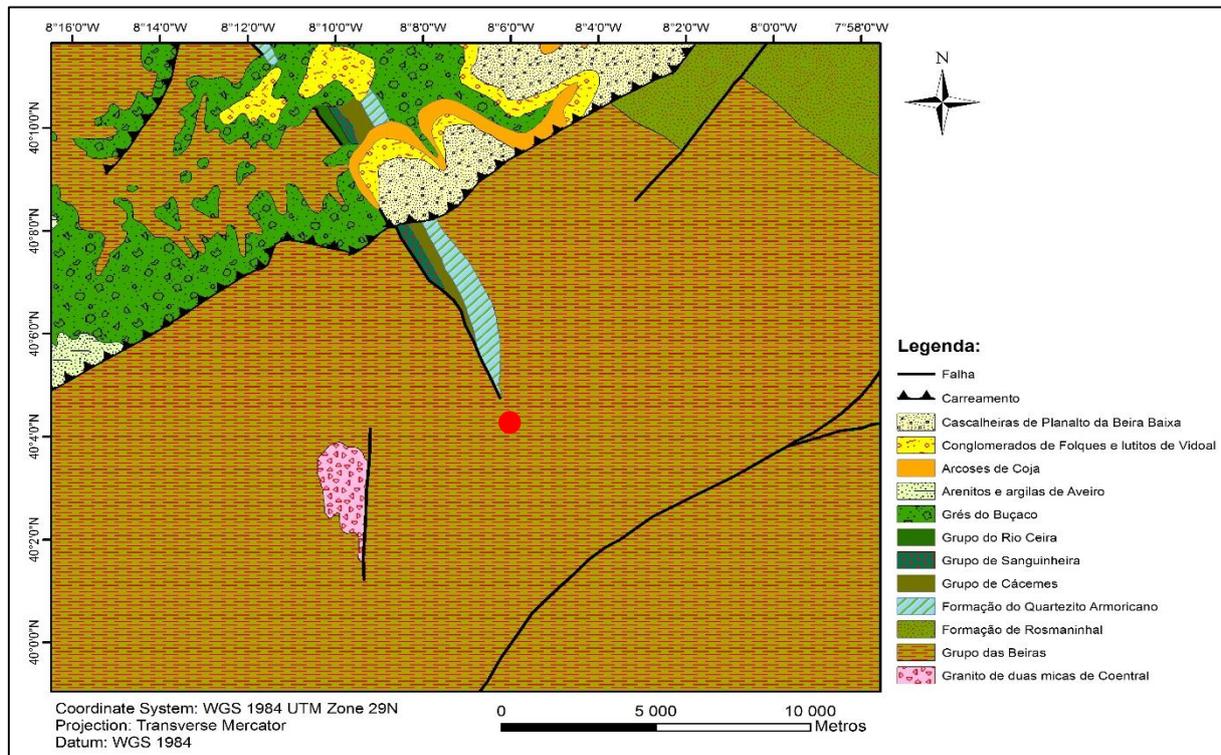


Figura 3.4. Mapa Geológico da região de Escádia Grande, adaptado da Folha Norte da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000 (Serviços Geológicos de Portugal, 1992). A localização do depósito de Escádia Grande está representada pelo círculo vermelho.

3.2.1- Neoproterozoico: Grupo das Beiras

As sequências turbidíticas neoproterozoicas da Zona Centro Ibérica são atualmente designadas por Grupo do Douro (Sousa, 1982) e Grupo das Beiras (Sequeira & Sousa, 1991). No entanto, foram conhecidas, durante décadas, pela designação de Complexo Xisto-Grauváquico, atribuída por Costa (1950).

O Grupo das Beiras é constituído por duas unidades distintas, uma inferior, a Formação de Caneiro, uma intermédia, a Formação de Boque-Serpins e outra superior, a Formação do Colmeal, mais recentemente reconhecida (Soares *et al.*, 2007; Meireles *et al.*, 2013).

Estudos de datação radiométrica pelo método U-Pb em zircões detríticos indicam que os sedimentos que deram origem a esta sequência metassedimentar se terão depositado no final do Neoproterozoico (Pereira *et al.*, 2012; Talavera *et al.*, 2012).

A Formação de Caneiro é constituída por bancadas decimétricas e métricas de metagrauques conglomeráticos, grosseiros e muito possantes, intercalados por metapelitos laminados, de mais reduzida expressão (Soares *et al.*, 2007; Meireles *et al.*, 2013).

As bancadas de metagrauques têm espessuras que variam desde os 2 até aos 10 m e são na generalidade maciças, embora por vezes apresentem o topo laminado. Apresentam também, frequentemente, aspetos de “fácies caóticas”, compostas por uma matriz arenosa grosseira envolvendo grande quantidade de clastos argilosos, que provavelmente correspondem a materiais que sofreram deslizamentos gravitacionais (Soares *et al.*, 2007; Meireles *et al.*, 2013).

São, usualmente, observadas, no interior das bancadas, laminação paralela, figuras de corrente, graduação, escavamentos e pseudo-nódulos. São ainda frequentes figuras de base de bancada, tais como, escavamentos, figuras de carga e estruturas em chama (Soares *et al.*, 2007).

A transição para a unidade lítica seguinte é marcada por níveis xistentos negros, ricos em matéria orgânica, com alguns sulfuretos disseminados, essencialmente pirite (Meireles *et al.*, 2013).

Petrograficamente, os metagrauques são essencialmente quartzo-feldspáticos, de matriz quartzo-clorítico-sericítica, e líticos, com fragmentos de quartzo, filitos e cherte (Soares *et al.*, 2007).

A Formação de Boque-Serpins é essencialmente constituída por bancadas de uma sequência pelítica argilosa laminada, com intercalações decimétricas a métricas de metagrauques (Soares *et al.*, 2007; Meireles *et al.*, 2013).

A sequência de metapelitos laminados é composta por alternâncias de materiais argilosos (metapelitos) e materiais arenosos de fino calibre granular, apresentando, por vezes, laminação oblíqua (Soares *et al.*, 2007).

Foram ainda observados níveis conglomeráticos intraformacionais heterogéneos, suportados por uma matriz gresosa a siltítica, e de clastos geralmente quartzosos de elevada maturidade, podendo ainda ocorrer clastos de xisto, cherte e rochas ígneas alteradas (Meireles *et al.*, 2013).

A Formação do Colmeal foi recentemente individualizada, visto ter expressão cartográfica na área, e ocorre em continuidade litoestratigráfica com a unidade anterior. É constituída por bancadas centimétricas a decimétricas de metaquartzarenitos, metaquartzograuvaques e quartzitos intercaladas com filitos (Meireles *et al.*, 2013).

Nas bancadas mais possantes observa-se laminação paralela e *flaser* nas alternâncias mais silto-argilosas (Meireles *et al.*, 2013).

3.2.2- Paleozoico

As litologias paleozoicas são observadas na região nos afloramentos dos Penedos de Góis. Os Penedos de Góis constituem um sinclinal que vai desde o Buçaco até Góis, terminando junto da antiga mina de Escádia Grande. As litologias que compõem o sinclinal são, desde o mais antigo para o mais recente: a Formação do Quartzito Armoricano, a Formação de Brejo Fundeiro, a Formação de Louredo e as formações do Grupo do Rio Ceira (Soares *et al.*, 2007).

A Formação do Quartzito Armoricano é atribuída ao Ordovícico Inferior, e é constituída por quartzitos de tons claros, com uma espessura total de cerca de 460 m. Na base apresenta conglomerados e microconglomerados e no topo podem ser observadas intercalações de quartzitos xistoides e metapelitos em bancadas mais delgadas (Soares *et al.*, 2007).

A Formação de Brejo Fundeiro é constituída por metapelitos escuros com intercalações centimétricas de metassiltitos e metarenitos finos. A espessura total da unidade é de cerca de 100 m e é considerada como sendo do Ordovícico Médio (Soares *et al.*, 2007).

A Formação de Louredo é composta por arenitos finos de espessuras decimétricas intercalados com metapelitos escuros, por vezes bem espessos. Atribui-se-lhe uma idade Ordovício Superior e tem uma espessura total de aproximadamente 220 m (Soares *et al.*, 2007).

O Grupo do Rio Ceira é composto pela Formação do Porto de Santa Ana, a Formação de Ribeira do Braçal e a Formação de Ribeira Cimeira. Este grupo tem uma espessura total de 45 m (Soares *et al.*, 2007).

A Formação do Porto de Santa Ana tem uma reduzida expressão na área, cerca de 2 a 3 m de espessura e é constituída por sedimentos tufíticos. A Formação de Ribeira do Braçal é representada por uma sequência de argilitos intercalados com siltitos, apresentando-se progressivamente mais grosseira para o topo. A Formação de Ribeira Cimeira é composta por arenitos conglomeráticos traduzindo, da base para o topo, uma sequência positiva de conglomerados, arenitos e pelitos. Sobre esta unidade assentam filitos areníticos com clastos

que constituem a Formação de Casal Carvalho, interpretados como sendo sedimentos glaciomarinhos. Tem uma espessura total de 45 m e é considerada do Hirnantiano (Soares *et al.*, 2007).

3.2.3- Mesozoico e Cenozoico

As litologias mesozoicas e cenozoicas encontram-se na área em zonas deprimidas pela ação da tectónica. Do mais antigo para o mais recente observa-se a Formação de Lomba do Alveite, a Formação de Picadouro e a Formação de Chóisa, do Grupo do Buçaco, a Formação de Taveiro, a Formação de Coja, Conglomerados de Folques e as Cascalheiras do Planalto da Beira Baixa (Cunha, 2000; Soares *et al.*, 2007; Henriques, 2012).

A Formação de Lomba do Alveite é considerada do Aptiano (?) – Cenomaniano e tem uma espessura máxima de 80 m. É constituída, essencialmente, por corpos arcossareníticos grosseiros, de cor esbranquiçada a rosada, e, mais localmente, acastanhados, com estruturas entrecruzadas côncavas. Na base, observam-se corpos lenticulares de conglomerados em quartzo e quartzito, e a topo visualiza-se um enriquecimento em corpos de granulometria mais fina com intercalações de pelitos escuros (Soares *et al.*, 2007).

A Formação de Picadouro é constituída por quartzarenitos grosseiros, ricos em seixos e calhaus de quartzo leitoso, e quartzito. Os níveis mais altos, sobrepostos às cristas quartzíticas ordovícicas têm uma forte cimentação siliciosa. A sua espessura máxima é de 130 m e é considerada do Cretácico Superior (Soares *et al.*, 2007).

A Formação de Chóisa apresenta uma espessura máxima de 10 a 20 m e traduz-se em arcossarenitos laminados, grosseiros a finos, dispostos em corpos tabulares que podem apresentar-se maciços ou com estratificação entrecruzada côncava. A passagem à unidade seguinte é gradual e marcada pelo acentuado decréscimo em micas (Soares *et al.*, 2007).

A Formação de Taveiro tem uma espessura máxima de cerca de 170 m e é considerada do Campaniano – Maastrichtiano (?). Esta unidade assenta em desconformidade com as unidades anteriores e é composta por uma sucessão de estratos métricos de pelitos vermelhos, acastanhados ou rosados, interestratificados com estratos arcossareníticos grosseiros com seixos e calhaus dispersos. A partir do primeiro terço da unidade observam-se corpos lenticulares de conglomerados calcifíticos, esbranquiçados a acastanhados, aos quais se associam corpos arenopelíticos, vermelhos a acastanhados (Soares *et al.*, 2007).

A Formação de Coja é considerada do Paleogénico e apresenta uma espessura média de, aproximadamente, 60 m. É constituída por corpos arcossareníticos, muito grosseiros a

grosseiros, interstratificados com conglomerados grosseiros, de matriz pelítica, com quartzo leitoso, quartzito, feldspato, xisto e granitoides (Soares *et al.*, 2007).

3.2.4- Rochas Magmáticas

Afloram nesta região plutonitos graníticos, aos quais se atribui uma idade ante-varisca, que intruíram as litologias do Grupo das Beiras. Destacam-se o plutonito de Coentral e o plutonito de Vila Nova. A sul da região em estudo afloram outros plutonitos, tais como o plutonito de Pedrogão Grande, de Figueiró dos Vinhos e da Bouçã (Soares *et al.*, 2007; Henriques, 2012).

Estes plutonitos originam auréolas de metamorfismo extensas controladas por faixas de cisalhamento, principalmente as N5 a 25°E, N55°E e as suas conjugadas (Soares *et al.*, 2007).

Para além destes corpos intruem também no Grupo das Beiras vários filões ante-variscos a variscos (Soares *et al.*, 2007; Henriques, 2012).

3.2.4.1- Plutonito de Coentral

O Plutonito de Coentral tem uma forma aproximadamente elíptica e uma área de cerca de 6 km² (Soares *et al.*, 2007) e aflora a 8 km, a SO, da Lousã e a 5 km, a norte, de Castanheira de Pera. Intrui o Grupo das Beiras, impondo uma extensa auréola de metamorfismo de contacto, para noroeste, oeste e sul. Para este, a auréola de metamorfismo é reduzida para uma largura máxima de cerca de 300 m, por ação de um sistema de falhas com direção N-S a N15°E e movimentação direita, que provoca o abatimento do bloco do setor este (Gomes *et al.*, 1991; Gomes & Antunes, 2011).

Trata-se de um granito leucocrata de duas micas, com megacristais de feldspato potássico numa matriz de grão médio a fino. É constituído por plagioclase, quartzo, feldspato potássico, biotite e moscovite, e tem como minerais acessórios turmalina, esfena, zircão, apatite, ilmenite e rútilo (Gomes *et al.*, 2007; Gomes & Antunes, 2011; Soares *et al.* 2007).

A auréola de metamorfismo de contacto é constituída por filitos e metagrauvaques mosqueados, com porfiroblastos de cordierite e andaluzite e escassas corneanas (Gomes *et al.*, 1991; Gomes & Antunes, 2011).

Datações K-Ar de moscovites indicam um intervalo de idades 555-497 Ma. Por outro lado, o intervalo de idades para a biotite, usando o mesmo método, é de 403-341 Ma, sugerindo um episódio térmico ou tectono/térmico varisco (Gomes *et al.*, 1991).

3.2.4.2- Plutonito de Vila Nova

O granito de Vila Nova aflora no bordo oeste da ZCI e é limitado pela faixa de cisalhamento Porto-Tomar, a oeste, e, a norte, pela falha da Lousã. Tem uma forma levemente elíptica, alinhada na direção N-S, e uma área de cerca de 15 km² (Soares *et al.*, 2007; Reis *et al.*, 2010).

É um granito leucocrata moscovítico-biotítico, de grão médio a grosseiro. É constituído por quartzo, plagioclase, feldspato potássico, biotite, moscovite e clorite, e tem como minerais acessórios turmalina, zircão, apatite e opacos. Ao longo do corpo granítico são ainda observados xenólitos metassedimentares dispersos (Soares *et al.*, 2007; Reis *et al.*, 2010).

A auréola de metamorfismo de contacto é constituída por micaxistos com porfiroblastos, na zona externa, e corneanas, na zona interna (Reis *et al.*, 2010).

Dados isotópicos de U-Pb para zircão e monazite indicam uma idade de implantação de 540-542 Ma, no final do Ediacárico, e relacionar-se-á com o magmatismo associado à fase final da Orogenia Cadomiana (Reis *et al.*, 2010).

3.2.4.3- Rochas Filonianas

Perto da aldeia de Coentral, Aigra Velha e de Povorais, intruem, no Grupo das Beiras, filões doleríticos variscos de espessura reduzida (Soares *et al.*, 2007).

Afloram também, entre Aigra Velha e Aigra Nova, filões de espessura reduzida de pórfiros riolíticos, constituídos por uma massa granular fina de feldspato, plagioclase e quartzo, com megacristais de plagioclase e de feldspato potássico (Soares *et al.*, 2007).

Na área, as rochas filonianas com maior extensão, mais de 2 km, são lamprófiros. São constituídos por abundante ortoclase e ricos em biotite e piroxena, exibindo ainda calcite (Soares *et al.*, 2007).

Associados ao granito de Vila Nova, intruem o Grupo das Beiras filões de aplitos e pegmatitos de direção N-S a N10°E (Soares *et al.*, 2007).

3.3- Metamorfismo

As rochas do Grupo das Beiras evidenciam claramente a existência de um metamorfismo regional fraco, revelado pelo aspeto levemente luzente das rochas metassedimentares mais

finas e pelo aspeto quartzítico das rochas mais gresosas, não ultrapassando, segundo Sequeira *et al.* (1997), a fácies dos xistos verdes.

Verifica-se também a existência de metamorfismo de contacto em torno dos corpos graníticos ante-variscos, anteriormente referido no ponto 3.2.4.

3.4- Tectónica

A região em estudo foi afetada por duas orogenias distintas e pelas respetivas fases de deformação: orogenia Varisca e orogenia Alpina.

Para alguns autores (Thadeau, 1951; Silva, 2005; Dias *et al.*, 2013; Ribeiro, 2013; Amaral *et al.*, 2014) é bastante clara a existência de uma deformação anterior à orogenia Varisca, que tem sido designada como Fase Sarda.

3.4.1- Fase Sarda

A deformação é caracterizada pela geral descontinuidade estratigráfica, claramente evidenciada entre os materiais ante-ordovícicos (Grupo das Beiras e Grupo do Douro) e os ordovícicos (Formação do Quartzito Armoricano). Esta fase de deformação é considerada do Câmbrio Superior e os seus efeitos aumentam, na ZCI, de nordeste para sudoeste, observando-se uma maior intensidade no bordo meridional, nas proximidades da ZCI com a Zona de Ossa Morena (ZOM) (Ribeiro, 2013).

Embora sejam difíceis de detetar as estruturas associadas a este episódio deformacional, devido à sua obliteração pela ação das orogenias subsequentes, são atribuídas à Fase Sarda as dobras de orientação ENE-WSW e NE-SW a E-W, sem clivagem de plano axial (Ribeiro, 2013).

São também associados a este evento de deformação, a nível regional, discordâncias estratigráficas, carreamentos sin-sedimentares, cavalgamentos e episódios de intrusão magmática, predominantemente félsica (Romão *et al.*, 2013; Amaral *et al.*, 2014).

3.4.2- Deformação varisca

A deformação varisca ocorreu entre o Devónico Médio a Superior e o Pérmico, imprimindo, na área, um regime de compressão, com compressão máxima NE-SW. Os metassedimentos do Grupo das Beiras foram submetidos à atuação mais ou menos contínua de três fases

tectónicas (D1, D2 e D3), sucedidas por uma fase tardi-varisca (D4) (fig.3.5) (Ribeiro *et al.*, 1979; Silva, 2005; Dias *et al.*, 2013).

A primeira fase de deformação (D1) organiza as litologias do Grupo das Beiras em sinclínorios e anticlinórios, com orientação variável consoante o setor considerado, observando-se, no setor mais ocidental da ZCI, o predomínio da direção NW-SE, sendo as direções médias de, aproximadamente, N60-80°W (Soares *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2013; Meireles *et al.*, 2013).

A esta fase de deformação, para além das dobras, são atribuídos cisalhamentos dúcteis e semi-dúcteis ocorridos simultaneamente com os dobramentos (Ribeiro *et al.*, 1979; Silva, 2005).

A fase D2 é, por comparação com a fase de deformação precedente, mais heterogénea a nível regional, mostrando-se mais intensa nas proximidades do contacto ZCI/ZOM, diminuindo a sua intensidade para nordeste. Esta fase induziu dobramentos menos penetrativos que os de D1, formando dobras e cisalhamentos direitos de direção geral NNW-SSE, sendo estes paralelos à zona de cisalhamento Porto-Tomar (Ribeiro *et al.*, 1979; Soares *et al.*, 2007).

A terceira fase de deformação (D3) é responsável pela intrusão de extensos granitoides, produzindo intenso metamorfismo de contacto na ZCI. A instalação destes granitos e a deformação gerada por esta fase são controlados por cisalhamentos dúcteis intracontinentais. Estes cisalhamentos reativam, por vezes, cisalhamentos D1, imprimindo-lhe uma movimentação direita, e desenvolvendo pares conjugados esquerdos (Ribeiro *et al.*, 1979; Pereira *et al.*, 1993; Silva, 2005).

A deformação tardi-variscas (D4) tem um carácter essencialmente frágil e reativa muitas das zonas de fraqueza geradas nas fases de deformação variscas que lhe precederam, particularmente as da fase D3. A brechificação do enchimento e cimentação por novas fases hidrotermais mostra bem a reativação das estruturas dúcteis pelo regime frágil desta fase D4 (Pereira *et al.*, 1993).

A esta fase é também associada a formação de numerosos cisalhamentos frágeis, muitos deles reativados posteriormente pela Orogenia Alpina, e estruturas mineralizadas tardias, às quais se atribuem algumas das ocorrências minerais na região (mineralizações de Sn-W e Au-Ag), tais como as de Senhora da Guia e Vale Pião (Silva, 2005; Mateus & Noronha, 2010).

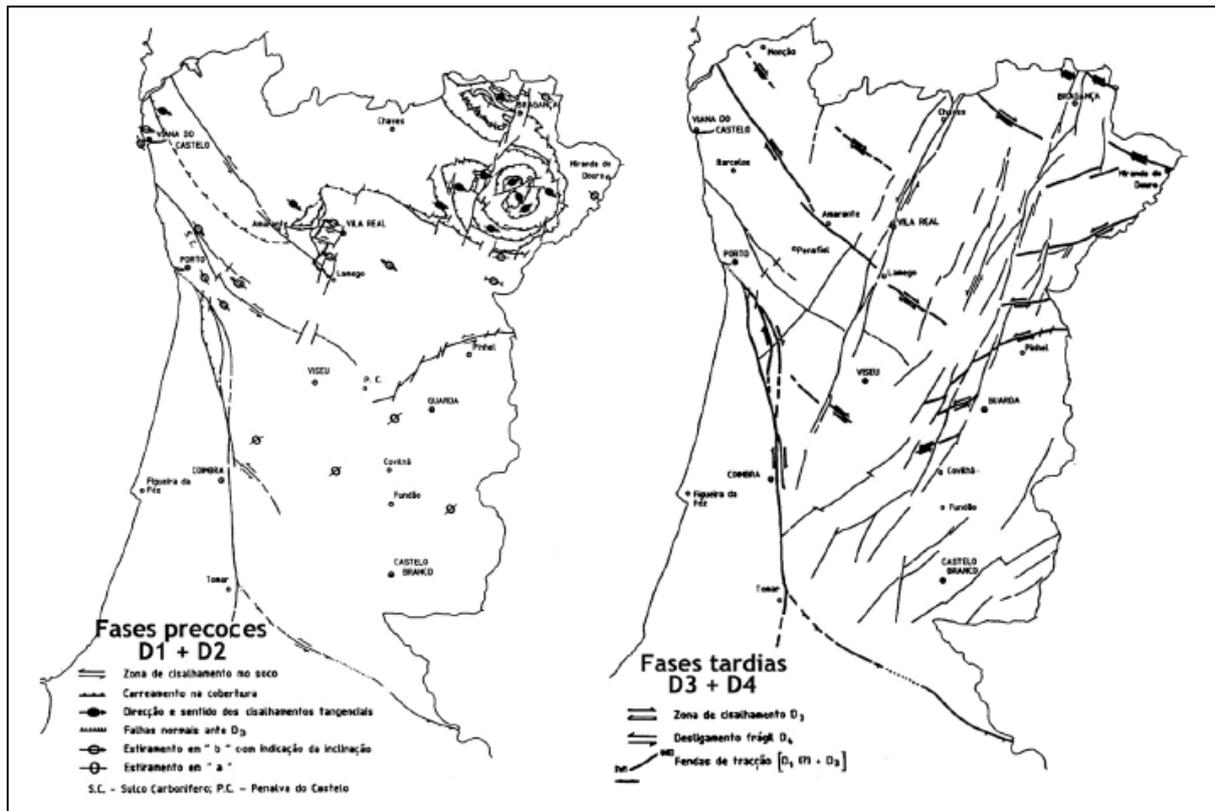


Figura 3.5. Cisalhamentos e fracturas geradas pelas fases variscas precoces (D1+D2) e tardias (D3+D4) (Pereira *et al.*, 1993).

3.4.3- Deformação Alpina e neotectónica

A orogenia alpina produziu uma série de fraturas que facilitaram os movimentos epirogénicos produzidos pela reação do maciço Ibérico às forças da Orogenia Alpina. Para Thadeau (1951) as fraturas de direções NNE-SSW, ENE-WSW a NE-SW e NW-SE são as mais importantes. Foram ainda reativados os sistemas de falhas N25°W, N25°E e N80°E, com movimentação direita, movimentação esquerda e, quando não verticais, como cavalgamentos (Marques *et al.*, 2002).

O soerguimento da Cordilheira Central Portuguesa é um dos principais e mais evidentes efeitos da ação alpina sobre o soco varisco, despoletado pelas compressões béticas, há cerca de 10 Ma. Esta cordilheira é limitada por um conjunto de falhas subparalelas, a sudeste e a noroeste, pela falha Seia-Lousã, também designada por falha da Lousã, e tem direção geral ENE-WSW (Cabral, 1995; Sequeira *et al.*, 1997).

A falha Seia-Lousã é uma das principais estruturas do maciço Ibérico e tem no ciclo alpino um papel fundamental na disposição dos terrenos, tal como hoje se encontram. Tem uma extensão de cerca de 100 km e uma orientação de, aproximadamente, N50°E (Cabral, 1995).

Segundo Sequeira *et al.* (1997), seria uma falha subvertical tardi-varisca, com movimentação vertical, reativada como cavalgamento.

A neotectónica é marcada pela predominância de estruturas de direção E-W a NE-SW com movimentação inversa e falhas de desligamento esquerdas, com direção aproximada N-S a NNE-SSW (Cabral, 2012).

Na figura 3.6 estão representadas as estruturas de maior relevância que sofreram movimentação nas mais recentes fases orogénicas, na região da Beira Baixa.

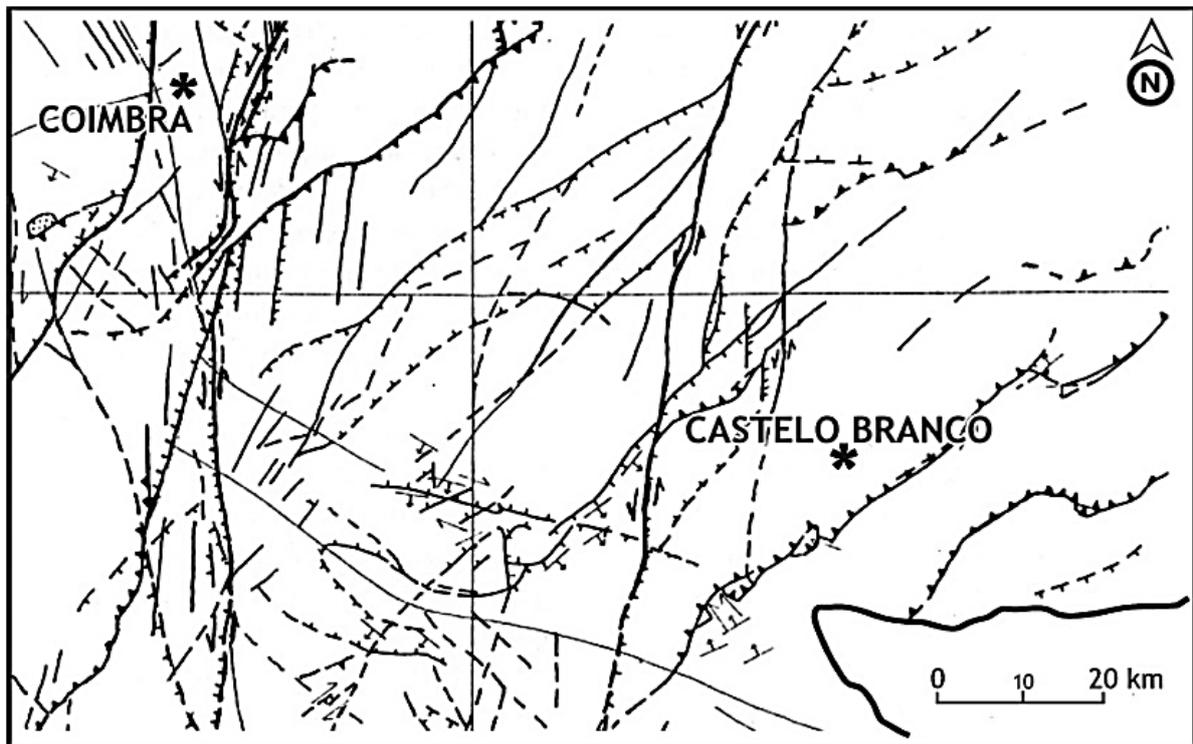


Figura 3.6. Principais falhas com movimentação desde o Tortoniano até à atualidade (adaptado de Sequeira *et al.*, 1997).

3.5- Recursos Minerais Metálicos

Desde há muito que a ZCI é reconhecida como sendo uma área rica em recursos minerais. Ela hospeda numerosos sistemas mineralizantes epigenéticos, salientando-se aqueles cuja génese está associada com a deformação tardi-varisca, pela sua abundância e importância económica, tais como os de ouro, tungsténio e estanho (fig.3.7) (Mateus & Noronha, 2010).

Embora outras mineralizações tenham tido importância no passado, serão apenas focadas as mineralizações auríferas, estaníferas e tungstíferas primárias.

Estas ocorrências dispõem-se sobretudo em alinhamentos paralelos aos da estruturação varisca, associadas aos maciços granitoides e segundo sistemas de fraturação meso a tardi-variscos, evidenciando esta disposição o controlo exercido pelas estruturas orogénicas nos processos metalogénicos e mineralizantes, condicionando a mineralização, quanto à sua especificação metálica, modo de ocorrência, tempo e mecanismos de formação, etc. (Mateus & Noronha, 2010).

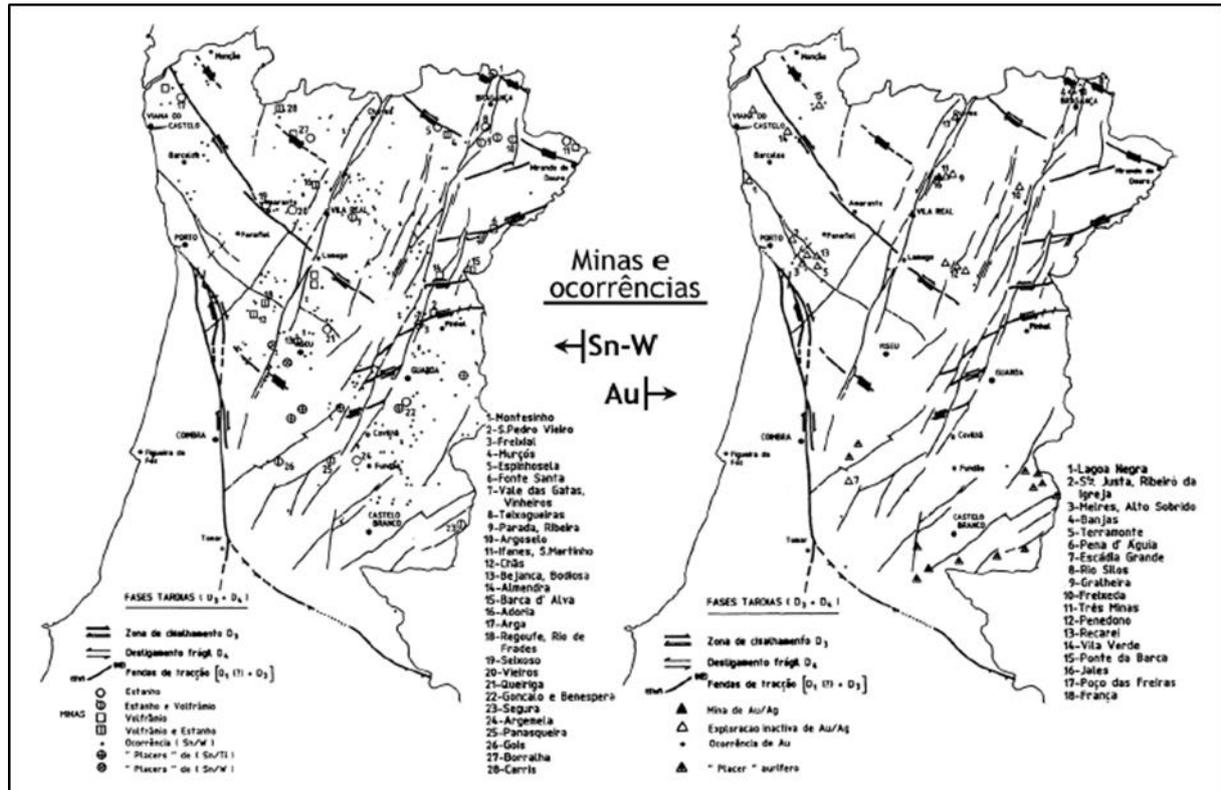


Figura 3.7. Minas e ocorrências estanho-tungstíferas e auríferas na ZC1 (Pereira *et al.*, 1993).

3.5.1- Mineralizações de Au-Ag

As mineralizações auríferas portuguesas são predominantemente do tipo filoniano, constituídas por ganga quartzosa ou mais complexa e são, claramente, controladas pelas estruturas tectónicas e pela litologia (Noronha & Ramos, 1993).

Na ZC1, os principais depósitos de Au-Ag encontram-se, predominantemente, associados aos grandes cisalhamentos dúcteis, contemporâneos da fase D3 varisca, observando-se também alinhados paralelamente às falhas D4, Régua-Verin ou Vilarça, e nas zonas de intersecção entre ambas as direcções referidas (Noronha & Ramos, 1993). As estruturas filonianas são preenchidas tardiamente em relação a D3 e em algumas delas observa-se a variação do

Enquadramento da área de estudo

regime dúctil-frágil para frágil, mostrando que estes filões são formados anteriormente aos granitos pós-tectónicos (Noronha *et al.*, 2013).

Encontram-se geralmente associadas ao quartzito armoricano, aos xistos negros do Ordovícico-Silúrico e, menos frequentemente, aos granitos ou ao Grupo das Beiras ante-ordovícicos (Carvalho, 1979; Pereira *et al.*, 1993). Segundo Pereira *et al.* (1993), o controlo litológico exercido pelos quartzitos e granitos favorece fraturas mais abertas e de maior longevidade na reativação das heterogeneidades mecânicas, devido à maior competência destes materiais, e nos xistos esse controlo é fundamentalmente de carácter químico.

Para Cerveira (1952), é clara a existência de uma relação direta entre os depósitos hipogenéticos de tungsténio e ouro, definindo estes uma província metalogénica auro-argentífera-tungstífera que ocupa uma grande parte do Maciço Ibérico. Segundo Noronha & Ramos (1993) os processos que levaram às concentrações de ouro e tungsténio são independentes.

Na região em estudo observam-se duas faixas auroargentíferas (Faixa auroargentífera de Escádía Grande e de Vieiro-Fonte Limpa) que se interseitam entre si e com uma outra, mais a norte, estano-tungstífera (Faixa estano-tungstenífera de Góis-Segura, fig.3.8) (SIORMINP, 2016).

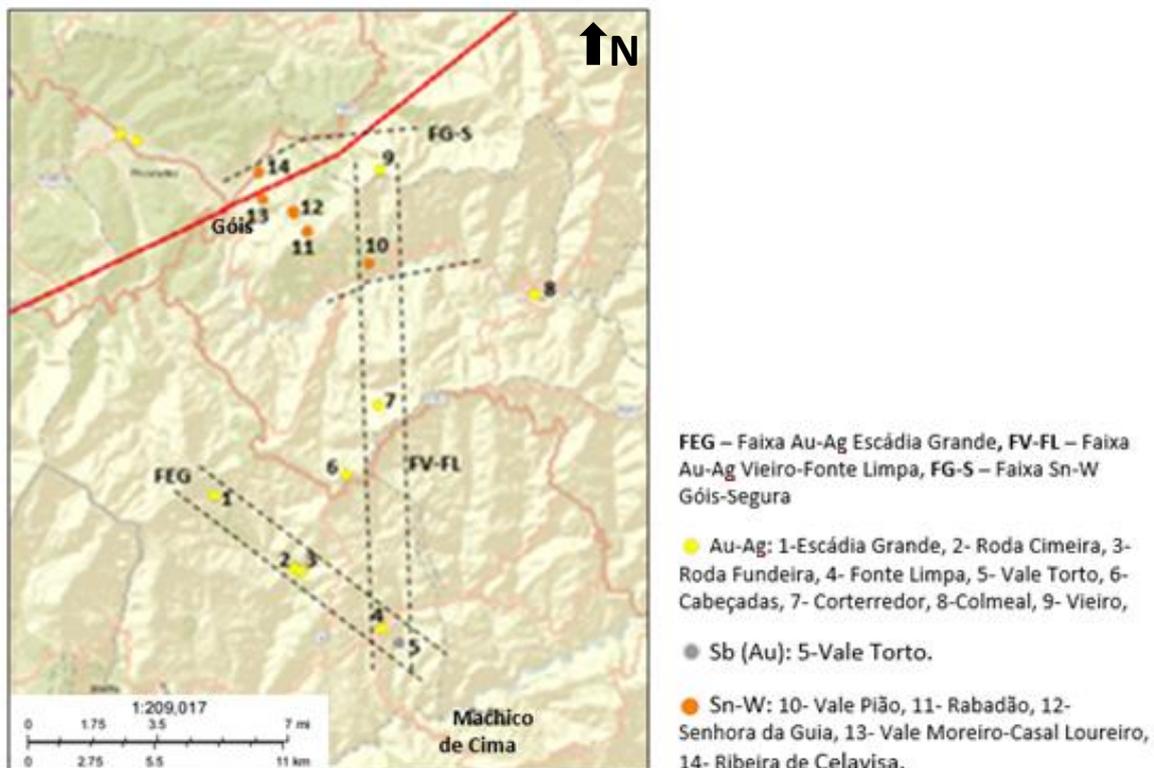


Figura 3.8. Faixas metalíferas na região de Góis (modificado de SIORMINP, 2016).

3.5.1.1- Faixa auroargéntifera de Escádia Grande

Esta faixa encontra-se num cisalhamento esquerdo, orientado segundo NW-SE, subparalelo à faixa de cisalhamento Porto-Tomar e pode ser subdividida em dois sectores: Escádia Grande-Seixo e Fonte Limpa. Ao primeiro sector correspondem filões quartzosos dispostos ao longo da charneira de uma sinforma secundária e ao segundo correspondem sulfuretos e ouro disseminados nos xistos e um filão quartzoso na charneira de uma antiforma secundária (SIORMINP, 2016).

Segundo Cerveira (1947), as mineralizações de Escádia Grande, Roda Cimeira, Roda Fundeira, Covas do Forno e Alto de Álvares inserem-se num grupo com valor económico relevante e associados a tectónica de movimento vertical.

Escádia Grande

O depósito de Escádia Grande foi caracterizado como uma estrutura tabular de direcção N30 a 55°W e uma inclinação de 50 a 60°SW, com uma possança média de 50 a 70 cm e teores médios de ouro de 8g/t e de prata de 33g/t (Cerveira, 1947; Carvalho, 1986).

Este depósito é considerado contemporâneo de D1/D3(?) (SIORMINP, 2016) e, segundo Cerveira, engloba dois tipos de filões bem distintos, de acordo com as suas características geométricas e o tipo de tectónica a que estão associados.

Ao primeiro tipo correspondem filões de fraco interesse económico, preenchendo fraturas sub-horizontais com fraca possança, relacionados com os dobramentos associados à fase D1 varisca. Pertencem a este grupo as ocorrências atribuídas à Faixa auroargéntifera Vieiro-Fonte Limpa (Cerveira, 1947).

Os do segundo tipo afloram aproximada e paralelamente ao alinhamento Penedos de Góis-Fonte Limpa, preenchendo fracturas de tectónica de movimento vertical contemporâneas da fase D3 varisca. Contrariamente aos filões do primeiro tipo, estes caracterizam-se pelo relevante interesse económico individual, por possuírem todos a mesma direcção, N30°W, inclinação média de 50 a 60°W e possanças médias de cerca de 80 cm. A este grupo pertencem os filões atribuídos à Faixa de Escádia Grande (Cerveira, 1947).

Embora as características geométricas e o tipo de tectónica a que se associam sejam distintas, os dois grupos apresentam características de mineralização semelhantes: filões de quartzo aurífero impregnado de sulfuretos complexos, com predominância de arsenopirite, contendo também alguma galena, blenda, calcopirite e pirite, encontrando-se o ouro finamente disseminado nos grãos de arsenopirite, nos espaços intergranulares dos agregados

Enquadramento da área de estudo

de arsenopirite e nas zonas de contacto entre o quartzo e a arsenopirite, nos espaços intergranulares de quartzo e no interior destes (Schneider, 1946; Cerveira, 1947).

O depósito mineral é afetado por vários acidentes tectónicos, de entre os quais Cerveira (1947) destaca o sistema de direção NE-SW (o qual afirma corresponder à movimentação terciária) e dois sistemas de falhas normais, um paralelo aos filões N30°W e outro obliquo a estes, cujos rejets aumentam significativamente em profundidade.

A exploração deste jazigo remonta ao tempo dos romanos, que exploraram uma boa parte da massa filoniana mineralizada. Na época moderna a exploração do jazigo deu-se entre os anos 40 a 50 (1940 a 1952) (fig.3.9). Sendo que nos últimos anos de exploração, Carvalho (1986) indica que o filão explorado “fechava” para NW e que para SE uma falha de grandes dimensões interrompia o filão. Esta falha designada de Falha Grande tem direção N8°W, 65-70°E, possança entre 6 a 10 m, e movimento inverso com rejeto horizontal de cerca de 40 m. Este autor refere, ainda, que o jazigo começava a apresentar-se irregular em profundidade, passando de estrutura tabular a uma forma lenticular (Carvalho, 1986).

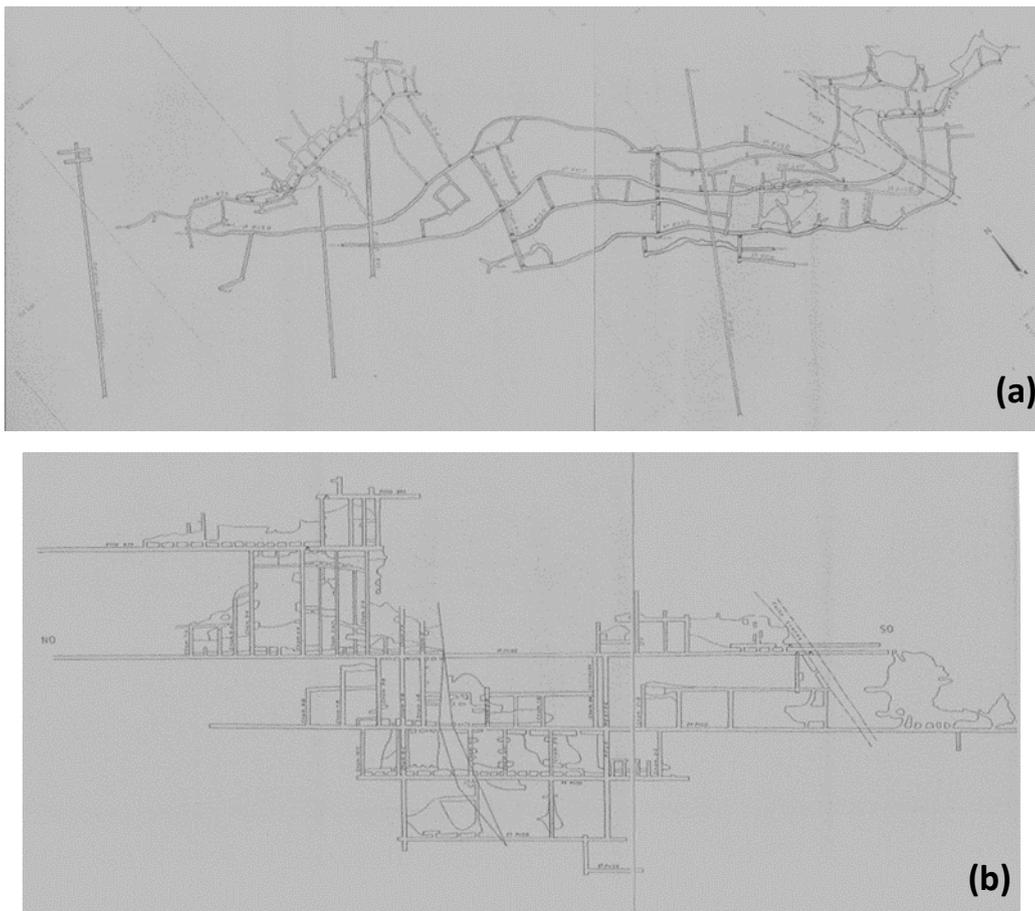


Figura 3.9. (a) Planta e (b) perfil da mina de Escádia Grande, à escala 1:1000 (Nunes, 1985 a, b).

Roda Cimeira e Roda Fundeira

Em Roda Fundeira identificou-se uma ocorrência mineral, sem valor económico significativo, disseminada na massa quartzosa de um filão associada com as fases D1/D3(?) variscas (SIORMINP, 2016). Os sulfuretos mais abundantes são: arsenopirite, calcopirite, galena, esfalerite e pirite.

Em relação à ocorrência de Roda Cimeira é referida por Cerveira (1947), mas não foi encontrada qualquer descrição da mineralização.

Covas do Forno

Esta ocorrência é referida por Cerveira (1947) descrevendo-a como filões de extrema riqueza em prata, nos quais se observa argentite. Contudo, a sua localização não é conhecida.

Alto de Álvares

Cerveira (1947) afirma que o ouro nos filões do Alto de Alvares é visível à vista desarmada. Contudo, as referências a esta mineralização são escassas, tendo sido, para além desta, encontrada escassa informação no portal informático da Junta de Freguesia de Álvares, referindo que as aluviões do rio contêm ouro, alvo de exploração no passado.

Fonte Limpa

Em Fonte Limpa são conhecidas ocorrências de ouro estratiformes disseminadas nas rochas hospedeiras e filonianas, em zona de cisalhamento, cuja mineralização se julga estar relacionada com remobilização metamórfica (SIOMINP, 2016). Viegas & Martins (1992) referem que a Fonte Limpa é uma zona enriquecida em ouro, representando a interseção de um eixo mineralizado N40 a 50°W com outro N50 a 60°E, associados a teores anómalos de chumbo e zinco.

Vale Torto

Esta zona foi alvo de explorações de ouro e antimónio. As estruturas mineralizadas são filonianas ou em *stockwork*. A mineralização ocorre num filão quartzoso de direção N30°W, fraca inclinação para NE e tem possança média de, aproximadamente, 60 cm (SIORMINP, 2016).

3.5.1.2- Faixa auroargéntifera Vieiro-Fonte Limpa

Esta faixa estende-se ao longo de uma falha aproximadamente N-S e engloba os filões de Vieiro, Cadafaz, Corterredor, Mestras e Cabeçadas (SIORMINP, 2016).

Estes filões são de fraco interesse económico, preenchem fendas de 10° de inclinação máxima, com possanças médias de 30 cm. Dispõem-se, por vezes, segundo uma estrutura geral em degrau, formada por ramos quase horizontais e outros de maior inclinação, cujo comprimento raramente ultrapassa os 300 m (Cerveira, 1947).

Vieiro

O filão auroargéntífero de Vieiro encontra-se disposto sub-horizontalmente, tem cerca de 10 cm de possança e está instalado numa zona de cisalhamento associada às fases deformacionais D1/D3(?) variscas. A mineralização é disseminada e é constituída, essencialmente, por quartzo e arsenopirite (Parra, 1993; SIORMINP, 2016). Este filão situa-se no bloco delimitado pelas falhas de Piães – Senhora da Guia e da Cabreira e apresenta teores em ouro de 28,7 g/t e de 6,3 g/t em prata (SIORMINP, 2016).

Cabeçadas

A mineralização aurífera de ouro de Cabeçadas ocorre em filão quartzoso de forma disseminada. Como mineralização secundária ocorre arsenopirite, calcopirite, esfalerite, galena e pirite (SIORMINP, 2016).

A informação disponível sobre as ocorrências de Mestras, Corterredor e Cadafaz é muito escassa, sendo apenas referidas por Cerveira (1947) e no SIORMINP (2016), não se conhecendo por isso, as características mais pormenorizadas das mineralizações.

3.5.2- Mineralizações de Sn-W

As mineralizações portuguesas estano-tungstíferas relacionam-se com as fases tardias da Orogenia Varisca e concentram-se especialmente em dois sectores: Trás-os-Montes e Beira Baixa (Lourenço, 2002). Ocorrem predominantemente onde se verifica a presença de granitoides intruindo séries de idade proterozoica a silúrico-devónica, estando a sua génese associada com processos multifásicos complexos (Noronha, 1988; Noronha *et al.*, 2013).

De acordo com o contexto geológico e a mineralização, a morfologia do depósito e as associações mineralógicas, podem subdividir-se os depósitos hipogénicos estano-tungstíferos em três grupos distintos: relacionados com granitos (1), relacionados com vulcanismo (2) e depósitos estratiformes em sedimentos ou metassedimentos sem aparente relação com magmatismo (Goinhas & Viegas, 1983).

Segundo Ribeiro & Pereira (1982), as mineralizações da região em estudo inserem-se no primeiro grupo e estão associadas a granodioritos tardios, com cerca de 280 Ma, afetados pelas fases tardias da orogenia varisca.

3.5.2.1- Faixa estano-tungstífera Góis-Panasqueira-Argemela-Segura

A Faixa estano-tungstenífera Góis-Segura assenta num alinhamento, aproximadamente, E-W composto por várias ocorrências estano-tungstíferas, encontrando-se algumas delas associadas com cúpulas de granitos não aflorantes (Carvalho, 1974).

As mineralizações no sector de Góis são predominantemente filonianas, ocorrendo também em brechas e *stockworks* de forma lenticular em zonas de cisalhamento (Pereira *et al.*, 1993). São consideradas tardi a pós-D3 e ocorre frequentemente ouro associado a estas mineralizações (Parra, 1990).

As explorações mais relevantes de estanho e tungsténio nesta área foram do depósito de Senhora da Guia e do depósito de Vale de Pião, havendo inúmeras explorações e ocorrências de pequena dimensão entre estas duas minas já desativadas. O depósito de Senhora da Guia é considerado como a zona da volframite e o depósito de Vale Pião como a zona da cassiterite (Oliveira, 1969).

Maceira-Piães

Esta ocorrência situa-se no bloco limitada entre a falha de Lousã-Seia e a de Piães-Senhora da Guia, instalada numa zona de cisalhamento de direção geral N70 a 75°E e com cerca de 2 km de extensão. A mineralização principal é cassiterite e ocorre em brecha (Borrinho & Parra, 1988).

A brecha mineralizada subdivide-se em dois sectores: um sector ocidental estendendo-se 0,8 km entre Vale Moreiro e Casal Loureiro, no qual a brecha é rica em estanho; e um sector oriental, com 1,2 km de extensão entre Casal Loureiro e Piães, no qual a brecha é fracamente

mineralizada em estanho, e se observa um enriquecimento em arsenopirite (SIORMINP, 2016).

Para além da brecha, são também conhecidos filões de quartzo mineralizados com cassiterite e outros sulfuretos, de dimensões inferiores às brechas (SIORMINP, 2016).

Senhora da Guia

O jazigo de Senhora da Guia foi alvo de exploração intermitente desde a sua descoberta, em 1937, até 1972 (Parra, 1987).

A exploração incidiu sobre dois sistemas de filões quartzosos: o primeiro constituído por filões subverticais de direção N50 a 75°W e inclinações entre 40 e 75°SW, e o segundo formado por filões sub-horizontais de direção N50-75°W e inclinações entre 10 e 30° para SW ou para NE (Oliveira, 1969; Parra, 1987).

Os filões apresentam possanças irregulares, variando desde escassos centímetros até 60 cm, e são constituídos por volframite, arsenopirite, pirite, pirrotite, calcopirite, esfalerite, micas, turmalina, siderite e apatite (Oliveira, 1969).

Os filões principais são afetados por falhas alpinas de direção, aproximada, NE-SW, de movimentação vertical e deslocamento esquerdo (Parra, 1987).

Vale Pião

A exploração da mina de Vale Pião deu-se desde 1949 até 1969, tendo algumas interrupções nesse período (Parra, 1988).

O depósito de Vale Pião é algo complexo, distinguindo-se três fases de mineralização, relacionadas com a orogenia varisca, distintas entre si. Foi possível identificar três tipos de estruturas mineralizadas: brechas instaladas em cisalhamentos, *stockworks* associados aos mesmos cisalhamentos e filões quartzosos (Parra, 1988).

As brechas principais ocorrem em corredores de cisalhamento orientados segundo N20-25°E;60-80°E ou SE, e N50°E;60-80°SE. As brechas secundárias estão associadas aos cisalhamentos principais, apresentando direções de N0-35°W, N65-80°W, N55-60°E e N80-90°SE, e inclinações variáveis entre 50 a 80°E (Parra, 1988).

A mineralização das brechas é constituída por cassiterite e volframite, tendo como mineralizações secundárias calcopirite, esfalerite, ouro, pirite e prata (SIORMINP, 2016).

Segundo Parra (1988), a cassiterite e volframite ocorrem principalmente relacionadas com as brechas e os *stockworks* situados nos corredores de cisalhamento.

Rabadão

O campo filoniano de Rabadão localiza-se a ocidente de Vale Pião e é constituído por filões quartzosos de volframite com orientação N60-70°W;70-80°NE e, menos frequente, N30-40°E;55-75°S e por filões quartzosos de cassiterite e volframite de orientação N0-10°E;70-80°E e N10-25°W;15 a 20°W (Borrinho & Parra, 1988).

3.6- Rede Hidrográfica

Os principais cursos de água que atravessam a área em estudo são: o rio Zêzere, o rio Ceira e o rio Unhais. Destacam-se na área de Escádia Grande o rio Ceira e os respetivos afluentes, a ribeira de Celavisa, de Mestras e o rio Sótão, pertencentes à bacia do rio Mondego, e o rio Unhais, alimentado por várias ribeiras, destacando-se a ribeira de Mega, do Sinhel, da Foz e da Loisa, afluente de uma das sub-bacias do Tejo mais importantes (Manuel, 2015).

Embora possua inúmeros meandros, o rio Ceira encontra-se muito encaixado, particularmente a Norte de Góis, apresentando algumas das suas secções uma orientação muito próxima da direção de estratificação das rochas nas quais assenta. No percurso deste rio observam-se terraços fluviais de cota superior à do atual leito do rio, tendo sido, no passado, alguns deles alvo de exploração de ouro e, na zona da Cabreira, de volframite e cassiterite (Andrade, 1985).

Também a ribeira de Celavisa está associada a uma zona aluvionar que poderá conter depósitos de *placer* de elevado interesse económico (Manuel, 2015).

Capítulo 4
Metodologias

4.1 – Amostragem

As amostras estudadas foram colhidas nas escombrelas da antiga mina de Escádia Grande. Não foi possível recolher amostra nas galerias, pois, por segurança, o acesso se encontra vedado. No entanto, a área mineira desativada não foi sujeita a obras de confinamento das escombrelas, nem de tratamento dos efluentes.

Foram colhidas três amostras na escombrela nº 1 e uma outra na escombrela nº 2 (fig.4.1). As amostras do filão de quartzo foram selecionadas com base na identificação de alguns minerais metálicos, principalmente arsenopirite e pirite. As amostras foram colocadas em sacos, devidamente numerados e identificados. Posteriormente, obtiveram-se fotografias das amostras colhidas (fig.4.2).

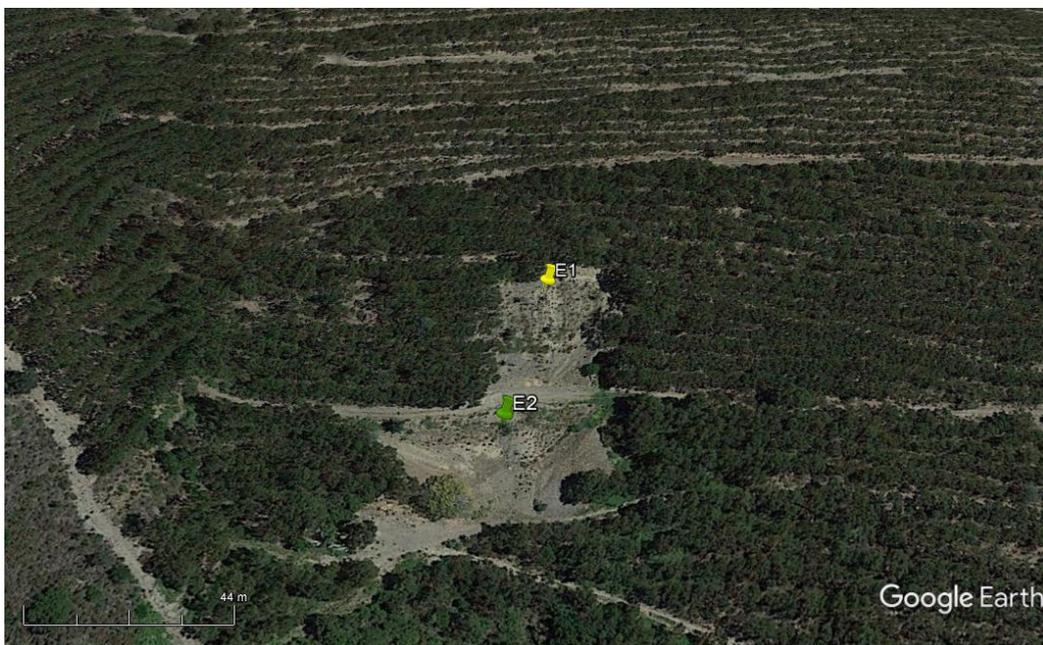


Figura 4.1. Escombrela nº 1 e nº 2 da antiga mina de Escádia Grande (Google Earth™, 2016).

4.2 - Petrografia

As lâminas polidas para o estudo petrográfico foram elaboradas no Laboratório de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD).

Foram estudadas 17 lâminas polidas ao microscópio de luz refletida e de luz transmitida, existente no Laboratório de Petrografia do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (fig.4.3). Algumas das lâminas polidas estudadas pertenciam a coleção já existente, cedida pela Doutora Paula C. S. Carvalho.



(a)



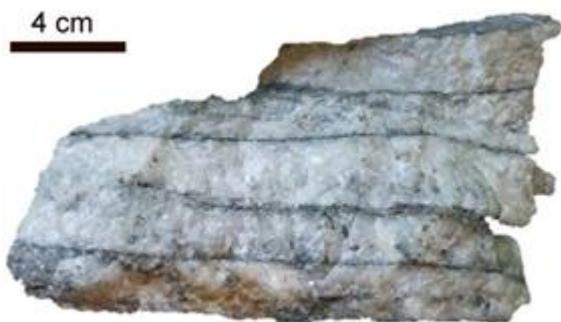
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 4.2. Amostras recolhidas nas escombreyras da antiga mina de Escádia Grande: (a), (b) e (c) amostra EGJ1, EGJ2 e EGJ3 colhidas na escombreyra nº 1 e (d) amostra EGJ4 recolhida na escombreyra nº 2. (e) Amostra do filão de Escádia Grande da coleção da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto.

Procedeu-se à descrição e identificação dos minerais opacos (sulfuretos e elementos nativos) e transparentes (silicatos e carbonatos), constituintes das amostras estudadas. Os sulfuretos não são a classe mais abundante no filão de Escádia Grande, contudo, são os que apresentam maior variedade de espécies minerais.



Figura 4.3. Microscópio de luz transmitida e refletida utilizado para a observação das lâminas polidas de Escádia Grande, no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

4.3 – Estudo de inclusões fluidas

O estudo de inclusões fluidas constituiu uma etapa de elevada importância neste trabalho, uma vez que são elas que permitem o estudo dos paleofluidos associados à mineralização e à formação dos minerais. Foram estudadas 3 lâminas espessas bipolidas elaboradas no Laboratório de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD). As lâminas foram efetuadas a partir das amostras colhidas que melhor representam o filão principal.

4.3.1 – Petrografia de inclusões fluidas

A petrografia das inclusões fluidas consiste na observação e caracterização de todas as inclusões presentes em lâminas espessas bipolidas. A caracterização das inclusões fluidas é

realizada de acordo com o número de fases presentes, com o modo de ocorrência das IF na lâmina (isoladas, grupos e alinhamentos), com o seu tamanho e a cor.

4.3.2 – Microtermometria

Os estudos de microtermometria podem efetuar-se por vários métodos, classificados habitualmente por métodos destrutivos e métodos não destrutivos, sendo que os últimos permitem repetir várias vezes o estudo sobre o mesmo mineral. Neste trabalho apenas se utilizou um método não destrutivo – a microtermometria.

O estudo microtermométrico consiste na observação das mudanças de fase nas inclusões fluidas com variações de temperatura. É subdividido em dois estudos independentes: a criometria e o aquecimento.

A criometria é uma técnica não destrutiva e realiza-se antes do aquecimento. Consiste no arrefecimento das inclusões até ao seu total congelamento, com recurso à injeção de azoto líquido numa pequena cavidade da platina do equipamento de microtermometria, onde é colocada a amostra.

O aquecimento, tal como o próprio nome indica, consiste no aquecimento progressivo das inclusões fluidas até que estas atinjam a homogeneização total. Esta homogeneização pode ocorrer em fase líquida ou em fase gasosa.

Este método realiza-se sempre após a criometria pois pode ser destrutivo, ou seja, as inclusões podem sofrer alterações definitivas com o progressivo aumento da temperatura a que são sujeitas, como por exemplo o aumento da fase volátil, a saída de fluidos (*leakage*) ou a entrada de gás na inclusão por pequenas fraturas que estas possam conter nas bordaduras ou mesmo a sua decrepitação.

No estudo das inclusões foram utilizadas duas platinas microtermométricas existentes no Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (FCUP). No arrefecimento foi utilizada uma platina Chaixmeca (fig.4.4), calibrada no ponto de fusão do CO₂ (-56,6 °C) com um padrão constituído por inclusões fluidas aquocarbónicas naturais, de Calanda (Alpes Suíços) compostas por CO₂ puro; a calibração perto dos 0 °C foi efetuada por inclusões fluidas sintéticas com pontos de fusão do último cristal de gelo a -0,4 °C. Para o aquecimento foi utilizada uma platina Linkam THMSG 600, tendo a calibração sido efetuada recorrendo a vários padrões comerciais existentes na FCUP. A precisão das observações é de ±0,1 °C na platina Chaixmeca e de ±1 °C, a cerca de 300 °C, na platina Linkam.

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

Para a realização do estudo de microtermometria selecionaram-se várias áreas nas três lâminas, das quais apenas cinco foram eleitas para a realização do estudo, A1 e A6 da lâmina EG2, A1 e A4 da lâmina EG6 e A2 da lâmina EG12. Estas zonas foram selecionadas de acordo com a quantidade e “qualidade” de inclusões fluidas.

Devido ao pequeno volume dos recetáculos das platinas utilizadas, assim como à maior facilidade de localização da área selecionada, foi necessário partir a lâmina em pequenos pedacinhos (*chips*) nos locais onde se encontravam as áreas selecionadas. Os *chips* foram partidos com o auxílio de uma pinça, de modo a evitar que fossem colocados os dedos nas lâminas e foram, posteriormente, colocados em pequenas caixinhas devidamente etiquetadas.

Para cada uma dessas áreas foram fotografadas as inclusões presentes nos vários planos, com as objetivas de 4x, 10x e 40x, com a câmara Nikon acoplada no microscópio.

As fotografias foram tratadas e utilizadas para a realização de montagens. Essas montagens efetuaram-se com a ferramenta PowerPoint do Office da Microsoft™, de modo a que todas as fotografias das inclusões fossem observadas na mesma imagem, a fim de facilitar a sua observação e identificação no estudo de microtermometria.



Figura 4.4. Equipamento utilizado no estudo de criometria (FCUP).

4.3.3 – Tratamento dos dados

No tratamento dos dados obtidos por microtermometria utilizou-se a ferramenta Excel do Office da Microsoft™, assim como para a elaboração dos gráficos de temperaturas e salinidades, que podem observar-se no capítulo 6.

Para o cálculo da salinidade dos fluidos nas IF aquosas utilizou-se a equação de Bodnar (1993), que traduz a temperatura de fusão do último cristal de gelo em salinidade.

Por sua vez, para determinar a salinidade dos fluidos aquocarbônicos utilizou-se o gráfico de Collins (1979) (fig.4.5).

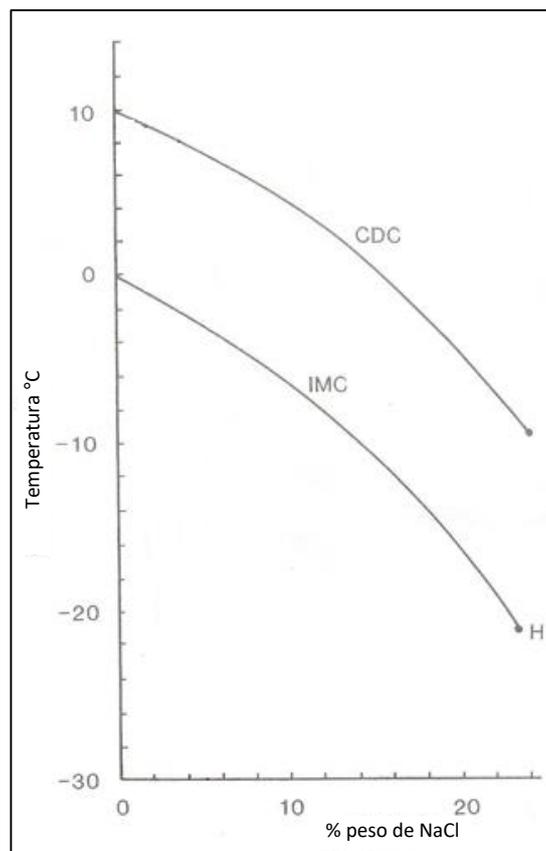


Figura 4.5. Comparação entre a curva de fusão do gelo (IMC) e a curva de fusão dos clatratos (CDC) em relação à salinidade de fluidos aquocarbônicos (Collins, 1979).

As composições dos fluidos aquocarbônicos definiram-se recorrendo-se ao programa informático ICE do conjunto CLATHRATES (Q₂, DENSITY, ICE e NOSALT), de Bakker (1997, 1998), assim como as suas densidades e volumes molares.

As composições, densidades e volumes molares dos fluidos aquosos determinaram-se através do programa BULK do conjunto *Software package fluids*, versão 01/03, de 2002 (Bakker, 2003).

As isócoras das inclusões fluidas de natureza aquocarbónica e aquosa foram determinadas recorrendo-se ao programa ISOC, do conjunto *Software package fluids*, versão 01/03, de 2002 (Bakker, 2003), e converteram-se em gráfico utilizando o EXCEL do Office da Microsoft™.

4.4 – Microsonda eletrónica

As análises químicas de sulfuretos, sulfossais e *electrum* foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrónica da Unidade de Ciência e Tecnologia Mineral do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), Campus de S. Mamede de Infesta, utilizando uma microsonda eletrónica JEOL JXA-8500F (fig.4.6). As condições analíticas foram as seguintes: potencial de aceleração de 20 kV, corrente de emissão de 20 nA e diâmetro do feixe 1 µm. A metalização das lâminas foi feita com fio de grafite (fig.4.6), tendo-se utilizado os seguintes padrões: FeS₂ (Fe, S), AsGa (As), Au, Co, PbS (Pb), HgS (Hg), MnTiO₃ (Mn), Ag, Ni, Sb₂Te₃ (Sb), CdS (Cd), Cu₂O (Cu), Bi₂Se₃ (Bi) e ZnS (Zn). Os resultados foram corrigidos pelo método XPP. Foram também obtidas algumas imagens de eletrões retrodifundidos.



Figura 4.6. Microsonda eletrónica JEOL JXA-8500F do polo de S. Mamede de Infesta do Laboratório Nacional de Energia e Geologia.

Capítulo 5

Mineralogia do filão mineralizado

5.1 – Petrografia das amostras

Relativamente à mineralogia do depósito auroargentífero de Escádia Grande, Cerveira (1947) descreveu-a como sendo constituída por um grupo de minerais hipogénicos e um grupo de minerais supergénicos.

Do primeiro grupo fazem parte o quartzo, o mineral predominante, e a arsenopirite, galena, pirite, esfalerite, calcopirite e ouro como minerais acessórios. Do grupo dos minerais supergénicos fazem parte alguns óxidos, sulfatos e arseniatos de ferro (Cerveira, 1947; Santos Oliveira, 1991).

A relação média de sulfuretos para o quartzo é de 2,8% e a de ouro para a prata é de 1:5 (Cerveira, 1947).

Segundo Cerveira (1947), “Os sulfuretos dispõem-se na massa do quartzo em veios paralelos aos hastiais, ninhos ou pequeno mosqueado, predominando sobretudo, por vezes mesmo quase exclusivamente, o primeiro tipo de ocorrência. Este tipo de ocorrência em veios, cuja espessura raramente ultrapassa um milímetro, observa-se junto aos hastiais, lembrando como que uma espécie de estratificação alternada de quartzo e sulfuretos.”

Este tipo de distribuição da mineralização é raramente observado noutros jazigos, sendo, contudo, análogo à do filão “Agunant” na Califórnia (Cerveira, 1947).

Schneider (1946) distinguiu vários tipos de ocorrência de ouro, após análise de várias secções polidas da mineralização, sendo eles:

1. A maioria do ouro visualizado ocorre em grãos poligonais, de tamanhos relativamente grandes de electrum pouco amarelo, localizado nos espaços intergranulares dos agregados de arsenopirite e nas zonas de contacto entre o quartzo e a arsenopirite;
2. No interior dos cristais de arsenopirite ocorrem finas inclusões de electrum muito claro, sem contornos definidos;
3. Grãos bem desenvolvidos de ouro livre, de elevada pureza, ocorrem nos espaços intergranulares do quartzo;
4. No interior de cristais de quartzo ocorrem pequeníssimas inclusões de ouro, cuja quantidade total é praticamente nula;
5. Ouro livre de pureza extremamente elevada, produto do enriquecimento por processos superficiais, conjuntamente com algumas inclusões, e prata nativa também observáveis.

Nas amostras recolhidas do filão em estudo foram observadas várias espécies minerais, sendo o quartzo, o mineral mais abundante; dos sulfuretos observados a arsenopirite é o mais

abundante, existindo, no entanto, outros nas várias lâminas, tais como a pirite, pirrotite, esfalerite, calcopirite, entre outros mais adiante referidos.

As espécies minerais observadas encontram-se descritas seguidamente.

Ouro:

Electrum (AuAg)

Apresenta-se sob a forma de grãos irregulares, anédricos, de tonalidade amarela esbranquiçada a amarela clara.

Ocorre na massa quartzosa, nos espaços intergranulares de quartzo, em geral associado a grãos de arsenopirite (fig.5.1a), galena (fig.5.1b, c) e esfalerite (fig.5.1d). Em espaços intergranulares de pirite e arsenopirite (fig.5.1e); galena, arsenopirite (fig.5.1a, b, c,); arsenopirite, quartzo e moscovite; arsenopirite e esfalerite (fig.5.1f, g). Pode ocorrer incluso na arsenopirite ou preenchendo fraturas de arsenopirite (fig.5.1b, c, f, h, i, j) e pirite (fig.5.1e, h). Observa-se ainda associado a boulangerite (fig.5.1e, j), tetraedrite-tenantite.

Sulfuretos:

Arsenopirite (FeAsS)

A arsenopirite é o sulfureto mais abundante no filão de Escádia Grande, tal como Cerveira já havia afirmado nos seus estudos, em 1947 (Cerveira, 1947).

Esta espécie mineral ocorre sob a forma de cristais euédricos a subédricos, zonados, tendo, na generalidade, uma forma bem definida, em losango, de variadas dimensões, desde grãos bem desenvolvidos (de cerca de 650x450 μm) a finas massas constituídas por pequeníssimos grãos (de, aproximadamente, 50x50 μm). Nos locais onde se observam cristais mais fraturados e alterados, a sua forma varia de subédrica a anédrica.

Os cristais de maiores dimensões possuem um pleocroísmo mais acentuado que os de menores dimensões, com pleocroísmo quase impercetível. Os primeiros ocorrem raramente isolados na massa quartzosa e, mais frequentemente, ladeados por outras espécies minerais. Os de menores dimensões ocorrem geralmente em pequenos agregados, formando alinhamentos na massa quartzosa (pequenos filonetes) e, por vezes, associados a outras espécies minerais. Observam-se ainda alguns grãos em forma de roseta. Pode apresentar fraturas preenchidas por quartzo e, também, por esfalerite (fig.5.1f, k), galena, boulangerite (fig.5.1j), electrum (fig.5.1b, c, f, h, i, j) e micas.

Observam-se ainda grãos de arsenopirite debruados por carbonatos, quartzo fibroso e micas (fig.5.1l, m).

A pirrotite (fig.5.1m) pode ocorrer inclusa na arsenopirite.

Pirite (FeS₂)

A pirite é, em termos gerais, menos abundante que a esfalerite e que a galena.

Ocorre sob a forma de grãos de dimensões intermédias, observando-se raramente cristais de maiores dimensões (cerca de 450x500 µm a 200x150 µm). Os grãos são euédricos a anédricos.

As fraturas de pirite ocorrem preenchidas por electrum (fig.5.1e, h), boulangerite (fig.5.1e) e galena.

Observam-se inclusões de arsenopirite na pirite.

Os bordos de pirite podem ocorrer “debruados” por carbonatos de ferro e magnésio (fig.5.1m), identificados por espectro EDS, obtido por microsonda eletrónica.

São comuns aspetos de alteração da pirite para marcassite.

Calcopirite (CuFeS)

A calcopirite tem uma abundância relativamente baixa, sendo raramente observada. Os seus cristais são anédricos, de pequeníssimas dimensões (cerca de 30µm de diâmetro).

Ocorre, fundamentalmente, como exsolução e/ou inclusão na esfalerite (fig.5.1f).

Galena (PbS)

A galena é menos abundante que a arsenopirite e mais abundante que a pirite. Os seus grãos apresentam dimensões variadas, desde cristais bem desenvolvidos a grãos de pequena dimensão (600x500 µm a 150x100 µm). A sua identificação foi feita com base no reconhecimento de arrancamentos triangulares.

Observam-se inclusões mútuas de galena e esfalerite. A arsenopirite constitui uma inclusão comum nos grãos de galena (fig.5.1 a).

Esfalerite (ZnS)

Os cristais de esfalerite apresentam-se anédricos. A sua dimensão é variável, apresentando cristais bem desenvolvidos a pequenos grãos, sendo eles de tamanhos semelhantes à galena. A sua abundância é relativamente elevada, semelhante à da galena.

É possível observar uma esfalerite avermelhada e outra amarelada em luz transmitida, sendo que esta última ocorre nos bordos da primeira (fig.5.1o).

Arsenopirite, calcopirite (fig.5.1f) e quartzo ocorrem inclusos neste mineral. A marcassite e carbonatos aparecem a debruar os grãos de esfalerite, embora os segundos sejam mais frequentemente.

Boulangerite (Pb₅Sb₄S₁₁)

A boulangerite apresenta cristais aciculares e fibrosos, por vezes, com estrutura radial. (fig.5.1p).

Tal como já foi mencionado anteriormente, ocorre associada à arsenopirite (fig.5.1e, j, p), pirite (fig.5.1e), electrum (fig.5.1e, j), esfalerite (fig.5.1p), galena e quartzo (fig.5.1e, p).

Apresenta-se pouco abundante, sendo apenas observada na lâmina EG6 J. Contudo, aí ocorre em quantidades significantes.

Sulfossais:

Tetraedrite [(Cu,Fe)₁₂Sb₄S₁₃]-tenantite [(Cu,Fe)₁₂As₄S₁₃]

A tetraedrite-tenantite apresenta-se sob a forma de grãos anédricos e observa-se muito raramente.

Observa-se preenchendo fraturas da arsenopirite juntamente com calcopirite e electrum. Por vezes, ocorre rodeando grãos de pirite.

Carbonatos:

Os carbonatos associados à mineralização são, essencialmente, carbonatos de ferro e magnésio, tendo estes sido identificados por espectro EDS, obtido por microsonda eletrónica.

Apresentam-se anédricos a subédricos e ocorrem a debruar os bordos de grãos de esfalerite e pirite (fig.5.1m).

São comuns associados ao quartzo, formando pequenos veios.

Minerais da ganga:

Quartzo (SiO₂)

O quartzo é o mineral predominante e apresenta características distintas no filão, concluindo Cerveira (1947) que este “deve corresponder a várias fases paragenéticas ou, pelo menos, o que é mais provável, a uma larga sequência podendo provir dum soluto coloidal altamente concentrado, observando-se afluxos sucessivos em concomitância com movimentos de reajustamento dos terrenos. Ter-se-ia dado o escorregamento dos hastiais segundo as estrias neles impressas, observando-se também, nalguns casos, um estriamento nos veios de sulfuretos (coincidindo a direção deste estriamento com a dos hastiais), esmagamento de cristais e, em certos casos, o intercalamento, nos veios que se formavam, de material da rocha encaixante.”

Nas lâminas observadas verificou-se a existência de três tipos diferentes de quartzo, quartzo leitoso, límpido e hialino, os quais designamos por Q1, Q2 e Q3, respetivamente.

Quartzo Leitoso (Q1)

Este quartzo apresenta-se em agregados de dimensões variáveis. O seu aspeto leitoso acinzentado deve-se ao facto de apresentar uma grande abundância de inclusões fluidas de dimensão muito reduzida e decrepitadas. Os cristais de quartzo caracterizam-se pela manifestação visível de deformação dúctil intracristalina. Esta materializa-se, fundamentalmente, por: extinção ondulante, bandas de deformação, desenvolvimento de subgrãos e, por vezes, recristalização.

Para além de deformação dúctil o quartzo sofreu deformação frágil/dúctil a frágil que se manifesta por uma sucessão complexa de vários estádios de microfracturação e preenchimento. Estas fracturas são colmatadas por quartzo (fig.5.1q, r, s) (de tipo 2 e/ou 3), ou pelo aprisionamento de fluidos.

A arsenopirite (fig.5.1s) e pirite de grãos desenvolvidos ocorrem associados a este quartzo, assim como pequenos enclaves do encaixante (fig.5.1s).

Quartzo límpido (Q2)

Corresponde a bandas de quartzo mais límpido, no interior do quartzo leitoso, resultando esta característica da menor abundância de inclusões fluidas. Apresenta deformação frágil, manifestada pela abundância de pequenas fracturas, por vezes preenchidas por aprisionamento de fluidos.

Quartzo hialino (Q3)

O quartzo hialino não apresenta qualquer indício de deformação intracristalina. Os seus grãos são subédricos a euédricos e dispõem-se sob a forma de filonetes, preenchendo fraturas na massa quartzosa (Q1 + Q2). A esses filonetes geralmente estão associadas massas de arsenopirite de grão fino (fig.5.1q, r).

Encaixante

O encaixante é constituído por uma elevada percentagem de micas (moscovite), rara apatite e turmalina, e rútilo (fig.5.1t).

Este ocorre em geral associado ao quartzo, e por vezes, incluso em arsenopirite de grão fino.

Clorite [(Mg,Fe)₃(Si,Al)₄O₁₀(OH)₂.(Mg,Fe)₃(OH)₆

Distinguiram-se dois tipos de clorite, uma magnesianiana e outra ferrífera.

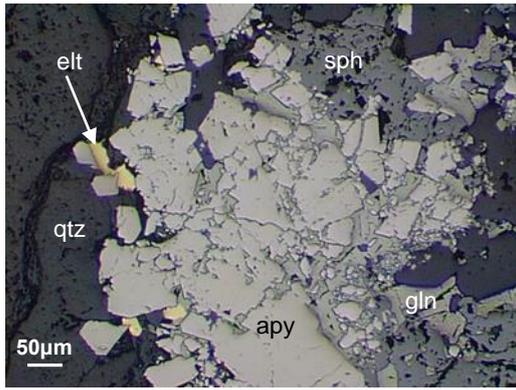
Este mineral é raramente observado. Ocorre associado à pirite, e ao quartzo e carbonatos em filonetes. A clorite ferrífera observou-se em associação com a pirite.

5.2 – Química mineral

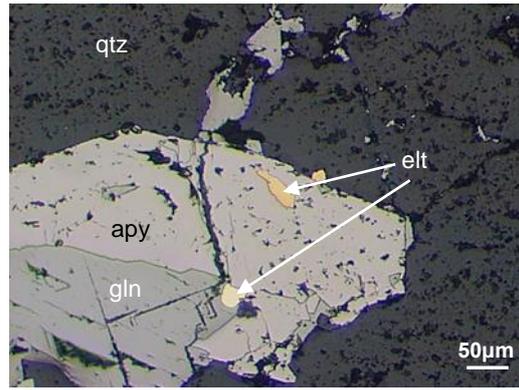
Efetuarão-se várias análises pontuais em grãos seleccionados nas lâminas polidas EG6 J, EG13B P e EG11B P.

Nas tabelas 5.1, 5.2 e 5.3 apresentam-se as análises químicas pontuais realizadas em grãos de electrum, de esfalerite e de arsenopirite, pirite, galena, boulangerite, respetivamente.

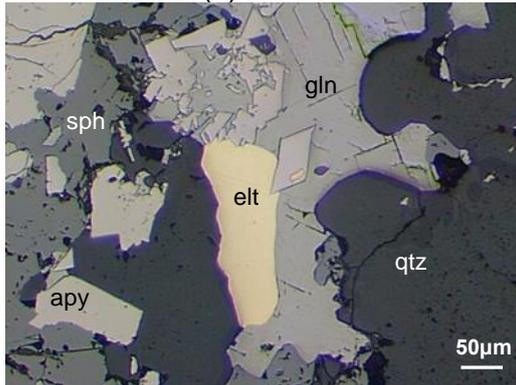
Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande



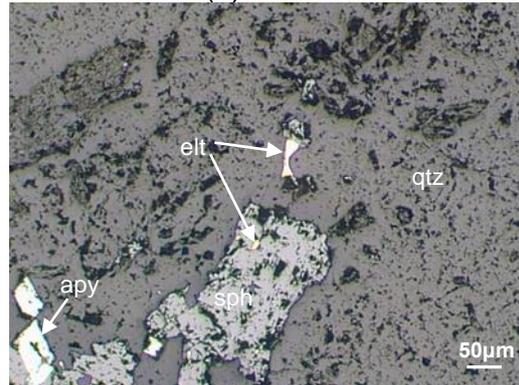
(a) EG13B P



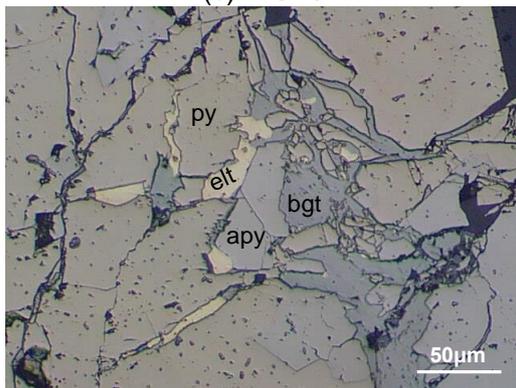
(b) EG13B P



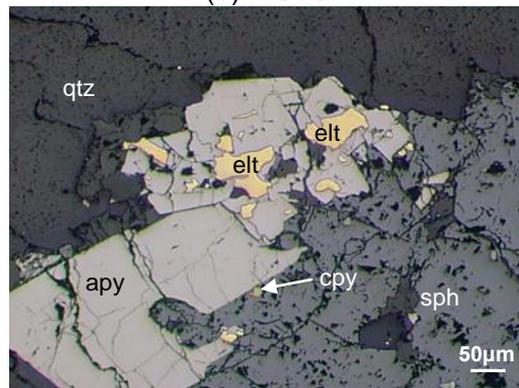
(c) EG13B P



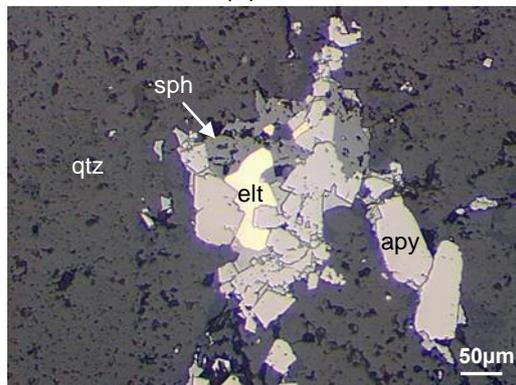
(d) EG13B P



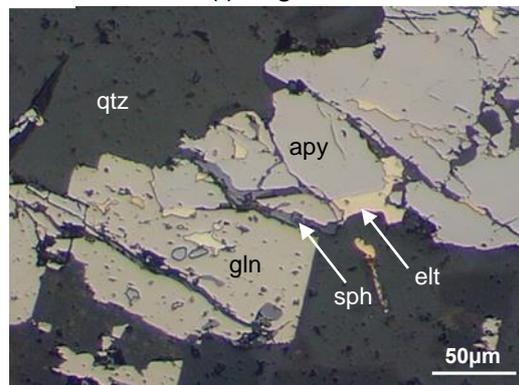
(e) EG6 J



(f) Eg11B P

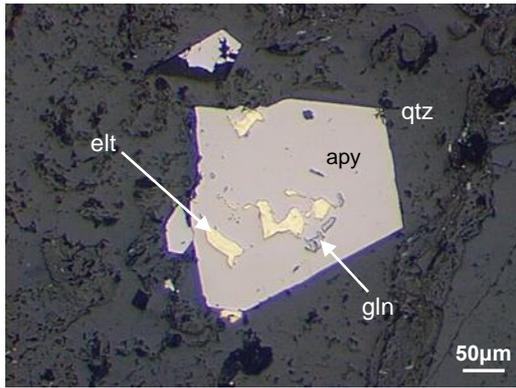


(g) EG13 B P

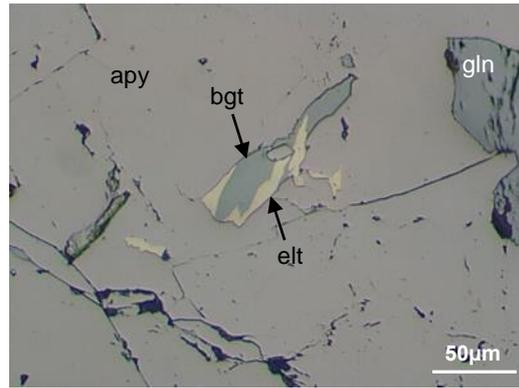


(h) EG11B P

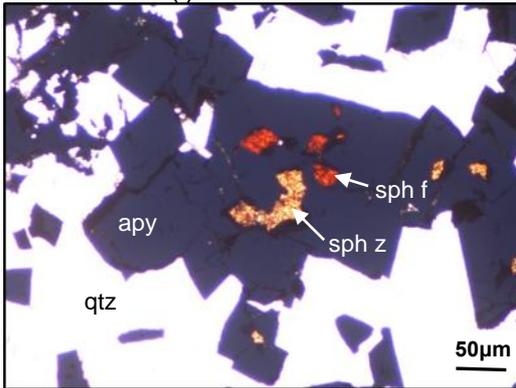
Mineralogia do filão mineralizado



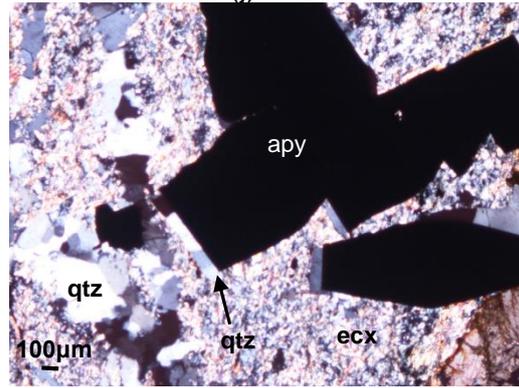
(i) EG13B P



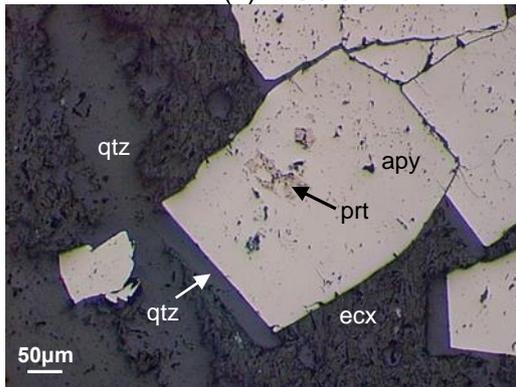
(j) EG6J



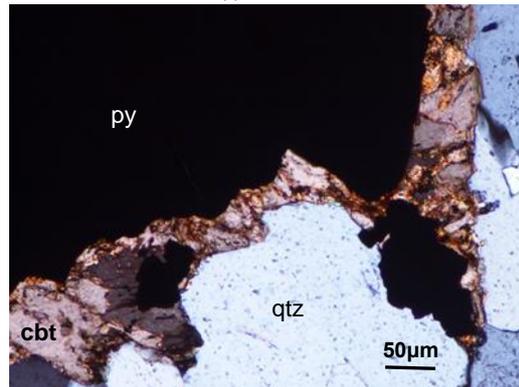
(k) EG6 J



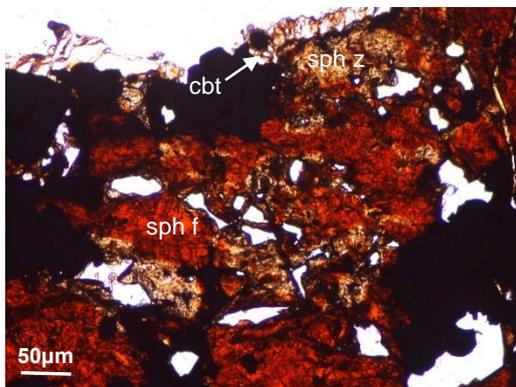
(l) EG12 J



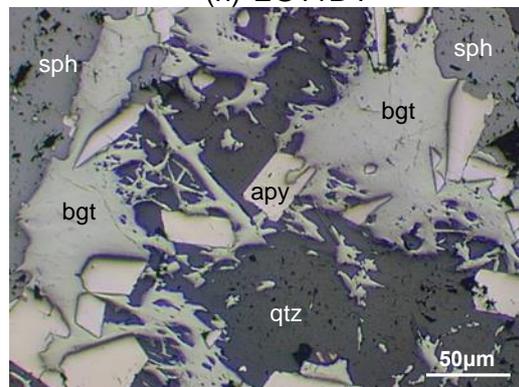
(m) EG12 J



(n) EG11B P



(o) EG11B P



(p) EG6J

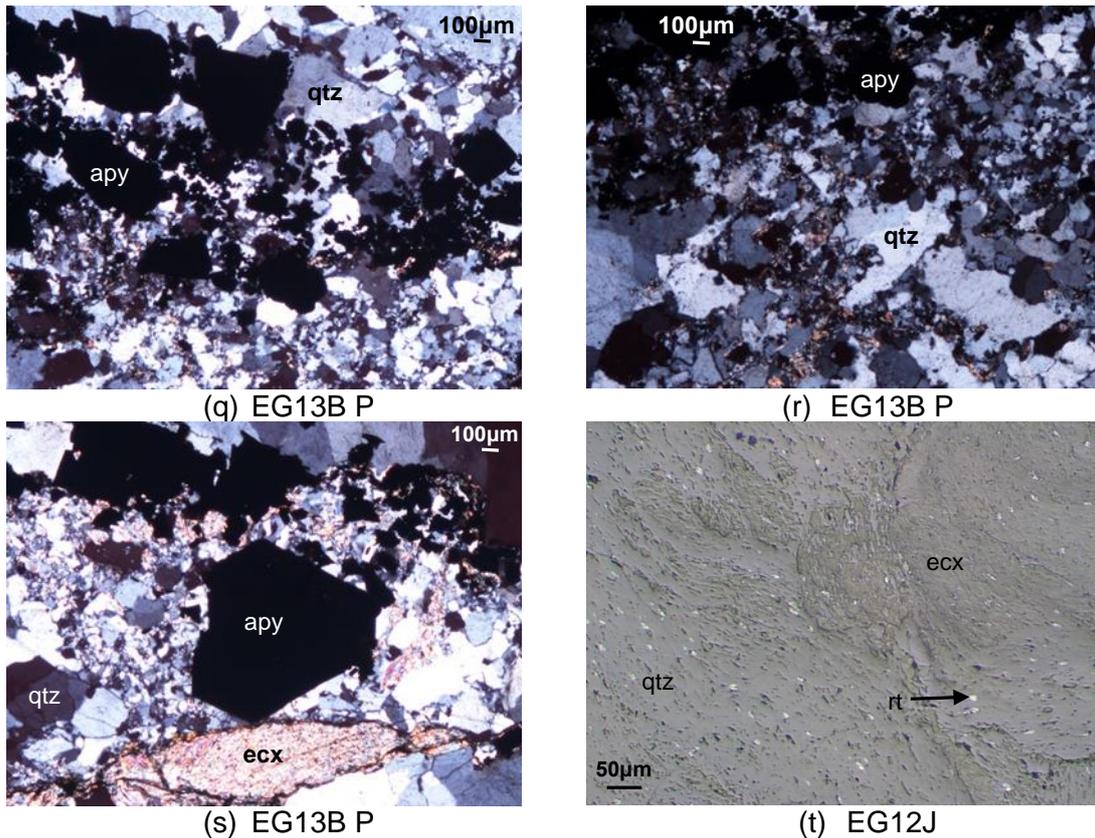


Figura 5.1. Associações mineralógicas e características minerais observadas em algumas das lâminas observadas. (a) fina massa de arsenopirite com esfalerite e galena a preencher os seus espaços intergranulares, ocorre electrum associado aos três minerais referidos, assim como ao quartzo, que bordeja a massa de sulfuretos; (b) electrum preenchendo fraturas de arsenopirite, e no espaço intergranular de galena e arsenopirite e quartzo e arsenopirite; (c) electrum no espaço intergranular de galena e quartzo bordejado por arsenopirite, electrum preenchendo fraturas de arsenopirite, esfalerite associada a galena e arsenopirite, e arsenopirite inclusa em galena; (d) electrum preenchendo fraturas de esfalerite e no espaço intergranular de quartzo e esfalerite, arsenopirite e esfalerite no espaço intergranular de quartzo; (e) electrum e boulangerite preenchendo fraturas na pirite e no espaço intergranular de pirite e arsenopirite; (f) electrum preenchendo fraturas de arsenopirite e no espaço intergranular de arsenopirite e esfalerite, quartzo e arsenopirite, calcopirite inclusa em esfalerite; (g) electrum no espaço intergranular de esfalerite, galena e arsenopirite, arsenopirite no espaço intergranular de quartzo; (h) electrum preenchendo fraturas de arsenopirite e pirite, fraturas de pirite preenchidas por esfalerite e quartzo; (i) fraturas de arsenopirite preenchidas por electrum e galena, electrum no espaço intergranular de quartzo e arsenopirite; (j) electrum, galena e boulangerite preenchendo fraturas de arsenopirite; (k) esfalerite ferrífera (avermelhada) e esfalerite mais pura (amarelada) preenchendo fraturas de arsenopirite; (l) arsenopirite com franjas de recristalização de quartzo fibroso; (m) pirrotite inclusa em arsenopirite, arsenopirite com franjas de recristalização de quartzo fibroso; (n) bordos de pirite debruados por carbonatos de ferro e magnésio, quartzo associado aos carbonatos; (o) zonamento observado em esfalerite (esfalerite rica em ferro na zona central dos cristais e a mais pura nos bordos destes)); (p) boulangerite preenchendo fraturas de arsenopirite e nos

Mineralogia do filão mineralizado

espaços intergranulares de quartzo, arsenopirite e esfalerite; (q) e (r) plano de cisalhamento preenchido por quartzo de tipo Q3 e agregados de arsenopirite de grão fino; (s) arsenopirite em plano de cisalhamento preenchido por quartzo Q3 e encaixantes do encaixante; (t) pormenor de estruturas de fluxo observadas nos fragmentos de encaixante e quartzo, rutilo em quartzo e encaixante.

Abreviaturas: apy- arsenopirite; bgt- boulangerite; cbt- carbonatos de ferro e magnésio; cpy-calcopirite; ecx- encaixante; elt-electrum; gln-galena; prt-pirrotite; py- pirite; qtz- quartzo; rt- rutilo; sph- esfalerite; sph f- esfalerite ferrífera; sph z- esfalerite mais pura.

Tabela 5.1. Análises químicas pontuais (em % peso) para diferentes grãos de electrum das amostras EG6 J, EG13B P e EG11b P.

Amostra	Au	Ag	Fe	As	S	Bi	Ni	Cu	Zn	Pt	Pd	Total
EG6 J (a)	51,68	46,94	0,58	-	0,07	0,40	0,04	-	0,10	-	-	99,81
EG6 J (b)	62,34	36,45	0,24	0,03	-	0,43	-	-	0,02	-	-	99,51
EG11B P (c)	62,66	35,66	-	-	0,06	0,52	0,01	0,03	-	0,14	-	99,08
EG11B P (c)	62,86	36,02	-	-	0,06	0,59	0,01	0,02	-	0,12	-	99,68
EG11B P (d)	57,20	41,11	0,02	-	0,12	0,51	-	-	-	0,09	-	99,05
EG13B P (e1)	60,36	38,67	0,02	-	0,03	0,53	-	0,04	-	-	-	99,65
EG13B (e2)	61,02	37,52	-	-	-	0,47	-	-	0,01	0,02	0,01	99,05

Legenda: a) electrum a preencher fracturas de arsenopirite; b) electrum incluído em arsenopirite; c) electrum no espaço intergranular de arsenopirite e esfalerite; d) electrum no espaço intergranular de quartzo; e): electrum no espaço intergranular de galena e quartzo: 1- zona central do grão; 2- zona periférica do cristal.

Tal como se pode observar na tabela 5.1, o teor de Au no electrum varia de 51,68 a 62,66 % peso, enquanto os teores de Ag variam de 36,02 a 46,94 % peso. Os grãos com maiores teores de Au mostram cor mais amarela e ocorrem preferencialmente associados ao quartzo e à arsenopirite. Outros metais menores são o Bi e o Fe. Alguns grãos de ouro analisadas mostram-se zonados, sendo a zona central mais rica em ouro (cerca de 63%) relativamente ao bordo do cristal, com teor de ouro de 52 a 53 % peso, aproximadamente. Assim, identificamos duas gerações de electrum no depósito de Escádia Grande, sendo a primeira mais rica em ouro e a segunda mais rica em prata.

No que diz respeito à esfalerite (tabela 5.2) conclui-se, tal como já tínhamos observado ao microscópio petrográfico, que existem duas composições distintas para este mineral. Uma esfalerite mais rica em ferro que ocorre na zona central do cristal e uma esfalerite menos ferrífera que se encontra preferencialmente nos bordos da primeira (fig.5.2 e 5.3).

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

Tabela 5.2. Análises químicas pontuais (em % peso) de grãos de esfalerite das amostras EG6 J e EG11B P.

Amostra	Fe	As	S	Sb	Co	Pb	Mn	Bi	Ni	Cd	Cu	Zn	Total
EG6 J (a)	4,35	-	32,9	-	-	-	0,01	0,07	-	0,72	-	61,08	99,13
EG11B P (b)	4,15	-	33,15	0,08	0,01	-	-	0,09	0,02	0,29	0,12	61,96	99,87
EG11B P (c1)	3,22	-	33,19	0,01	0,02	-	0,01	0,12	0,02	0,23	-	62,37	99,19
EG11B P (c2)	8,63	0,15	33,02	-	-	-	-	0,12	0,01	0,78	-	57,04	99,75
EG11B P (c3)	0,87	0,04	32,64	-	-	0,09	0,01	0,14	-	0,21	0,13	65,32	99,45

Legenda: a) esfalerite associada a arsenopirite (zona central do cristal); b) esfalerite (zona periférica do cristal) associada a arsenopirite; c) esfalerite associada a pirite: 1- zona intermédia do grão; 2- zona central do grão; 3- zona periférica do grão.

Tabela 5.3. Análises químicas pontuais (em % peso) de grãos de arsenopirite, pirite, galena e boulangerite, das amostras EG6 J e EG11B P.

Amostra	Fe	As	S	Sb	Co	Pb	Mn	Ag	Bi	Ni	Hg	Cd	Zn	Total
Arsenopirite														
EG6 J (a)	35,00	43,27	21,56	-	0,02	-	0,05	-	0,08	-	-	-	0,02	100,00
EG11B P (b)	35,19	44,71	20,75	0,03	0,02	-	0,00	-	0,06	-	0,05	0,02	-	100,83
Pirite														
EG6 J (c)	46,54	0,65	52,51	-	0,07	-	-	0,04	0,14	-	-	-	0,02	99,97
EG6 J (c)	46,05	0,54	52,03	-	0,11	-	0,03	0,08	0,15	0,04	-	0,01	0,04	99,08
EG6 J (c)	46,95	0,07	52,79	-	0,04	-	-	-	0,21	0,01	-	0,02	-	100,09
Galena														
EG6 J (d)	0,23	-	12,9	-	0,01	85,63	-	-	0,32	0,02	0,08	0,15	-	99,34
Boulangerite														
EG6 J (e)	0,33	0,07	18,01	25,74	-	53,67	0,01	-	0,16	-	0,01	0,03	-	98,07

Legenda: a) arsenopirite rodeada por boulangerite e pirite; b) arsenopirite associada a electrum; c) pirite associada a electrum, arsenopirite e boulangerite; d) galena associada a pirite e arsenopirite; e) boulangerite preenchendo fracturas de pirite.

Através das análises de microsonda efetuadas pudemos ainda, reconhecer um sulfureto de antimónio e níquel (55,55% e 25,51%, respectivamente) com percentagens diminutas de bismuto e cobalto, a wylliamite, incluso num grão de electrum.

As arsenopirites analisadas, de grão bem desenvolvido a intermédio, são constituídas por elevadas percentagens de arsénio e baixas concentrações de enxofre (tabela 5.3). Correspondendo estes grãos a elevadas temperaturas de cristalização, remetendo-os para a primeira geração de arsenopirite da mineralização.

Mineralogia do filão mineralizado

A pirite é essencialmente formada por enxofre e ferro, contendo uma quantidade irrelevante de arsénio, bismuto e cobalto (tabela 5.3). Por sua vez, o chumbo é o elemento principal da constituição da galena (85,63% peso), possuindo esta uma quantidade inferior de enxofre, bismuto, ferro e cádmio (12,9%, 0,32%, 0,23% e 0,15%, respetivamente).

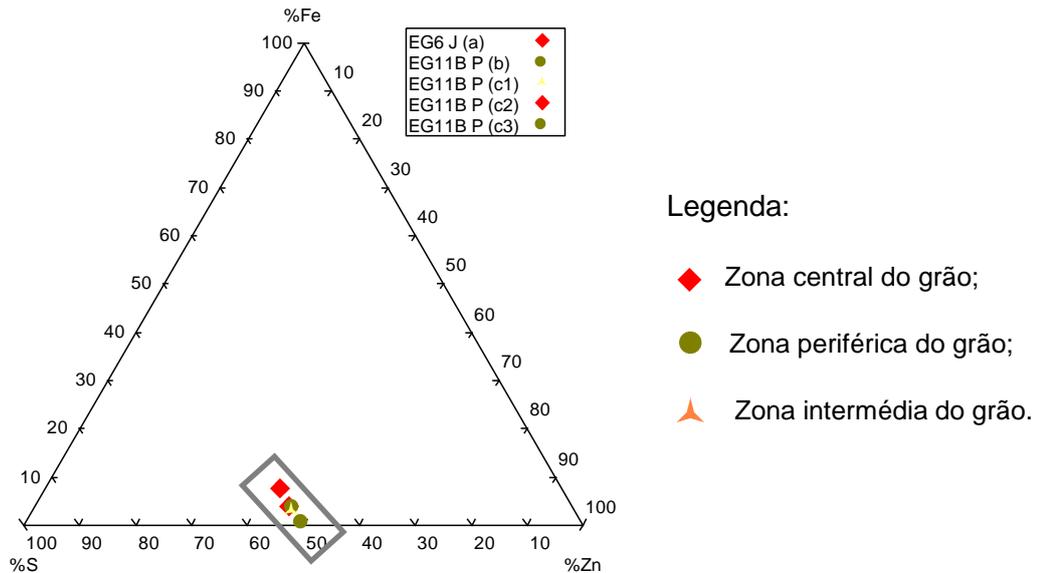


Figura 5.2. Projeção da composição da esfalerite (em % atômica) no diagrama triangular Fe-S-Zn. O retângulo representa o campo composicional da esfalerite de Escádia Grande.

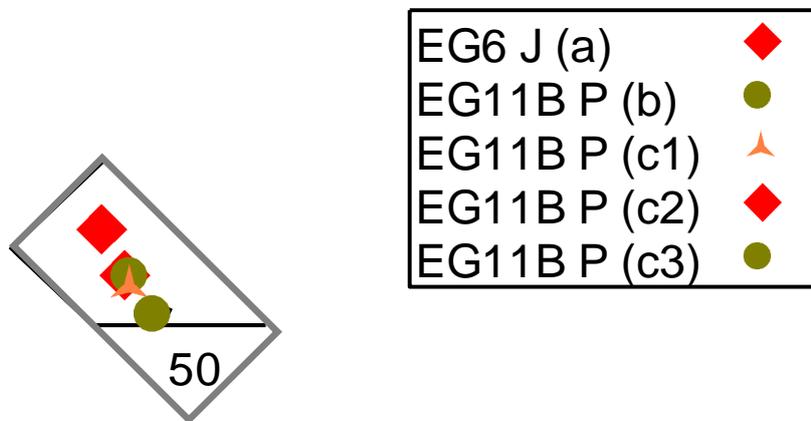


Figura 5.3. Realce do retângulo cinzento da figura 5.2 onde se pode distinguir as análises realizadas no bordo, na zona intermédia e no centro dos cristais de esfalerite.

5.3 – Sequência Paragenética

Cerveira (1947) propôs uma sequência paragenética para o depósito de Escádia Grande, cujo texto citamos:

“Podemos considerar as seguintes fases de formação deste jazigo, relacionadas com a temperatura: 1) Fase hidrotermal de temperatura elevada durante a qual se depositou quartzo de alta temperatura; 2) Fase hidrotermal sulfuretada – a preponderante – durante a qual se depositou quartzo, calcopirite, pirite, blenda, arsenopirite, ouro, galena; 3) Alteração pelas águas meteóricas descendentes – fase supergénica – tendo-se formado óxidos de ferro, sulfatos e arseniatos.

A preponderância da fase hidrotermal sulfuretada, mostra que, durante a formação do jazigo, não predominaram altas temperaturas, mas que seriam intermédias.

O quartzo parece ter ocorrido, conforme já foi referido, durante uma larga sequência.

A ocorrência dos sulfuretos em veios e, de preferência junto aos hastiais, pode ser explicada ou, por os solutos hidrotermais ascendendo em vagaroso movimento laminar terem penetrado e substituído a massa de quartzo preformada, que supomos ainda bastante plástica ou, resultaram os veios metalizados de segregações laterais a partir dum soluto coloidal rico em sílica, bastante denso, e que, em alguns pontos do jazigo, parece nitidamente corresponder a afluxos sucessivos em correspondência a movimentos sintectónicos de reajustamento dos terrenos.

Numa derradeira fase ter-se-ia formado a galena que ocorre nos sistemas de leptoclases e diaclases da massa filoniana e à qual já nos referimos.”

Tendo em conta, alguns dos aspetos, já referidos, observados por Cerveira (1947), anteriormente referidas, as relações texturais observadas nas nossas amostras e as análises químicas realizadas, distinguimos três estádios de formação para este depósito (fig.5.6): um estágio inicial (I) com deposição de quartzo + pirrotite + arsenopirite + pirite, um estágio intermédio (estádio II) com pirite + quartzo + esfalerite I + esfalerite II + calcopirite + electrum + arsenopirite II e um estágio terminal (estádio III) com quartzo + carbonatos + arsenopirite II + galena + boulangerite + tetraedrite-tenantite + marcassite + electrum.

No primeiro estágio terá ocorrido a deposição de arsenopirite, precedida de pirrotite, uma vez que ocorre, essencialmente, inclusa neste mineral, e sucedida por pirite.

No segundo estágio, ter-se-ão depositado a esfalerite ferrífera e zincífera, a calcopirite, uma primeira geração de electrum e a fase inicial de uma segunda geração de arsenopirite.

Mineralogia do filão mineralizado

A fraca deposição de sulfuretos, assim como a menor ocorrência de grãos de quartzo de tipo 2 em relação aos outros, poderá ser resultado de um fraco afluxo de fluidos mineralizantes.

Num terceiro estágio, terá ocorrido a deposição de galena, boulangerite, tetraedrite-tenantite, carbonatos e electrum na fase mais terminal.

A marcassite terá cristalizado na fase inicial deste estágio, substituindo a pirite, resultado da alteração hidrotermal desta. A posterioridade da esfalerite mais pura é evidenciada pela sua ocorrência nos bordos dos cristais de esfalerite ferrífera. Tal como para a pirite, pensa-se que a arsenopirite de tipo II corresponda aos grãos mais finos deste mineral, que ocorrem conjuntamente com o quartzo de tipo 3 em pequenos filonetes, preenchendo fraturas da massa quartzosa já depositada.

A deposição de quartzo, aqui proposta para os três estádios de formação, terá ocorrido durante cada uma das fases, uma vez que a sua abundância é superior aos demais minerais e se verifica a presença de três tipos deste mineral com características distintas entre si. O facto dos grãos quartzosos apresentarem uma dimensão cada vez menor, de Q1 para Q3, e se apresentarem progressivamente mais hialinos, poderá indicar a cristalização a partir de um mesmo fluido, consecutivamente mais pobre em sílica, ferro, arsénio e prata, embora muito ligeiramente para esta última, e mais rico em enxofre, zinco, chumbo, antimónio e outros elementos constituintes da fase sulfuretada, mais abundante neste estágio final de mineralização. Entre os estádios 1 e 2, terá ocorrido uma fase de deformação dúctil, representada pelo cisalhamento, extinção ondulante e presença de subgrãos na massa quartzosa de tipo Q1, e também pelos dobramentos e aspeto de fluxo observados nos encaixantes do encaixante. A esta fase de deformação terá sucedido uma outra de tipo frágil, posterior ao segundo estágio de deposição e anterior ao terceiro estágio, como se pode observar pela fracturação dos cristais de quartzo Q2.

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

Mineral \ Estádio	I	II	III
Quartzo (SiO_2)	██████████	██████████	██████████
Carbonatos ($\text{MgCO}_3/\text{FeCO}_3$)			██████████
Arsenopirite (FeAsS)			██████████
Pirrotite ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$)	██████████		
Pirite (FeS_2)		██████████	
Esfalerite (ZnS)		██████████	██████████
Calcopirite (CuFeS)		██████████	
Galena (PbS)			██████████
Boulangerite ($\text{Pb}_3\text{Sb}_4\text{S}_{11}$)			██████████
Tetraedrite-tenantite (Cu,Fe) $_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ / (Cu,Fe) $_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$			██████████
Marcassite (FeS_2)			██████████
Electrum (AuAg)		██████████	██████████

FD ↓

FF ↓

Figura 5.4 Proposta de quadro paragenético para o depósito de Escádia Grande com base nas amostras estudadas, tendo em conta as observações de Cerveira (1947).

Legenda: FD – Fase de deformação essencialmente dúctil; FF – Fase de deformação essencialmente frágil.

Capítulo 6

**Inclusões fluidas contidas no quartzo associado à
mineralização**

6.1 - Petrografia das inclusões fluidas

A petrografia das inclusões fluidas consiste na observação e caracterização das inclusões presentes em lâminas bipolidas espessas. A caracterização das inclusões fluidas é feita de acordo com o número de fases presentes na inclusão, com o modo de ocorrência das IF na lâmina (isoladas, grupos e alinhamentos (fig.6.1)), com tamanho e a cor.

Foram estudadas inclusões existentes em três lâminas espessas bipolidas efetuadas para este trabalho (EG2, EG6 e EG12) e cuidadosamente observadas as suas características a fim de ser possível classificá-las quanto ao tipo e à sua localização em relação à textura granular da massa quartzosa.

As IF's estudáveis de Escádia Grande apresentam, tamanhos entre 10 e 20 μm . As IF's são maioritariamente bifásicas, constituídas por uma fase líquida e uma fase volátil. Raramente ocorrem IF's constituídas apenas por uma fase, tendo-se observado apenas uma IF deste tipo (constituída apenas por fase líquida), sendo que não foi possível efetuar o seu estudo devido à sua reduzida dimensão. As inclusões trifásicas são também de muito rara ocorrência, tendo-se observado apenas uma inclusão trifásica (líquido + voláteis + sólido) na lâmina EG6, embora não tenha sido possível determinar a natureza da fase sólida.

É também bastante comum a ocorrência de IF's que sofreram decrepitação natural nas lâminas estudadas, sendo estas mais abundantes na lâmina EG6. Tais IF's podem indicar que a massa de quartzo onde se encontram foi sujeita a elevadas temperaturas ou pressões provocando a fuga total dos fluidos através de nanofraturas que atingiram a inclusão.

A grande maioria das inclusões fluidas existentes nas lâminas ocorrem maioritariamente nos cristais de quartzo do tipo 1 (quartzo leitoso muito cisalhado) e 2 (quartzo ligeiramente límpido e bastante fraturado) em grupos e em alinhamentos intragranulares (fig.6.2), sendo muito rara sua ocorrência isolada.

As relações espaciais das inclusões fluidas fornecem informações sobre o tempo de formação no que diz respeito ao mineral hospedeiro (Van den Kerkhof *et al.*, 2001). Tendo em conta as relações espaciais das inclusões fluidas nos grãos de quartzo do filão de Escádia Grande (grupos e alinhamentos no interior dos grãos), interpretamos estas inclusões como primárias ou pseudosecundárias, ou seja, inclusões que se formaram aquando do crescimento dos cristais onde ocorrem.

Conclusões

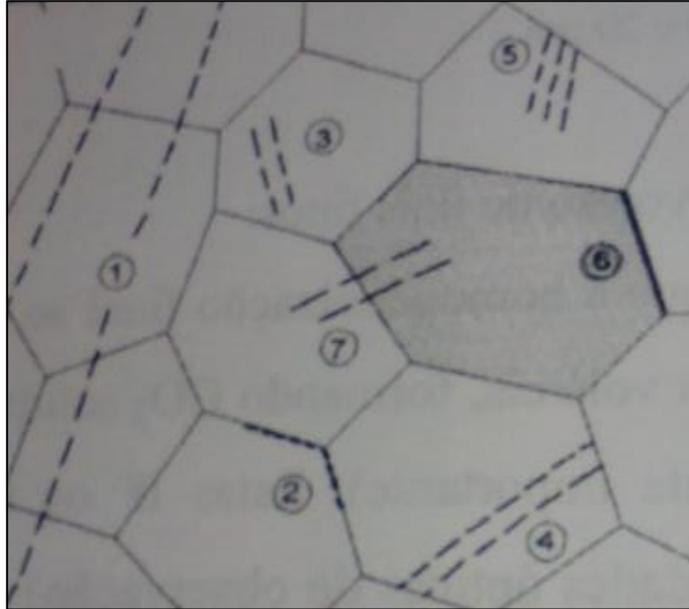


Figura 6.1. Diferentes alinhamentos de IF segundo Van den Kerkhof (2001). Legenda: 1- transgranulares; 2- intergranulares; 3, 4 e 5- diferentes alinhamentos intragranulares; 6- interfase; 7- transfase.

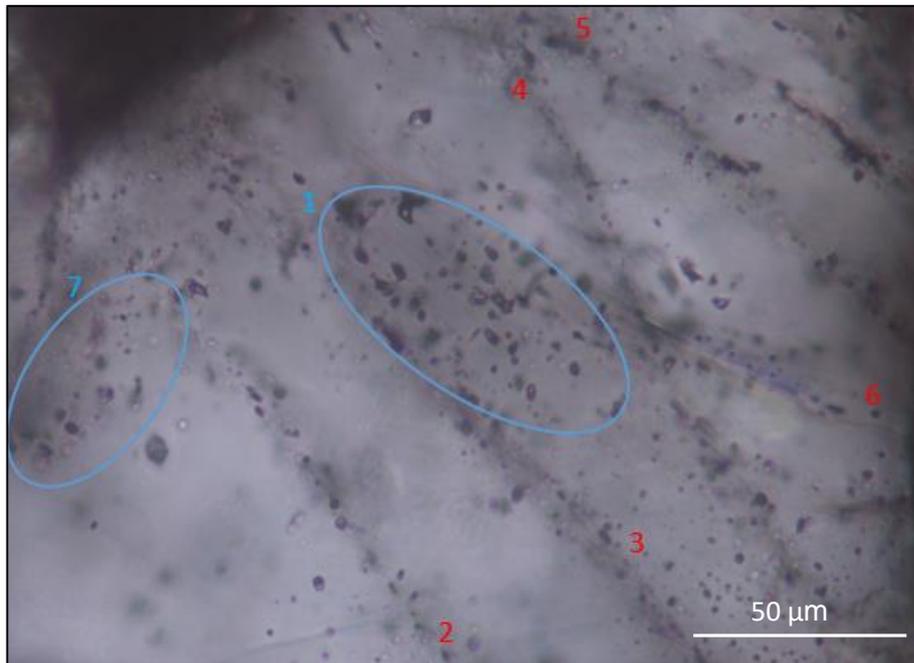


Figura 6.2. IF em alinhamentos e em grupos observados na lâmina EG12. Legenda: 1 e 7- grupos intragranulares; 2, 3, 4, 5 e 6- alinhamentos intragranulares.

6.2 - Microtermometria das inclusões fluidas

O estudo microtermométrico, tal como foi referido no capítulo das metodologias, consiste na observação e registo das temperaturas das mudanças de fase que ocorrem com a variação de temperatura. Este método é subdividido em dois estudos independentes: a criometria e o aquecimento.

Este estudo consiste no arrefecimento das inclusões até ao seu total congelamento, com recurso à injeção de ar arrefecido com azoto líquido, numa platina concebida para o efeito onde foi colocada a amostra. Um dos principais objetivos é o registo da temperatura de fusão total do gelo, ou seja, a temperatura de descongelamento do último cristal de gelo (T_{mi}), podendo ainda ser determinadas outras temperaturas importantes para o conhecimento dos fluidos, sendo no caso de Escádia Grande:

- T_{im} (temperatura de início de fusão do gelo): revela a presença de outros compostos existentes no fluido para além do cloreto de sódio. Esta temperatura é, na prática, geralmente difícil de observar sobretudo em inclusões pequenas (<15 μm).

- T_{mi} (temperatura de fusão do último cristal de gelo ou temperatura de fusão total): esta temperatura permite determinar as composições dos fluidos aquosos de salinidade baixa a moderada.

- T_{mCl} (temperatura de fusão dos clatratos): observa-se entre os +6 °C e os +12 °C, e indica a presença de CO_2 ou outros gases nos fluidos (CH_4/N_2). A temperatura de fusão dos clatratos e a presença de metano e/ou azoto provoca o seu aumento.

O aquecimento tal como o próprio nome indica consiste no aquecimento progressivo da temperatura total das inclusões fluidas até que estas atinjam a homogeneização total, ou seja, até que a bolha desapareça. Esta homogeneização pode ocorrer em fase líquida ou em fase de vapor.

Para a realização deste estudo foram identificadas várias áreas em cada uma das três lâminas espessas, das quais apenas cinco foram selecionadas, A1 e A6 da lâmina EG2, A1 e A4 da lâmina EG6 e A2 da lâmina EG12. Como critérios de seleção foram a quantidade e “qualidade” de inclusões fluidas para o estudo de microtermometria.

Devido ao pequeno tamanho das cápsulas das platinas utilizadas, assim como à maior facilidade de visualização da área selecionada, foi necessário partir a lâmina em pequenos pedacinhos (“chips”) onde se encontravam as áreas selecionadas. Os “chips” foram partidos com o auxílio de uma pinça de modo a evitar que fossem colocados os dedos nas lâminas e foram posteriormente colocados em pequenas caixinhas devidamente etiquetadas.

Conclusões

Para cada uma dessas áreas foram fotografadas as inclusões presentes nos vários planos nas ampliações de 4x, 10x e 40x, com a câmara Nikon acoplada ao microscópio.

As fotografias foram posteriormente tratadas e elaborada uma montagem com o programa Power Point do Office da Microsoft™. Essa montagem foi efetuada para que a maioria das inclusões fossem observadas na mesma imagem, a fim de facilitar a observação e identificação das mesmas no estudo de microtermometria.

As IF observadas nas amostras de Escádia Grande pertencem aos seguintes tipos (fig.6.3):

1. Aquocarbónicas, constituídas por $H_2O + NaCl (+ CO_2)$ (fig.6.4).
2. Aquosas de baixa salinidade, constituídas por $H_2O + NaCl$ (fig.6.4).

As inclusões aquosas de baixa salinidade são as mais abundantes nas amostras. Em menor quantidade ocorrem as IF aquocarbónicas, sendo que estas são mais frequentes nas zonas mais próximas dos sulfuretos.

As inclusões aquocarbónicas são do tipo L_{w-c} : inclusões constituídas por água, com sais dissolvidos e uma fase vapor provavelmente rica em dióxido de carbono, cuja fase volátil apresenta uma baixa densidade em gases, de modo que nunca formam sólidos durante a criometria, formando apenas compostos de gases hidratados (clatratos). A referência “L” indica que a fase líquida é dominante na inclusão e que a homogeneização total se dá em líquido; “w” indica que a componente aquosa é dominante sobre a componente carbónica (CO_2), “c”, na fase de voláteis.

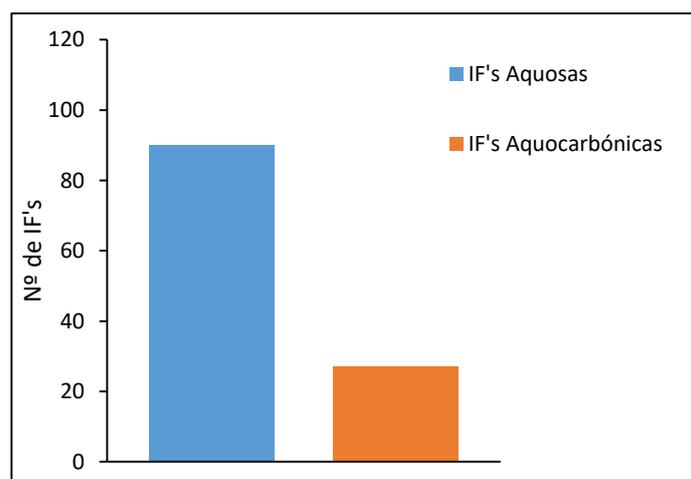


Figura 6.3. Quantidade de IF dos diferentes tipos observados nas diferentes áreas estudadas.

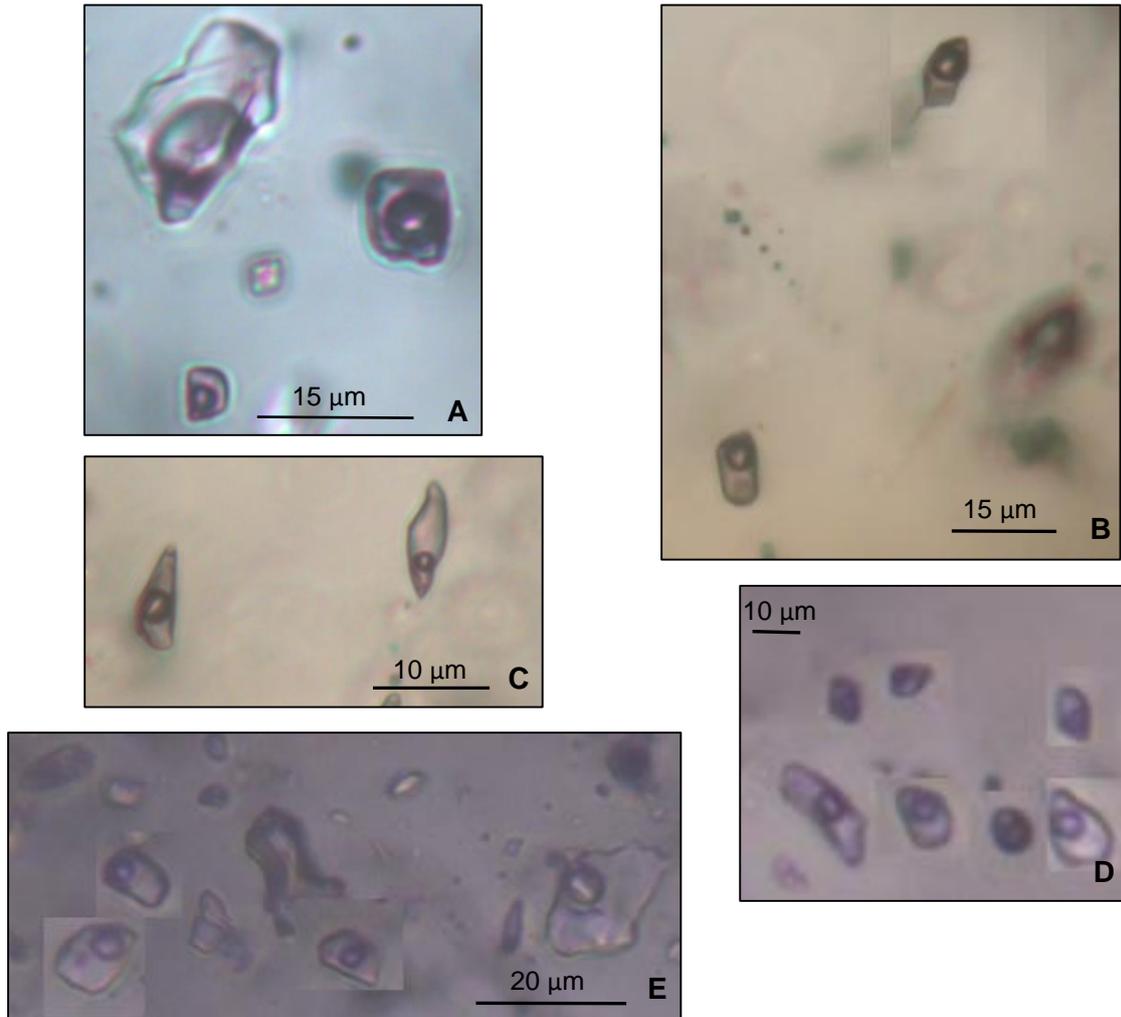


Figura 6.4. Exemplo de inclusões fluidas de Escádia Grande observadas. **A**, **B** e **C**: exemplo de IF aquocarbónicas da zona A4 da lâmina EG6; **D** e **E**: exemplo de IF aquosas da zona A2 da lâmina EG12 e da zona A6 da lâmina EG2.

As IF aquosas de baixa salinidade são designadas por L_w , indicando “L”, tal como atrás referido, que a fase líquida é dominante e a homogeneização final ocorre em meio líquido, e “w” indica que a água é dominante na fase volátil.

As temperaturas de fusão do último cristal de gelo (T_{mi}) para as IF do tipo L_w variam entre $-6,6\text{ °C}$ e $-0,4\text{ °C}$, tendo como média $-2,9\text{ °C}$ e mediana de 2,5 no intervalo $[-2,0; -2,9]\text{ °C}$. Não foi possível observar a temperatura de fusão do primeiro cristal de gelo (T_{fm}) devido ao diminuto tamanho das inclusões fluidas e ao reduzido volume de líquido que se produz durante essa fusão. As temperaturas de homogeneização total (T_H) tem como média 227 °C , tendo como temperatura mínima e máxima 124 °C e 356 °C , respetivamente (fig.6.5).

Conclusões

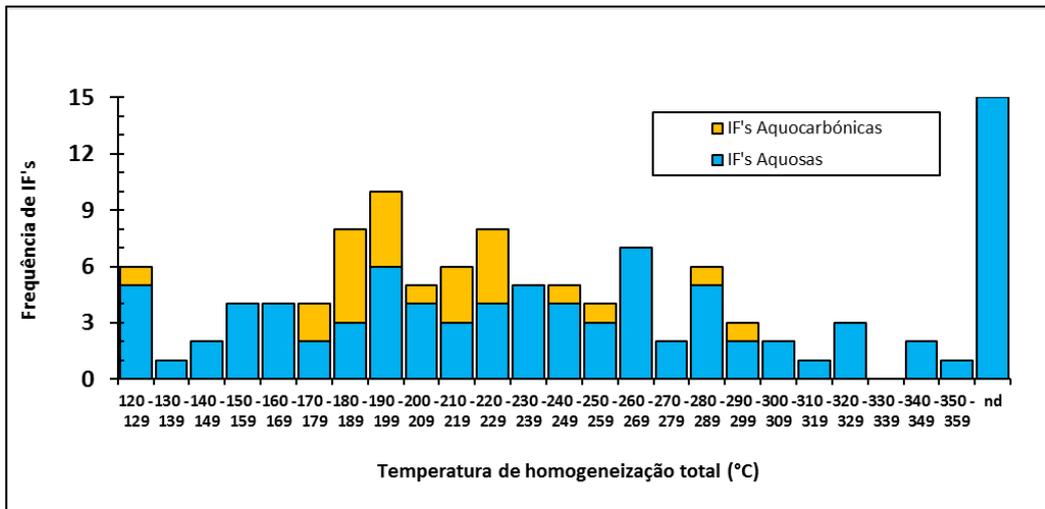


Figura 6.5. Frequência de IF dos dois tipos observados para as diferentes temperaturas de homogeneização total registradas.

Para as IF aquocarbônicas as temperaturas de homogeneização total (T_H), todas em líquido, variam entre 124 °C e 294 °C, tendo como temperatura média 208 °C (fig.6.5). A temperatura média de fusão do último cristal de gelo (T_{mi}) é de -2,2 °C, apresentando como valor máximo -1,3 °C e valor mínimo -3,2 °C. A temperatura de fusão dos clatratos (T_{mCl}) ocorre, normalmente, a cerca de 9,0 °C, apresentando valor máximo e mínimo de 11,8 °C e 7,8 °C, respectivamente (fig.6.6 e 6.7).

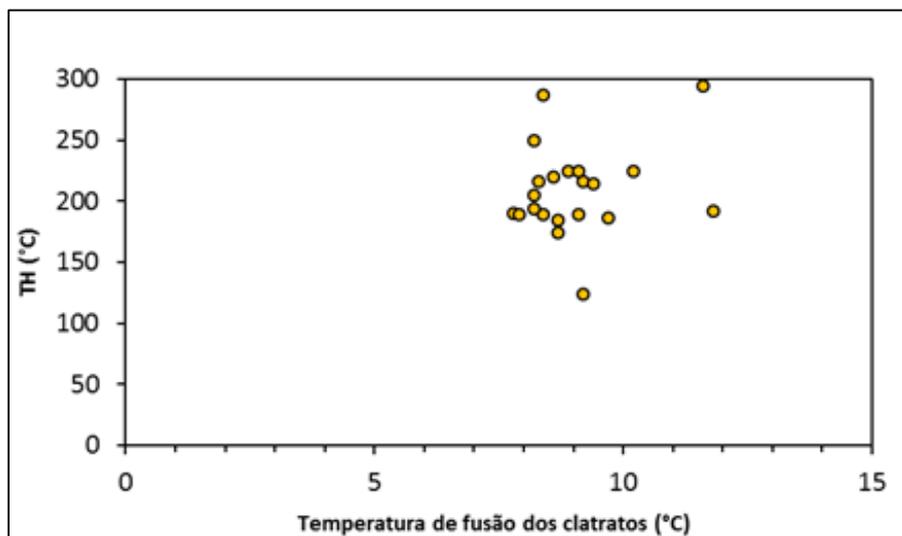


Figura 6.6. Temperatura de homogeneização total em função da temperatura de fusão dos clatratos para as inclusões aquocarbônicas.

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

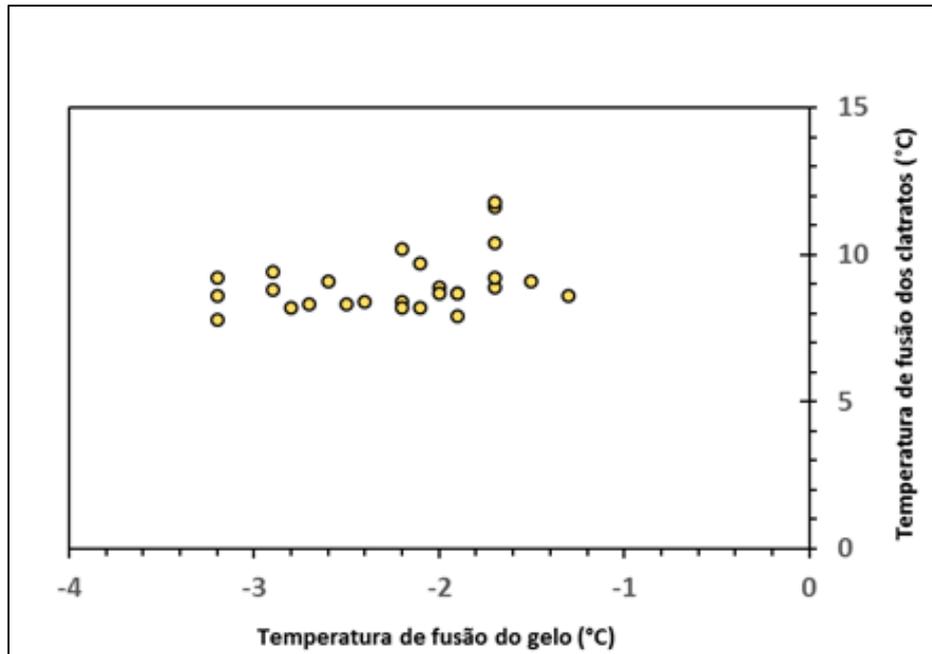


Figura 6.7. Temperatura de fusão dos clatratos em função da temperatura de fusão do último cristal de gelo para as inclusões fluidas aquocarbônicas.

Estas inclusões (L_w) apresentam salinidades inferiores a 10,9 % peso eq. NaCl, sendo a média de 4,9 % peso eq. NaCl e a mediana entre [4,3; 4,5] % peso eq., para o intervalo [4,0; 4,9] (fig.6.8 e 6.10). Geralmente apresentam Flw (percentagem da ocupação da fase de vapor na inclusão (fig.6.9)) entre 0,7 e 0,95, ocorrendo muito pontualmente inclusões com Flw de 0,5, valor que possivelmente se deve a leakage (fuga de fluido ocorrida de forma natural).

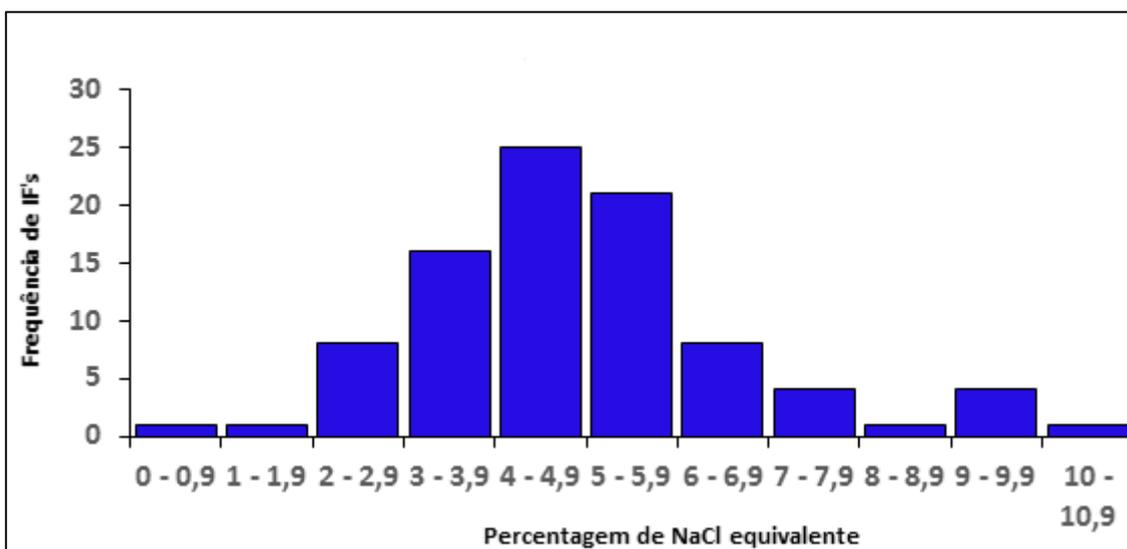


Figura 6.8. Histograma de frequência da salinidade (cloreto de sódio equivalente) em IF aquosas.

Conclusões

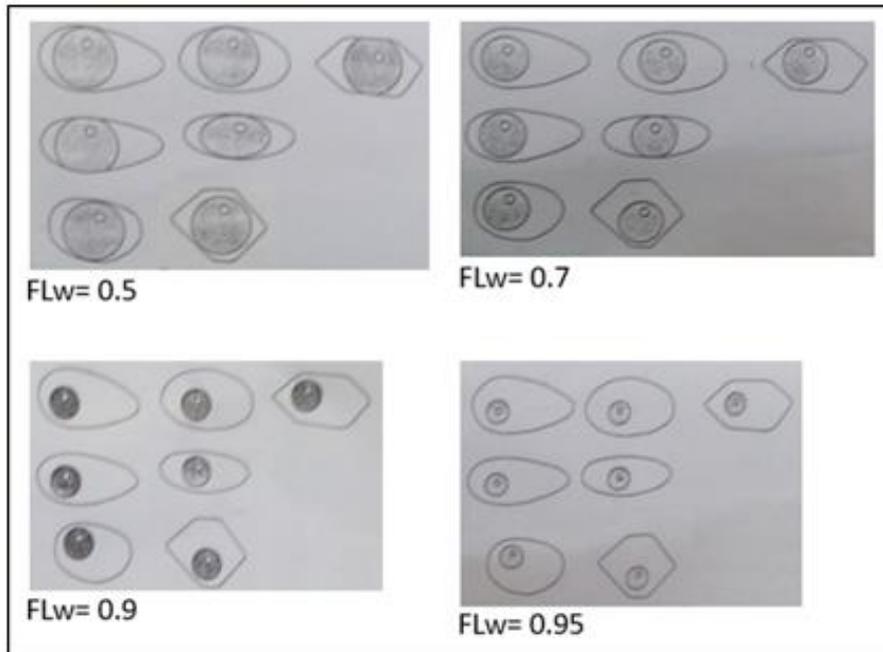


Figura 6.9. Quadros para a determinação do FLw.

As inclusões aquocarbônicas apresentam um FLw de 0,7 a 0,95, ocorrendo ainda inclusões com FLw de 0,5, sendo, contudo muito pouco frequentes. Estas IF observam-se mais raramente nas lâminas EG2 e EG12 e com maior frequência na lâmina EG6. A salinidade das IF aquocarbônicas determinou-se de acordo com o gráfico de Collins (1979) (ver 4.3.2). Esta não ultrapassa os 4,3 % peso eq. NaCl, sendo o valor médio de cerca de 2,7 % peso eq. NaCl.

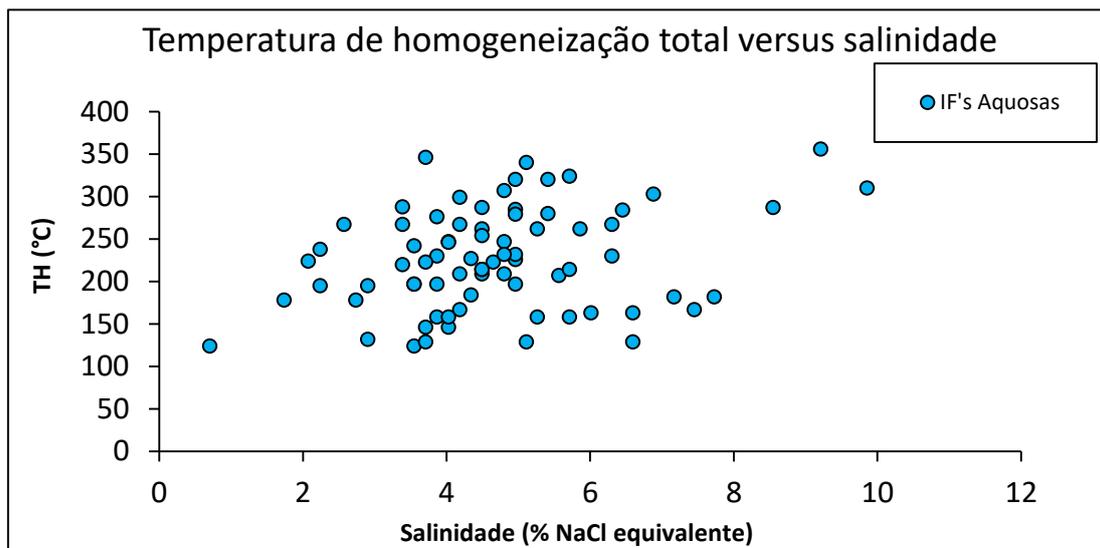


Figura 6.10. Variação da temperatura de homogeneização total em função da salinidade para as IF aquosas.

6.3 - Tipo de fluidos

6.3.1 - IF da região Centro de Portugal e sua possível relação com os fluidos de Escádia Grande

A Zona Centro Ibérica foi alvo de dois estudos respetivos à química dos fluidos contidos nas inclusões fluidas nos grãos de quartzo.

Um desses estudos foi realizado por Murphy & Roberts (1997), onde analisaram as características dos fluidos de uma grande região mineralizada na região central do país, numa área definida pelo polígono Escádia Grande – Vila de Rei – Albuquerque – Castelo Branco. Contudo, não foi possível aos autores observar o local nem amostras de Escádia Grande.

No entanto, podemos extrapolar os resultados obtidos por estes autores (fig.6.11), tendo em conta os resultados por nós obtidos no estudo microtermométrico das IF de Escádia Grande. Assim podemos referir que as IF observadas correspondem ao tipo 3 e 4 identificados por Murphy & Roberts (1997):

Tipo 3 – inclusões fluidas aquosas de muito baixa salinidade (<2 % peso eq. NaCl).

Tipo 4 – as inclusões fluidas deste tipo são subdivididas em dois subtipos distintos, ambos contêm fluidos aquosos de baixa salinidade (cerca de 5 % peso eq. NaCl), mas enquanto que o primeiro subtipo (4a) apresenta uma fase aquosa de comportamento normal, o segundo subtipo (4b) mostra algumas evidências da presença de clatratos. As inclusões do tipo 4b parecem ser um tipo intermédio entre o tipo 2 e 4a.

Estes autores, estudaram as inclusões fluidas em amostras cujas idades relativas haviam sido determinadas utilizando relações de campo e análises microtexturais. Portanto, foi-lhes possível determinar a cronologia do fluido em relação às condições de pressão-temperatura durante o metamorfismo, deformação e as intrusões graníticas (fig.6.12).

Naden & Shepherd (1991) publicaram um resumo de um estudo sobre os voláteis de inclusões fluidas dos depósitos de Jales e de Escádia Grande. Nesse estudo referem que as rochas encaixantes exercem um forte controlo químico no fluido e, por isso, na região metassedimentar onde se insere Escádia Grande, os voláteis são enriquecidos em metano e azoto e apresentam elevadas razões N_2/CO_2 .

Estes autores consideram como possível causa de precipitação da mineralização aurífera a desestabilização dos complexos de metais, devido à imiscibilidade entre fluidos ricos em

Conclusões

voláteis (CO₂-CH₄-N₂) e fluidos ricos em H₂O, no seguimento de saturação dos fluidos naqueles gases, devido a reações fluido-rocha.

Tendo em conta o estudo de Murphy & Roberts na região de Escádia Grande – Vila de rei – Albuquerque – Castelo Branco, as composições extremas possíveis para os fluidos aquocarbónicos determinaram-se de acordo com as composições máximas observadas por estes autores para fluidos do tipo 2 (fig.13). Embora, não tenham sido observados no estudo microtermométrico este tipo de fluidos, é bastante provável que a composição volátil seja idêntica à dos fluidos aquocarbónicos por nós observados.

Tipo	100µm	Fluido	Características Microtermométricas	Nº medido/Nº de amostras	Ocorrência
1		Aquo-carbónico	Salinidade <4-6% wt, TmCO ₂ -56,6 a -65,9 °C, p _c ≈ 0,2-0,4 gcm ⁻³ . XH ₂ O 89-98% mol ThTot 250-380 °C.	156 / 6	Associado a falhas.
2		Aquo-carbónico	Salinidade <6% wt NaCl, TmCO ₂ rara, -57,2 a 73,6 °C, ThCO ₂ não observada. XH ₂ O >97% mol, ZN ₂ 30-50% mol, ZCH ₄ 5-30% mol; ThTot 190-330 °C.	311 / 19	Difundidas em toda a região, fluidos aquocarbónicos diluídos.
3		Aquoso	Salinidade <2% wt NaCl, ThTot 110-320 °C.	78 / 10	Fluidos tardios de baixa temperatura, provavelmente meteóricos.
4		Aquoso	Salinidade 4-6% wt NaCl, ThTot 4a) 100-300 °C, 4b) 180-340 °C, algumas evidências de clatratos.	4a) 84 / 13 4b) 96 / 13	Difundidas em toda a região, geralmente associadas ao tipo 2 (versões mais diluídas).
5		Aquoso	Salinidade 25-40% wt eq NaCl. Composição provável: NaCl+CaCl ₂ ±MgCl ₂ ±FeCl ₂ , ThTot 30-100 °C. Tipo 5a contendo Li ? com mineral filho de halite.	5a) 7 / 1 5b) 75 / 9	Estádio muito tardio, sempre em alinhamentos, posterior a todas as outras inclusões. Ocorrência espacial limitada.
6		Carbónico	TmCO ₂ ≈ -61 °C, ThCO ₂ para Vc≈ -30 °C, p _c =0,2 gcm ⁻³ , ZN ₂ =50% mol, XH ₂ O<50% mol, p _{bulk} =0,3 gcm ⁻³ .	33 / 4	Estádio tardio, associado com granitos. Raras inclusões aquocarbónicas com a mesma composição e densidade de gás.

Figura 6.11. Tipos de inclusões fluidas observados em ocorrências de ouro na região entre Escádia Grande – Vila de Rei – Albuquerque – Castelo Branco (adaptado de Murphy & Roberts, 1997).

6.3.2 – Fluidos de Escádia Grande

Composição e densidades dos fluidos

A composição das IF do tipo L_{w-c} é do tipo H₂O – NaCl (– CO₂). Contudo, a composição global do fluido depende da quantidade de outros gases existentes na fase volátil, cujo estudo em espectrometria Raman não foi possível realizar.

As composições calcularam-se para três fluidos com composição volátil distinta (fluido A, fluido B, fluido C) (fig.13). Para cada um deles foi determinada a composição global para a temperatura de homogeneização máxima, média e mínima (294 °C, 208 °C e 124 °C, respetivamente (tabela 6.1).

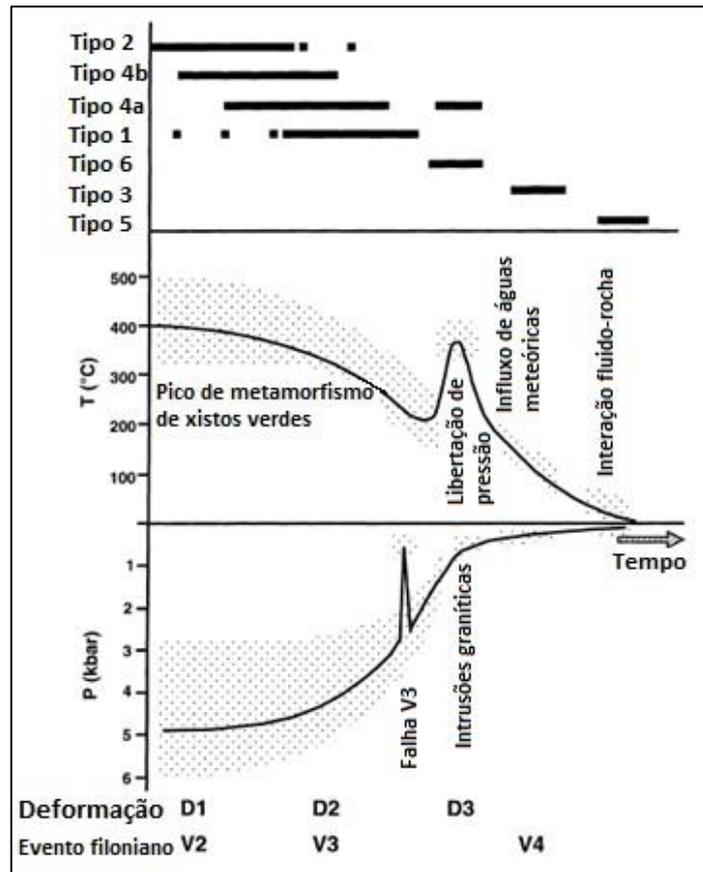


Figura 6.12. Evolução dos fluidos regionais com o tempo, em termos de pressão e temperatura, em relação aos principais eventos deformaionais e intrusivos. A ocorrência aproximada para os principais tipos de inclusões fluidas é indicada no topo da figura (adaptado de Murphy & Roberts, 1997). Segundo estes autores, a gênese do depósito de Escádia Grande é atribuída ao evento V2.

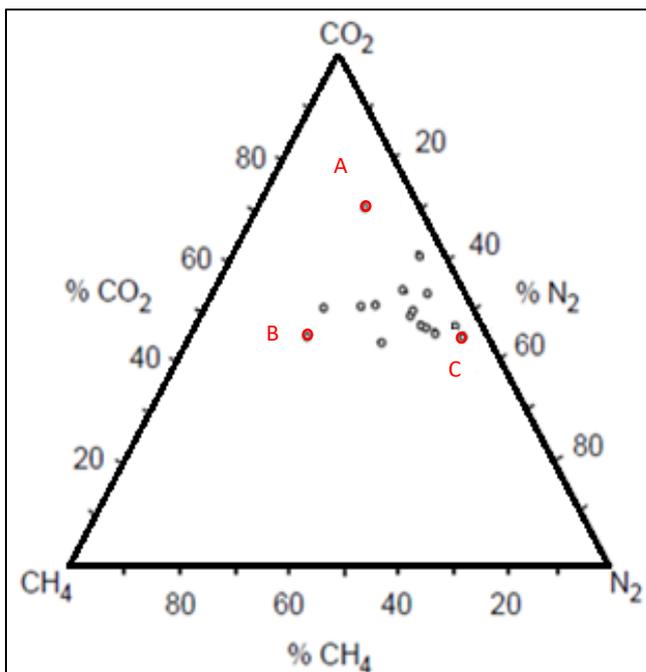


Figura 6.13. Conteúdo volátil dos fluidos aquocarbônicos das IF do tipo 2 (adaptado de Murphy & Roberts, 1997).

Fluido A: CO₂=70%, N₂=20%, CH₄=10%;
 Fluido B: CO₂=45%, N₂=20%, CH₄=35%;
 Fluido C: CO₂=45%, N₂=50%, CH₄=5%.

Conclusões

Tabela 6.4 – Composição extrema da fase volátil, composição e densidade global extremas para os fluidos aquocarbônicos de Escádia Grande. Composição da fase volátil e composição global em %mole.

Fluidos aquocarbônicos									
	Fase Volátil			Composição Global					
	CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	N ₂	NaCl	d
Lw-c A1	70	10	20	91,6	5,1	0,4	0,8	2,2	0,77
Lw-c A2	70	10	20	92,7	4,1	0,3	0,5	2,6	0,75
Lw-c A3	70	10	20	92,5	3,9	0,3	0,5	2,6	0,75
Lw-c B1	45	35	20	92,1	3,4	1,4	0,8	2,4	0,76
Lw-c B2	45	35	20	93,1	2,7	0,9	0,5	2,8	0,75
Lw-c B3	45	35	20	92,9	2,8	1,0	0,6	2,6	0,75
Lw-c C1	45	5	50	90,3	4,6	0,3	3,1	1,6	0,79
Lw-c C2	45	5	50	91,9	3,6	0,2	2,0	2,4	0,77
Lw-c C3	45	5	50	91,7	3,7	0,2	2,1	2,2	0,77

Lw-c A1, B1 e C1: composição para a Th máxima para o fluido A, B e C, respetivamente;
 Lw-c A2, B2 e C2: composição para Th média para o fluido A, B e C, respetivamente;
 Lw-c A3, B3 e C3: composição para a Th mínima para o fluido A, B e C, respetivamente;
 d: densidade.

Relacionando as temperaturas de fusão do último cristal de gelo e a salinidade de acordo com a expressão de Bodnar (1993), as inclusões de tipo L_w possuem uma composição compreendida entre 0,4 % mol e 6,3 % mol de NaCl, com média de 3,25 % mol de NaCl (tabela 6.2).

Tabela 6.5 – Composição global máxima, média e mínima para os fluidos aquosos de Escádia Grande. Composição global em %mole.

Fluidos aquosos			
	Composição Global		
	H ₂ O	NaCl	D
Lw 1	99,6	0,4	0,72
Lw 2	97,0	3,0	0,88
Lw 3	93,7	6,3	0,95

Lw 1: composição máxima; Lw 2: composição média; Lw 3: composição mínima; d: densidade.

Condições P-T

As propriedades P-V-T-X de cada inclusão determinam uma isócora no plano P-T. A reconstrução das condições de P-T de aprisionamento dos fluidos é deduzida com base no traçado de isócoras representativas das diferentes tipologias. Assim, um conjunto de isócoras das inclusões fluidas caracterizam um determinado episódio de fluidos, delimitam um domínio de pressão de aprisionamento dessas inclusões, sendo a pressão mínima de aprisionamento fixada pela temperatura de homogeneização global das inclusões.

Contudo, é necessário ter em conta que um certo número de incertezas podem afetar o traçado das isócoras e conseqüentemente a estimativa dos valores de pressão. De entre elas refere-se principalmente os problemas inerentes às estimativas da quantidade de água em inclusões pertencentes a uma mesma geração de fluidos, implicando grande variação no cálculo da densidade e conseqüentemente no traçado das isócoras. Para além destes problemas associadas à variação da quantidade de água, outros de ordem analítica podem intervir no traçado das isócoras, tais como:

- As imprecisões devidas à estimativa de salinidade calculada quer a partir da temperatura de fusão dos clatratos quer da temperatura de fusão do gelo;

- Os erros cometidos durante as diferentes etapas de cálculo da composição global das inclusões fluidas, sobretudo na estimativa do volume molar da fase carbónica, uma vez que se trata apenas disso mesmo, uma suposição sobre a quantidade de CO₂, N₂ e CH₄ que corresponderá à fase volátil destas inclusões.

A estes problemas acresce ainda as incertezas associadas à determinação da pressão mínima de aprisionamento, pois nem sempre é possível determinar a temperatura de homogeneização global tanto pelo facto das inclusões aquocarbónicas decrepitarem com uma certa frequência, como por apresentarem dimensões reduzidas.

As isócoras calculadas podem ser observadas na figura seguinte (fig.6.14).

As temperaturas de homogeneização dos fluidos aquocarbónicos situam-se, tal como vimos anteriormente, no intervalo de [124, 294] °C, tendo de média 208 °C. Estas são as temperaturas mínimas às quais pode ter ocorrido o aprisionamento destes fluidos. Contudo, estes fluidos podem ter sido aprisionados a qualquer par T-P ao longo da isócora, sendo os valores de pressão e temperatura referidos os valores mínimos a que pode ocorrer o aprisionamento dos fluidos.

Conclusões

Para as inclusões aquosas as temperaturas de homogeneização variam entre 124 °C e 356 °C, apresentando como temperatura média 227 °C, correspondendo a T_h à temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos.

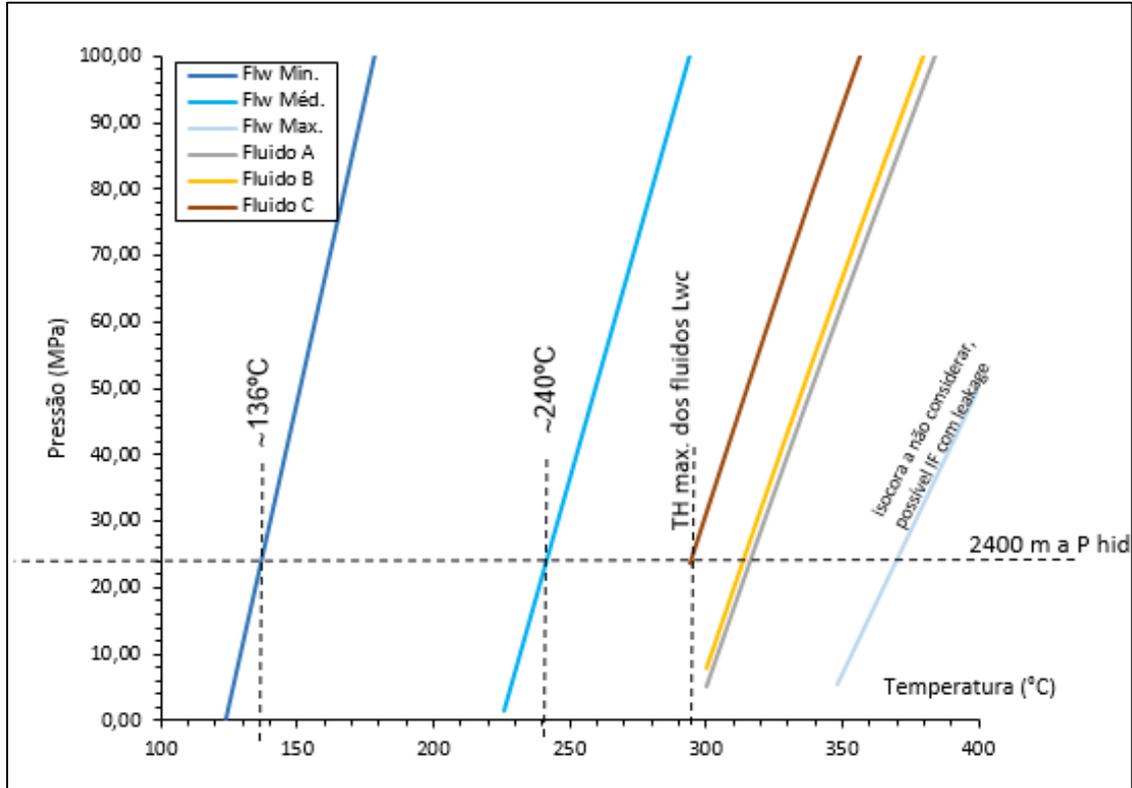


Figura 6.14. Isócoras para os fluidos aquosos e aquocarbônicos de Escádia Grande.

Capítulo 7

Conclusões

Conclusões

O filão mineralizado de Escádia Grande, sobre o qual este estudo incidiu, é constituído maioritariamente por quartzo, ocorrendo três diferentes tipos deste mineral (Q1, Q2, Q3), ao qual se associam os sulfuretos e o ouro.

A mineralização é constituída maioritariamente por arsenopirite, pirite, esfalerite e galena. A marcassite e boulangerite são menos comuns, embora ocorram em maior quantidade que a calcopirite e pirrotite, sendo estas bastante raras.

O ouro ocorre sob a forma de electrum, encontrando-se preferencialmente em fraturas e espaço intergranular de arsenopirite e pirite, quartzo e galena. Mais raramente ocorre em pequenas inclusões na arsenopirite e pirite e associado à boulangerite.

Associados aos sulfuretos observam-se carbonatos de ferro e magnésio, especialmente em filonetes de quartzo hialino, e debruando cristais de pirite e esfalerite.

De acordo com as relações texturais observadas e as análises químicas minerais realizadas, são propostos três estádios de deposição para a mineralização. O primeiro estágio caracteriza-se pela deposição de grandes massas de quartzo leitoso, constituindo a matriz do filão, e minerais sulfuretados de ferro (pirrotite, arsenopirite e pirite). Este estágio é marcado por deformação essencialmente dúctil, especialmente visível no quartzo. No segundo estágio a deposição de quartzo límpido é dominante, acompanhada por galena, esfalerite ferrífera e zincífera, pirite, arsenopirite II e electrum. A fase inicial deste estágio evidencia deformação frágil, atingindo quase exclusivamente a massa quartzosa de tipo Q2. No terceiro estágio ter-se-á depositado essencialmente galena e boulangerite assim como a maioria do ouro do filão. Neste estágio deposita-se ainda quartzo de grão mais fino, preenchendo sobretudo fracturas existentes na matriz quartzosa.

As inclusões fluidas presentes nos grãos de quartzo do filão de Escádia Grande ocorrem geralmente em grupos e alinhamentos intragranulares no quartzo de tipo Q1 e Q2 (inclusões primárias ou pseudosecundárias).

São maioritariamente inclusões aquosas de tipo L_w , constituídas por componente aquosa dominante de baixa salinidade (<2,9 % wt. eq. NaCl). Em menor número ocorrem ainda inclusões fluidas aquocarbónicas de tipo L_{w-c} , de baixa salinidade, definidas pelo sistema H_2O -NaCl-(CO_2 - N_2). A fase volátil destes fluidos será, provavelmente rica em CO_2 e N_2 .

Tendo em conta os tipos de inclusões aprisionadas nos grãos de quartzo e as suas composições, o fluido mineralizante será resultado de uma mistura de fluidos meteóricos circulantes com aquocarbónicos de origem em zonas inferiores. Sendo os fluidos estudados o produto dessa mistura, fluidos aquosos de baixa salinidade e fluidos aquocarbónicos com componente carbónica diminuta.

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

A temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos é de 294 °C (T_H máxima para os fluidos aprisionados nos grãos de Escádia Grande), á qual corresponde uma pressão de aprisionamento mínima de cerca de 24 MPa. A profundidade de aprisionamento para esta pressão, considerando um regime hidrostático, é de 2,4 km.

Tendo em conta, a abundância de inclusões aquosas de baixa salinidade, poderemos considerar que a pressão de aprisionamento se trata de uma pressão hidrostática. A profundidades de 2,4 km o comportamento da crosta seria frágil.

O regime frágil sugere distensão da crosta, ou seja, um contexto tardi a pós orogénico para a formação deste depósito.

As fraturas permitiram a circulação das águas meteóricas no sistema hidrotermal e conseqüentemente a precipitação dos minerais metálicos, e funcionaram como armadilha para o fluido mineralizante.

As litologias envolventes definem a composição dos fluidos aquocarbónicos, resultantes da desvolatilização metamórfica, originando um fluido com pH perfeito para a solubilidade do ouro, e o tipo de mineralização, pois os metais precipitados terão sido lixiviados pelos fluidos metamórficos.

Referências bibliográficas

- Abzalov, M. (2007). Zarmitan granitoid-hosted gold deposit, Tian Shan belt, Uzbekistan. *Economic Geology*, 102, 519-532.
- Almeida, A., & Noronha, F. (1988). Fluids associated with W and Ag-Au of the Mirandela area, NE Portugal: an example of peri-granitic zoning. *Bulletin Minéralogique*, 111, 331-341.
- Amaral, F., Dias, R., Coke, C., Romão, J., & Ribeiro, A. (2014). A fase de deformação sarda na Zona Centro-Ibérica. *Comunicações Geológicas*, 101, Especial I, 239-242.
- Andrade, R. S. N. (1985). Fotointerpretação geológica da região de Góis. DGGM – SFM, 8p.
- Baker, T., & Lang, J.R. (2001). Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone-Tungsten magmatic belt, Yukon territory, Canada. *Mineralium Deposita*, 36, 563-582.
- Baker, T. (2002). Depth emplacement and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, 97, 1111-1117.
- Baker, T., Pollard, P. J., Mustard, R., Mark, G., & Graham, J. L. (2005). A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: Implications for exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 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*, 26, 795-802.
- Berger, B. R. (1986). Descriptive model of Homestake Au, in Cox, D.P., & Singer, D.A. (eds.), *Mineral deposit models*. U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 244-247.
- Bierlein, F. P., & Crowe, D. E. (2000). Phanerozoic orogenic gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 103-139.
- Bodnar, R. J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., & Steele-Macinnis, M. (2014). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. In Holland H. D. & Turekian K. K. (eds.), *Treatise on geochemistry*, 2^a ed., 13, 119-142. Oxford: Elsevier.
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D. A., Yardley, B. W. D., Noronha, F., & 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*, 60, 43-57.

Refrências bibliográficas

- Borrvalho, V., & Parra, A. (1988). Projecto 2.4.1. Reconhecimento e avaliação de recursos minerais (região de Góis). Plano de actividades para 1988. DGGM – SFM, 36p.
- Cabral, J. (1995). Neotectónica em Portugal Continental. Memórias do I. G. M, 31, 265p.
- Cabral, J. (2012). Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 71-84.
- Caessa, P. N. S., Oliveira, D. P. S., & 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*, 40, 71-79.
- Carvalho, A. D. (1974). Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal. *Estudos, Notas e Trabalhos do SFM*, vol. XXIII, 3-4, 91-106.
- Carvalho, A. D. (1978). Quatro exemplos de jazigos auríferos portugueses. Congresso 78 da Ordem dos Engenheiros, Lisboa, Tema 3, Comunicações 2, 24p.
- Carvalho, A. D. (1979). Breves referências sobre jazigos auríferos portugueses. *Boletim de Minas*, 16, 3-4, 139-150.
- Carvalho, A. D. (1986). Trabalhos de pesquisa na região mineira de Góis. DGGM – SFM, Sector de Avaliação de Recursos Minerais, 26p.
- Carvalho, J.H. (1988). Geological mapping of the area surrounding the Escádia Grande Mine (in portuguese). DGGM.
- Carvalho, P.C.S., Neiva, A.M.R, Silva, M.M.V.G, & Santos, A.C.T. (2014). Contaminação ambiental provocada por antiga mina de Au-Ag em linhas de água com drenagem circum-neutral, centro de Portugal. *Comunicações Geológicas*, 101, I, 977-980.
- Cepedal, A., Fuertes-Fuente, M., Martín-Izard, A., García-Nieto, J., & Boiron, M. C. (2013). An intrusion-related gold deposit (IRGD) in the NW of Spain, the Linares deposit: Igneous rocks, veins and related alterations, ore features and fluids involved. *Journal of Geochemical Exploration*, 124, 101-126.
- Cerveira, A. (1947). Notas sobre uma mina de ouro da Serra da Louzã. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 6 (III), 245-254.
- Cerveira, A. (1952). Relações entre os jazigos hipogénicos portugueses de ouro e tungsténio. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 10 (I-II-III), 133-144.

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

- Collins, P. (1979). Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74, 1435-1444.
- Corrêa, R., Oliveira, C., Vidotti, R., & Souza, V. (2015). Regional-scale pressure shadow-controlled mineralization in the Príncipe Orogenic Gold Deposit, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*, 71, 273-304.
- Costa, J. C. (1950). Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 27p.
- Cunha, P. (2000). Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo-Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). *Ciências da terra (UNL)*, 14, 129-144.
- Davis, D.W., Lowenstein, T.K., & Spencer, R.J. (1990). Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, and NaCl-CaCl₂-H₂O: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 591-601.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., & Rebelo, J. (2013). Evolução estrutural dos sectores setentrionais do Autóctone da Zona Centro-Ibérica. In Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal Vol.1.* (pp.73-148). Escolar Editora.
- Dill, H. G. (2010). The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminium to zirconium. *Earth-Science Reviews*, 100, 1-420.
- Elmer, F. L., Powell, R., White, R. W., & Phillips, G. N. (2007). Timing of gold mineralization relative to the peak of metamorphism at Bronzewing, Western Austrália. *Economic Geology*, 102, 379-392.
- Evans, K. A., Phillips, G. N., & Powell, R. (2006). Rock-buffering of auriferous fluids associated with the Golden Mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia. *Economic Geology*, 101, 805-818.
- Gauthier, M., Trépanier, S., & 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*, 69, 1-15.
- Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G., & Groves, D. I. (1995). A classification scheme for epigenetic Archean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita*, 30, 408-410.
- Goinhas, J., & Viegas, L. (1983). Província metalogénica estanífera e tungsténica ibérica. *Estudos, Notas e Trabalhos do SFM*, XXV, 3-4, 147-178.

Refrências bibliográficas

- Goldfarb, R. J., Groves, D. I., & Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18, 1-75.
- Goldfarb, R. J., Baker, T., Dube, B., Groves, D. I., Hart, C. J. R., & Gosselin, P. (2005). Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 407-450.
- Goldstein, R.H., & Reynolds T.J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course 31 (pp. 1-21). Oklahoma, U.S.A.: Society for Sedimentary Geology.
- Gomes, E.M.C., Pereira, L.C.G., Macedo, C.A.R. (1991). O plutonito do Coentral: idade K-Ar e consequências geotectónicas. *Memórias e Notícias, Publicações Mus. Laboratório Mineralogia e Geologia, Universidade de Coimbra*, 112, 171-183.
- Gomes, E.M.C., Pereira, L.C.G., Marques, R.M.C., Silva, M.M.V.G. (2007). O granito de Coentral no quadro dos granitos ante-hercínicos da Zona Centro Ibérica: mineralogia, petrologia e geoquímica (CD ROM). *Actas VI Congresso Ibérico de Geoquímica / XV Semana de Geoquímica. Vila Real*, 113-116.
- Gomes, E., Antunes, I. (2011). O Granito de Coentral Revisitado: Idade U-Pb de Zircão. VIII Congresso Ibérico de Geoquímica, Livro de actas, 1, 235-239.
- Groves, D. I. (1993). The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 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., Vierreicher, R. M., McCuaig, T. C., & 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 85, 155-172.
- Groves, D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G., & 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*, 13, 7-27.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Robert, F., & Craig, J. R. H. (2003). Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98, 1-29.
- Groves, D. I., Condie, K. C., Goldfarb, R. J., Hronsky, J. M. A., & Vielreicher, R. M. (2005). Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, 100, 203-224.
- Hagemann, S. G., & Cassidy, K. F. (2000). Archean orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 9-68.

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

- Henriques, D. (2012). Identificação e caracterização de locais de interesse geológico (LIGS) na Serra da Lousã (Dissertação de Mestrado). Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- 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. (1993). A multi-stage, multi-process genetic hypothesis for greenstone-hosted gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 8, 349-382.
- Inverno, C. M. C. (2002). Primary gold deposits in Portugal - "mesothermal" or epithermal?. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89, 53-58.
- Inverno, C. M. C. (2011). Comparison between orogenic (or mesothermal) gold deposits and intrusion-related gold deposits. Some extrapolation to Portugal. *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe*, 36, 99-156.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., & Conde, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000 y Memória Explicativa. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., & Conde, L. (1974). Mapa tectónico da Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1.000 000. Memória explicativa. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Junta de Freguesia de Alvares (s.d). 15 de Set. 2016 <www.freguesiadealvares.pt>.
- Kerrick, R. (1993). Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineralium Deposita*, 28, 362-365.
- Kihle, J., & Johansen, H. (1994). Low-temperature isothermal trapping of hydrocarbon fluid inclusions in synthetic crystals of KH₂P0₄: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 1193-1202.
- Lang, J. R., Baker, T., Hart, C. J. R., & Mortensen, J. K. (2000). An exploration model for intrusion-related gold deposits. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 40, 1-25.
- Lang, J. R., & Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36, 477-489.
- 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" (2.189-2.202). Hobart, Tasmânia.

Refrências bibliográficas

- Lotze, F. (1945). Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92.
- Lourenço, A. (2002). Paleofluidos e mineralizações associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica (Tese de Doutoramento). Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Porto.
- Mair, J. L., Goldfarb, R. J., Johnson, C. A., Hart, C. J. R., & Marsh, E. E. (2006). Geochemical constraints on the genesis of the Scheelite Dome intrusion-related gold deposit, Tombstone gold belt, Yukon, Canada. *Economic Geology*, 101, 523-553.
- Manuel, R. (2015). Contribuição da detacção remota para a prospecção de jazigos de Sn, W e Au na região de Góis (Dissertação de Mestrado). Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa.
- Marcoux, E., Khadija, N., Branquet, Y., Ramboz, C., Ruffet, G., Peucat, J., Stevenson, R., & Jébrak, M. (2015). Late-Hercynian intrusion-related gold deposits: An integrated model on the Tighza polymetallic district, central Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 107, 65-88.
- Marques, F. O., Mateus, A., & Tassinari, C. (2002). The Late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics*, 359, 255-270.
- Mateus, A., & Noronha, F. (2010). Sistemas mineralizantes epigenéticos na Zona Centro-Ibérica; expressão da estruturação orogénica Meso- a Tardi-Varisca. In *Ciências Geológicas-Ensino e Investigação e sua história*, II, 47-61.
- McCoy, D., Newberry, R. J., Layer, R., DiMarchi, J. J., Bukke, A., Masterman, S., & Minehane, D. L. (1997). Plutonic-related gold deposits of interior Alaska. *Economic Geology Monograph*, 9, 191-241.
- McLimans, R.K. (1987). The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs: *Applied Geochemistry*, 2, 585-603.
- Meireles, C., Sequeira, A. J. D., Castro, P., & Ferreira, N. (2013). New data on the lithostratigraphy of Beiras Group (Schist Greywacke Complex) in the region of Góis-Arganil-Pampilhosa da Serra (Central Portugal). *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 37, 105-124.
- Mikucki, E. J. (1998). Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Reviews*, 13: 307-321.
- Moura, A. (2002). Caracterização dos fluidos associados às mineralizações da mina de Neves Corvo, Portugal (Tese de Doutoramento). Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Porto.
- Murphy, P. J., & Roberts, S. (1997). Evolution of a metamorphic fluid and its role in lode gold mineralization in the Central Iberian Zone. *Mineralium Deposita*, 32, 459-474.

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

- Mustard, R. (2001). Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 36, 542-562.
- Naden, J., & Shepherd, T.J. (1991). Fluid inclusion volatiles and gold mineralisation in central Iberian granite and schist terranes. *Plinius*, 5, 157p.
- Neiva, J. M. C., & Neiva, A. M. R. (1989). The gold area of Jales (Northern Portugal). *Terra Nova*, 2, 243-254.
- 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, Universidade de Coimbra*, 113, 75-91.
- Noronha, F. (1988). Mineralizações. *Geonovas*, 10, 37-54.
- Noronha, F., & Ramos, J. M. F. (1993). Mineralizações auríferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões. *Caderno Laboratório Xeológico de Laxe*, 18, 133-146.
- Noronha, F., Cathelineau, M., Boiron, M. C., Banks, D. A., Dória, A., Ribeiro, M. A., Nogueira, P., & Guedes, A. (2000). A three stage fluid flow model for Variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*, 71, 209-224.
- Noronha, F., Ribeiro, M. A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H. C., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R., & Vieira, R. (2013). Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal). In Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal Vol.1 (377-402)*. Escolar Editora.
- Nunes, A. (1985a). Mina de ouro de Escádia Grande - Planta dos trabalhos subterrâneos, Escala 1:1000. SFM.
- Nunes, A. (1985b). Mina de ouro de Escádia Grande - Trabalhos mineiros segundo o plano de filão (Dir. N30 °O - Inc. 50 °SO), Escala 1:1000. SFM.
- Nutt, C. J., & Hofstra, A. H. (2007). Bald Mountain gold district, Nevada: A Jurassic reduced intrusion-related gold system. *Economic Geology*, 102, 1129-1155.
- Oliveira, M. A. (1969). Geological report on Couto Mineiro de Gois, 16p.
- Pereira, E., Ribeiro, A., & Meireles, C. (1993). Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuadernos Laboratório Xeológico de Laxe*, 18, 89-119.

Refrências bibliográficas

- Pereira, M.F., Linnemann, U., Hofman, M., Chichorro, M., Solá, A.R., Medina, J., Silva, J.B. (2012). The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: Constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late neoproterozoic. *Precambrian research*, 192-195, 166-189.
- Parra, A. A. H. N. (1987). Reconhecimento prévio dos filões mineralizados em volframite da mina da Senhora da Guia. DGGM – SFM, 15p.
- Parra, A. A. H. N. (1988). Jazida estano-volframítica de Vale Pião. Aspectos geológicos e cálculo preliminar de reservas. DGGM – SFM, 53p.
- Parra, A. A. H. N. (1990). Resultados da aplicação do método mineralométrico com base em solos superficiais à prospecção de jazidas primárias de cassiterite, volframite e ouro na região de Góis. *Estudos, Notas e Trabalhos*, 32, 83-92.
- Parra, A. A. H. N. (1993). Resultados da aplicação do método mineralométrico com base em solos superficiais em rede detalhada à descoberta de jazidas primárias de cassiterite, volframite (scheelite) e ouro na região de Góis. *Estudos, Notas e Trabalhos*, IGM, 35, 21-33.
- Phillips, G., & Powell, R. (2010). Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 6, 689-718.
- Pirajno, F. (1992). *Hydrothermal mineral deposits*. Berlim, Springer-Verlag, 109p.
- Pironon, J., & Barres, O. (1990). Semi-quantitative FT-IR microanalysis limits: Evidence from synthetic hydrocarbon fluid inclusions in sylvite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 509-518.
- Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H., Craw, D., Olivo, G. R., Kerrich, R., & Brewer, T. S. (2006). Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: Insights from the Otago and Alpine schists. *Economic Geology*, 101, 1525-1546.
- Reis, A., Silva, M., & Antunes, I. (2010). The Precambrian/Lower Cambrian pluton from Vila Nova (Centro de Portugal). *Estudios Geológicos*, nº66, 1, 51-56.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D., & Monteiro, J. H. (1979). *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serviço Geológico de Portugal, Lisboa, 114p.
- Ribeiro, A., & Pereira, E. (1982). Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, 1, 3, 23-31.
- Ribeiro, A. (2013). Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal Vol.1*. Escolar Editora, 15-57.

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

- Ridley, J. R., & Diamond, L. W. (2000). Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Reviews in Economic Geology*, 13, 141-162.
- Roedder, E. (1984). Fluid Inclusions: Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 12, 644p.
- Roedder, E. (2002). Fluid inclusions. *Encyclopedia of Physical Science and Technology*, 3^a ed., 6p.
- Romão, J., Metodiev, D., Dias, R., & Ribeiro, A. (2013). Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica. In Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal Vol.1*. (pp.205-258). Escolar Editora.
- Routhier, P. (1963). Les gisements métallifères – Géologie et principes de recherche, 1, 867p. Paris: Masson et Cie.
- Rosa, D. R. N. (2001). Metallogenesis of the Jales gold district, northern Portugal. Colorado School of Mines, Golden, E.U.A.
- Rosa, D. R. N., & Romberger, S. B. (2003). Fluid evolution in the Jales Au district, Northern Portugal. *International Geology Review*, 45, 646-658.
- Sabouraud-Rosset, C. (1969). Expériences sur les inclusions hypersalines (NaCl-H₂O et KCl-H₂O). Diagnose de la halite et de la sylvite intracristalline: *Compte Rendue Academie des Sciences*, 268, 1671-1674.
- Sanislav, I., Kolling, S., Brayshaw, M., Cook, Y., Dirks, P., Blenkinsop, T., Mturi, M., & Ruhega, R. (2015). The geology of the giant Nyankanga gold deposit, Geita Greenstone Belt, Tanzania. *Ore Geology Reviews*, 69, 1-16.
- Saunders, J.A., Hofstra, A.H., Goldfarb, R.J., Reed, M.H. (2014). Geochemistry of Hydrothermal Gold Deposits. in Holland, H.D., & Turekian, K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry, Second Edition*, 13, (383-424). Oxford: Elsevier.
- Schneider, A. (1946). Notas descritivas para acompanhar a coleção de Secções Pulidas.
- Sequeira, A. D. J. & Sousa, M. B. (1991). O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) da região de Coimbra-Lousã. *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 112(A), 1-13.
- Sequeira, A. J. D., Cunha, P. P., & Sousa, M. B. (1997). A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Corja-Caramulo (Portugal Central). *Comunicações do IGM*, 83, 95-126.

Refrências bibliográficas

- Seward, T. M. (1991). The hydrothermal geochemistry of gold, in Foster, R.P. (ed.), Gold metallogeny and exploration (pp. 37-62). Glasgow: Blackie and Son, Ltd.
- Shannon, J. R., Walker, B. M., Carter, R. B., & Geraghty, E. P. (1982). Unidirectional solidification textures and their significance in determining ages of intrusions at the Henderson mine, Colorado. *Geology*, 10, 293-297.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., & Alderton, D. H. M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies, 1ª ed. (pp.199). Glasgow: Blackie & Son Ltd.
- Sillitoe, R. H. (1991). Intrusion-related gold deposits, in Foster, R.P. (ed.), Gold metallogeny and exploration (165-209). Glasgow: Blackie and Son, Ltd.
- Silva, A. F. (2005). A litostratigrafia e estrutura do Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico), em Portugal, e sua correlação com as correspondentes sucessões em Espanha. INETI, 32p.
- Smith, R., Thompson, J. F. H., Bressler, J., Layer, P. J. R., Mortensen, J. K., Abe, I., & Takaoka, H. (1999). Geology of the Liese Zone, Pogo property, east-central Alaska. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 38, 1-21.
- SIORMINP (2016). 15 de Set. 2016
<http://geoportal.lneg.pt/index.php?option=com_content&id=69&lg=pt>.
- Soares, A. F., Marques, J. F., Rocha, R. E. B., Sequeira, A. J. D., Sousa, M. B., Pereira, E., Cunha, P. P., Duarte, L. V. P., Pereira, L. C. G., & Gomes, E. (2005). Carta Geológica de Portugal, Folha 19D, Coimbra-Lousã, à escala 1:50 000. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa.
- Soares, A. F., Marques, J. F., & Sequeira, A. J. D. (2007). Notícia explicativa da folha 19-D Coimbra-Lousã da Carta Geológica de Portugal. INETI, 29p.
- Sousa, M. B. (1982). Litostratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico – Grupo do Douro (Nordeste de Portugal): estudo no sector geográfico de Pinhão - S. João da Pesqueira – Tabuaço – Paredes da Beira (Tese de doutoramento). Universidade de Coimbra, Coimbra.
- Talavera, C., Montero, P., Poyatos, D. M., Williams, I. S. (2012). Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist-Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain): Evidence from detrital zircon SHRIMP U-Pb geochronology. *Gondwana Research*, 22, 928-942.
- Thadeau, D. (1951). Geologia do Couto Mineiro da Panasqueira. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, XXXII, 1ª parte, 5-64.

Metalogénese do filão de ouro de Escádia Grande

- Thadeau, D. (1977). Hercynian paragenetic units of the portuguese part of the hesperic massif. *Boletim Sociedade Geológica de Portugal*, 20, 247-276.
- Thompson, J. F. H., Sillitoe, R. H., Baker, T., Lang, J. R., & Mortensen, J. K. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34, 323-334.
- Thompson, J. F. H., & Newberry, R. J. (2000). Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Reviews in Economic Geology*, 13, 377-400.
- Van den Kerkhof, A. M., & Heins, U. F. (2001). Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55, 27-47.
- Viegas, L. F., & Martins, L. P. (1992). Notas sobre a prospecção de ouro em Portugal. *Estudos, Notas e Trabalhos*, 34, 95-106.
- Voroshin, S., Tyukova, E., Newberry, R., & Layer, P. (2014). Orogenic gold deposit and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages. *Ore Geology Reviews*, 62, 1-24.
- Vos, I. M. A., Bierlein, F. P., & Teale, G. S. (2005). Genesis of orogenic-gold deposits in the Broken River Province, northeast Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 52, 941-958.
- Vos, I. M. A., & Bierlein, F. P. (2006). Characteristics of orogenic-gold deposits in the Northcote district, Hodgkinson Province, north Queensland: Implications for tectonic evolution. *Australian Journal of Earth Sciences*, 53, 469-484.
- Whittman, R. R., Bierlein, F. P., & 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*, 53, 343-362.
- Zachariáš, J., Morávek, P., Gadas, P., & Pertoldová, J. (2014). The Mokrsko-West gold deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: Mineralogy, deposit setting and classification. *Ore Geology Reviews*, 58, 238-263.