MARIA HELENA MACEDO COUTO

AS MINERALIZAÇÕES DE Sb-Au DA REGIÃO DÚRICO-BEIRÃ

TEXTO

PORTO - 1993

MARIA HELENA MACEDO COUTO
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Centro de Geologia da Universidade do Porto

AS MINERALIZAÇÕES DE Sb-Au DA REGIÃO DÚRICO-BEIRÃ

Tese para a candidatura ao grau de Doutor em Geologia pela Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

PORTO 1993

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS IX

1.INTRODUÇÃO 1

1.1.Localização geográfica e contexto geológico-estrutural 2

1.2.As mineralizações 5
1.2.1.História mineira 5
1.2.2.Interesse económico 10
1.2.3.Trabalhos anteriores 12

1.3.Objectivos do estudo 14

1.4.Métodos e técnicas de trabalho 15

2.ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL 19

2.1.Estratigrafia da região 20
2.1.1.Precâmbrico ou Câmbrico? 21
2.1.2.Ordovícico 25
2.1.3.Silúrico 28
2.1.4.Devónico 28
2.1.5.Carbonífero 29

2.2.Tectónica e metamorfismo da região 30

2.2.1.Introdução 30
2.2.2.Fases de dobramento e evolução geotectónica 36
2.2.3.Fracturação 43
2.2.4.Metamorfismo 57
2.2.4.1.Estudo em difractometria de raios X das micas brancas potássicas 58

2.2.4.2.Análise à microssonda electrónica das moscovites e clorites: aplicação de Geotermómetros 61

2.3.Estudo pormenorizado de cinco sectores 69

2.3.1.Sector de Ribeiro da Igreja-Vale do Inferno 71
2.3.1.1.Estratigrafia 72
2.3.1.2.Tectónica 82
2.3.1.3.Metamorfismo 86

2.3.2.Sector de Montalto 87
2.3.2.1.Estratigrafia 87
2.3.2.2.Tectónica 96
2.3.2.3.Metamorfismo 105

2.3.3.Sector de Alto do Sobrido-Ribeiro da Serra 105
2.3.3.1.Estratigrafia 106
2.3.3.2.Tectónica 119
2.3.3.3.Metamorfismo 123

2.3.4.Sector de Banjas 123
2.3.4.1.Estratigrafia 125
2.3.4.2.Tectónica 131
2.3.4.3.Metamorfismo 133

2.3.5.Sector de Terramonte 133
2.3.5.1.Estratigrafia 133
2.3.5.2.Tectónica 137
2.3.5.3.Metamorfismo 141

2.4.Observações sobre o estudo estratigráfico e tectónico doutros jazigos 142

2.4.1.Moirama (Au-As) 142
2.4.2.Pinheirinhos e Corgo (Sb-Au) 144
2.4.3.Tapada (Sb-Au) 145

2.4.4.Ribeiro da Estivada (Pb-Zn) 146
2.4.5.Ribeiro da Lomba e Ribeiro da Castanheira (Pb-Zn-Ag) 146
2.4.6.Ribeiro da Paradela, Portal e Cabranca (Sb-Au) 147
2.4.7.Covas de Castromil (Au-As) 149
2.4.8.Conclusão sobre o estudo estratigráfico e tectónico 149

2.5.Geoquímica das rochas 151

2.5.1.Análise de elementos menores, Si e Ti de rochas encaixantes 152

2.5.2.Análises dos elementos maiores nos níveis vulcano-sedimentares, exalitos e epiclastitos 173
2.5.2.1.Níveis vulcano-sedimentares e epiclastitos 173
2.5.2.2.Diabases 174

3.AS MINERALIZAÇÕES 175

3.1.Diferentes tipos de mineralização 175

3.2.Estudo pormenorizado de cinco sectores 189

3.2.1.Sector de Ribeiro da Igreja - Vale do Inferno (Sb-Au) 190
3.2.1.1.Apresentação do sector 190
3.2.1.2.Gitologia 192
3.2.1.3.Estudo mineralógico e paragenético 199
3.2.1.4.Conclusão 208

3.2.2.Sector de Montalto (Sb-Au) 208
3.2.2.1.Apresentação do sector 209
3.2.2.2.Gitologia 210
3.2.2.3.Estudo mineralógico e paragenético 211
3.2.2.4.Conclusão 215

3.2.3.Sector de Alto do Sobrido-Ribeiro da Serra (Sb-Au) 215
3.2.3.1.Apresentação do sector 215
3.2.3.2.Gitologia 218
3.2.3.3.Estudo mineralógico e paragenético 224
3.2.3.4.Conclusão 232

3.2.4.Sector de Banjas (Au-As) 233
3.2.4.1.Apresentação do sector 234
3.2.4.2.Gitologia 235
3.2.4.3.Estudo mineralógico e paragenético 241
3.2.4.4.Conclusão 253

3.2.5.Sector de Terramonte (Pb-Zn-Ag) 256
3.2.5.1.Apresentação do sector 256
3.2.5.2.Gitologia 258
3.2.5.3.Estudo mineralógico e sucessão paragenética 260
3.2.5.4.Conclusão 264

3.3.Observações sobre o estudo mineralógico e paragenético doutros jazigos 265

3.3.1.Moirama (Au-As) 266
3.3.2.Pinheirinhos e Corgo (Sb-Au) 268
3.3.3.Tapada (Sb-Au) 273
3.3.4.Ribeiro da Estivada (Pb-Zn) 278
3.3.5.Ribeiro da Lomba (Pb-Zn-Ag) 284
3.3.6.Ribeiro da Castanheira (Pb-Zn-Ag) 288
3.3.7.Ribeiro da Paradela, Portal e Cabranca (Sb-Au) 294
3.3.8.Covas de Castromil (Au-As) 297
3.3.9.S. Jorge (W-Sn) 300

3.4.Conclusão sobre o estudo mineralógico 302

3.5.Estudo geoquímico dos minerais 304

3.5.1.Minérios 304

3.5.1.1.Ouro 304
3.5.1.2.Arsenopirite 311
3.5.1.3.Blenda 326
3.5.1.4.Galena 332
3.5.2.Minerais da ganga 338
3.5.2.1.Carbonatos 339
3.5.2.2.Quartzo 341
3.5.2.3.Apatite 342
3.5.2.4.Scheelite 344
3.5.2.5.Rútilo, ilmenite, zircão e leucoxena 345

3.6.Estudo das inclusões fluidas 345

3.6.1.Tipos de inclusões e características dos fluidos 346
3.6.2.Conclusão 351
3.6.3.Comparação com outros jazigos 353

4.DISCUSSÃO 357

4.1.Evolução paragenética e químico-mineralógica 357

4.2.Comportamento do ouro no processo metalogenético 361
4.2.1.Ouro livre filoniano 362
4.2.2.Ouro camuflado na pirite e na arsenopirite 365
4.2.3.Ouro remobilizado pelo estádio plumbi-zincífero 366
4.2.4.Ouro não filoniano associado à camada negra nas Banjas 367
4.2.5.Pré-concentrações auríferas 367

4.3.Relações entre as diferentes paragéneses 368
4.3.1.Paragéneses 368
4.3.2.Distribuição das paragéneses - Zonalidade 372

4.4.Controlos da mineralização 376
4.4.1.Controlos estruturais 377
4.4.2.Controlo litoestratigráfico 379
4.4.2.1.Controlos 379

4.4.2.2.Interpretação do controlo 381
4.4.3.Conclusão 384

4.5.Tipologia e hipóteses genéticas 387
4.5.1.Tipologia 387
4.5.2.Relação com os granitos 390
4.5.3.Fonte dos metais (e do enxofre) 393
4.5.3.1.Antimónio 397
4.5.3.2.Ouro 400
4.5.3.3.Estanho-tungsténio 407
4.5 4.Conclusão 410

5.CONCLUSÕES GERAIS 413
5.1.Principais resultados 413
5.2.Hipótese genética 421
5.3.Comparação com outros distritos 427

6.PROPOSTA DE TRABALHOS FUTUROS 430

7.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 432

ANEXOS:

1. Lista das figuras 464
2. Plantas das galerias e perfis 475
3. Mapas 491
4. Figuras com localização de amostras 493
5. Características petrográficas das rochas encaixantes 498
6. Resultados analíticos (análises químicas e análises à microssonda) 519
7. Quadros e Tabelas 585
8. Fotografias 606

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Frederico Sodré Borges os meus profundos agradecimentos por ter aceite a orientação desta tese, pelos seus conselhos e pela disponibilidade mostrada para a discussão dos assuntos.

Ao Doutor Guy Roger, que acompanhou o trabalho desde o início, tendo orientado os estágios realizados em França, transmitido a sua preciosa experiência de trabalho de campo e de mina e para quem as distâncias não foram barreiras, tendo-se mostrado sempre disponível para discutir os problemas que foram surgindo com o evoluir do estudo, os meus sinceros agradecimentos.

Ao Professor Doutor Lemos de Sousa os meus respeitosos agradecimentos pelo interesse manifestado e pelas facilidades de trabalho que me ofereceu.

Ao Professor Doutor Fernando Noronha pela susgestão do tema desta tese, pelo apoio prestado no domínio das inclusões fluidas e pelas sugestões sugeridas sobre outros assuntos deste trabalho, o meu sincero agradecimento.

Ao Doutor Yves Möelo que me iniciou no estudo dos sulfossais e com quem muito aprendi no domínio da mineralogia, nomeadamente na interpretação de dados obtidos na microssonda electrónica o meu profundo agradecimento.

Ao Consórcio do Baixo-Douro, em particular aos Doutores Allain Combes, Paulo Ferraz e Raphael Vasquez o meu sincero agradecimento por todas as facilidades concedidas e pelo apoio facultado durante a frutuosa experiência, que foi conhecer a mina das Banjas.

Ao Doutor Tomás de Oliveira os meus agradecimentos pela discussão dos dados relativos à estratigrafia, bem como pelas visitas de campo que efectuámos.

Ao Doutor Eurico Pereira agradeço a sua colaboração na discussão de pormenores sobre as formações do Paleozóico da área.

Ao Professor Doutor Michel Fonteilles, *Directeur de Recherches au CNRS*, o meu sincero agradecimento pelas facilidades de trabalho concedidas durante os estágios efectuados na Universidade Pierre et Marie Curie, Paris, assim como pelo financiamento dos custos de algumas análises químicas.

Ao Professor Doutor C. Babin, à Doutora I. Rábano e ao Doutor J. C. Gutiérrez-Marco um reconhecido agradecimento pela colaboração prestada na classificação de exemplares fósseis.

À D. Maria Manuela Tavares e D. Maria Manuela Valongueiro o meu profundo agradecimento pela preciosa ajuda prestada na elaboração da lista bibliográfica.

Ao Sr. Fernando Araújo os meus agradecimentos pelo empenho na execução dos desenhos.

Ao pessoal do Museu e Laboratório que de algum modo contribuiu para este trabalho, os meus sinceros agradecimentos.

Aos colegas e amigos, Ângela Almeida, António Moura, Armanda Dória, Helena Sant'Ovaia, Henrique Pinheiro, José Pedro Montalvão, Lopo de Vasconcelos, Manuel Couto, Paulo Castro e Pedro Nogueira, um obrigado pelo seu contributo na realização deste trabalho.

Um agradecimento muito especial à Mónica e ao Tó Zé pelo constante incentivo.

Ao INIC, um agradecimento pelo suporte financeiro concedido através Centro de Geologia da Universidade do Porto.

Agradecemos, ainda, às seguintes entidades, pelos subsídios e bolsas concedidos durante a realização deste trabalho:

Acordo de Cooperação Luso-Francês (INIC/Embaixada de França).

Convénio INIC/JNICT/CNRS.

Acordo de Cooperação Científica entre a Universidade Pierre et Marie Curie de Paris e a Universidade do Porto.

Fundação Calouste Gulbenkian.

1.INTRODUÇÃO

O trabalho agora apresentado pretende contribuir para um melhor conhecimento das mineralizações de antimónio, assim como das mineralizações de ouro da região do Baixo-Douro, as quais têm despertado interesse desde há longa data. Até agora, apenas alguns jazigos foram objecto de estudos pormenorizados. O presente estudo teve por finalidade abranger o conjunto do distrito mineiro, associando os métodos de base da geologia e da metalogenia (cartografia detalhada, petrografia, metalografia) e métodos mais especializados, nos domínios da mineralogia e da geoquímica.

Em Portugal, existem várias ocorrências de ouro (ver Carta Mineira de Portugal na escala 1/500.000 dos Serviços Geológicos de Portugal). A maior parte delas localiza-se na Sub-Zona Galaico-Transmontana, Zona Centro-Ibérica e Zona de Ossa-Morena (J. Carvalho & Meireles 1989). Na Zona Sul Portuguesa há ocorrências de ouro associadas aos jazigos exalativos sedimentares de sulfuretos. A Norte a maior parte dos jazigos são filonianos e no Centro (a norte do Tejo) há várias ocorrências de jazigos aluvionares (A. Carvalho 1978). No que diz respeito aos jazigos filonianos, algumas ocorrências de ouro estão claramente ligadas a maciços graníticos, não evidenciando outras qualquer relação espacial com os granitos aflorantes. O jazigo mais produtivo e também o que se encontrou em laboração mais recentemente (encerrou em 1992), é o de Jales (Trás-os-Montes), cuja produção foi de 25t de ouro desde 1933 (C. Neiva & Neiva 1989). O distrito Dúrico-Beirão surge em segundo lugar, tendo produzido cerca de 12000t de antimónio e 2t de ouro, parcialmente recuperadas (Couto et al. 1990). Este distrito mineiro é constituído por mais de uma dezena de jazigos essencialmente filonianos, alguns explorados desde a antiguidade. A exploração foi retomada no século passado, tendo praticamente cessado, no início deste século.

Neste último, as mineralizações localizam-se no Anticlinal de Valongo, em formações cujas idades vão do Precâmbrico e/ou Câmbrico? (Complexo Xisto-Grauváquico) ao Devónico, e no Sinclinal Carbonífero que ocorre imediatamente a oeste da referida estrutura.

O presente estudo tem como finalidade conhecer a história metalogénica, isto é, determinar as condições de depósito e caracterizar os diferentes estádios e episódios de mineralização, tentando compreender a sua sucessão no tempo, tendo em conta os episódios tectónicos que afectaram a região. Consideraremos, além do evidente controlo estrutural, possíveis controlos litológicos e estratigráficos, que acreditamos existirem. Pretendemos, deste modo, determinar guias que permitam efectuar uma campanha de prospecção tão orientada quanto possível.

1.1.LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E CONTEXTO GEOLÓGICO

O distrito auri-antimonífero Dúrico-Beirão, situa-se na região do Baixo-Douro, a NE do Porto, estendendo-se ao longo de uma faixa com orientação NW-SE que se inicia em Vila do Conde e se prolonga até sul do rio Douro (Fig. 1). Segundo registos mineiros, esta faixa tem uma extensão de cerca de 90km, desde a Lagoa Negra (próximo de Esposende) até Gafanhão (aproximadamente 1km a oeste de Castro Daire). Contudo, a norte de Valongo, as ocorrências são escassas (apenas existem referências da ocorrência destas mineralizações em Lagoa Negra), prolongando-se o distrito um pouco para sul do Douro. A parte essencial das áreas mineralizadas é abrangida pelas folhas 9-D (Penafiel) (canto SW) e 13-B (Castelo de Paiva) (parte mediana) da Carta Geológica de Portugal dos Serviços Geológicos de Portugal na escala de 1/50.000, abrangendo os distritos de Aveiro e do Porto. A zona é também coberta pelas folhas 123 (Valongo) e 134 (Foz do Sousa) da Carta Militar de Portugal, do Serviço Cartográfico do Exército à escala 1/25.000.

A área estudada integra-se na Zona Centro-Ibérica (ZCI), uma das grandes unidades geológicas do Maciço Ibérico, segundo a zonografia estabelecida (Lotze 1945; Julivert et al. 1974; Ribeiro 1979a) (Fig. 2).

Drenada pelo rio Douro e seus afluentes, a paisagem é dominada por dois alinhamentos de serras, originadas por erosão diferencial do anticlinal de Valongo. A Serra de Santa Justa prolonga-se no flanco oriental pelas Serras de

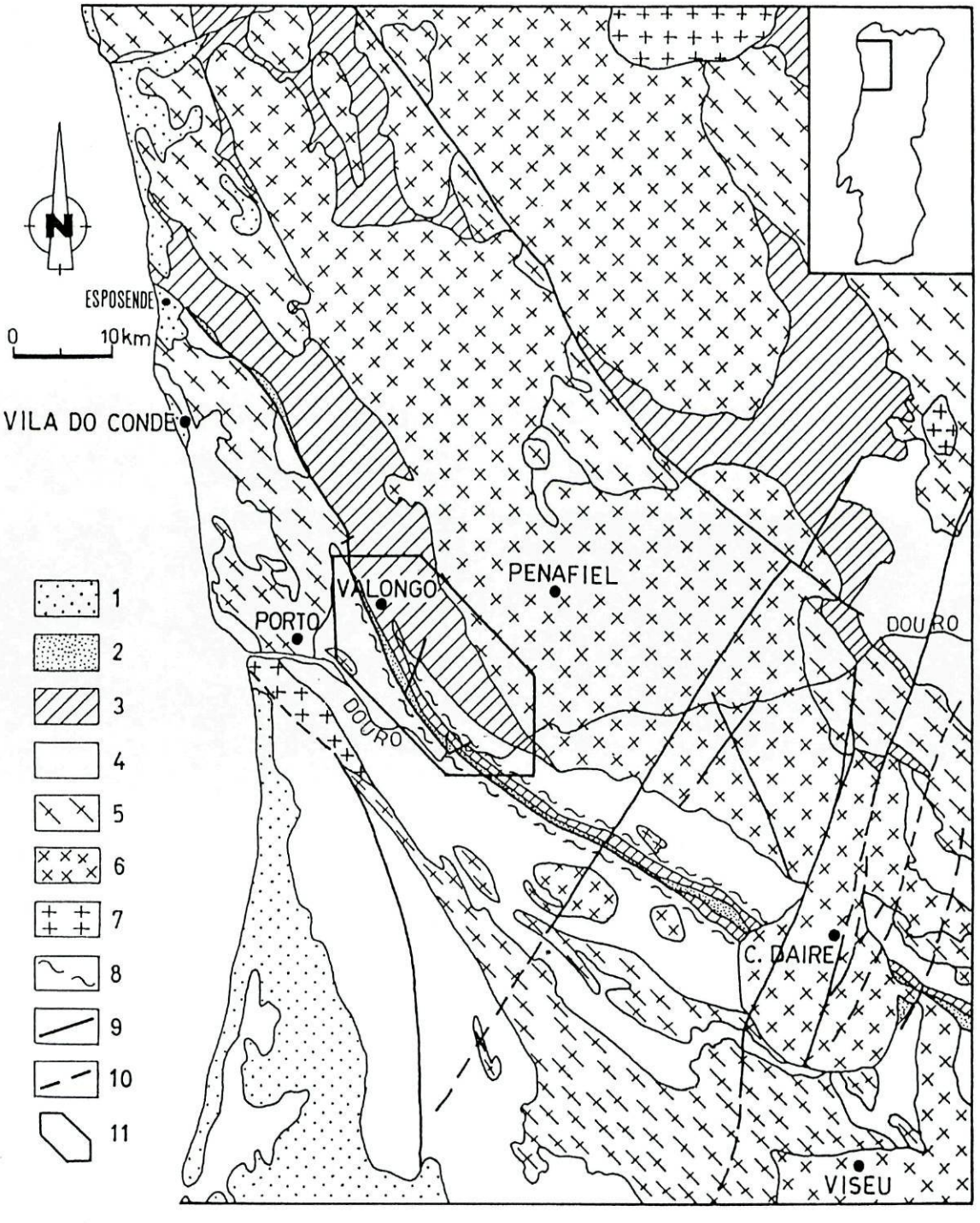


Fig. 1 - Localização e enquadramento geológico-estrutural das mineralizações de antimónio-ouro da região Dúrico-Beirã (adaptado de N. Ferreira et al. 1987).

1 - Quaternário; 2 - Carbonífero; 3 - Ordovícico a Devónico; 4 - Precâmbrico e/ou Câmbrico?; 5 - Granitóides sin a tardi F3; 6 - Granitóides sin - orogénicos biotíticos tardi F3 e tardi a pós F3; 7 - Granitóides tardi a pós - orogénicos; 8 - cisalhamento; 9 - falha; 10 - falha suposta; 11 - Enquadramento do mapa das mineralizações (Fig. 3).

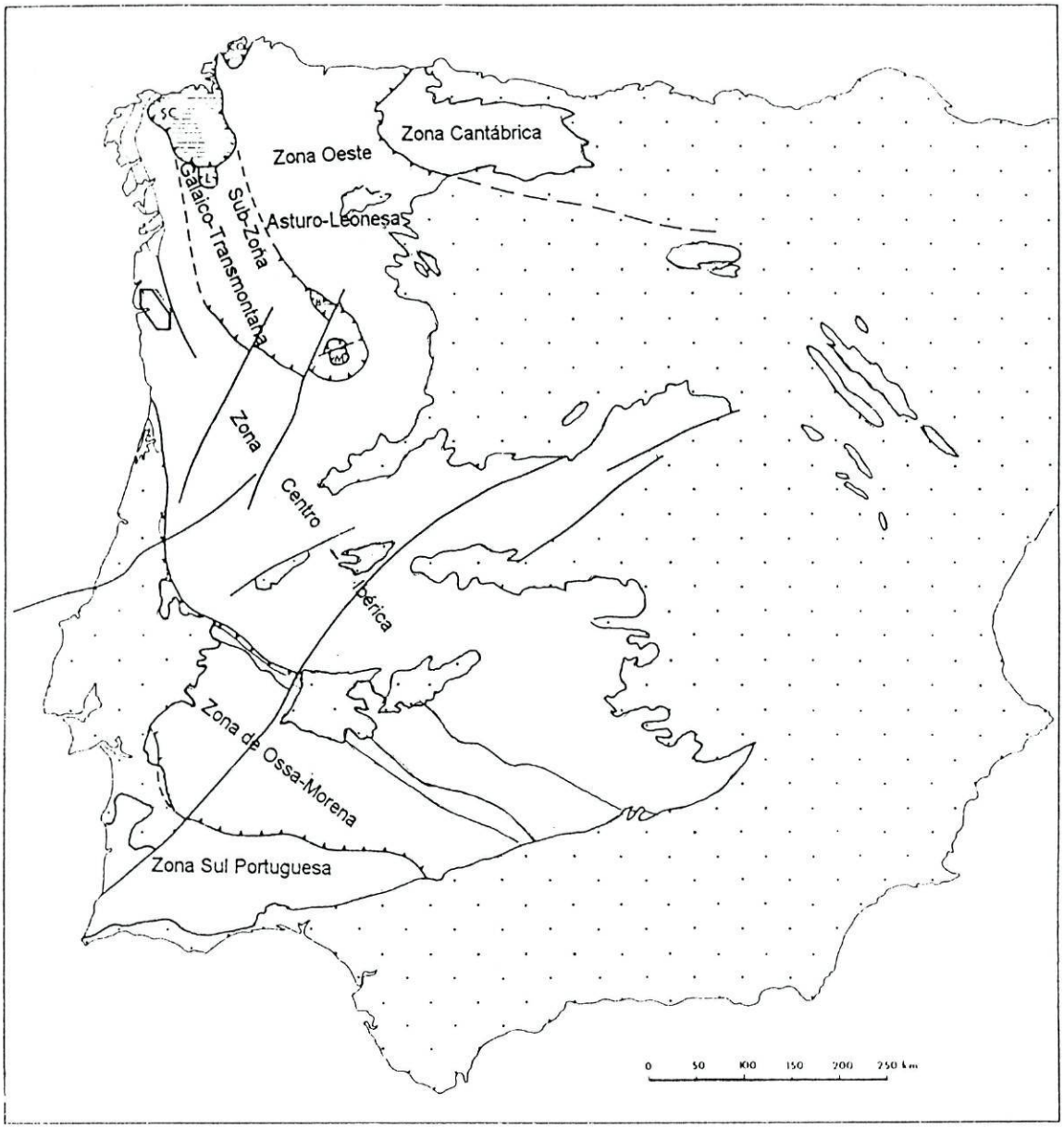


Fig. 2 - Enquadramento da área estudada nas unidades geológicas do Maciço Ibérico (adaptado de Ribeiro 1979a)

Pias, Santa Iria, Banjas e Boneca e no flanco ocidental pelas Serras do Castiçal, Flores e S.Domingos (Fig. 3).

Nesta área, além dos jazigos de Sb-Au, existem também mineralizações de Pb-Zn-Ag e de W-Sn. Pensamos que será de todo o interesse tentar

estabelecer relações metalogenéticas entre os diferentes tipos de associações paragenéticas, pois desse modo, será possível precisar a história metalogenética deste distrito e a relação do ouro com os outros metais.

A rocha encaixante é constituída, como já foi referido, por terrenos de diferentes idades (do Precâmbrico ou Câmbrico? ao Carbonífero), com preferência pelos domínios onde alternam rochas de competência contrastante, predominantemente conglomerados, quartzitos e xistos (Rabie 1963). As explorações auríferas concentraram-se, essencialmente, no flanco normal e na zona periclinal do Anticlinal de Valongo, em alternâncias do Arenig, nas Serras de Santa Justa, Pias, Santa Iria e Banjas. As de antimónio, ao qual aparece associado ouro, concentraram-se preferencialmente no flanco inverso, numa faixa entre Covelo e Sobrido, em encaixantes mais diversificados (conglomerados e alternâncias do Precâmbrico ou Câmbrico? - Complexo Xisto-Grauváquico, brecha de base do Carbonífero) (Fig. 3).

1.2. AS MINERALIZAÇÕES

1.2.1.HISTÓRIA MINEIRA

O ouro desta região despertou o interesse do homem, desde há longa data. Sabe-se que a exploração deste metal começou, pelo menos, na época de ocupação romana da Península Ibérica. Há vestígios de castros (Soeiro 1984) nomeadamente em Outeiro da Mó (Mina das Banjas), onde é possível observar a existência de um antigo povoado, com ocorrência de mós e escórias, e em Alto do Castelo (Medas). Domergue (1970) refere a ocorrência de cavidades escavadas nos xistos, que poderiam ter servido de almofariz para a moagem do minério e das escórias. Junto à aldeia de Couce, foi-nos possível observar a ocorrência de escórias de fundição. Estes vestígios arqueológicos mostram que os romanos tinham oficinas de tratamento do minério. Existem numerosas evidências da actividade mineira romana (ver Almeida 1970), particularmente

nas Serras de Santa Justa, Pias, Santa Iria e Banjas (Fig. 4, Mapas 3, 5 e 6), locais preferencialmente explorados, como já referimos, para o ouro.

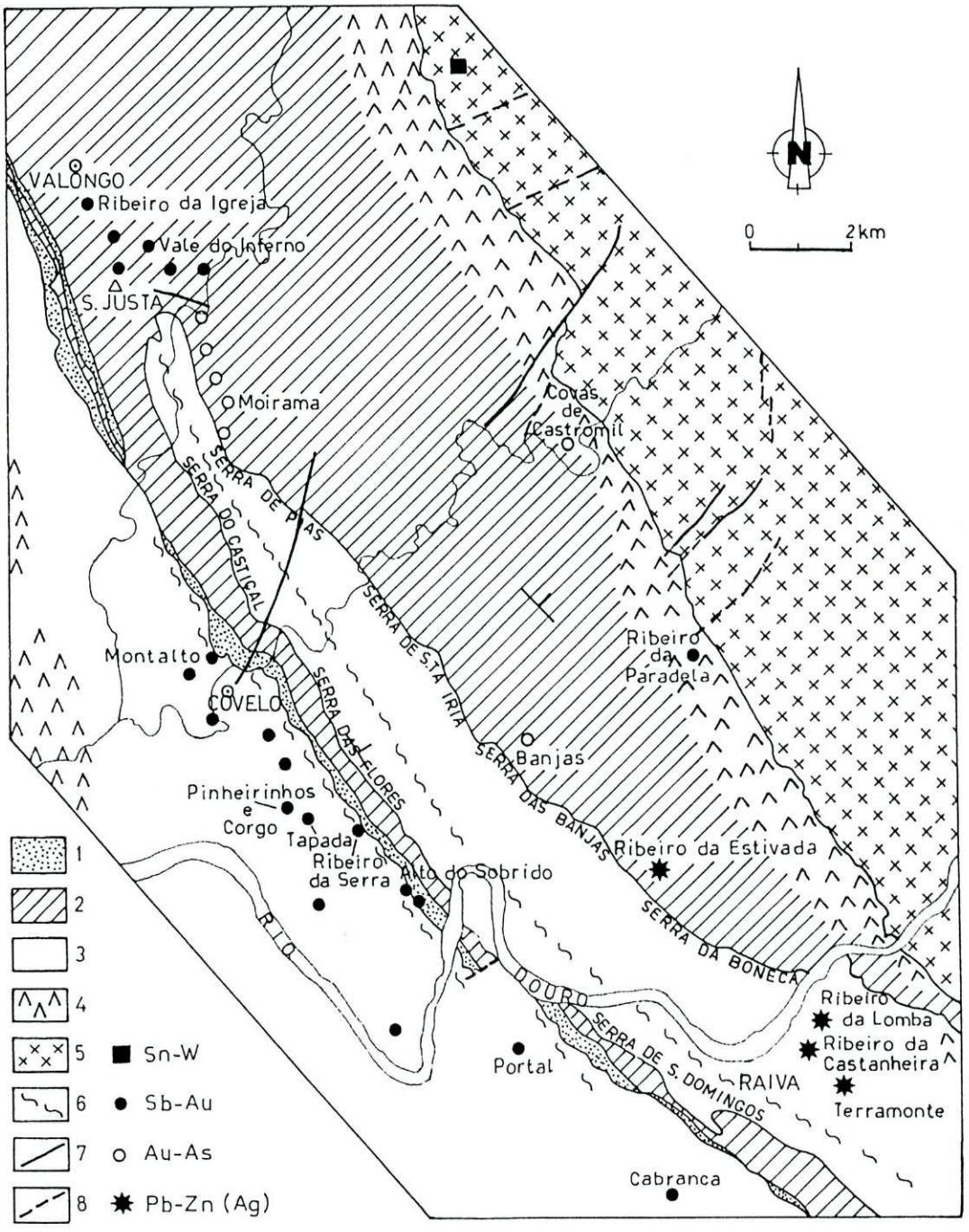


Fig. 3 - Mapa de distribuição dos jazigos de W-Sn, Sb-Au, Au-As e Pb-Zn(Ag)

Há também referência a trabalhos mineiros dessa época na região de Medas e Covelo, zona intensamente trabalhada para a exploração do antimónio (com ouro associado) no século passado e no início deste século. Em Alto do Sobrido (Medas) os romanos efectuaram importantes trabalhos. Sabe-se que não faziam extracção do antimónio (que foi deixado nas escombreiras), metal cujo tratamento desconheciam.

Alguns autores (Allan 1965) consideram que a exploração poderá ter-se iniciado anteriormente à época romana, argumentando a proximidade dos trabalhos mineiros com o litoral.

Nesta síntese histórica sobre as mineralizações, não podemos deixar de fazer referência ao *Catálogo Descriptivo da Secção de Minas da Exposição Industrial Portuguesa de 1889*, de Severiano Monteiro e João Augusto Barata (pp. 224-277), em que é feita uma descrição (focando também a gitologia), das minas em lavra activa ou com trabalhos de pesquisa nessa época.

C. Oliveira (1972, 1979) na sua monografia sobre a região de Valongo faz também referência às minas de antimónio-ouro.

É interessante verificar que a maior parte dos trabalhos antigos se situam nas alternâncias da base do Ordovícico (Arenig). Os de Alto do Sobrido localizam-se no contacto do Precâmbrico ou Câmbrico? (Complexo Xisto-Grauváquico) com o Carbonífero.

Entre os trabalhos antigos é possível observar a ocorrência de poços de secção quadrangular ou circular muito perfeitos (é vulgar a ocorrência de poços gémeos de secção quadrada de um metro de lado, abertos pelo tecto), que podem ter funcionado, primeiro para reconhecimento e, depois, para extracção, assim como galerias que chegam a atingir 300m de extensão (A. Carvalho 1981), geralmente de secção quadrangular, efectuadas para seguir o filão, para drenagem de águas ou para extracção do minério (neste caso, ligadas a chaminés) (Est. 15, foto 1) e cortas. Os vazios correspondentes ao desmonte dos filões são vulgarmente designados por fojos, a norte do distrito mineiro, e por banjas, a sul. Alguns destes trabalhos, pelas suas dimensões e extensão, mostram a importância que a actividade mineira teve nesta época.

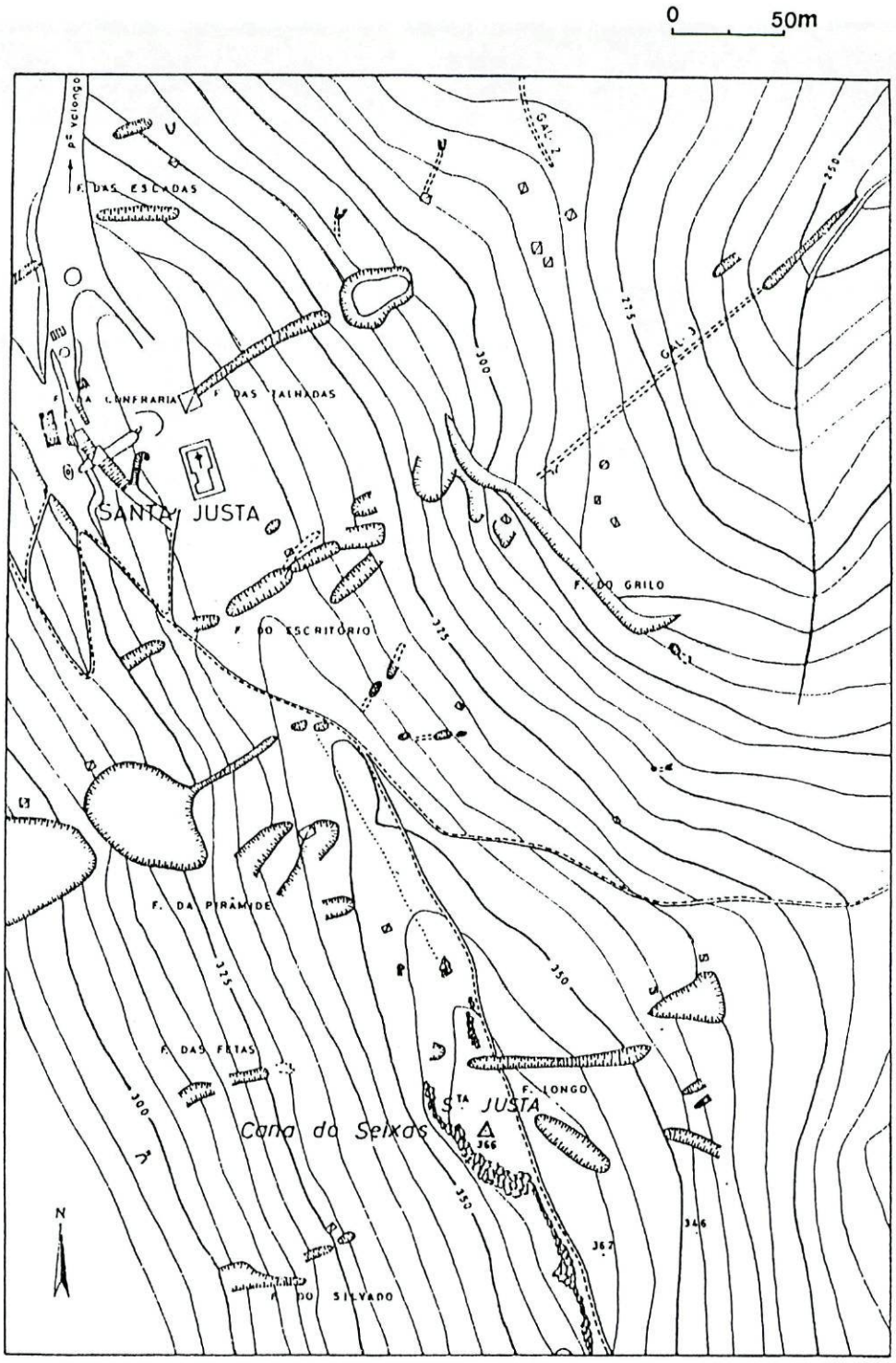


Fig. 4 - Trabalhos romanos na Serra de Santa Justa (segundo A. Carvalho 1981).

Os trabalhos antigos, em geral, não atingem cem metros de profundidade (A. Carvalho 1978).

Todas estas minas foram posteriormente retrabalhadas, aproveitando, em alguns casos, trabalhos antigos.

No que diz respeito ao antimónio, frequentemente associado ao ouro, a história mineira é bastante mais recente (A. Carvalho 1966a, 1969; M. Ferreira et al. 1971). Os primeiros jazigos a serem descobertos, em 1807, foram os de Vale de Achas e Ribeiro da Igreja, que só em 1858 entraram em lavra activa.

Em 1880 são abertas as minas da Tapada e Ribeiro da Serra e em 1881 a mina de Montalto, uma das mais produtivas da região. Estas minas produziram anualmente milhares de toneladas de concentrados de antimonite para exportação (A. Carvalho 1966a).

A exploração destes jazigos atingiu o seu auge nas décadas de 1870-1890. Os trabalhos concentraram-se essencialmente numa faixa de cerca de 5km entre Covelo e Alto do Sobrido. Mas a concorrência dos países asiáticos provocou uma crise nos mercados europeus e a paralisação das minas portuguesas. A produção de antimónio cessou, praticamente, a partir do início deste século. Algumas minas aguentaram-se até mais tarde e, entre 1940 e 1944, na altura da II Guerra, a actividade mineira teve um ligeiro aumento (Fig. 5).

Em 1964 o SFM efectuou uma campanha de amostragem. Em 1971 já não há qualquer jazigo em actividade de produção. Mais recentemente, em 1988, o Consórcio do Baixo-Douro (CBD), estabelecido entre a Empresa de Desenvolvimento Mineiro (EDM), o Bureau de Recherche Géologique et Miniére (BRGM) e a Empresa Carbonífera do Douro (ECD, SA), efectuou trabalhos de prospecção e de reconhecimento geológico. Em 1990, foram reabertas as minas das Banjas e Moirama, com a finalidade de servir de modelo para o conhecimento do controlo e génese das mineralizações.

1.2.2.INTERESSE ECONÓMICO

Saber se determinada ocorrência de minerais metálicos tem ou não interesse económico, implica ter em conta variados factores, entre eles a cotação do metal, na data em que se faz esse balanço. No caso presente, se o antimónio tem uma cotação baixa, já o ouro é dos metais mais cotados, embora com tendência para uma descida. Os resultados obtidos no presente trabalho pretendem contribuir para estimar o interesse económico destas mineralizações pondo em evidência guias de pesquisa com interesse estratégico.

Segundo a classificação tipológica dos jazigos antimoníferos de Ziserman & Serment (1976), o ouro é um dos principais metais acompanhantes do antimónio (20% de jazigos igualando o Pb-Zn). Os jazigos filonianos são geralmente de pequenas dimensões e bastante irregulares (além da possança dos filões ser muito variável, a estibina pode ocorrer em lentículas maciças que desaparecem lateralmente, e os teores em ouro podem variar, localmente de 0 a 100g/t). Há, no entanto, excepções como é o caso do jazigo de La Lucette (Mayenne, França), que forneceu 42000t de Sb e 8.3t de Au (Périchaud 1980).

Os jazigos estratóides são de maiores dimensões e, portanto, geralmente mais ricos.

Pensamos que no caso do distrito antimonífero as mineralizações abrangem os três tipos morfológicos definidos por Ziserman & Serment. (1976). Assim, embora os jazigos sejam principalmente filonianos, ocorrem também massas irregulares e jazigos estratiformes. Gumiel (1982) classifica o jazigo de Ribeiro da Igreja como estratóide, situado em alternâncias xisto-quartzíticas do Ordovícico, considerando que o tipo filoniano, também presente, resulta de remobilizações posteriores, controladas por zonas de fracturação. Esta hipótese está de acordo com aquilo que observamos, embora não excluindo a hipótese de outras origens, além da singenética. Em Ribeiro da Igreja, o encaixante corresponde ao mesmo nível estratigráfico das Banjas e, aqui, parece não poder ser posta em causa uma origem singenética do ouro, neste caso relacionada com a "camada negra" (que adiante definiremos), sendo portanto do tipo estratiforme.

Estes temas serão debatidos aprofundadamente nos capítulos 3 e 4.

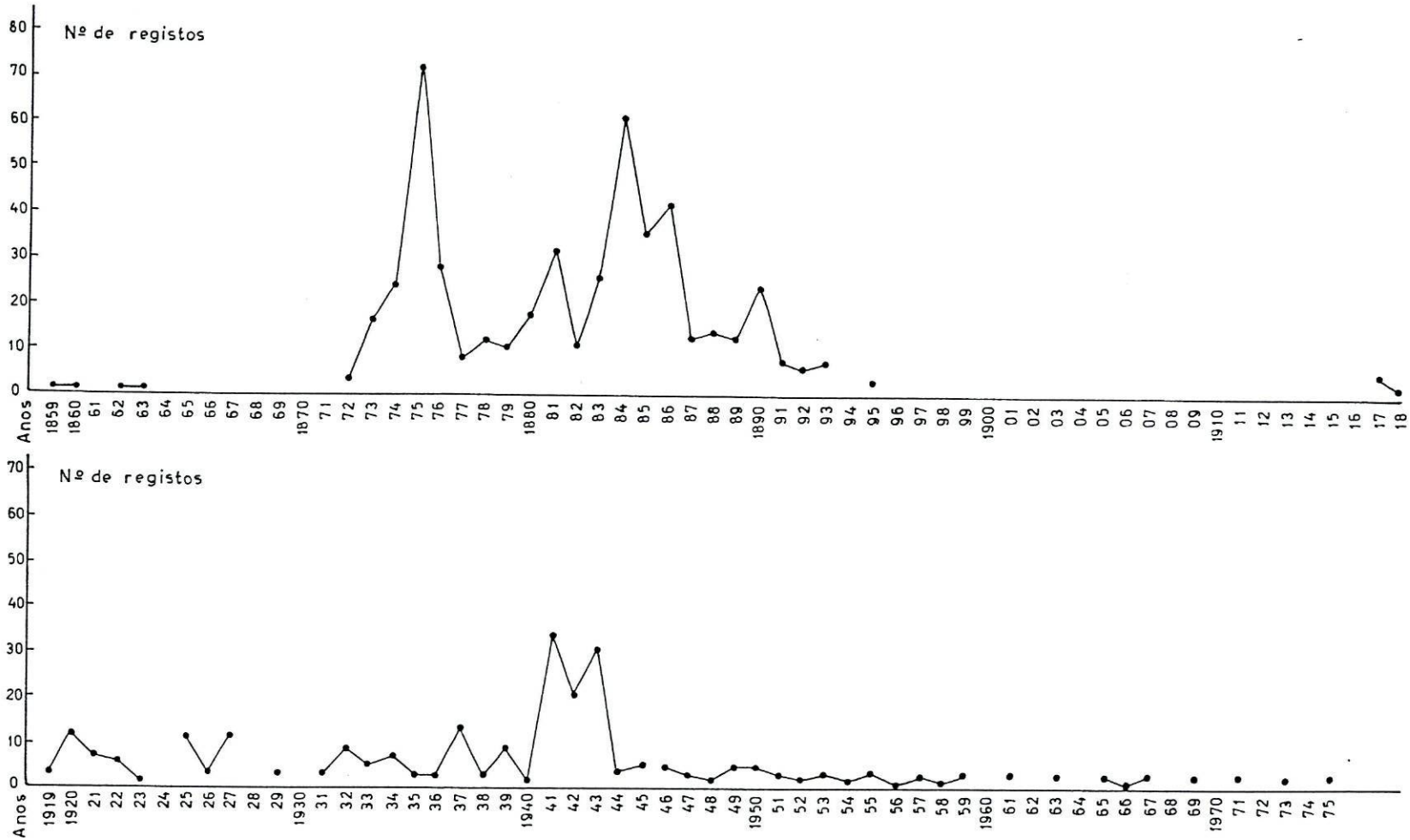


Fig. 5 - Gráfico de registos obtido na Biblioteca da Câmara Municipal de Valongo.

No que diz respeito ao teor dos metais, A. Carvalho (1966a) refere que o teor médio, nas minas, varia entre 5 e 10% de Sb metálico, com possanças médias de 0.80m e que o quartzo aurífero apresenta teores médios em ouro de 7g/t, podendo atingir valores bastante mais elevados. M. Ferreira et al. (1971), referem, sob reserva, que os teores de ouro atingiam com frequência os 6g/t. É possível encontrar ouro visível à vista desarmada.

A Carvalho (1966a) refere como reservas potenciais, a confirmar, 100000t de Sb metálico. Refere ainda que as condições estruturais são favoráveis à persistência da mineralização a profundidades maiores do que as atingidas pelos trabalhos de qualquer das minas, mas que não são de esperar jazigos de grandes dimensões, característica comum à maioria dos jazigos de antimónio a nível mundial, como acontece na China, onde ocorrem as maiores reservas. Segundo Gumiel (1982) as reservas mundiais estão estimadas em 5 milhões de toneladas, 79% das quais estão concentradas por ordem quantitativa decrescente, na China, Bolívia, URSS, África do Sul e México (56% na China).

1.2.3.TRABALHOS ANTERIORES.

As publicações anteriores não são muito numerosas. Umas referem-se à história mineira dos jazigos de antimónio-ouro (Cabral 1883, Monteiro & Barata 1889; Allan 1965, A. Carvalho 1969, 1978, 1981), outras dizem respeito ao estudo metalográfico: Terramonte (Gaspar 1967), Ribeiro da Igreja (Andrade & Ferreira 1976), Alto do Sobrido (M. Ferreira et al. 1971, Gumiel 1982), Pinheirinhos (Gumiel 1982). No decorrer do trabalho agora apresentado, foi publicado um artigo sobre o estudo paragenético e geoquímico das mineralizações (Couto et al. 1990). Mais recentemente e como resultado do trabalho de colaboração com o CBD, foi publicado um trabalho sobre as minas de Banjas e Moirama (Combes et al. 1992). Além destes e graças à gentil colaboração dada pelo Eng. Adalberto de Carvalho e pelo Dr. Armando Moreira (DGGM, Porto), tivemos acesso a alguns relatórios internos, nomeadamente: Minas de ouro e antimónio aurífero de Gondomar (Torres 1954), Estudo geológico dos filões de antimonite nas concessões de Gondomar (Rabie 1963, com dois mapas geológicos à escala 1/2.500 e 1/10.000); Minas de antimónio do Norte de Portugal (Koehler 1939); Plano para o reconhecimento das minas

de antimónio e ouro (A. Carvalho 1964); Reconhecimento das minas de antimónio e ouro de Gondomar (A. Carvalho 1966a); relatórios sobre a mina de Bengada na freguesia de Recarei (Câmara 1878; Silva 1882, com um plano de lavra; Smith 1889; A. Carvalho 1966b) e sobre a mina de Ribeiro da Estivada (Pb-Zn) em Rio Mau (A. Carvalho 1966c). Tivemos ainda acesso a alguns mapas, plantas de galerias e perfis de arquivos mineiros da DGGM:

- Carta da região Mineira do Douro à escala 1/50.000 do Serviço de Fomento Mineiro (SFM, Porto) (Mapa 1)

- Carta geológica do distrito auri-antimonífero de Gondomar à escala 1/10.000 e carta geológica da área da Tapada - Ribeiro da Serra à escala 1/2.500, efectuadas por Rabie em 1963.

- Carta à escala 1/500 da mina de Bengada (Sb-Au) com levantamento de 3 galerias e amostragem.

- Planta de galeria, à escala 1/200 da mina de Brandião (Sb-Au)

- Levantamento de galeria, perfil longitudinal dos trabalhos subterrâneos com amostragem à escala 1/200 (anexo 2.12) e planta topográfica à escala 1/500 da mina de Ribeiro da Estivada (Pb-Zn) (A. Carvalho 1966a).

- Planta e perfil dos trabalhos subterrâneos à escala 1/500 da mina de Ribeiro da Lomba (Pb-Zn-Ag) (anexo 2.13.)

- Planta de galeria à escala 1/200 da mina de Ribeiro de Rebentão (Sb-Au) de 1970.

- Plantas de galerias (de acesso pelo poço mestre, inacessíveis actualmente) à escala 1/1.000 efectuadas por Carlos Leuschner em 1885 e dois perfis secantes ao poço mestre (anexo 2.10.) à escala 1/1.000 da mina de Ribeiro da Serra (Sb-Au).

- Planta e trabalhos subterrâneos da mina da Tapada efectuados pela Companhia das Minas da Tapada em 1885 (anexos 2.11.1 e 2.11.2.).

- Planta de galeria à escala 1/100 da mina da Varziela (Sb-Au).

1.3.OBJECTIVOS DO ESTUDO

As mineralizações de antimónio-ouro da região Dúrico-Beirã constituem o objecto central do nosso trabalho. Com a finalidade de conhecer a relação entre elas e as mineralizações de Pb-Zn-Ag e W-Sn, que também ocorrem na região, estas últimas são também incluídas nos trabalhos de investigação. Até agora, apenas alguns jazigos foram objecto de estudo pormenorizado.

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

- pesquisa do controlo estrutural, litoestratigráfico e litológico da mineralização.

- estudo mineralógico e geoquímico das paragéneses;

- reconstituição das condições físico-químicas de formação das mineralizações, a partir do estudo das inclusões fluidas e de métodos quimico-mineralógicos (composição da arsenopirite e da blenda);

- pesquisa de zonalidade das diferentes associações minerais e relação entre elas, podendo orientar a pesquisa, quer na procura de novos alvos, quer na determinação da verdadeira dimensão (em extensão e profundidade) dos filões já cartografados;

- estudo geoquímico das formações encaixantes e pesquisa da fonte dos metais, em particular do ouro e do antimónio;

- tipologia;

- hipóteses genéticas;

- comparação com outros distritos hercínicos, nomeadamente os do Maciço Central francês.

1.4.MÉTODOS E TÉCNICAS DE TRABALHO

No âmbito do presente trabalho fizemos uso de métodos de base da geologia e da metalogenia, assim como de métodos mais especializados nos domínios da mineralogia e da geoquímica.

Na fase inicial efectuamos uma pesquisa bibliográfica, com consulta de arquivos mineiros, nomeadamente na Circunscrição Mineira do Norte e na Direcção Geral de Geologia e Minas, Serviço de Fomento Mineiro (DGGM, SFM) do Porto.

Foram efectuados trabalhos de campo, que tiveram a duração de cerca de sessenta e quatro dias no total. Primeiro foi feito o reconhecimento de grande parte dos trabalhos mineiros existentes na área, com levantamento das principais galerias acessíveis, tendo sido seleccionados alguns sectores Nestes foi efectuada cartografia à escala 1/3.300, com observações estruturais e levantamento de antigos trabalhos mineiros. No decurso deste levantamento, foram efectuadas amostragens quer das estruturas mineralizadas, quer de rochas encaixantes nas zonas próximas dos filões, para análise química, com a finalidade de detectar eventuais fontes dos metais. Foram também colhidas amostras de rochas de diversas formações, do Precâmbrico ou Câmbrico? (Complexo Xisto-Grauváquico) ao Carbonífero, assim como fósseis, a fim de melhor conhecer a litoestratigrafia das formações encaixantes, podendo detectar eventuais controlos litológicos e/ou litoestratigráficos.

Foi efectuado o estudo petrográfico (cerca de duzentas e setenta lâminas preparadas efectuadas por J. Ferreira - Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto - MLMGFCP e cerca de uma dezena por S. Baudesson - Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université Pierre et Marie Curie - LGAUPMC, Paris VI) das várias amostras colhidas, permitindo caracterizar os diferentes litótipos e conhecer o seu grau de metamorfismo. Efectuámos, também, o estudo petrográfico do quartzo, como complemento ao estudo das inclusões fluidas, que permitiu caracterizar os fluidos mineralizantes. As lâminas espessas foram efectuadas no Centro de Geologia da Universidade do Porto (CGUP). Uma das amostras foi estudada na microssonda Raman por M-C. Boiron (Centre de Recherches sur la Géologie de

l'Uranium - CREGU, Nancy). Foram ainda efectuadas por S. Baudesson (LGAUPMC, Paris VI) 20 lâminas polidas para o estudo dos carbonatos.

Foi realizado o estudo metalográfico de cerca de quinhentas secções polidas (cinquenta preparadas por nós e cerca de duzentas por Manuel Afonso e Pedro Lima no CGUP, cerca de cento e cinquenta confeccionadas por Mme Obidol, LGAUPMC, Paris VI e cerca de uma centena no LDGGM, Porto, cedidas pelo Dr. Orlando Gaspar), permitindo conhecer a constituição mineralógica e paragenética das mineralizações. Este estudo teve a colaboração de Yves Möelo (Centre de Recherches sur la Synthèse et Chimie des Minéraux - CRSCM, Orléans), especialista em sulfossais, que, desde o início deste trabalho, tem dado o seu apoio ao estudo mineralógico e paragenético.

No LGAUPMC Paris VI, efectuamos o polimento de 12 amostras de mão, com a finalidade de melhor observar as relações cronológicas entre os diferentes estádios de preenchimento filoniano.

Foram ainda efectuadas preparações (superfícies polidas em grão e "light fraction", na Unidade de Petrologia Orgânica da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto - UPOFCUP) para o estudo da matéria orgânica presente em várias amostras, muito particularmente nos materiais ordovícicos.

O estudo ao microscópio electrónico de varrimento (MEV) com analisador (em cerca de sessenta secções polidas, com Phillipe Blanc, Laboratoire de Micropaléontologie, UPMC, Nilson F. Botelho e Guy Roger, LGAUPMC), permitiu a identificação de alguns sulfossais, de alguns minerais associados ao ouro, assim como de outros minerais não identificáveis com o microscópio metalográfico. Foi ainda possível fazer o estudo de alguns minerais não metálicos, anteriomente estudados em luminescência de raios catódicos (UPMC, Paris VI) tendo sido distinguidas várias gerações de carbonatos, apatite e quartzos, permitindo um melhor conhecimento da cronologia dos diferentes estádios de preenchimento filoniano. Este estudo permitiu também a identificação de apatite e de scheelite, não assinaladas até à data.

Com a ajuda da microssonda electrónica foi possível, efectuar:

- Análise das arsenopirites (Bureau de Recherches Géologiques et Minières - BRGM, Orléans; Muséum d'Histoire Naturelle de Paris - MHNPUPMC,

Paris VI), que permitiu deduzir informações sobre a temperatura das mineralizações, em complemento do estudo das inclusões fluidas;

- Identificação de várias gerações de ouro, com teores variáveis em prata (MHNRUPMC Paris VI; Escola de Minas de Fontainebleau - EMF), complementando o estudo metalográfico;

- Estudo das blendas, permitindo identificar, a partir da composição química, várias gerações (BRGM - Orléans);

- Estudo das galenas, permitindo identificar grupos com quimismo diferente (BRGM, Orléans e EMF, Fontainebleau);

- Estudo das apatites, mineral da ganga presente em vários jazigos de antimónio-ouro, com a finalidade de comparar a sua composição com a apatite dos filões de estanho-tungsténio, com a apatite do aplito-pegmatito com estanho de Lagares e, também, com as apatites de granitos, aos quais as mineralizações em estudo podem estar geneticamente relacionadas;

- Análise quantitativa dos carbonatos (UPMC, Paris VI), como complemento da análise qualitativa ao MEV e do estudo em luminescência de raios catódicos, com o intuito de correlacionar variações de luminescência com variações de composição química.

Foi efectuado o estudo em luminescência de raios catódicos (LGAUPMC, Paris VI), complementado pelo estudo na microssonda e ao microscópio electrónico de varrimento, de diferentes gerações de minerais não metálicos dos filões.

No que diz respeito à análise química de rochas, a moagem inicial a cerca de 1mm, foi por nós efectuada no CGUP (foram utilizados os moinhos de maxilas e o de martelos) e a moagem no moinho de ágata foi efectuada na UPMC, Paris VI (por R. Angot). Os elementos maiores foram analisados no MLMGFCP (o silício por gravimetria e o titânio por estectrofotometria) e na Escola de Minas de St. Etienne por fluorescência de raios X. Os elementos traço foram analisados na COGEMA, em França por espectrometria de absorção atómica.

Tivemos de recorrer, ainda, à difractometria de raios X, para identificar algumas fases minerais (LDGGM, Porto e UPMC, Paris VI).

2.ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

Ao longo de vários anos numerosos autores têm vindo a efectuar o estudo geológico da região. Alguns dos trabalhos são de síntese, outros referem-se particularmente às diferentes formações geológicas, à evolução paleogeográfica, à tectónica, outros ainda à estratigrafia e paleontologia e outros, por fim, falam sobre os granitos aflorantes nas proximidades do distrito mineiro. De entre a longa lista bibliográfica existente, em grande parte já referida em trabalho anterior sobre o grau de incarbonização dos carvões durienses (M. Sousa 1978), destacamos seguidamente os que julgamos de maior interesse para o presente trabalho, acrescentando algumas referências mais recentes e outras relacionadas com os trabalhos efectuados sobre as mineralizações de antimónio-ouro:

Sharpe 1834 e 1849; Schmitz 1852 e 1895; Azevedo 1867; Delgado 1870, 1887, 1888/1892 e 1908; Fleury 1919/1922; Costa 1929, 1931, 1951 e 1958; Teixeira 1938, 1944, 1945, 1947, 1954a, 1954b, 1954c, 1955a, 1955b, 1960, 1966 1969, 1973, 1976 e 1981; Neiva 1943; Medeiros 1945; Thadeu 1955, e 1977; Schermerhorn 1956; Romariz 1957/58, 1960, 1962 e 1969; Curtis 1961; Teixeira & Thadeu 1967; Matte 1968; M. Ferreira et al. 1971; Bard et al. 1973; Romano & Diggens 1973/74; Romano 1975; M. Sousa 1977, 1978 e 1984; Ribeiro 1979a, 1979b; Medeiros et al. 1980; Teixeira & Gonçalves 1980; Eagar 1983; M. Sousa & Wagner 1983; Wagner & Sousa 1983; Jesus 1986; N. Ferreira et al. 1987; Ribeiro et al. 1987; Pereira 1988; J. Oliveira et al. 1992.

As mineralizações de antimónio e ouro ocorrem em formações pouco metamorfizadas da estrutura anticlinal Dúrico-Beirã (Anticlinal de Valongo) (Carta Geológica de Portugal dos Serviços Geológicos de Portugal na escala de 1/50.000, Folhas 9-D Penafiel e 13-B Castelo de Paiva; Mapa 2) associada a um estreito sinclinal Carbonífero (M. Sousa & Wagner 1983, Jesus 1986). Esta estrutura (Fig. 1) é uma antiforma anticlinal assimétrica, com direcção NW-SE, cujo eixo mergulha 5 a 15º para NW, com um plano axial inclinado 60º para NE. A envolvente do flanco normal (leste) tem uma inclinação de cerca de 35º para NE. Esse flanco prolonga-se, por cerca de 20Km, de Valongo até leste de

Castelo de Paiva, onde é cortado por granitos hercínicos. O flanco inverso (oeste), é muito mais inclinado (sub-vertical) e prolonga-se para sul, por uma extensão de cerca de 50km, até perto de Castro Daire, onde é recortado por granitos hercínicos (Ribeiro et al. 1987). A estrutura é enquadrada por um grupo complexo de granitos hercínicos, englobando diversos tipos litológicos, cuja idade se escalona ao longo da orogenia varisca (N. Ferreira et al. 1987). Em particular, granitos Estefanianos a pós-Estefanianos afloram a leste da estrutura e recortam-na a SE (Fig. 1).

Os filões situam-se preferencialmente nos flancos do citado anticlinal, preenchendo fracturas transversais a esta estrutura. São geralmente pouco espessos (≤1m), podendo contudo atingir possanças da ordem de 2.5m. Como já o notaram M. Ferreira et al. (1971), o seu desenvolvimento longitudinal em geral não ultrapassa os 200m. A mineralização, de uma maneira geral, é bastante irregular, podendo ocasionalmente (nomeadamente em Montalto) encontrar-se preenchimentos de estibina maciça. A ganga é essencialmente quartzosa, mas, por vezes, ocorrem carbonatos.

As explorações auríferas concentraram-se, essencialmente, na zona periclinal e no flanco normal do Anticlinal de Valongo, onde as formações do Arenig são mais possantes. As explorações auri-antimoníferas localizaram-se, preferencialmente, no flanco inverso, nas proximidades do cavalgamento do Carbonífero sobre o Precâmbrico ou Câmbrico?.

2.1.ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO

O Paleozóico da região Dúrico-Beirã é constituído por formações cuja idade vai do Precâmbrico e/ou Câmbrico? ao Carbonífero (Figs. 3, 6 e 7).

Existem soleiras de diabase, geralmente interestratificadas, que, no presente trabalho, assim como nos estudos de Rabie (1963), apenas foram assinaladas no Complexo Xisto-Grauváquico. A sua idade é incerta e será discutida posteriormente (ver 4.5.3.).

Nas áreas por nós cartografadas no decurso deste trabalho, correspondentes aos 5 sectores seleccionados (ver 2.3), não assinalamos a ocorrência do Devónico. O Silúrico parece ocorrer apenas numa estreita faixa que foi assinalada no sector de Montalto.

2.1.1. PRECÂMBRICO E/OU CÂMBRICO? (COMPLEXO XISTO-GRAUVÁQUICO)

Schermerhorn (1956) atribuiu ao complexo Xisto-Grauváquico uma idade Câmbrica Inferior. Segundo Teixeira (1981), as formações do Complexo Xisto-Grauváquico da região do Porto, são do Precâmbrico Superior Terminal. De acordo com os domínios paleogeográficos estabelecidos por B. Sousa (1983), parte do Complexo Xisto-Grauváquico da região Dúrico-Beirã, pertence ao Grupo do Douro. B. Sousa (1985) considera haver maior tendência para considerar o Grupo das Beiras como mais antigo (Precâmbrico Superior) que o Grupo do Douro (Câmbrico Inferior a Médio ou mesmo Superior). Mais recentemente Pereira (1988) e J. Oliveira et al. (1992) referem também uma idade Câmbrica para estas formações. Assim, no estado actual de conhecimentos e uma vez que, na área estudada, ocorrem formações correlacionáveis com o Grupo do Douro e outras que poderão estar relacionadas com o Grupo das Beiras, achamos mais conveniente atribuir ao Complexo Xisto-Grauváquico desta região uma idade que poderá ser Precâmbrica e/ou Câmbrica?.

Estas formações ocorrem no núcleo do Anticlinal de Valongo e a SW do flanco inverso do mesmo (Fig. 6).

No sector de Terramonte (ver Mapa 7) (núcleo do Anticlinal de Valongo), o Complexo Xisto-Grauváquico é constituído por sedimentos de origem turbidítica, tipo "flysch", como referido por alguns autores (Thadeu 1977, Medeiros et al. 1980).

Nos sectores de Alto do Sobrido e Montalto (SW do flanco inverso do Anticlinal de Valongo) o Complexo Xisto-Grauváquico, de características mais

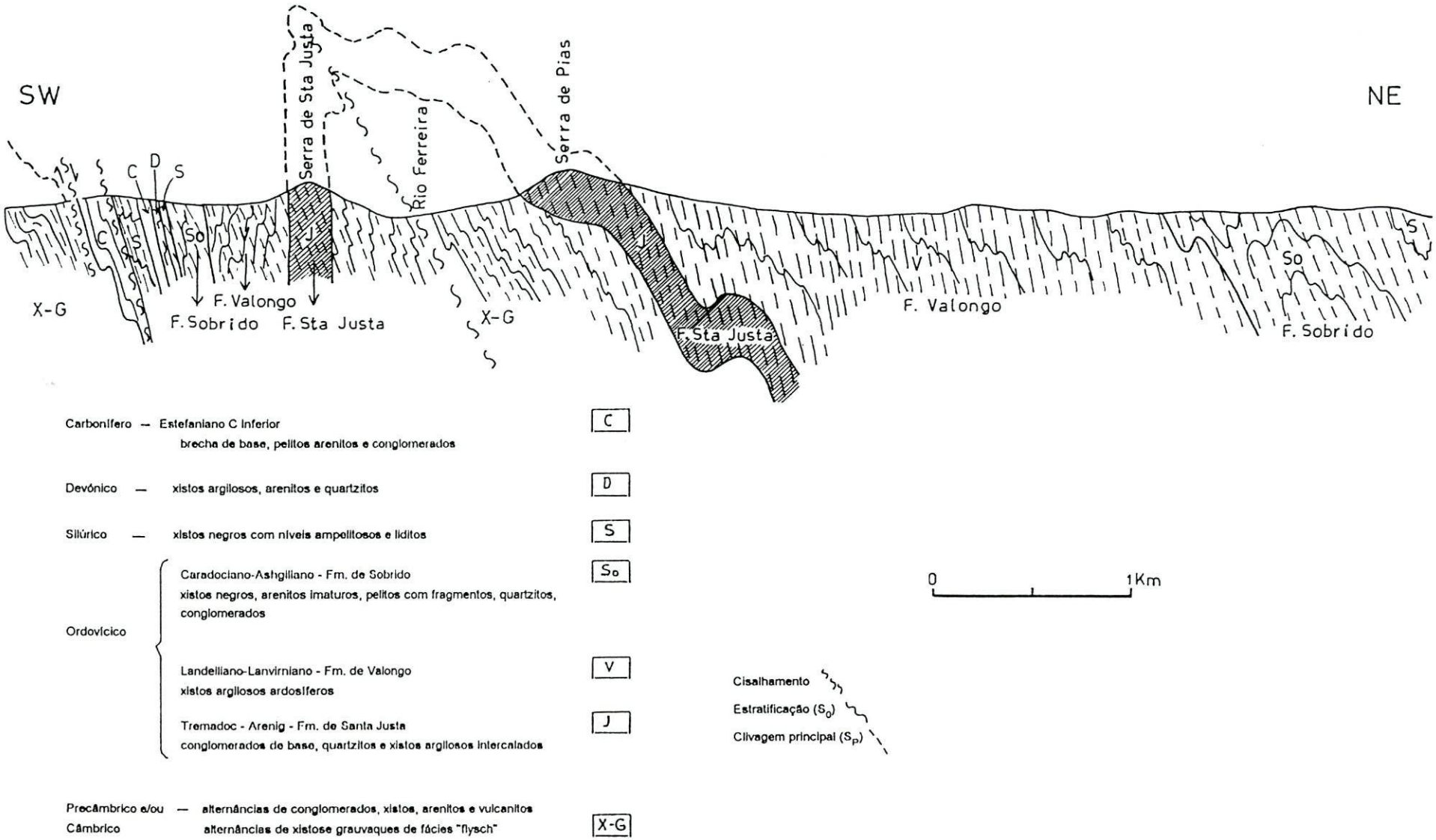


Fig. 6 - Perfil geológico regional (adaptado da folha 9-D (Penafiel) da Carta Geológica dos Serviços Geológicos de Portugal na escala de 1/50.000 e de Romano & Diggens 1973/74, modificado).

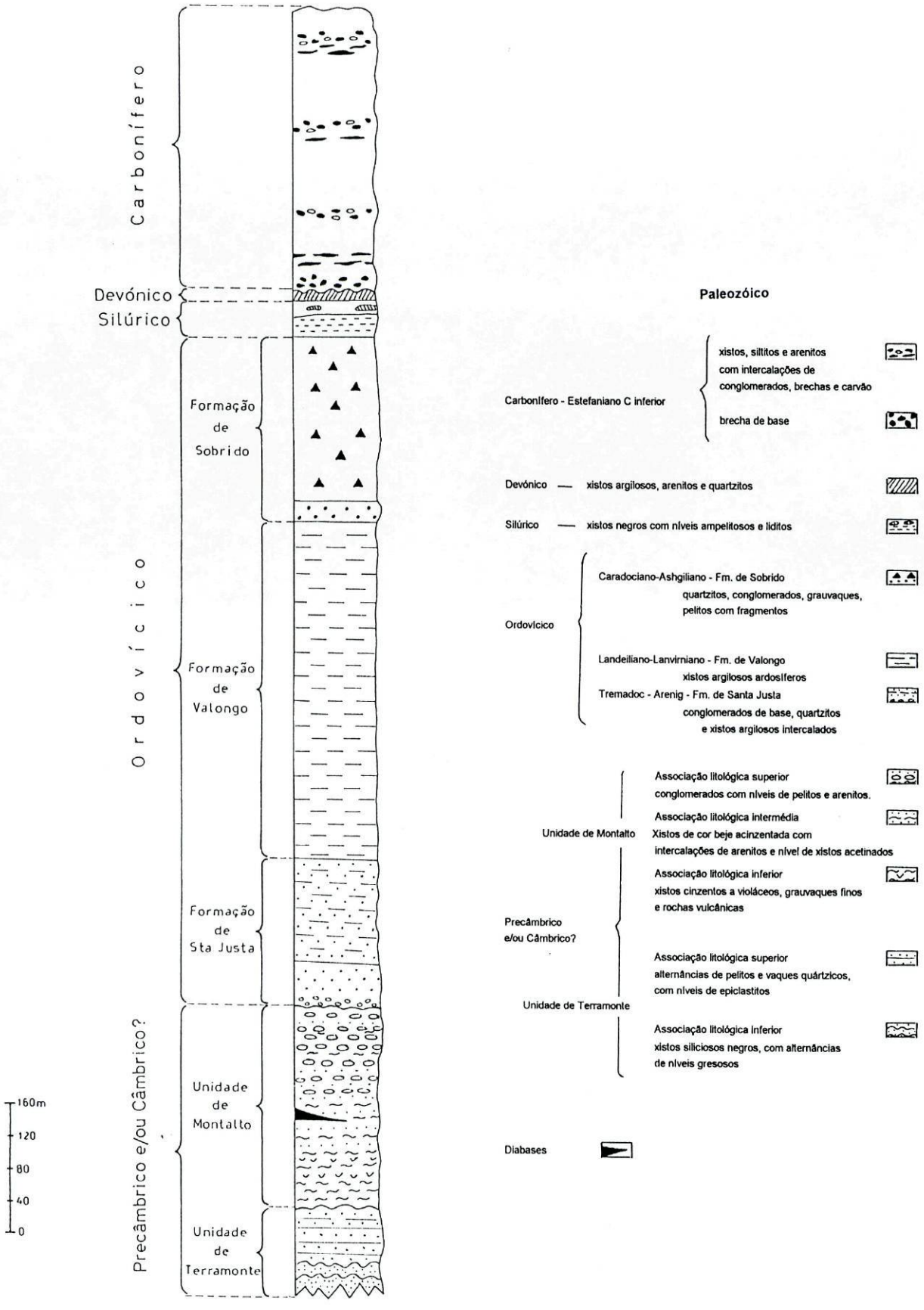


Fig. 7 - Coluna estratigráfica geral (espessuras baseadas na folha 9-D (Penafiel) da Carta Geológica dos Serviços Geológicos de Portugal na escala de 1/50.000).

superficiais, é constituído por xistos, grauvaques, arenitos, quartzitos e conglomerados.

Uma vez que estas formações do Complexo Xisto-Grauváquico, com características diferenciáveis, não têm carácter formal, designá-las-emos pelo termo mais geral de Unidades.

Unidade de Terramonte

Nestas formações, assinaladas no sector de Terramonte, foram consideradas duas associações litológicas (J. Oliveira SGP Lisboa, comunicação oral) (Fig. 7). A associação litológica inferior é constituída por xistos negros carbonosos com alternâncias arenosas para o topo, passando gradualmente à associação litológica seguinte. Estas rochas apresentam-se bastante mais deformadas que as da associação que se segue. A associação litológica superior (formação de cor esverdeada) é constituída por alternâncias laminadas de sedimentos gresosos mais claros e sedimentos lutíticos mais escuros, de origem turbidítica, em que foram detectados níveis de epiclastitos (Sagon, UPMC Paris, comunicação oral) já referenciados noutros locais (Thadeu 1977, B. Sousa 1982). Esta sequência apresenta grande quantidade e variedade de estruturas sedimentares (laminação paralela, laminação entrecruzada, granosselecção, pseudonódulos, estruturas em chama, "slumps", "groove casts", "flute casts"). Localmente observam-se bancadas com estruturação do tipo Bouma, característica de sedimentação turbidítica. Não observamos a ocorrência de fósseis, mas ocorrem por vezes nódulos de pequenas dimensões, oxidados, que poderão ter origem orgânica. O topo da Unidade, não é aflorante no sector.

Unidade de Montalto

Nesta unidade foram consideradas três associações litológicas. A associação, litológica inferior é constituída por xistos cinzentos a violáceos, grauvaques finos e rochas vulcânicas ácidas, a associação litológica intermédia por alternâncias de xistos de cor bege acinzentada e arenitos e a associação

litológica superior é constituída por conglomerados poligénicos, com elementos dominantemente quartzosos, com níveis de pelitos e arenitos (arenitos quártzicos e vaques).

Unidade de Alto do Sobrido

Estas formações do Complexo Xisto-Grauváquico, aflorante em Alto do Sobrido-Ribeiro da Serra, são constituídas por alternâncias de xistos e arenitos, correlacionáveis com a Associação litológica intermédia da Unidade de Montalto.

Assim, no decurso do trabalho agora efectuado, assinalamos pela primeira vez nesta região a presença de rochas vulcânicas ácidas interestratificadas e exalitos (Sagon UPMC, Paris VI) na base da Unidade de Montalto. Conde (1971) refere, a propósito da Formação xistosa da Beira (que designou por "Série intercalar"), que se trata de uma sequência vulcano-sedimentar, o que nos poderá levar a pensar em estabelecer paralelismos entre esta formação e a Unidade de Montalto. Não foi possível observar o contacto entre esta unidade e a anterior (Unidade de Terramonte), mas M. Ferreira & Andrade (1970) referem que a série que aqui aflora é claramente diferenciável do Complexo Xisto-Grauváquico "normal", pela incidência de quartzitos e metaconglomerados referindo que suspeitam que os quartzitos de Alto do Chamiço (Mapa 5 - sector de Alto do Sobrido) sejam discordantes sobre a série inferior. Nos quartzitos e vaques é de registar a ocorrência de icnofósseis (*Monocraterion*). O contacto com o Ordovícico não pode, igualmente, ser observado.

2.1.2.ORDOVÍCICO

As formações de idade Ordovícica assentam em discordância angular sobre o Precâmbrico ou Câmbrico? (Complexo Xisto-Grauváquico). Esta

discordância, foi provocada por uma fase de deformação sarda, de natureza epirogénica (Ribeiro 1979b).

Os sedimentos desta idade afloram em duas faixas correspondentes aos flancos do Anticlinal de Valongo (Fig. 6). Romano & Diggens (1973/74) consideraram nestas rochas três formações distintas (Formação de Santa Justa - Arenig, Formação de Valongo - ?Landeiliano-Lanvirniano e Formação do Sobrido - ?Caradoc, ver Fig. 7).

Formação de Santa Justa

O Ordovícico inicia-se por um conglomerado de base (Tremadoc?) bastante descontínuo, com elementos essencialmente quartzosos, de granulometria variável, com possança bastante irregular, que marca o início de uma transgressão.

Seguem-se os quartzitos maciços do Arenig, vulgarmente designados por "Quartzitos Armoricanos", que formam duas longas cristas correspondentes aos dois flancos da estrutura anticlinal Estas rochas são ricas em estruturas orgânicas, como *Cruziana , Vexillum*, *Skolithos* e *Planolites*. A ocorrência destas estruturas indica deposição em ambiente marinho litoral (J. Oliveira et al. 1992). As icnofácies de *Cruziana* e *Skolithos* permitem atribuir aos quartzitos uma idade Arenig s.l. (Delgado 1887; Moreno et al. 1976; Cooper & Romano 1982; Gutiérrez-Marco et al. 1990). Sobrepondo-se-lhes segue-se uma sequência finamente bandada constituída por alternâncias de sedimentos gresosos claros e sedimentos pelíticos escuros, também do Arenig, em que foram identificados níveis vulcano-sedimentares, pela primeira vez assinalados nesta região. Formações deste tipo foram referenciadas por Gumiel & Arribas (1990) na Zona Centro-Ibérica.

Em alguns locais assinala-se a ocorrência de níveis negros com matéria orgânica, nos quais foram assinalados fósseis de algas e briozoários, já assinalados em formações da mesma idade noutros locais (algas na Apúlia, referidas por Romano 1974 e briozoários na Escócia, assinalados por Lewis 1926). Como iremos ver (2.3.4.) estes níveis corresponderão provavelmente a

acumulações de materiais detríticos e orgânicos provenientes da margem da bacia.

Este conjunto corresponde à Formação de Santa Justa, designação local equivalente à Formação do Quartzito Armoricano (Romano & Diggens 1973/74). A sua espessura é de cerca de 200m.

Formação de Valongo

A formação anterior passa gradualmente a siltitos de cor rosada, a que se seguem siltitos de cor cinza, cuja fauna indica uma idade correspondente ao Lanvirniano Inferior (ver 2.3.3.1.). Sobrepoem-se a estes estratos siltitos de cor cinza e xistos do Lanvirniano médio a Landeiliano. Esta sequência corresponde à formação de Valongo que tem cerca de 300m de espessura. Nestas rochas ocorrem fósseis de trilobites, graptólitos, braquiópodes, cistóides (pela primeira vez assinalados), crinóides, gasterópodes, cefalópodes e bivalves (*Redonia*). Este grupo, com rico conteúdo fossílifero, é também designado por "Camadas com *Tristani*" (Gutiérrez-Marco et al. 1984). Foram estabelecidas biozonas (Gutiérrez-Marco 1986; Romano et al. 1986), que indicam uma idade que vai do Lanvirniano inferior basal ao Dobrociviano (Landeiliano).

Formação de Sobrido

Sobrepondo a formação anterior ocorrem os quartzitos do Caradociano. Na região de Alto do Sobrido ocorre, na base deste quartzito, um horizonte ferruginoso que pode corresponder a uma descontinuidade, correlacionada com a fase sarda de idade Harnagiana-Soudleiana referenciada por Gutiérrez-Marco et al. (1990). Para o topo ocorre uma sequência diamictítica constituída pelos designados "pelitos com fragmentos" (Babin et al. 1976) e grauvaques, correspondentes a formações de origem glaciária, já encontradas noutros locais (Robardet et al. 1980, Robardet 1981; Robardet & Doré 1988; Astini 1992). Constituem juntamente com os quartzitos, a Formação de Sobrido. J. Oliveira et al. (1992) referem que o membro superior da Formação de Sobrido, no Anticlinal de Valongo, constituído por arenitos e siltitos com "dropstones", e com 200m de espessura, tem características glaciogénicas (Brenchley et al. 1991) e poderá ser do Ashgiliano superior ou do Silúrico inferior (Fig. 7).

2.1.3.SILÚRICO

Sobrepondo as formações anteriormente descritas ocorrem xistos negros do Silúrico Inferior?. Tal como o Ordovícico, o Silúrico ocorre em duas faixas ao longo do anticlinal, correspondentes aos flancos, sendo muito mais espesso no flanco leste. O limite Ordovícico-Silúrico, corresponde a uma descontinuidade, por vezes quase imperceptível no campo, raramente evidencianda por níveis ferruginosos (Gutiérrez-Marco et al. 1990). Na área estudada assim acontece, apresentando-se o topo do Ordovícico-base do Silúrico, bastante ferruginoso. Segundo J. Oliveira et al. (1992), na região do Anticlinal de Valongo o Silúrico é constituído, essencialmente, por xistos carbonosos e liditos (Formação dos Xistos Carbonosos), com passagens de quartzitos (Quartzitos do Bougado). Segundo os mesmos autores, a série parece bastante condensada, com espessura inferior a 100m. Os graptólitos presentes nestas formações indicam uma idade que vai do Landoveriano médio-superior ao Ludloviano?. Há passagem gradual para a Formação do Sobrado agora considerada do Devónico inferior (J. Oliveira et al. 1992). Em trabalhos anteriores (Medeiros et al 1980, Ribeiro et al. 1987) esta formação era considerada como sendo do Salopiano.

No que respeita à área abrangida pelo distrito mineiro, o Silúrico ocorre em estreita faixa, localizada no flanco oeste. Nas áreas por nós cartografadas, encontramo-lo na região de Montalto (Mapa 4). Aí, está representado por xistos cinzentos escuros, que se sobrepoem às formações de origem glaciária do topo do Ordovícico, aos quais sucedem xistos cinzentos claros e violáceos, com lentículas de pirofilite, passando a xistos cinzentos, fossíliferos, muito tectonizados na zona de contacto com o Carbonífero. Nestes, foi possível assinalar a ocorrência de crinóides.

2.1.4.DEVÓNICO

Há transição gradual do Silúrico para as formações gresoso-pelíticas, fossíliferas, do Devónico, que constituem os últimos terrenos de fácies marinha depositados na região (Medeiros et al. 1980).

O Devónico (Coblenciano e possível Gediniano) ocorre numa estreita faixa entre o Silúrico e o Carbonífero, no flanco oeste do anticlinal. O Devónico inferior é constituído, como já tivemos oportunidade de referir, pela Formação do Sobrado, que se inicia por três importantes níveis quartzítico-conglomeráticos, a que se seguem pelitos, siltitos e grauvaques referíveis a sedimentação turbidítica (J. Oliveira et al. 1992). Medeiros et al. (1980) referem que o melhor corte observável desta formação, ocorre entre Ervedosa e Santa Justa representado por xistos cinzentos esverdeados escuros micáceos, com leitos intercalados de arenito fino passando a quartzito. Estas rochas apresentam fósseis de trilobites, braquiópodes, crinóides, bivalves, gasterópodes, polipeiros? briozoários?. Na região de Midões o Devónico é constituído por xistos argilosos finos fossíliferos (trilobites, braquiópodes, crinóides), muito macios, de cor amarela ou amarelo-arroxeada, passando por vezes a cinzenta azulada (Medeiros 1964). Os afloramentos, de largura variável, atingem, no máximo, 100m e só foram assinalados a norte do rio Douro (Medeiros 1964). Na área por nós cartografada não assinalamos a ocorrência destas formações.

2.1.5.CARBONÍFERO

Às fácies marinhas, anteriormente descritas, dobradas pelas fases precoces da orogenia Hercínica, seguem-se fácies continentais do Carbonífero, que se depositaram em bacias limnícas ao longo do flanco oeste do Anticlinal de Valongo.

As rochas desta idade, que ocorrem na área estudada, fazem parte da designada Bacia do Douro ou afloramento Dúrico-Beirão do Estefaniano C inferior (M. Sousa & Wagner 1983). Estes sedimentos depositaram-se em bacia intramontanhosa (Wagner & M. Sousa 1983, Eagar 1983) instalada a sudoeste do Anticlinal de Valongo. Segundo M. Sousa (1984), a sedimentação durante o Estefaniano foi condicionada pela orogenia Hercínica que se fez sentir ao longo das zonas de fractura, permitindo o estabelecimento das bacias onde aquelas formações se depositaram.

O Carbonífero inicia-se por uma brecha de base (nem sempre presente), com intercalações de escoadas de barro (Jesus 1986). Seguem-se xistos fossíliferos (fósseis de plantas e de bivalves), siltitos e arenitos. Ao longo da sequência ocorrem intercalações de conglomerados e de carvão.

A oeste, o contacto do Carbonífero com o Precâmbrico ou Câmbrico? corresponde a um cavalgamento. Do lado leste, o contacto com as Formações Paleozóicas do Anticlinal de Valongo é feito também por cavalgamento. O Carbonífero ocorre em série monoclinal, o flanco leste não aflora, encontrando-se, possívelmente, sob o cavalgamento do Paleozóico marinho.

2.2.TECTÓNICA E METAMORFISMO DA REGIÃO

2.2.1.INTRODUÇÃO

Além da cartografia geológica de pormenor, à escala de 1/3.300, de alguns sectores da área em estudo, efectuou-se, sempre que possível, o levantamento geológico das galerias, assim como dos filões mineralizados, fracturas, dobras e de outras estruturas observáveis à superfície. Foi também efectuado um estudo do metamorfismo que acompanhou as fases de dobramento (microscópico, complementado com determinação do índice de cristalinidade de clorites e moscovites por difractometria de raios X).

A análise estrutural, que teve como finalidade detectar eventuais controlos estruturais da mineralização, baseou-se essencialmente nestes dados (Tabela 1 - anexo 7). Foi também utilizada informação obtida em arquivos mineiros e noutros trabalhos efectuados anteriormente na área.

Ao efectuar este estudo, pretendemos observar os seguintes aspectos:

- Individualização dos episódios de deformação, através da análise estrutural, tentando estabelecer uma correlação com os episódios metalogenéticos;

- Relacionamento dos diferentes tipos de filões mineralizados com as diferentes orientações de fracturação.

Relativamente a trabalhos anteriores com referências à tectónica da área, salientaremos os de Costa (1931), Medeiros (1945, 1964), Schermerhorn (1956), M. Ferreira et al. (1971; 1972), Romano & Diggens (1973/74), Ribeiro (1974, 1984), Thadeu (1977), M. Sousa (1978), Noronha et al. (1979), Medeiros et al. (1980), Teixeira & Gonçalves (1980), Domingos et al. (1983), Eagar (1983), M. Sousa & Wagner (1983), Wagner & Sousa (1983), Jesus (1986), N. Ferreira et al. (1987), Ribeiro et al. (1987), Dias & Ribeiro (1991).

Nestes trabalhos, é frequentemente utilizado o termo "Anticlinal de Valongo", referente à estrutura maior da área, gerada durante o primeiro episódio de deformação hercínica D_1 (Ribeiro et al. 1987).

A região estudada abrange as formações do autóctone da Zona Centro-Ibérica (Pereira 1987). Não há uniformidade de pontos de vista quanto ao número e idade das fases tectónicas da orogenia hercínica que actuaram sobre estas formações. No Quadro 1 sistematizam-se as propostas de diferentes autores.

Schermerhorn (1956) e Oen (1960, 1970), consideram uma fase de dobramento F_1, de idade Dinanciana a Vestefaliana Inferior, seguida por três fases responsáveis por falhas e dobras muito localizadas.

Matte (1968) refere duas fases de deformação anteriores ao Estefaniano médio, sendo a primeira - F_1 - mais importante.

Ribeiro (1974) considera, em Trás-os-Montes oriental, três fases de deformação, que foram também assinaladas na Zona Centro-Ibérica (Noronha et al. 1979).

Segundo Medeiros (1964) houve actuação de uma fase da orogenia hercínica no final do Estefaniano ou início do Pérmico, com a qual estariam relacionados os filões auri-antimoníferos, assim como os filões com volframite, sem dúvida relacionados com as intrusões graníticas hercínicas. Segundo o mesmo autor, os filões de Pb-Zn-Ag sobrepõem-se aos anteriores e estão relacionados com movimentos alpinos, que não só produziram novas fracturas,

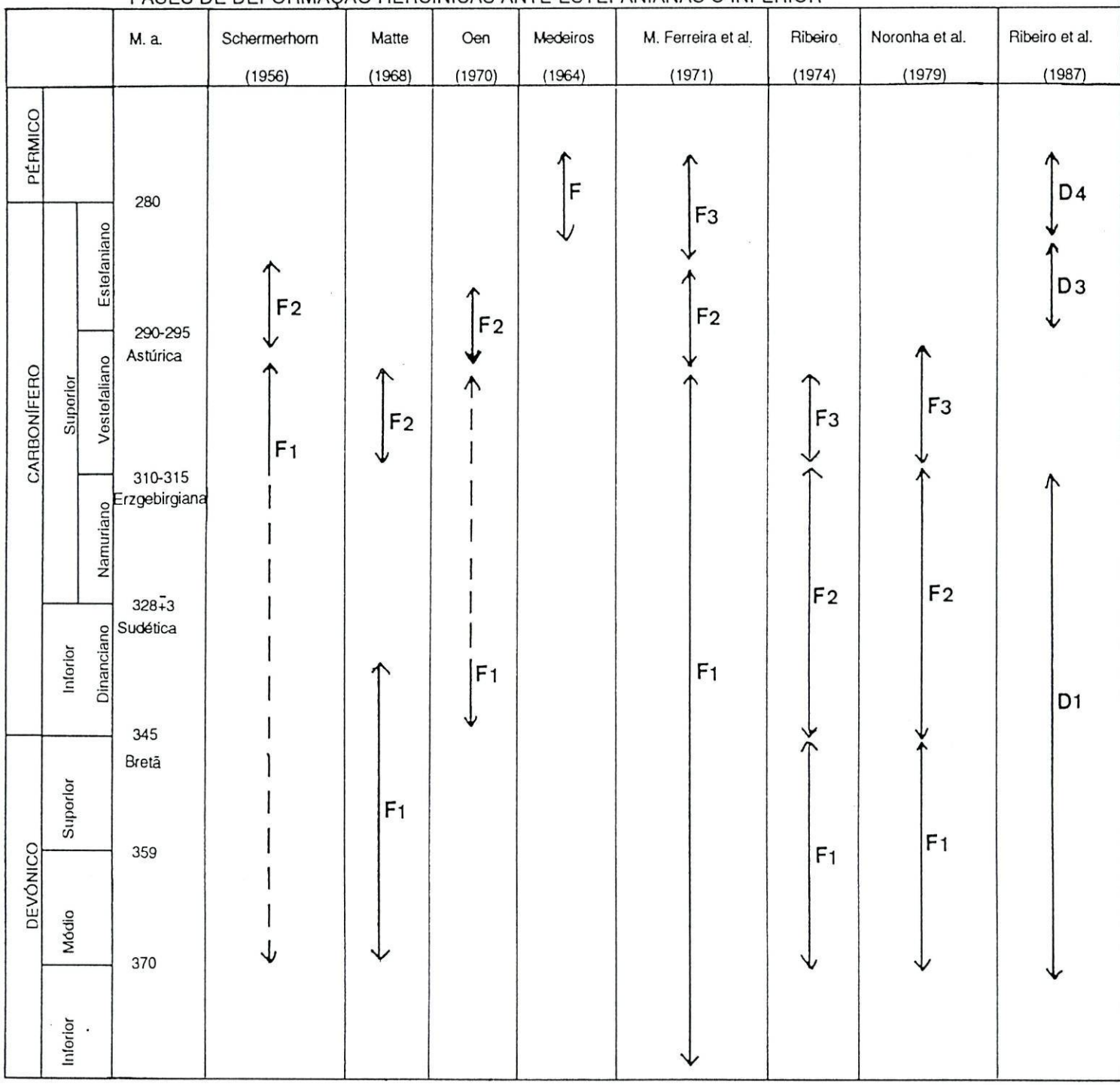
como afectaram as existentes. No presente trabalho, como veremos (4.1.), o estudo paragenético indica também que os filões de Pb-Zn-Ag são posteriores aos de Sb-Au.

M. Ferreira et al. (1971) referem que o primeiro traço da evolução tectónica da região se expressa na discordância do Ordovícico sobre o Complexo Xisto-Grauváquico, correlacionada com a fase sarda, embora as estruturas principais sejam devidas à orogenia hercínica. Correlacionam o dobramento com a 1ª fase hercínica, entre o Devónico inferior e o Vestefaliano D. Posteriormente a este dobramento teria ocorrido um cisalhamento ao longo da zona de charneira do sinclinal, com subsequente subida e erosão do flanco SW, seguida pela sedimentação do Vestefaliano D. Com nova movimentação nesta zona de fractura, entre o Vestefaliano D e o Estefaniano médio (2ª fase hercínica), e consequente dobramento do Vestefaliano D, falhamento longitudinal e erosão, há individualização de nova bacia, no mesmo sinclinal, a sudoeste, onde se formará o Estefaniano médio. Entre o Estefaniano médio e a intrusão dos granitos hercínicos mais recentes ter-se-ia dado o dobramento do Estefaniano médio, correlacionado com a 3ª fase dos dobramentos hercínicos. Segundo os mesmos autores, as estruturas com mineralizações de Sb-Au e, provavelmente, as de Pb-Zn-Ag, são posteriores ao cavalgamento do Estefaniano sobre o flanco sudoeste do Sinclinal Dúrico-Beirão, correlacionando-se com o período de diastrofismo final (possivelmente com a 4º fase hercínica) e seriam aproximadamente contemporâneas da fase final de granitização pós-estefaniana, que se fez sentir do lado nordeste.

Como já referimos (ver 2.1.2.), estudos mais recentes (Eagar 1983; Wagner & Sousa 1983) mostraram que as camadas da Bacia do Douro (Afloramento Dúrico-Beirão) são do Estefaniano C inferior, depositado em bacia intramontanhosa. M. Sousa (1984) refere que toda a actividade sedimentar durante a deposição do Estefaniano se encontra condicionada pela evolução da orogenia hercínica, que se fez sentir, persistentemente, ao longo das zonas de

Quadro 1 - Cronologia das fases tectónicas na ZCI (Noronha 1983, Noronha et al. 1979 modificado).

FASES DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICAS ANTE-ESTEFANIANAS C INFERIOR



fractura, as quais permitiram o estabelecimento das bacias onde aquelas formações se depositaram. Refere também que, a nordeste, o contacto entre o topo da sucessão do Estefaniano C inferior e as outras formações paleozóicas do Anticlinal de Valongo é feito por falha.

Romano & Diggens (1973/74) fazem a seguinte síntese da história estrutural da região de Valongo:

1. Xistos das Beiras ligeiramente dobrados e erodidos originam discordância angular (fase sarda) sobre a qual se depositam formações do Ordovícico;

2. Deformação dúctil precoce com formação do Anticlinal de Valongo com (?) concomitante clivagem ardosífera S_1;

3. Duas zonas de cisalhamento (Fig. 1) formam-se paralelamente à direcção da clivagem ardosífera S_1, a maior das quais, designada por Zona de Cisalhamento do Douro (no flanco oeste do anticlinal), no contacto do Carbonífero com o Precâmbrico ou Câmbrico? (Complexo Xisto-Grauváquico) actuou, provavelmente, como um "slide" apertando o Anticlinal de Valongo. Ribeiro et al. (1987), designam esta zona de cisalhamento por Zona de Cisalhamento do Sinclinal Carbonífero Dúrico-Beirão. Neste trabalho, optaremos pela primeira designação. A 2º zona de cisalhamento, localizada ao longo do traço axial do anticlinal de Valongo, foi designada por Zona de Cisalhamento de Santa Justa por Ribeiro et al. (1987). Romano & Diggens (1973/74) consideram que a evolução estrutural das zonas de cisalhamento começou por um cisalhamento dúctil, seguido de, pelo menos, dois episódios distintos de uma deformação mais frágil, que produziram:

- clivagem de fractura S_2 axial, bastante intensa próximo da Zona de Cisalhamento do Douro e segundo o plano axial de dobras secundárias menores.

- bandas de "kinks", tardias;

4. Intrusão dos granitos tardi a pós - hercínicos

Ribeiro et al. (1987) fazem ainda referência a uma 3ª zona de cisalhamento, designada por Zona de Cisalhamento de Sobredo - Recarei, que corta o flanco normal do anticlinal. Segundo estes autores, as estruturas mesoscópicas D_1, que incluem clivagem axial S_1 e uma lineação de estiramento X_1 paralela aos eixos das dobras, conjuntamente com a ocorrência de zonas de cisalhamento esquerdas, mostra que as estruturas D_1 podem ser explicadas (como acontece em Moncorvo e na Serra do Marão) pela actuação de um regime transpressivo, em que a uma componente de compressão perpendicular aos planos axiais se associa uma componente cisalhante esquerda, paralela ao mesmo plano axial. Segundo os mesmos autores, a deformação D_2 restringe-se ao flanco inverso. S_2 inclina menos que S_1 e a lineação de intersecção definida pelas duas foliações inclina para sudeste. Referem também que as dobras sardas têm uma direcção mais para nordeste do que o anticlinal D_1 varisco e não apresentam clivagem axial associada (o que está de acordo com o esquema por nós apresentado na figura 9).

Consideraremos, no presente estudo, duas fases principais de deformação, uma anterior ao Estefaniano C inferior, outra posterior.

Designaremos a primeira, por Deformação ante-Estefaniana ou 1ªfase (equivalente ao episódio de deformação D_1 definido por Ribeiro et al. 1987).

A segunda será designada por Deformação pós-Estefaniana ou 2ªfase (equivalente ao episódio de deformação D_3 e D_4, definidos por Ribeiro et al. 1987).

Uma vez que estamos em presença do autóctone, é natural que o episódio de deformação D_2 não seja evidente. Segundo Pereira & Ribeiro (1983) sobre o autóctone actuaram, fundamentalmente, as fases de dobramento F_1 e F_3 hercínicas.

Relativamente às estruturas planares, além da estratificação (S_0), ocorre uma foliação penetrativa, marcada pela fraca recristalização, sob controlo tectónico, de minerais filitosos. Trata-se pois de uma clivagem ardosífera típica de rochas de granulometria fina, cujo grau de metamorfismo não ultrapassa o da fácies dos xistos-verdes, como acontece na área em estudo (ver 2.2.4.).

Designaremos por S_p esta clivagem principal ardosífera. De salientar que esta clivagem das rochas pelíticas passa a clivagem de fractura (S_F) nas rochas psamíticas, o que já fora referido por Romano & Diggens (1973/74). Por S_{p+1} simboliza-se a clivagem posterior a S_p (pós-Estefaniana). Por clivagem de fractura, entende-se uma foliação não-penetrativa que consiste em planos de rotura paralelos, muito próximos, que dividem a rocha numa série de corpos tabulares, sendo característica de rochas com um grau de metamorfismo baixo a médio.

Faremos referência a duas grandes zonas de cisalhamento sub-paralelas à clivagem ardosífera, S_p. A primeira, mais extensa, que optámos designar por Zona de Cisalhamento do Douro (ZCD) (N150), localiza-se no flanco inverso, entre o Carbonífero e o Precâmbrico ou Câmbrico? (Romano & Diggens. 1973/74) A segunda, mais localizada, designada por Zona de Cisalhamento de Santa Justa (ZC Sta Justa), situa-se no núcleo do Anticlinal de Valongo (Ribeiro et al. 1987). O contacto superior do Carbonífero com o Ordovícico parece também corresponder, como iremos ver (Montalto, Mapa 4), a uma falha cavalgante.

2.2.2. FASES DE DOBRAMENTO E EVOLUÇÃO GEOTECTÓNICA

A partir dos dados obtidos no campo, relativamente à estratificação e à clivagem principal (em geral, clivagem ardosífera nos níveis lutíticos, passando a clivagem de fractura nos níveis gresosos), concluimos que se evidenciam, na área, duas fases de deformação hercínicas, já referidas: uma ante-Estefaniana e outra pós-Estefaniana, tendo havido uma rotação de cerca de 30^0 da máxima tensão compressiva (σ_1), em torno da tensão principal intermédia (σ_2) de E-W para NE-SW, aproximadamente (cf. Figs. 8 e 9). Uma fase de deformação sarda, menos evidente, fora já assinalada por Romano & Diggens (1973/74) e Ribeiro et al. (1987).

1ªFase de deformação (ante-Estefaniana)

Podem ser observadas em diferentes locais, a várias escalas (centimétrica a métrica), dobras abertas, relacionadas com esta deformação, em que as orientações dos eixos variam entre N150 e N160 (Fig. 8), com planos axiais geralmente com grandes inclinações, em alguns casos sub-verticais (Est 1, foto 3). Foi gerada por esta 1ª fase a dobra principal, designada por Anticlinal de Valongo. Na área das minas de Vale do Inferno, Ribeiro da Igreja, Banjas e Terramonte, são frequentes dobras menores com esta orientação. Normalmente os trabalhos romanos, assim como as próprias galerias mais recentes, situam-se nestes antiformas.

Esta deformação deu-se posteriormente à deposição do Devónico e foi gerada por um esforço de contracção com orientação aproximada N70 (cf. Figs. 8 e 9). Fracturas de tracção N70, correspodem a direcções de máxima mineralização e foram direcções preferenciais de mineralização reconhecidas já desde o tempo dos romanos. São bem visíveis fracturas de tracção N70 associadas às estruturas anticlinais, em muitos casos desmontadas por trabalhos mineiros (Est. 1, foto 1; cf. Fig. 8).

2ªFase de deformação (pós-Estefaniana)

Após a deposição dos sedimentos do Carbonífero, houve novo episódio de deformação, com compressão orientada aproximadamente N40 (Fig. 8), que gerou dobras com eixos entre N130 e N140. São dobras geralmente menores do que as relacionadas com a 1ª fase e foram observadas um pouco por todo o distrito mineiro (Ribeiro da Igreja - dobra de plano axial N140/35W na frente de desmonte da galeria 3, Vale do Inferno - Est. 1, foto 3; Tapada - dobra ao longo da qual foi aberta pequena galeria - Fig. 54).

Localmente a clivagem principal (a que melhor se vê no terreno) é a correspondente a esta 2ª fase (por exemplo, para o Ordovícico da área da mina de Vale do Inferno, ver Mapa 3; para o Carbonífero de Montalto e Alto do Sobrido, ver Mapas 4 e 5).

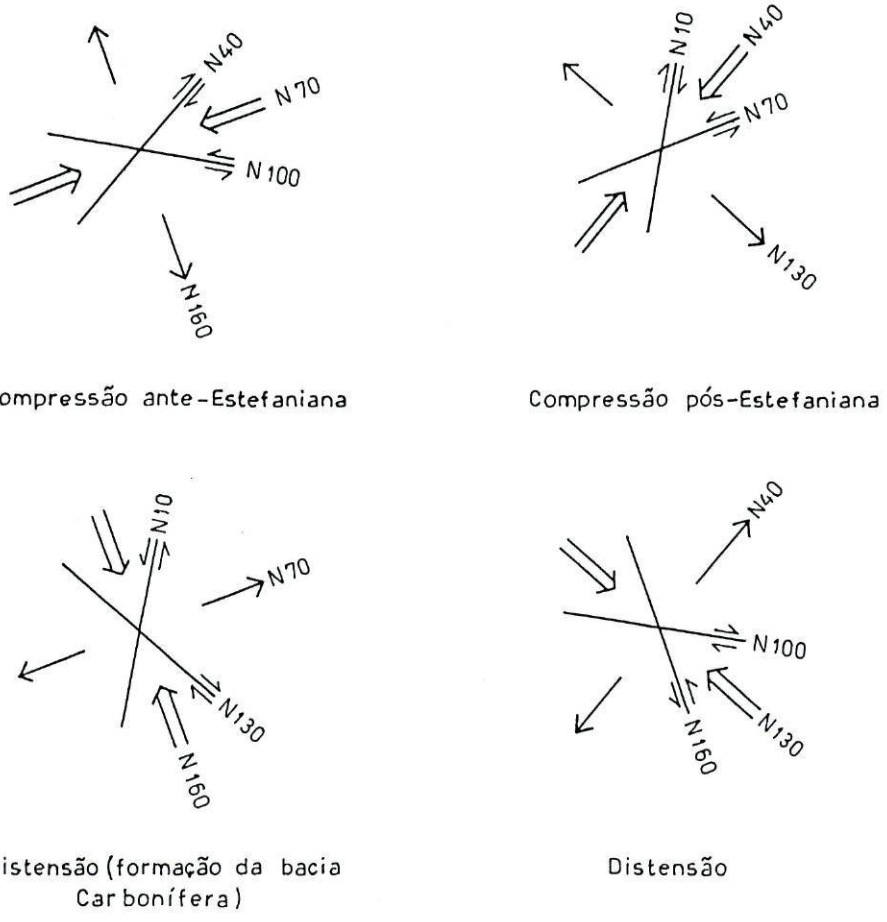


Fig. 8 - Representação dos campos de tensão correspondentes à primeira e segunda fase de deformação. As fracturas de corte N40 relacionadas com a deformação ante-Estefaniana, funcionam como fracturas de tracção na deformação pós-Estefaniana e as fracturas de tracção N70 relacionadas com a deformação ante-Estefaniana actuaram como fracturas de corte na deformação pós-Estefaniana.

Episódio deformacional tardio

Uma fase tardia é evidenciada pela ocorrência de dobras menores, com direcções variadas, nomeadamente N10 (Est. 6, foto 4), N30, N50, N70 e N90, assim como pela ocorrência de "kinks" de direcção N40, verticais (Est. 21, foto 4). Por vezes estas dobras geram uma clivagem de fractura de plano-axial, como é o caso das dobras com orientação N50 em Montalto (Est. 6, foto 3). Relacionadas com uma tectónica tardia estão, possivelmente, as falhas sub - horizontais, por vezes com preenchimento de quartzo, que foram observadas por todo o distrito (ver Tabela 1 - anexo 7; particularmente em Ribeiro da Serra - Figs. 45 e 46, e Ribeiro da Igreja - Fig. 75). Estas falhas são posteriores aos cavalgamentos do Carbonífero. Em Ribeiro da Serra foi possível verificar que estas cortam os filões mineralizados em estibina (Fig. 46). Assim, a implantação dos filões de Sb-Au deve ser anterior a esta fase tardia.

Um episódio deformacional ainda mais tardio pode ter sido responsável pela deformação das estruturas principais (Anticlinal de Valongo e Sinclinal Carbonífero) quer em direcção, quer em inclinação do plano axial, quer em mergulho axial da estrutura (Mapa 2 e Fig. 3). Estes movimentos poderão ter resultado de uma tectónica alpina s.l., com a qual poderão também estar relacionados os filões de Pb-Zn-Ag mais tardios do que os de Sb-Au, segundo Medeiros (1964), segundo Thadeu (1977, 1982) e segundo os dados paragenéticos conhecidos no decurso do presente trabalho.

Propomos, assim, o seguinte esquema de evolução geotectónica da área (Fig. 9, cf. Fig. 8):

A partir do Precâmbrico ou Câmbrico inferior? (ou do Brioveriano superior), durante um regime distensivo. estabeleceu-se uma bacia na zona Centro-Ibérica, onde se depositaram as formações do Complexo Xisto-Grauváquico e séries afins (N. Ferreira et al. 1987). No final do Câmbrico superior, o sistema passa a regime transformante, direito (Lefort & Ribeiro, 1980), que provocou o dobramento e erosão do Complexo Xisto-Grauváquico, gerando-se as dobras sardas. Segundo Ribeiro et al. (1991), na transição do

Câmbrico para o Ordovícico houve inversão de um regime de transpressão lateral direita para um regime de transpressão lateral esquerda.

Posteriormente a esta compressão relacionada com a fase sarda (σ_1 segundo N85) da orogenia caledónica, segue-se uma fase de distensão com instalação de uma bacia, onde se depositam em discordância angular sobre o Precâmbrico ou Câmbrico?, os sedimentos do Ordovícico, Silúrico e Devónico.

Segue-se a fase de deformação hercínica, ante-Estefaniana em que actuou um regime transpressivo (Ribeiro et al. 1987), com um episódio de compressão (σ_1 segundo N70), gerando dobras com planos axiais de orientação N160, associado a uma componente cisalhante esquerda (Zona de Cisalhamento do Douro) paralela a estes planos axiais. Este episódio provoca o dobramento de toda a sequência de sedimentos anteriormente depositados. Estrutura-se, nesta altura, o Anticlinal de Valongo. Dias & Ribeiro (1991) consideram que o Anticlinal de Valongo se formou durante o primeiro episódio de deformação hercínica, em relação com um regime de transpressão intervindo de modo heterogéneo, ao longo do ramo sul do Arco Ibero Armoricano. N. Ferreira et al. (1987) referem que, no final do Devónico, houve inversão do regime tectónico com passagem de distensão a compressão (início da orogenia hercínica) e se iniciou o fecho da bacia sedimentar subsidente, evidenciando efeitos da 1ª fase da orogenia hercínica, que dados estratigráficos e cronológicos datam desta época. Segundo Pereira (1988) o fecho do oceano Varisco verificou-se a partir do Devónico médio. Poderemos, assim, relacionar a deformação ante-Estefaniana com a primeira fase da orogenia Hercínica definida por Ribeiro (1974) e por Noronha et al (1979). De acordo com Domingos et al. (1983) o movimento da Zona de Cisalhamento do Douro teve início durante esta primeira fase de dobramento e explica a razão por que a clivagem planar axial S_1 é paralela a esse cisalhamento

Posteriormente a esta fase compressiva, surge uma fase distensiva, originando uma bacia onde se deposita o Carbonífero. Jesus (1986) refere que toda a série do Estefaniano C inferior da bacia Carbonífera do Douro se desenrolou em regime de tectónica distensiva, na direcção NE-SW. O mesmo autor refere que, na mesma altura, se geraram falhas NW-SE e que um relevo de falha se formou no bordo SW da bacia, tendo-a feito jogar como um semi-graben. N. Ferreira et al. (1987) referem a ocorrência de uma fase distensiva

anterior a uma F_3 (Namuro-Vestefaliano). A sedimentação durante este período foi bastante conturbada, com ausência do Cantabriano e Estefaniano A/B, o que poderá indicar a existência de uma inconformidade, ou, pelo menos, desconformidade (Domingos et al. 1983). O Vestefaliano, embora não ocorra na área estudada, existe um pouco mais a norte (ver M. Sousa & Wagner 1983). As estruturas sedimentares e a organização interna das sequências evidenciam um ambiente de sedimentação instável, indicando sedimentação sintectónica (Domingos et al. 1983).

Segue-se a fase de deformação pós-Estefaniana, que se inicia com um regime compressivo (σ_1 segundo N40), que provoca o dobramento de toda a série paleozóica, estruturando o sinclinal Carbonífero (embora estes sedimentos se apresentassem já dobrados, devido às acções tectónicas que ocorreram durante a sedimentação deste sistema - ver Domingos et al. 1983) e podendo ter provocado o tombamento do Anticlinal de Valongo. Segundo Jesus (1986), no final do Pérmico ocorreu uma fase compressiva (Saálica?), que provocou o rejogo do flanco inverso do Anticlinal de Valongo. Segundo Ribeiro et al. (1987), a deformação observável D_2 é restrita ao flanco inverso do Anticlinal de Valongo.

A compressão pós-Estefaniana esteve provavelmente relacionada com a intrusão dos granitóides sinorogénicos biotíticos Tardi-F_3 ou com os Tardi a pós-tectónicos? (não aflorantes) (classificação de N. Ferreira et al. 1987).

Uma fase de deformação mais tardia, posterior à fase pós-Estefaniana, foi também reconhecida. Esta tectónica tardia, originou escamas tectónicas. Jesus (1986) refere que, depois do rejogo inverso do Anticlinal de Valongo, se produziram cavalgamentos e escamas tectónicas. Estão, possivelmente, relacionadas com esta tectónica as falhas sub-horizontais, por vezes com preenchimento filoniano, que foram observadas por todo o distrito mineiro.

As fases tardias podem ser responsáveis pela deformação das estruturas principais, isto é, do Anticlinal de Valongo e do Sinclinal Carbonífero, assim como pele variação dos seus mergulhos axiais e poderão estar relacionadas com a implantação dos granitóides sinorogénicos biotíticos tardi a pós-F_3 (F_4?).

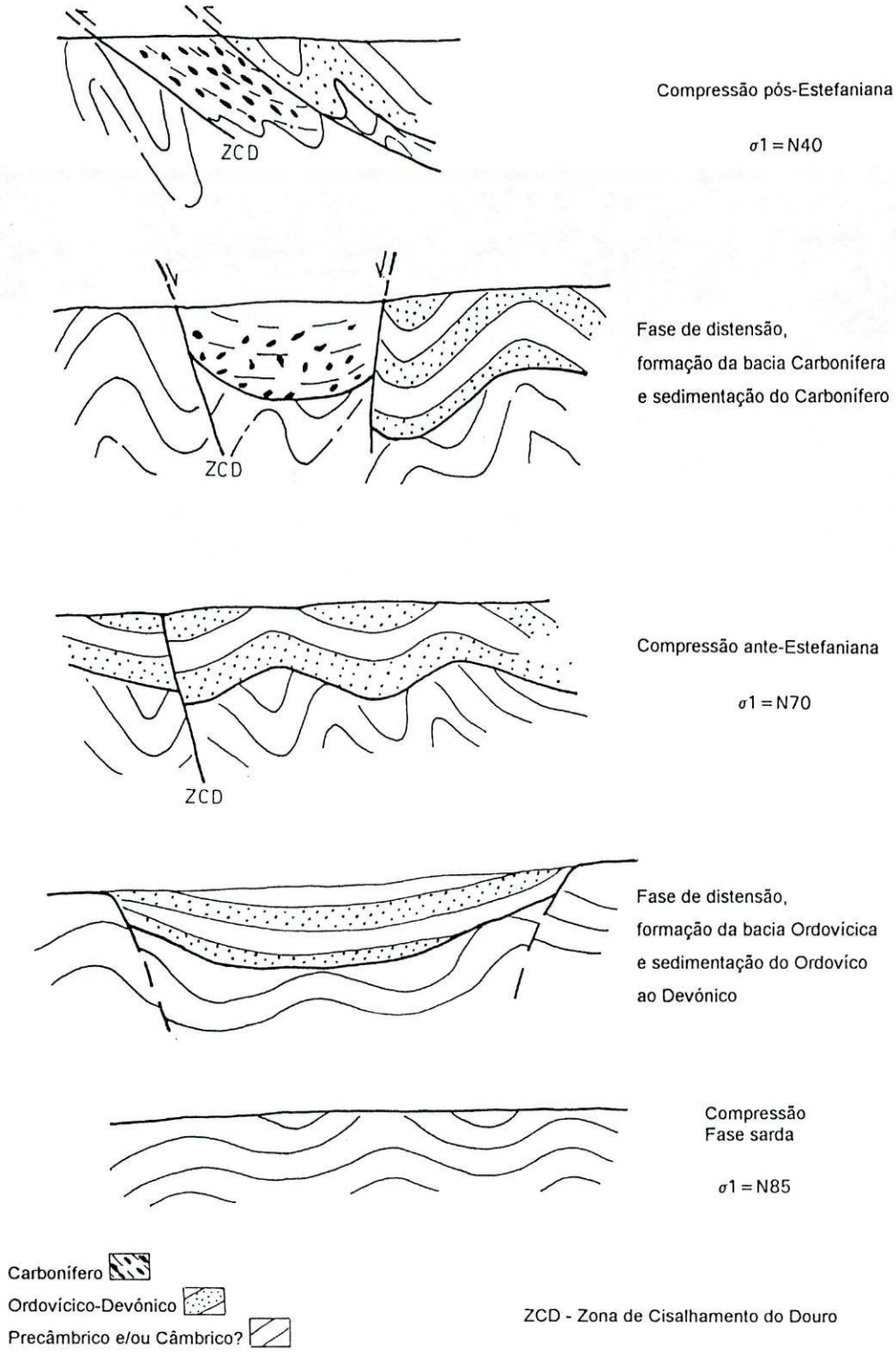


Fig. 9 - Perfis transversais ao Anticlinal de Valongo, evidenciando a evolução geotectónica da região. Existe rotação da clivagem principal do Precâmbrico ou Câmbrico? ao Carbonífero. O sistema de contracção geral é NE, tendo havido rotação de EW (N85) para NE (N40). Cada uma das fases de compressão foi seguida por uma fase de distensão (com mais tendência para jogar na vertical).

Os principais preenchimentos filonianos são posteriores ao Estefaniano C inferior, como mostram, por um lado, a ocorrência de filões que cortam as formações do Carbonífero, e, por outro lado, o facto de eles estarem provavelmente relacionados com granitos tardi a pós-tectónicos (ver 4.5.2.).

2.2.3.FRACTURAÇÃO

Neste capítulo, iremos abordar, além dos filões mineralizados, os filões de quartzo estéril, tentando precisar as relações cronológicas entre os diferentes tipos de mineralização e as diferentes direcções de fracturação.

Os dados relativos à tectónica de fracturação apresentam-se esquematizados nas figuras 10 e 11 (jazigos de Sb-Au), 12 (jazigos de Au-As e Sn-W) e 13 (jazigos de Pb-Zn(-Ag)).

Filões mineralizados

Os dados relativos a filões com mineralização e aos fojos romanos foram projectados na rede de Wulff (Figs. 14 e 15) e tratados em histogramas circulares (Fig. 16). Estes dados resultam de medidas efectuadas em função das condições de afloramento e não de medidas sistemáticas tendo em vista obter uma boa representatividade. Observando estes diagramas, numa primeira análise, podemos tirar as seguintes conclusões:

1. No caso dos filões de Sb-Au e Au-As (ver Fig. 16-A e B), existem várias orientações de estruturas mineralizadas, sendo notória a dominância das direcções NE-SW (N40-N50) e ENE-WSW (N60-N75) para os filões das galerias, seguida por direcções praticamente E-W (N80-N110) e pela direcção N-S (N170-N10 incluindo N20 e N30). As últimas são particularmente evidentes no caso dos fojos romanos (Fig. 16-C), onde se evidenciam 3 máximos. Além de E-W já referida, as direcções N-S e NE-SW são também significativas, como acontece nos trabalhos mineiros mais recentes.

2. Relativamente aos filões de Pb-Zn-(Ag), embora o estudo paragenético indique que estes filões são mais tardios, verifica-se que

preencheram fracturas com as mesmas orientações daquelas que anteriormente foram prenchidas pelas mineralizações auri-antimoníferas. O que poderemos salientar (ver Fig. 16-D;) é que estes filões ocupam preferencialmente direcções entre N55 e N75 (ENE-WSW) (ver Fig. 13), a que correspondem fracturas de tracção, relacionadas com a deformação ante-Estefaniana, que rejogaram como fracturas de corte, aquando da deformação pós-Estefaniana (Fig. 8). Como verificaremos mais tarde, estas direcções de mineralização são frequentes, apresentam uma certa continuidade e o seu preeenchimento evidencia vários episódios de mineralização. Por exemplo, no caso da mina das Banjas (As-Au), em que um episódio plumbífero discreto está presente, a galena ocupa a direcção N40, anteriormente preenchida por episódios mais precoces (ferri-arsenífero e antimonífero muito discreto).

Os filões mineralizados encontram-se encaixados em rochas de diferentes idades (Precâmbrico ou Câmbrico? ao Carbonífero - Estefaniano C inferior). Em Montalto, filões com estibina e ouro cortam as formações do Carbonífero. Assim, as mineralizações auri-antimoníferas são pós-Estefanianas (ver 3.2. e 3.3). Tendo em conta o estudo paragenético, em que foram definidos cinco episódios de mineralização, com uma fase tardia de remobilização plumbi-zincífera, verifica-se que, apesar de em alguns casos o preenchimento filoniano ter ocorrido, preferencialmente, segundo direcções que parecem estar relacionadas com a deformação ante-Estefaniana, essas fracturas foram rejogadas pela 2ª fase de deformação pós-Estefaniana (ver Fig. 8), como iremos ver em seguida.

O facto de a direcção N40, correspondente a uma direcção principal da deformação pós-Estefaniana, estar presente em vários jazigos (ver Tabela 1 - anexo 7 e Figs. 10-13), nomeadamente em Ribeiro da Igreja (filões com direcção aproximada N40 nas diferentes galerias), Vale do Inferno (filão com direcção N40 na galeria; fojo com direcção N40), Moirama (fojos com orientação N40 e massas com orientação N45 a N50), Banjas (massas com orientação N40), Ribeiro da Serra (filões - ladrão com orientação N25 a N45) e Alto do Sobrido (filões da galeria 1, encaixados nas formações do Complexo Xisto-Grauváquico com orientação aproximada N40), de um modo dominante, ou com grande expressão filoniana, poderá resultar de esta direcção ter actuado (como já foi referido para a direcção N70) quer como uma direcção de cisalhamento

associada à compressão ante-Estefaniana (σ_1 segundo N70), quer como fractura de tracção da deformação pós-Estefaniana (σ_1 segundo N40) (Fig. 8).

Além disso, a direcção N70 tem também a sua representatividade (ver Tabela 1 - anexo 7, Fig. 8 e Figs. 10-13), quer nos jazigos de antimónio-ouro, nomeadamente em Ribeiro da Igreja (filão principal com orientação N65), Vale do Inferno (dois fojos e filões de quartzo), Pinheirinhos (orientação do filão segundo arquivos mineiros), Ribeiro da Serra (filões com orientação N70 segundo dados de arquivos mineiros) e Alto do Sobrido (filão implantado no Carbonífero, com orientação N75 na galeria 2), quer nos jazigos de Pb-Zn-(Ag), como Ribeiro da Estivada (filão com orientação N75, segundo dados de arquivos mineiros), Terramonte (filão com direcção N62), Ribeiro da Lomba e Ribeiro da Castanheira (filões com orientação próxima de N55, segundo Gaspar & Neiva 1967). A fractura de tracção com direcção N70, gerada durante a deformação ante-Estefaniana, actuou como uma fractura de corte durante a deformação pós-Estefaniana (Fig. 8).

As fracturas de tracção N10, que poderão ser as conjugada das N70 para o dobramento pós-Estefaniano, e que actuaram como cisalhamentos esquerdos na fase de descompressão ante-Estefaniana (Fig. 8), são também comuns, embora geralmente os filões com esta orientação apresentem menores possanças (Vale do Inferno, Ribeiro da Serra).

No caso dos jazigos com ouro (Sb-Au e Au-As), filões com direcção N10, foram observados (ver Tabela 1 - anexo 7 e Figs. 10-12) em Ribeiro da Igreja (filão na galeria 1), Vale do Inferno (filão na galeria), Ribeiro da Serra (dois filões N10 com estibina na galeria E-W), Alto do Sobrido (falhas N-S)?, Ribeiro da Paradela ("stockwork" de quartzo com filonetes de quartzo mineralizado em pirite e arsenopirite com orientação N170), Banjas (fojos e filões com orientação N20 (10 a 30) e Moirama (fojo). Esta direcção quase N-S poderá corresponder à paragénese Fe-As(W?). Os filões com Sn-W que circundam o distrito mineiro têm esta orientação. A corroborar esta hipótese surge a ocorrência de volframite em Ribeiro da Igreja (Couto et al. 1990), Vale do Inferno (C. Neiva 1944) e Banjas (análises efectuadas pelo CBD em 1992). A volframite identificada nas Banjas ocorre em zonas próximas de falhas N170, com preenchimento filoniano.

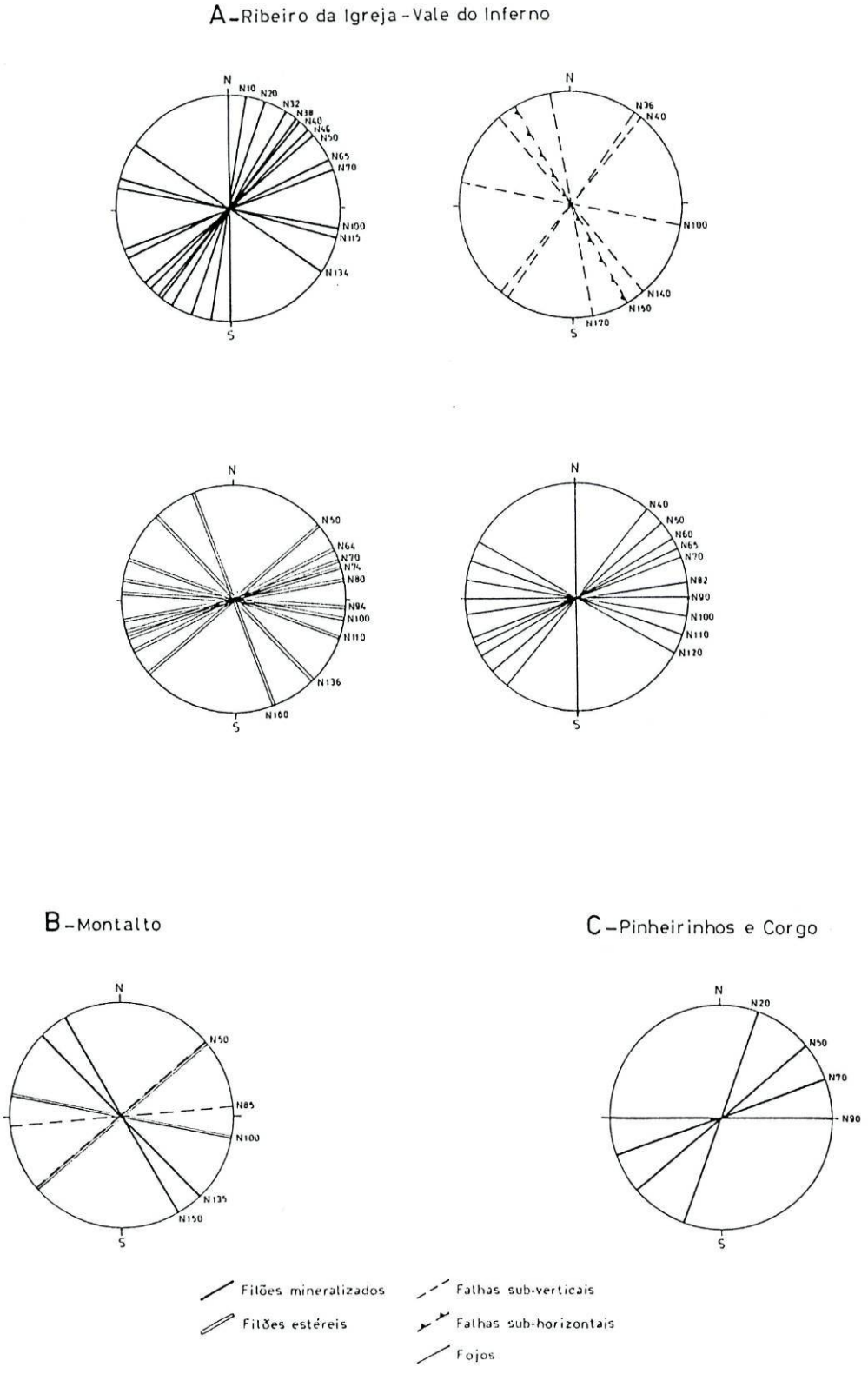


Fig. 10 - Representação esquemática dos dados relativos à fracturação nos jazigos de Sb-Au.

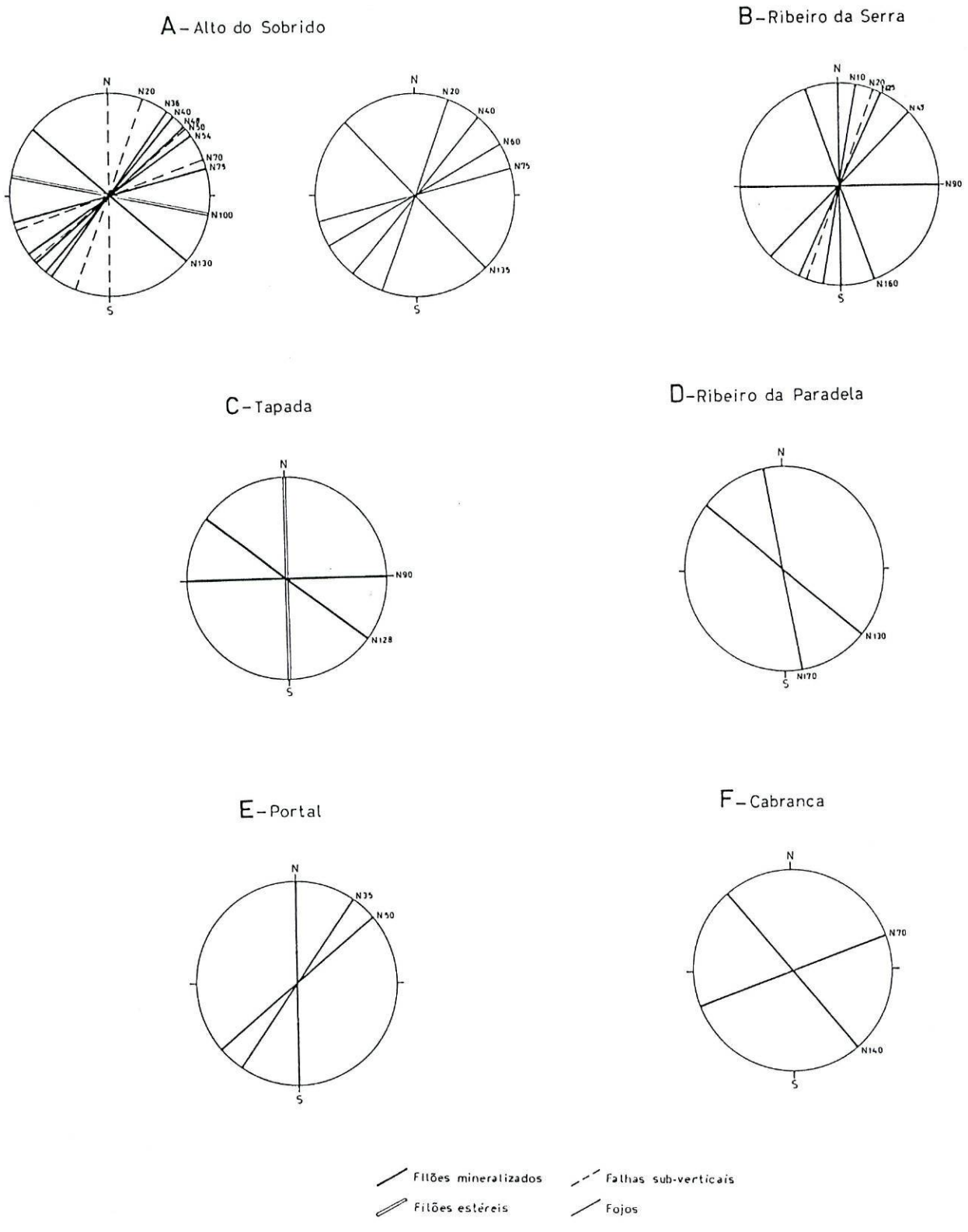


Fig. 11 - Representação esquemática dos dados relativos à fracturação nos jazigos de Sb-Au (cont.).

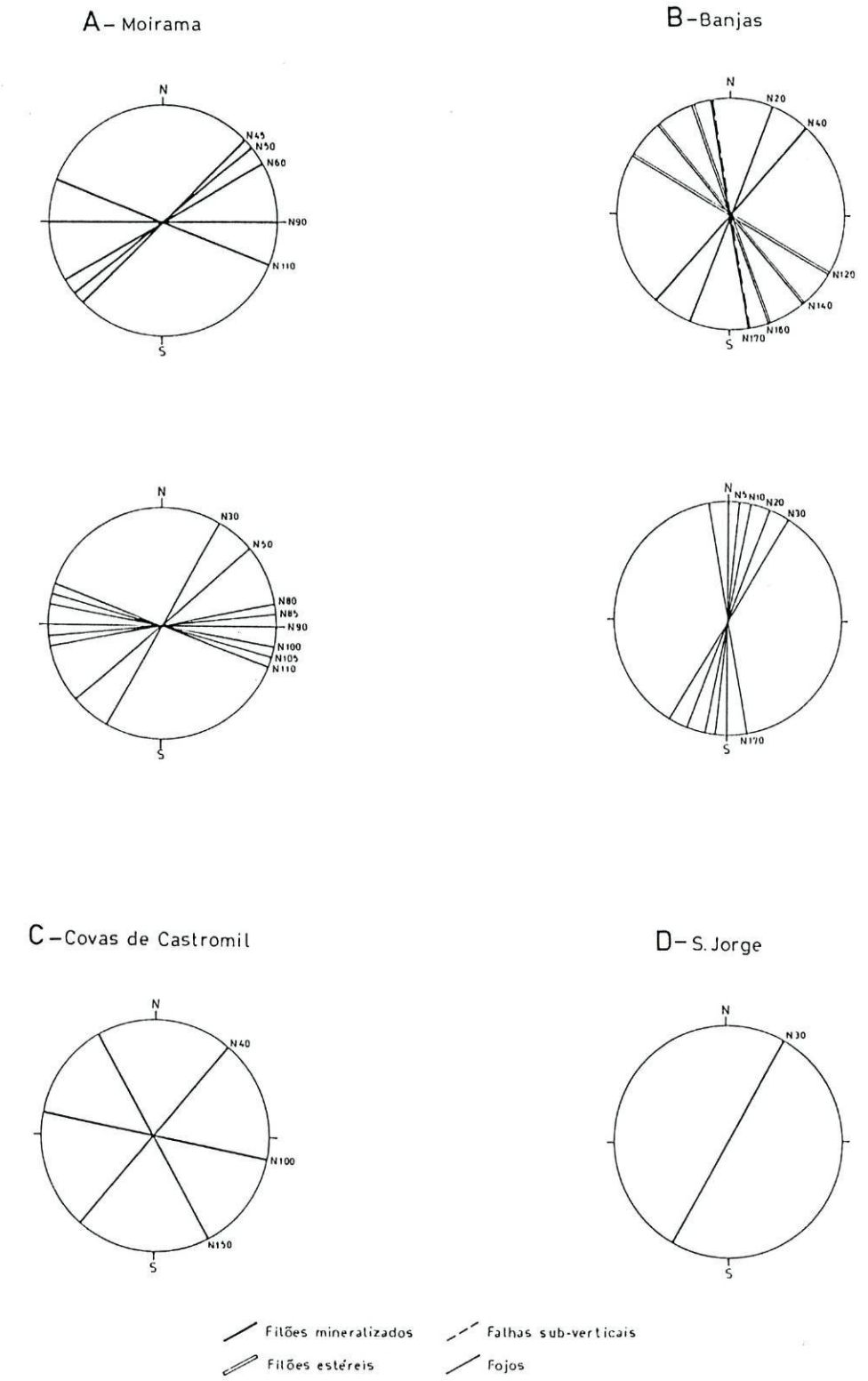


Fig. 12 - Representação esquemática dos dados relativos à fracturação nos jazigos de Au-As e Sn-W.

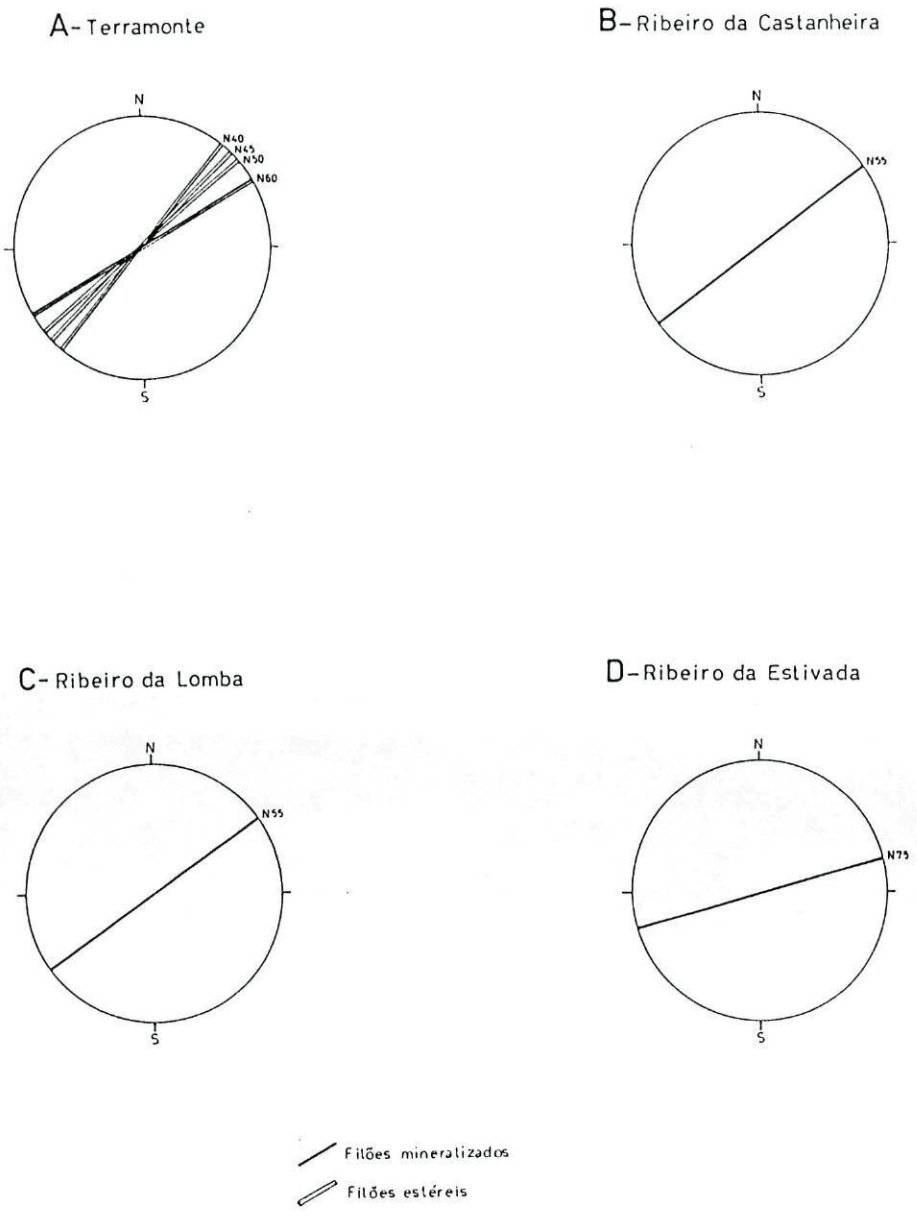


Fig. 13 - Representação esquemática dos dados relativos à fracturação nos jazigos de Pb-Zn(Ag).

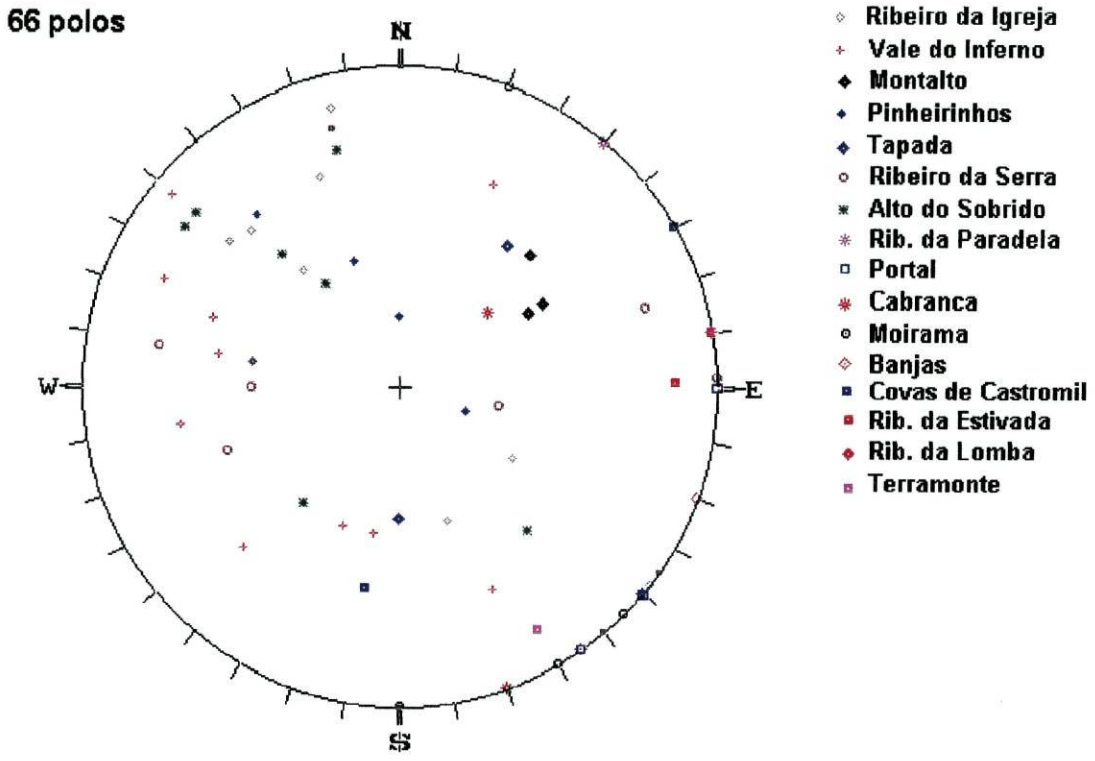


Fig. 14 - Dados relativos aos filões dos jazigos de Sb-Au, Au-As, Pb-Zn(Ag) e Sn-W (Projecção polar na rede de Wulff, hemisfério inferior).

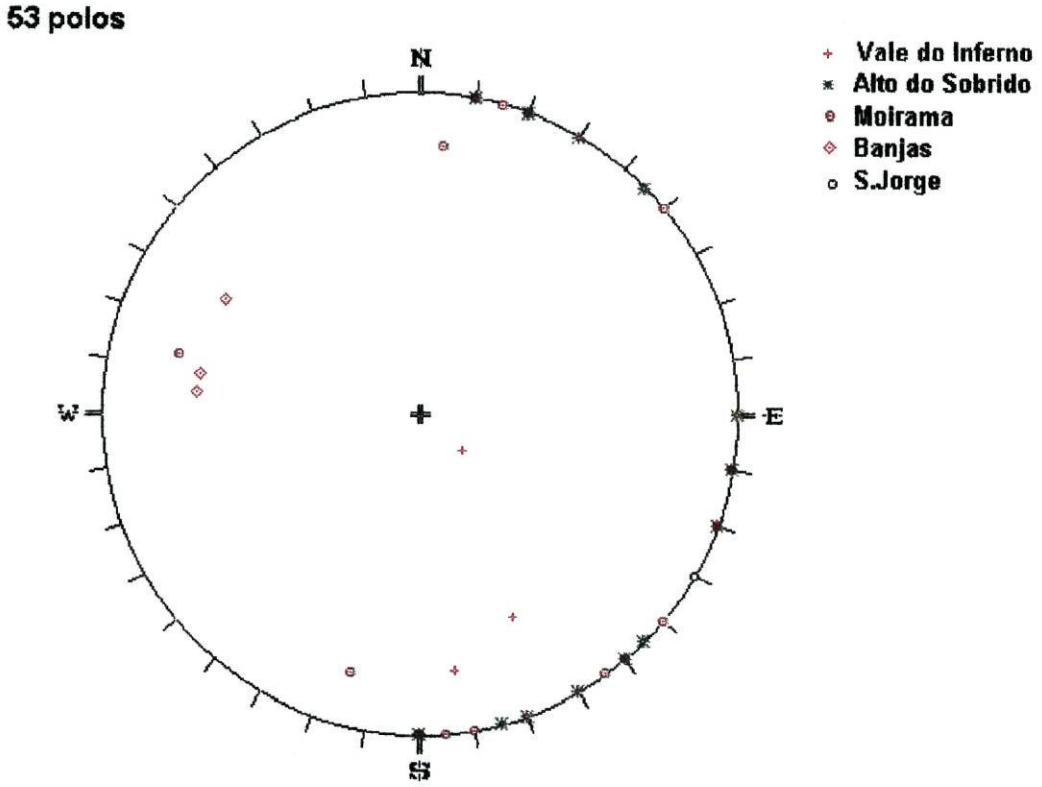


Fig. 15 - Dados relativos aos fojos dos jazigos de Sb-Au, Au-As e Sn-W (Projecção polar na rede de Wulff, hemisfério inferior).

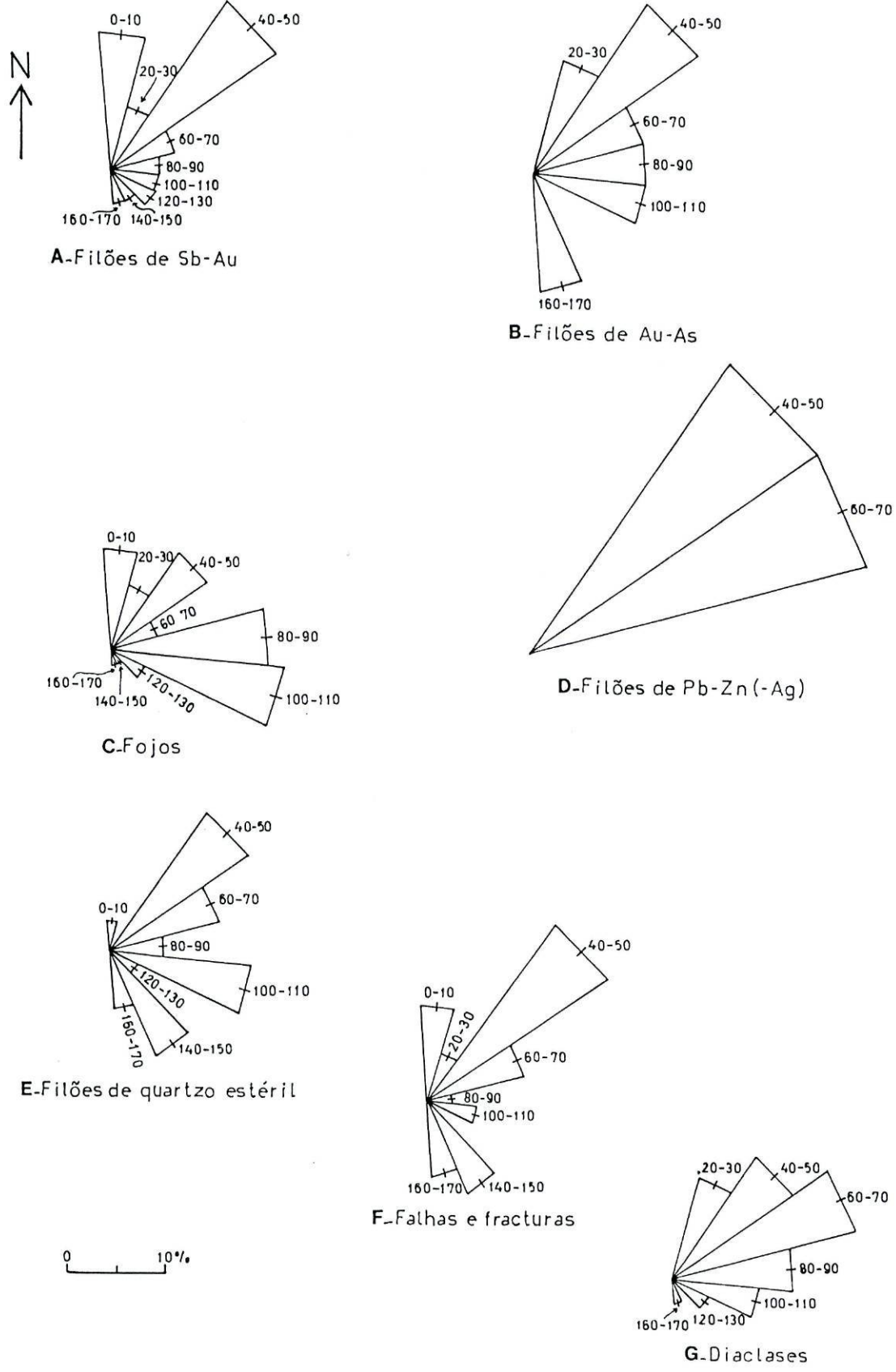


Fig. 16 - Histrogramas circulares dos dados relativos à fracturação nos jazigos de Sb-Au, Au-As, Pb-Zn(Ag) e Sn-W.

Relativamente ao jazigo de W-Sn de S. Jorge, estudado no âmbito deste trabalho, a única direcção que conseguimos medir (e que poderá corresponder a um fojo) é N30 não demasiadamente afastada, portanto, de N10.

Convém referir que, embora as direcções preferenciais de mineralização sejam, como já foi referido, (E)NE-(W)SW (inclui as direcções N40 e N70), E-W e N-S (inclui a N20 e a N170), ressalta da observação das figuras 10-13 (referentes à representação dos filões jazigo por jazigo) e dos histogramas circulares referentes aos filões de antimónio-ouro (Fig. 16-A) e, com menor expressão, nos trabalhos romanos (Fig. 16-C), que a direcção NW-SE tem também uma certa representatividade, particularmente em Ribeiro da Igreja-Vale do Inferno (ver Fig. 10-A), Montalto (ver Fig. 10-B), Tapada (ver Fig. 11-C), Alto do Sobrido (Fig. 11-A), Ribeiro da Serra (ver Fig. 11-B), Moirama (ver Fig. 12-A), Ribeiro da Paradela (ver Fig. 11-D) e Cabranca (ver Fig. 11-F).

Assim sendo, consideraremos, por ordem de importância, quatro grupos de estruturas mineralizadas:

1º grupo (E)NE-(W)SW

2º grupo E-W

3º grupo N-S

4º grupo NNW-SSE

Não podemos esquecer que as medições efectuadas, feitas em número limitado e em função das condições de observação mais ou menos favoráveis, podem não ser completamente representativas. Contudo, o estudo dos dados dos arquivos mineiros mostra que esta classificação em quatro direcções corresponde bem a uma importância decrescente da produção dos filões explorados.

Como hipótese de trabalho, admitiremos que toda a rede filoniana pode ser integrada no elipsóide de deformação da fase de deformação pós-Estefaniana (Fig. 8), sendo a dispersão das direcções observadas em relação às direcções teóricas devida ao rejogo das direcções ante-Estefanianas. Na hipótese de ter existido algum preenchimento anterior ao Carbonífero só poderá ter relação com o primeiro preenchimento de quartzo estéril (por vezes com

pirite) ou brechóide. O estudo paragenético indicou a ocorrência de cinco estádios de mineralização, que se formaram por evolução dos mesmos fluidos e que são sem dúvida pós-Estefanianos (os filões cortam o Carbonífero) e anteriores à fase tardia, como já referimos. Relativamente aos filões de Pb-Zn (Ag), que ocupam preferencialmente direcções entre N40 e N75, terão preenchido fracturas hercínicas, rejogadas posteriormente (possívelmente relacionadas com a abertura do Atlântico - ver 5.), drenando os fluidos com Pb-Zn e Ag.

Filões de quartzo estéril

Relativamente aos filões de quartzo não mineralizados podemos verificar (Fig. 16-E) que as suas direcções não são, em geral, muito diferentes das direcções preferenciais dos filões mineralizados, excepto na zona de Terramonte. Apresentam três orientações dominantes: (E)NE-(W)SW, praticamente E-W e NNW-SSE. Na grande maioria dos casos estes filões são subverticais (Tabela 1 - anexo 7 - inclinações maiores que 70º, excepto num caso).

Poderemos ainda considerar, como foi referido por Romano & Diggens (1973/74), duas ou três gerações de veios de quartzo (ver Fig. 17):

1. Veios de quartzo, anteriores a S_p, com dobras de plano axial, paralelo à clivagem principal S_p (N160-180), relacionados com a deformação ante-Estefaniana.

2. Veios de quartzo paralelos à clivagem principal S_{p+1} (N100-136), relacionados com a deformação pós-Estefaniana

3. Veios de quartzo mais recentes N50-70, verticais, que cortam o segundo grupo (em Vale do Inferno), possívelmente relacionados com a fase tardia (posterior à fase pós-Estefaniana).

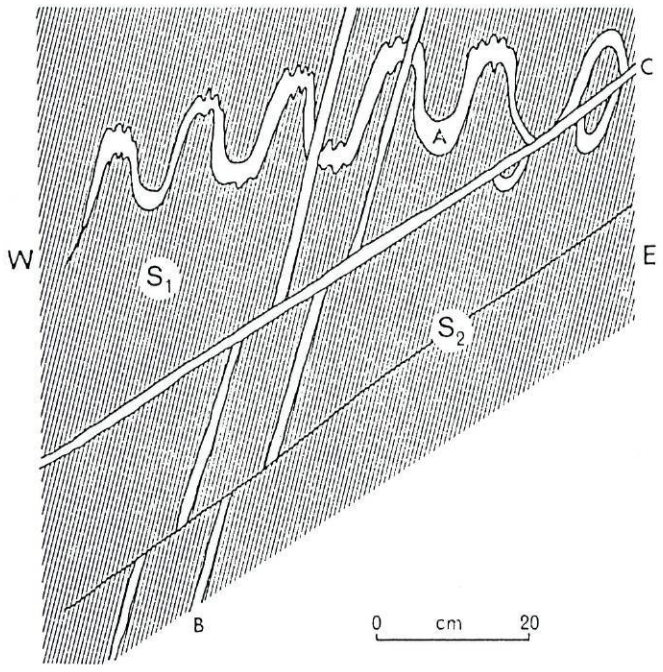


Fig. 17 - Diferentes gerações de veios de quartzo (segundo Romano & Diggens 1973/74).

Falhas, fracturas e diaclases

Observando as figuras 16-F, G e 18, podemos verificar que as direcções de falhas e fracturas, nomeadamente fracturas de tracção, são as mesmas das estruturas mineralizadas (Figs. 16-A, B, C e D). É dominante a direcção (E)NE-(W)SW, seguida por N-S e NNW-SSE. A direcção E-W, embora não tão evidente, é também visível.

A maior parte das direcções de falhas observadas pode ser interpretada num campo de compressão pós-Estefaniana. Um sistema de falhas N-S, com jogo direito, é evidente por toda a área (N0-N10 em Alto do Sobrido - ver Mapa 5; N170 nas Banjas - ver 2.3.4.2.). Um sistema de falhas N50 (esquerdas) é também importante, particularmente no sector de Montalto (ver Mapa 4). O seu jogo aparente, geralmente esquerdo, pode resultar de movimentos

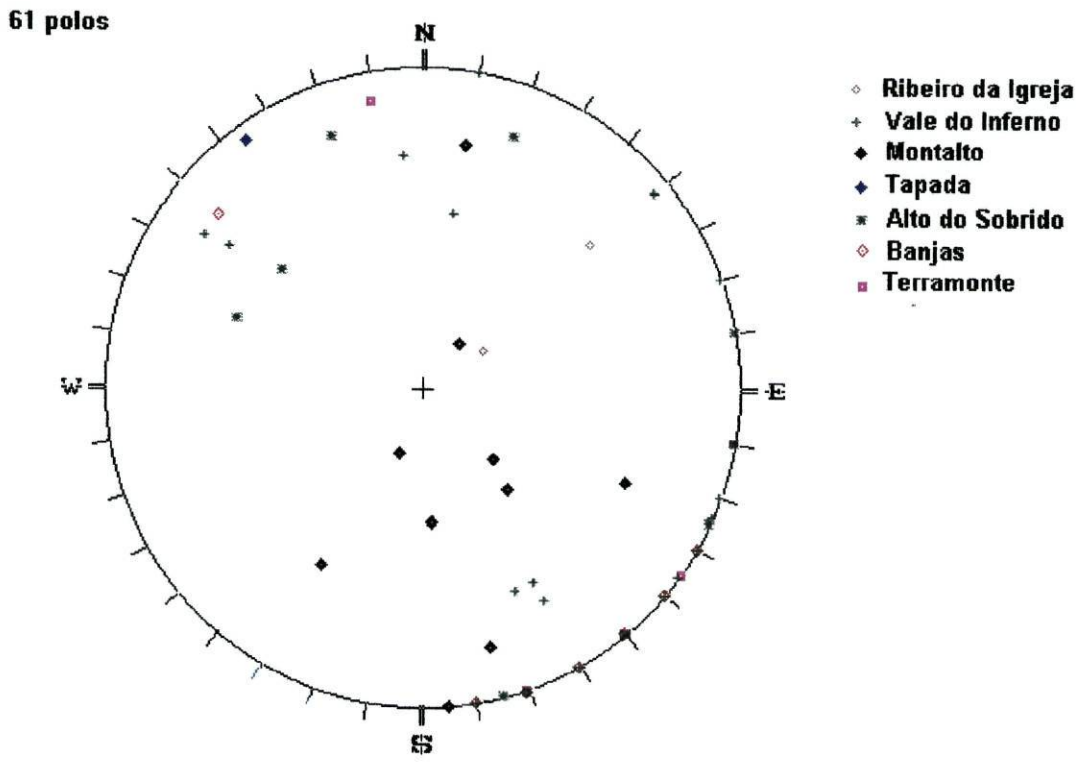


Fig. 18 - Dados relativos às falhas, fracturas e diaclases dos jazigos de Sb-Au, Au-As e Pb-Zn-Ag (Projecção polar na rede de Wulff, hemisfério inferior).

essencialmente verticais que deslocam o contacto cavalgante pouco inclinado do Carbonífero sobre o Xisto-Grauváquico. Falhas horizontais (já referidas a propósito da tectónica tardia), provavelmente relacionadas com o cavalgamento do Carbonífero sobre o Precâmbrico ou Câmbrico?, ocorrem também um pouco por todo o distrito (particularmente em Ribeiro da Igreja, Ribeiro da Serra - Figs. 45 e 46 - e Alto do Sobrido).

Segundo Ribeiro et al. (1987), durante o regime transpressivo, a Zona de Cisalhamento do Douro, com orientação N150, teve movimento esquerdo. As falhas tadias entre N50 e N85 (ver Tabela 1 - anexo 7) parecem também ter movimento esquerdo.

As diaclases apresentam direcções variadas, que caem particularmente no primeiro quadrante (ver Figs. 16-G e 18), variando de N20 a N90, atingindo a maior intensidade entre N60 e N70. Ocorrem ainda duas famílias menos importantes, N100 - N110 e N120 - N130. Geralmente são sub-verticais, embora no sector de Montalto tenham sido assinaladas diaclases pouco inclinadas (ver Tabela 1 - anexo7).

2.2.4.METAMORFISMO

O metamorfismo exprime-se de maneira muito mais evidente nos níveis mais finos (lutíticos) que nos níveis gresosos mais grosseiros e mais competentes (Est. 11, foto 2).

Um metamorfismo regional, evidenciado por uma foliação mais ou menos evidente consoante os sectores e consoante a litologia (mais evidente nos níveis ricos em filitos, do que nos níveis quartzosos), acompanha o dobramento principal ante-Estefaniano. No decurso do trabalho agora efectuado, o estudo ao microscópio, permitiu pôr em evidência as seguintes associações minerais :

quartzo + plagioclase (albite?) + moscovite

quartzo + clorite + moscovite + leucoxena

quartzo + moscovite + pirofilite

quartzo + clorite + moscovite + grafitóides

Segundo Winkler (1976), correspondem a um metamorfismo de baixo grau, equivalente à epizona ou fácies dos xistos verdes, com temperaturas que variam entre 300ºC e 450ºC, para baixas pressões. A presença de pirofilite, cuja abundância decresce rapidamente acima de 270ºC (Cathelineau & Izquierdo 1988), sugere que a intensidade do metamorfismo corresponde ao início da epizona.

2.2.4.1.Estudo em difractometria de raios X das micas brancas potássicas.

O estudo petrográfico das associações minerais foi complementado com estudo da cristalinidade das micas brancas potássicas, permitindo conhecer o metamorfismo regional que afectou as formações Paleozóicas. No Quadro 2 (anexo7) podemos observar os resultados obtidos. O grau de metamorfismo mais elevado corresponde à facies dos xistos verdes, portanto um metamorfismo de baixo grau. As amostras, em geral, caem nitidamente no domínio da epizona. Apenas a amostra 56VI se situa no limite epizona-anquizona (Fig. 19). As amostras que se enquadram na anquizona (2MA) e no domínio da diagénese (19AS), correspondem a filitos que cresceram nos encostos do filão. A amostra 14RS, constituída por argila cinzenta, cujos filitos caem no campo da diagénese, correspondem provavelmente a uma alteração meteórica.

O estudo em difractometria de raios X das micas (agregados orientados) (Quadro 2 - anexo 7; Fig. 19) indica a existência de um metamorfismo de baixo grau, no domínio da epizona, que afectou os metassedimentos. É de referir que este metamorfismo pouco afectou quer o conteúdo fossilífero, quer as estruturas sedimentares, que são abundantes nestas formações. O mesmo se verifica no Paleozóico do Maciço Armoricano - França (Régnault & Sagon 1988).

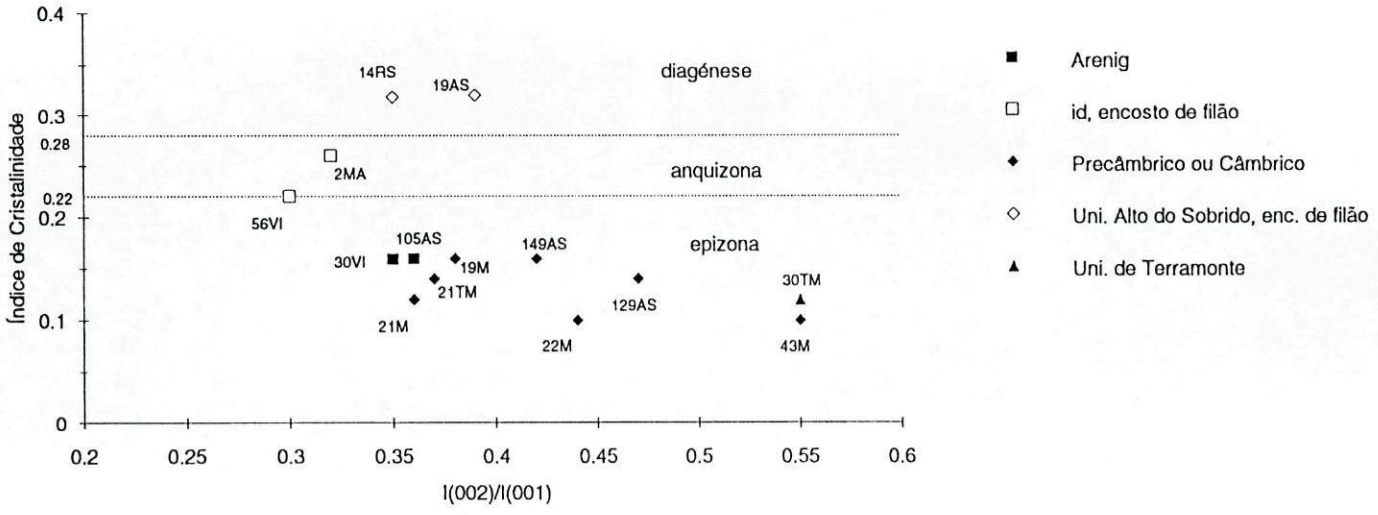


Fig. 19 - Cristalinidade das micas brancas no Paleozóico da região Dúrico-Beirã.

Este estudo permitiu tirar algumas conclusões interessantes:

- Todas as rochas (desde a associação litológica inferior da Unidade de Montalto - Precâmbrico ou Câmbrico? - passando pelo Ordovícico inferior - alternâncias do Arenig - até ao Ordovícico superior ou Silúrico inferior) e em diferentes sectores, contêm micas brancas, cujo índice de cristalinidade mostra que cristalizaram em condições de metamorfismo epizonal.

- A presença de pirofilite ($Al_4(Si_8O_{20})(OH_4)$), no Precâmbrico ou Câmbrico? e no Ordovícico superior ou Silúrico?, por vezes muito abundante (Unidade de Montalto), mostra a existência de um meio hiper-aluminoso (possível influência de hidrotermalismo, como referem Deer et al. 1966) e fixa, por outro lado, condições de temperatura máxima do metamorfismo não muito elevadas, aproximadamente 400-420°C segundo Winkler (1976). Cathelineau &

Izquierdo (1988) referem que acima de 270º a abundância de pirofilite decresce rapidamente.

- As micas brancas de 3 amostras dos encostos tem um índice de cristalinidade correspondente à anquizona-diagénese. Trata-se, portanto, de alterações de baixa temperatura que não sendo, necessariamente, as de deposição dos preenchimentos filonianos, talvez estejam ligadas a circulações tardias nestas zonas, geralmente muito tectonizadas.

Nas associações minerais os minerais neoformados (como a pirofilite) resultam de um metamorfismo de baixo ou de muito baixo grau doutros minerais, podendo dar indicações sobre as características dos depósitos iniciais. Segundo Deer et al. (1966), a pirofilite é um mineral pouco frequente, que ocorre em grande parte por alteração hidrotermal de feldspatos, e é frequentemente acompanhada por quartzo. Sagon (1976) refere que certas associações minerais, contendo minerais muito aluminosos não potássicos (cloritóide, pirofilite, etc) requerem a presença de caulinite ou montmorillonite aluminosa nos depósitos iniciais (vasas argilosas). Régnault & Sagon (1988) atribuem a génese da pirofilite à reacção entre a caulinite e o quartzo.

Presente desde o Precâmbrico ou Câmbrico?, a pirofilite parece ausente no Arenig, voltando a aparecer no Ashghiliano? ou Silúrico inferior. Poderá este facto corresponder a uma evolução paleoclimática com alternância de climas quentes e húmidos (levando à formação de caulinite nas terras emersas) e de climas temperados ou frios (pouco favoráveis ao desenvolvimernto deste mineral argiloso), como acontece no Maciço Armoricano (Régnault & Sagon 1988)?

O indíce de cristalinidade reporta todas as amostras de metassedimentos estudadas à epizona, com excepção da amostra 56VI que cai no limite epizona-anquizona. Este método não é suficientemente sensível para distinguir diferentes graus dentro da epizona, mas outras observações, como a abundância de estruturas sedimentares e uma foliação menos penetrativa, sugerem que as unidades inferiores do Complexo Xisto-Grauváquico

(Terramonte) se encontram menos metamorfizadas que as unidades superiores (Montalto e Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra).

2.2.4.2.Análises à microssonda electrónica das moscovites e clorites. Aplicação de geotermómetros.

Com a finalidade de melhor precisar o estudo do metamorfismo da área, nomeadamente no que diz respeito às condições de depósito inicial e temperatura do metamorfismo, algumas amostras de clorites e moscovites foram analisadas na microssonda electrónica (CAMEBAX automatizada, U.P.M.C., Paris VI).

As fórmulas estruturais foram calculadas na base de 14 e 28 oxigénios no caso das clorites e 22 oxigénios no caso das moscovites (ver Tabelas 2 e 3 - anexo 6).

Clorites

No que diz respeito à nomenclatura utilizada no caso das clorites, uma vez que os mesmos nomes podem ter significados diferentes, indicaremos duas classificações: a de Hey (1954) e a de Foster (1962) (ver Figs. 20 e 21).

Relativamente aos resultados obtidos, é de salientar:

- é notória a variação da razão, Fe/Mg de amostra a amostra e a sua constância dentro da mesma amostra (ver Tabela 2 - anexo 6 e Figs. 20 e 21). Os pontos de análise das duas amostras das Banjas (27B e 48B) confundem-se no mesmo campo. Deste modo, a razão Fe/Mg caracteriza o quimismo do ambiente de deposição. Vários autores chamam a atenção para o facto de que a composição das clorites depende, em grande parte, do quimismo do meio de deposição (Cathelineau & Nieva 1985, Cathelineau & Izquierdo 1988).

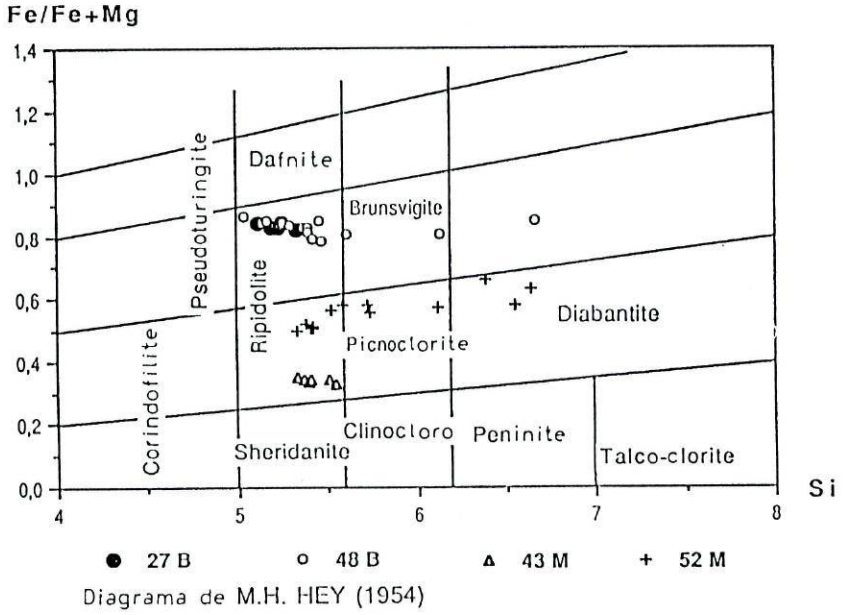


Fig. 20 - Diagrama de Hey (1954), aplicado a clorites da região Dúrico-Beirã.

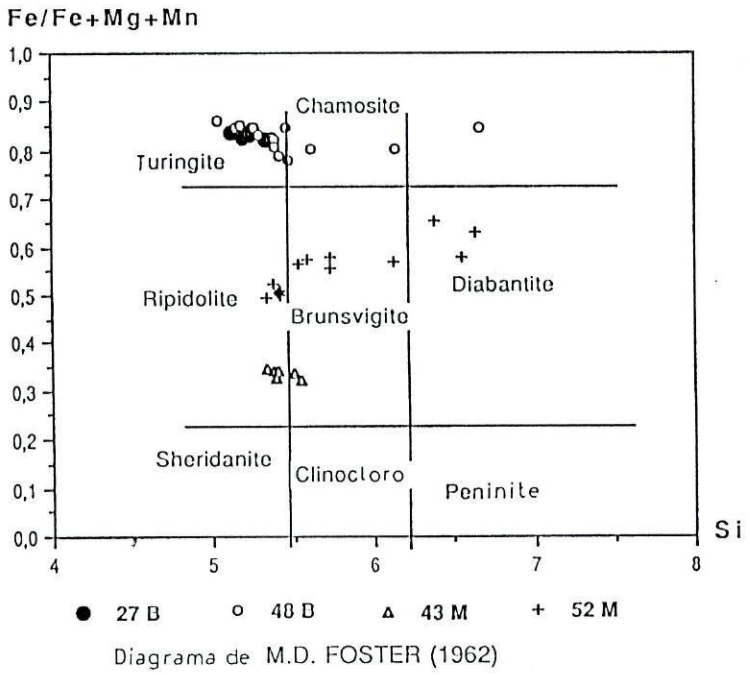


Fig. 21 - Diagramas de Foster (1962), aplicado a clorites da região Dúrico-Beirã.

- a amostra 43M (Montalto, ver Mapa 4) representa uma rocha exalativa sedimentar, devido à abundância de ilmenite, acompanhando a clorite (não detrítica) e devido à ausência de minerais pesados) (Sagon, LGAUPMC, Paris VI comunicação oral). As clorites tem uma composição muito magnesiana (ripidolite magnesiana ou ripidolite-brunsvigite magnesiana).

- as amostras 27B e 48B (colhidas no piso inferior da mina das Banjas ver 3.2.4.) representam clorites associadas à mineralização com sulfuretos e ouro. As suas clorites tem uma relação Fe/Mg extremamente elevada (ripidolite ferrífera-brunsvigite ou thuringite-chamosite), o que poderá indicar um depósito numa zona de descarga dos circuitos hidrotermais convectivos (Schikazono & Kawahata 1987).

- a amostra 52M (Montalto, ver Mapa 4) corresponde a uma diabase. As clorites apresentam uma relação Fe/Mg média (ripidolite, pychnochlorite e diabantite ou ripidolite, brunsvigite e diabantite).

- na amostra 48B, nota-se uma certa variação de composição química em função da cor que apresentam em lâmina delgada: as clorites verdes são menos ferríferas e mais siliciosas que as clorites de cor beje e brancas (ver Figs. 22 e 23).

- nas amostras 48B e 52M (ver Figs. 20 e 21) regista-se por outro lado uma forte dispersão dos teores em sílica. Como interpretar este facto? Corresponderá a uma alteração?

- na amostra 52M-C_2 (ver Tabela 2 - anexo 6) os pontos com fortes teores em TiO_2 correspondem, muito provavelmente, a clorites provenientes da degradação de biotites.

Aplicando os geotermómetros de Cathelineau & Nieva 1985 (ver Figs. 24 e 25), obtemos as seguintes temperaturas :

Clorites

-diagrama Al_{IV} vs temperatura 43M, x=290°C

52M, x=250°C

27B, x=310°C

48B, x=285°C

-diagrama 6-Σ_{VI} vs temperatura: 43M, x=280°C

52M, x=190°C

27B, x=260°C

48B, x=225°C

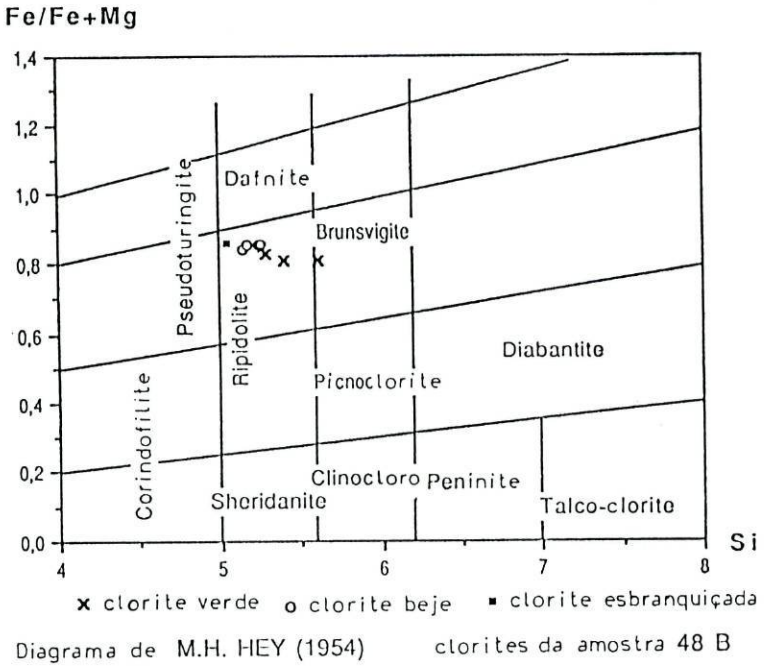


Fig. 22 - Diagrama de Hey (1954), aplicado às clorites, de diferente coloração (em lâmina delgada), da amostra 48B.

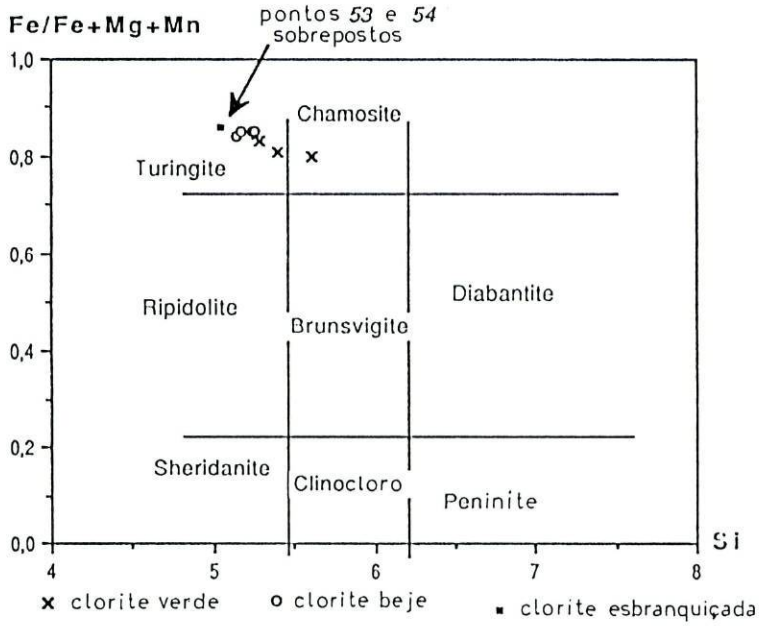


Fig. 23 - Diagramas de Foster (1962), aplicado às clorites, de diferente coloração (em lâmina delgada), da amostra 48B.

As temperaturas obtidas para as amostras 43M, 27B e 48B representam, muito provavelmente, o pico do metamorfismo. No diagrama Al_{IV} as temperaturas encontram-se particularmente bem agrupadas de 285 a 310°C. No diagrama 6-Σ_{IV} são um pouco mais baixas (280 e 260°C) e apresentam valores mais dispersos (225°C para a amostra 48B).Estes resultados são coerentes como estudo da cristallinidade dos filitos (metamorfismo epizonal) e com a presença de pirofilite (amostras 22M e 100M), cuja abundância decresce rápidamente acima de 270°C (Cathelineau & Nieva 1985). Poderemos, então, estimar que a temperatura do pico do metamorfismo é ligeiramente inferior a 300°C.

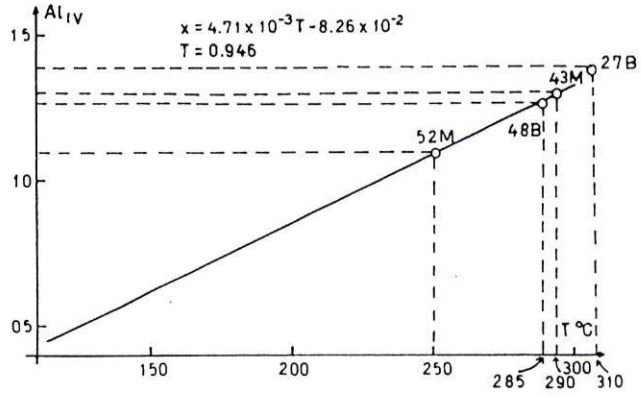


Fig. 24 - Relação Al_{IV} / temperatura para os dados relativos à composição das clorites (cf. Tabela 2 - anexo 6) (adaptado de Cathelineau & Nieva 1985).

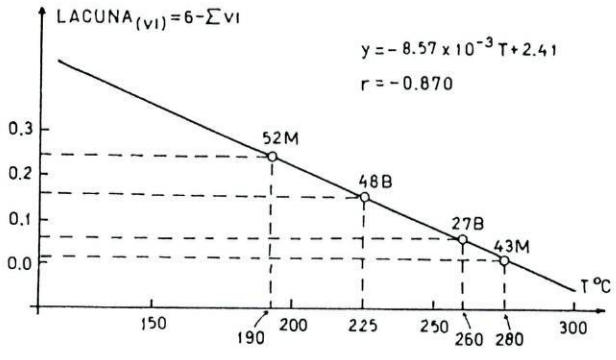


Fig. 25 - Relação entre o parâmetro lacuna $_{VI}$ e a temperatura para os dados relativos à composição das clorites (cf. Tabela 2 - anexo 6) (adaptado de Cathelineau & Nieva 1985).

Diabase

Nos dois diagramas (Figs 24 e 25) a temperatura obtida para a diabase (52M) é nitidamente inferior à das outras três amostras:

Diagrama Al_{VI} vs temperatura x=250ºC

Diagrama $6-\Sigma_{VI}$ vs temperatura x=190ºC

Estas temperaturas não representam as temperaturas de metamorfismo, mas sim as de uma alteração (cf. clorites provenientes da degradação de biotites).

Moscovite

A análise à microssonda efectuou-se em moscovites de tipo particular, nomeadamente dum exalito (43M) e dos encostos de um filão de quartzo (2MA). Os dados referentes ao estudo das moscovites encontram-se na Tabela 3 (anexo 6). Salientaremos os seguintes resultados:

- a mica 43M (exalito de Montalto ver Mapa 4) corresponde a uma paragonite (paragonite% =79.9, ver Tabela 3 - anexo 6). Assim sendo o meio de deposição era muito sódico. Estes dados completam as indicações fornecidas pela clorite da amostra 43M. Efectivamente, trata-se de um meio de deposição quimicamente muito diferente do que deu lugar às clorites das Banjas.

- as micas analisadas na amostra 2MA (Moirama) estão no contacto com filonetes quartzosos (Est. 24, foto 4). Têm um aspecto plumoso muito peculiar. O seu indice de cristalinidade situa-se na anquizona (mal cristalizadas). A sua composição química é bastante particular, com baixos teores de K_2O e altos teores de Al_2O_3, se a compararmos com a composição habitual das moscovites.

O total das análises é em geral muito baixo (≅98%). Este facto provém de valores de S_{XII} extremamente baixos (≅1.3 em vez de 1.8 como acontece em geral), devido nomeadamente a um déficite em K_2O. Podemos supor a presença de Rb, não doseado (hipótese a verificar), mas este elemento não seria em princípio suficiente para compensar este déficite. Este poderia também ser causado pela presença de Li, que não pode ser doseado à microssonda. O teor em Li pode ser calculado a partir do teor em SiO nas micas trioctaédricas (Tindle & Webb 1990), mas a sua presença é pouco favorável, uma vez que o Li e o F em geral apresentam correlação positiva e não existe F na maior parte das análises da amostra 2MA. A hipótese mais provável é que o déficite em K_2O seja principalmente compensado por OH. O teor em água, impossível de analisar à microssonda electrónica, foi calculado. À primeira vista os teores em H_2O não parecem confirmar esta hipótese, uma vez que estes valores (≅4.6) não são particularmente elevados, mas isto pode ser devido ao facto de a fórmula estrutural ser adaptada a moscovites de composição normal e não a moscovites deficitárias em K_2O. Partindo do princípio que se trata de uma hidromoscovite, efectuamos o cálculo do número teórico de iões oxónio necessário para compensar o déficite de iões K^+, de maneira a que o número total de iões interfoliares fosse igual a 2 (cf. com a fórmula ideal) (ver Tabela 4 - anexo 6).

O diagrama paragonite % vs temperatura (Lambert 1959 - ver Fig. 26) aplicado a esta amostra, aponta para uma temperatura de cerca de 400ºC (365 a 425ºC para $\bar{x}+\sigma$ e $\bar{x}-\sigma$), que parece demasiadamente elevada (o índice de cristalinidade mostra que as moscovites dos encostos dos filões estudadas se situam na anquizona, sendo assim mal cristalizadas e de baixa temperatura).

Podemos pensar, comparando com os dados fornecidos pelas clorites, que o geotermómetro é falseado, no caso da amostra 52M, pelo quimismo particular do meio de depósito (relativamente grande abundância em Na_2O e déficite em K_2O).

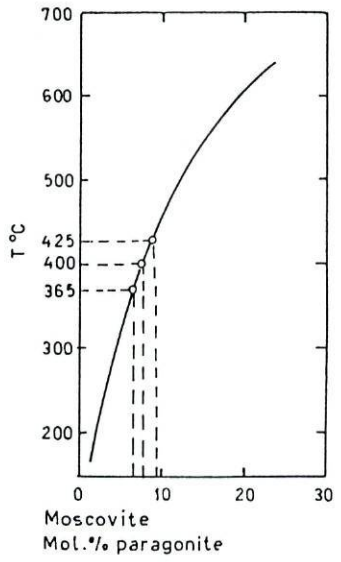


Fig. 26 - Teor em paragonite de moscovites de rochas metamórficas de diferentes graus (segundo Lambert 1959).

2.3.ESTUDO DETALHADO DE CINCO SECTORES

Devido ao grande número de trabalhos mineiros espalhados pela área em estudo, e na impossibilidade de estudar em pormenor todos eles, foram, depois de um reconhecimento geral dos jazigos, seleccionados alguns sectores que julgamos serem representativos do distrito (ver Fig. 3).

Nesta escolha foram tidos em conta os seguintes aspectos:

-Diversidade mineralógica

-Associações paragenéticas

-Tipo de encaixante e, em particular, ocorrência de rochas vulcânicas, fontes hipotéticas do antimónio e ouro.

-Localização em relação à estrutura principal (Anticlinal de Valongo).

-Possibilidade de acesso às estruturas mineralizadas.

Assim os sectores seleccionados foram, de norte para sul, o sector de Ribeiro da Igreja-Vale do Inferno, o sector de Montalto, o sector das Banjas, o sector de Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra e o sector de Terramonte (ver Fig. 3).

O jazigo de Ribeiro da Igreja é o que apresenta um quadro paragenético mais completo, localizando-se na zona periclinal do Anticlinal de Valongo, muito próximo do jazigo de Vale do Inferno. Os filões mineralizados encontram-se preferencialmente nas alternâncias do Arenig (embora, em Ribeiro da Igreja as três galerias existentes se iniciem no Lanvirniano).

Montalto foi um dos jazigos mais produtivos da região. As principais explorações concentram-se em conglomerados do Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Montalto). Foi possível, contudo, assinalar a ocorrência de um filão com estibina encaixado no Carbonífero.

Os filões da área de Alto do Sobrido-Ribeiro da Serra são também auri-antimoníferos, mas, neste caso, o encaixante é essencialmente o Carbonífero, nomeadamente a brecha de base, além de xistos e quartzitos do Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Alto do Sobrido). Os trabalhos mineiros encontram-se no contacto Precâmbrico ou Câmbrico?/Carbonífero. A cartografia efectuada incidiu também sobre formações do Ordovícico, a leste, onde foram pela primeira vez assinaladas, no decurso deste trabalho, formações vulcano-sedimentares.

Os jazigos de Montalto, Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra localizam-se no flanco oeste da estrutura anticlinal, na zona onde a exploração do antimónio foi mais intensa.

Banjas, pelo contrário, está localizada no flanco leste do citado anticlinal. As estruturas mineralizadas encaixam nas alternâncias do Arenig, embora a galeria de acesso da mina se localize em formações do Lanvirniano. Este jazigo apresenta um aspecto particular, que é o da ocorrência de camadas negras com matéria orgânica à qual aparece associado ouro. Trata-se de níveis intercalados nas alternâncias do Arenig que, possivelmente, se encontram mais desenvolvidos nesta zona (apesar de mesmo aqui não ultrapassarem a espessura de algumas dezenas de centímetros), que iremos abordar mais

detalhadamente. Foi possível correlacionar estas camadas com outras que foram assinaladas, com menor desenvolvimento, em Ribeiro da Igreja e Vale do Inferno. No jazigo das Banjas o antimónio não foi assinalado de forma significativa.

O sector de Terramonte foi seleccionado como exemplo de jazigo de Pb-Zn-Ag. Neste caso os filões encontram-se encaixados em formações turbidíticas do Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Terramonte), com características diferentes das formações do Precâmbrico ou Câmbrico? encaixantes dos filões de antimónio-ouro. No decurso deste trabalho, foram, identificados níveis vulcano-sedimentares, já assinalados no Xisto-Grauváquico das Beiras (Conde, 1971).

A cartografia de pormenor efectuada nos sectores seleccionados teve por fim pôr em evidência controlos litoestratigráficos e estruturais das mineralizações, assim como precisar o enquadramento geológico em que se integram.

2.3.1.SECTOR DE RIBEIRO DA IGREJA-VALE DO INFERNO

Este sector localiza-se na zona periclinal do Anticlinal de Valongo, na cidade com o mesmo nome (Mapa 2, Fig. 3). Abrange as minas de Vale de Achas (cujos vestígios desapareceram devido à expansão urbanística), Ribeiro da Igreja e Vale do Inferno, além de numerosos trabalhos romanos.

Foi feita cartografia detalhada de uma área de cerca de 1.5km^2 à escala 1/3.300 (Mapa 3), assim como o levantamento das zonas acessíveis de duas galerias da mina de Ribeiro da Igreja e da galeria da mina de Vale do Inferno (Anexos 2.1, 2.2 e 2.3. respectivamente).

A mina de Ribeiro da Igreja fica situada em Valongo, na zona periclinal do anticlinal com o mesmo nome, por trás da Igreja paroquial, em terrenos que se encontram em urbanização.

A mina de Vale do Inferno, a cerca de quilómetro e meio para SE da anterior, tem acesso pela rua das Águas Férreas, ao km 9 da estrada que segue para Campo.

2.3.1.1.Estratigrafia

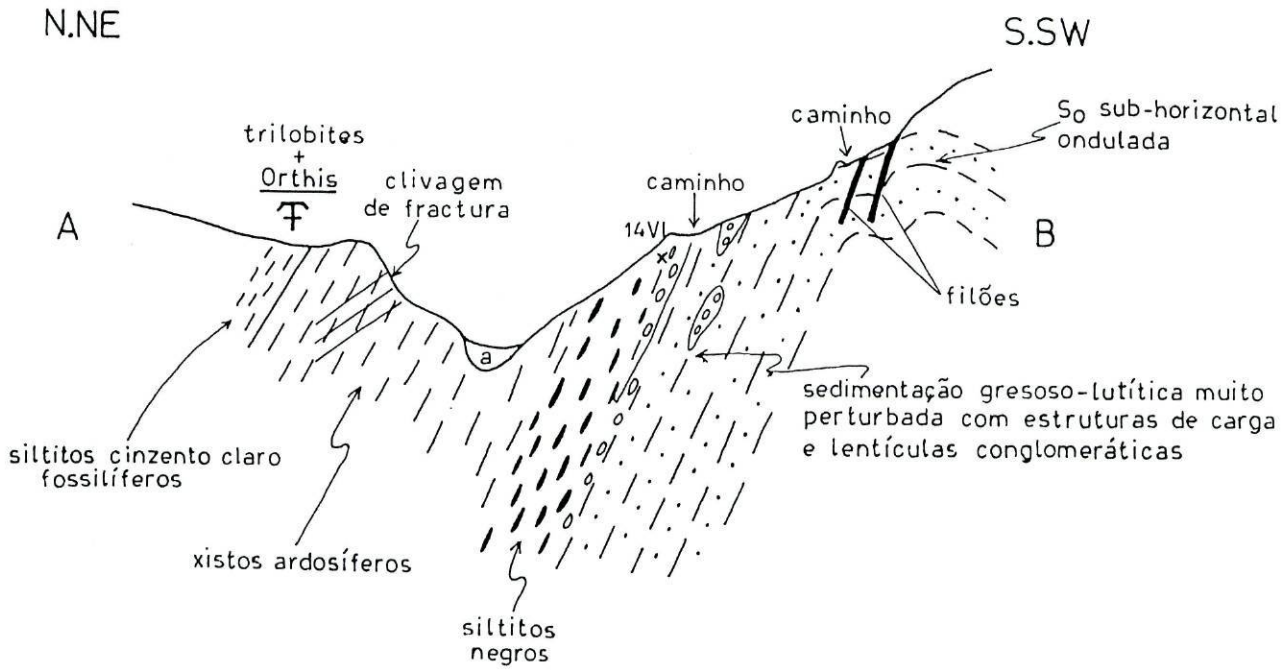
As rochas que afloram nesta área são do Ordovícico, tendo sido assinaladas a Formação de Santa Justa (Arenig) e parte da Formação de Valongo (Lanvirniano - Landeiliano?), segundo a designação de Romano & Diggens (1973/74).

Os filões mineralizados desta área encontram-se essencialmente encaixados na Formação de Santa Justa, mais exactamente, nas alternâncias do Arenig.

Na figura 27 apresenta-se um perfil efectuado na área a partir da cartografia detalhada, onde podemos observar a variação litológica desde os chamados "Xistos de *Orthis noctilio*" de Nery Delgado até aos quartzitos maciços do Arenig que afloram na crista da Serra de Santa Justa, e, na figura 28, a coluna estratigráfica. A classificação das rochas sedimentares adoptada foi a de Pettijohn et al. (1987). Por vezes utilizam-se termos mais gerais.

Formação de Santa Justa

Esta Formação, de idade Arenigiana é constituída na base por quartzitos maciços, que afloram na crista da Serra de Santa Justa, com uma espessura de cerca de 110 metros, e provavelmente também em cristas menores com orientação paralela à primeira, que terão resultado do efeito de dobramentos de segunda ou terceira ordem da estrutura principal. Esta sedimentação gresosa passa a uma sedimentação gresoso-pelítica, originando alternâncias de arenitos/siltitos/xistos. De uma maneira geral, as bancadas gresosas são mais espessas para a base, e para o topo é possível observar alternâncias laminadas de arenitos e pelitos, embora, por vezes, possam ocorrer bancadas de vaques ou arenitos quártzicos (quartzitos) mais espessas.



Formação de Valongo
- siltitos de cor cinza clara, fossilíferos
- xistos ardosíferos
- siltitos negros

Formação de Santa Justa - alternâncias de sedimentos gresosos e pelíticos com níveis vulcano-sedimentares, ocorrendo para o topo lentículas conglomeráticas

14VI - fácies de aspecto conglomerático (ver p. 78)

Fig. 27 - Perfil geológico do Ordovícico, da área da mina de Vale do Inferno (ver localização no Mapa 3).

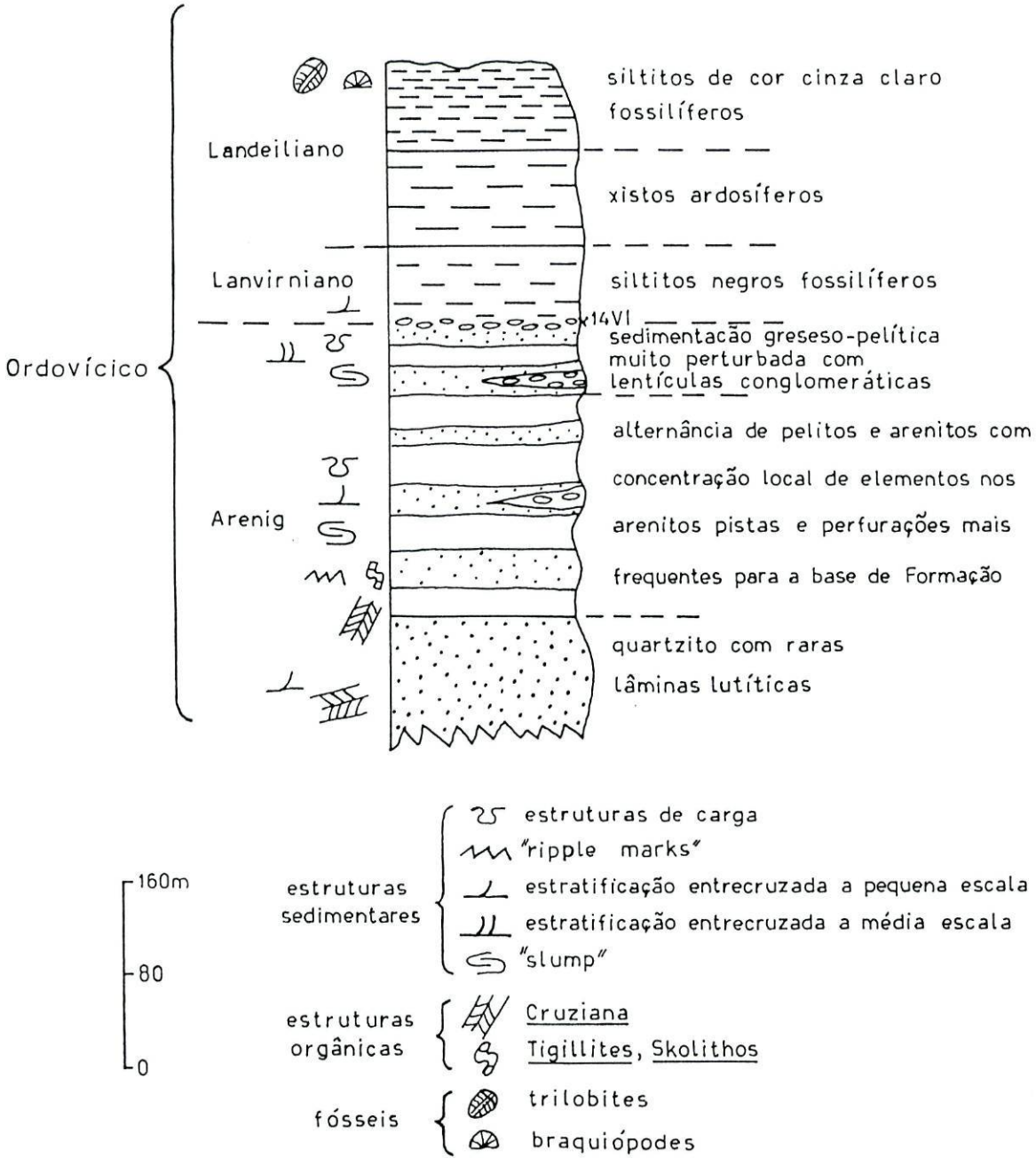


Fig. 28 - Coluna estratigráfica do Ordovícico do sector de Ribeiro da Igreja-Vale do Inferno (esquemática).

Devemos salientar que mesmo os arenitos quártzicos mais maciços da base apresentam níveis milimétricos de pelitos. Estruturas orgânicas como pistas (*Cruziana*) e escavações (*Skolithos*, *Tigillites*, *Planolites*), são mais frequentes na base. Entre as estruturas sedimentares, foram observadas "ripple marks", estratificação entrecruzada e estruturas de carga.

Para o topo da Formação de Santa Justa, a sedimentação gresoso-pelítica apresenta grande perturbação, com variadas e frequentes estruturas sedimentares. Entre estas foram observadas estruturas de injecção, estruturas de carga, pseudonódulos, estratificação entrecruzada, laminação paralela e "slumps". Observa-se ainda a ocorrência de estruturas orgânicas, como *Skolithos* (ver Figs. 27 e 28).

Nas proximidades do contacto com a Formação de Valongo (Lanvirniano-Landeiliano?) observam-se concentracções de elementos centimétricos nos vaques, originando, por vezes, verdadeiras lentículas conglomeráticas (ver Figs. 27 e 28). Na descrição dos diferentes litótipos (anexo 5 - 2.3.1.1.) faremos referência a esta fácies (ver amostra 14VI; Figs. 27 e 28). No estado de conhecimento actual, pensamos que estes horizontes poderão corresponder às acumulações de lingulídeos, referidas por Emig & Gutierrez-Marco (1992), no limite Arenig/Lanvirniano do SW Europeu. A constituição e estrutura desta rocha, agora assinalada, permite relacionar esta fácies com rochas de origem orgânica constituídas por acumulação de braquiópodes lingulídeos (Winkler 1976). Poderemos também, com base na composição petrográfica, relacionar estes níveis com as bancadas de clorite e fosfatos da Formação de Postolonnec da Península de Crozon, no Maciço Armoricano, e da Formação de Cacemes, no Buçaco (Henry et al. 1973/74).

Para a base da Formação de Santa Justa, verificamos também a ocorrência de elementos de rochas com alteração avermelhada nos vaques, embora neste caso de um modo muito mais disperso.

De uma maneira geral as rochas apresentam-se muito pouco deformadas. O limite entre a Formação de Santa Justa e a Formação de Valongo não é evidente. Existe transição gradual dos arenitos quártzicos/vaques/pelitos de idade Arenigiana, para os siltitos do Lanvirniano, observando-se o aparecimento de uma coloração rósea nas rochas. Segundo

Romano & Diggens (1973/74), podemos considerar que o Arenig finaliza com a última bancada de arenito quártzico (quartzito).

Os diferentes litótipos caracterizam-se como se segue (ver descrição petrográfica das amostras em anexo 5 - 2.3.1.1.):

A. Arenitos quártzicos (Quartzitos maciços)

Correspondem aos "Quartzitos Armoricanos". Os icnofósseis presentes permitem atribuir-lhes idade do Arenig *s.l.* (Delgado 1887; Moreno et al. 1976; Cooper & Romano 1982; Gutiérrez-Marco et al. 1990) Aparecem dominantemente, como já foi referido, na base da Formação de Santa Justa, embora tenham sido observadas também bancadas espessas ao longo de toda esta (ver Mapa 3). São rochas constituídas essencialmente por quartzo (cerca de 90%), sericite, moscovite, opacos e minerais pesados. Apresentam-se frequentemente recortados por veios de quartzo.

Os grãos de quartzo apresentam contornos engrenados e fraca extinção ondulante, evidenciando assim baixa ou nenhuma recristalização. É possível em alguns casos observar uma granosselecção, assim como a estratificação, evidenciada pela presença de leitos lutíticos, milímétricos.

A sericite e a moscovite aparecem dispersas entre os grãos de quartzo. A moscovite, menos frequente que a sericite, resulta da recristalização desta.

Os minerais pesados ocorrem com uma certa frequência, muitas vezes concentrados segundo S_0. A turmalina (geralmente com mais de 100 mm de comprimento) é o mineral mais comum, ocorrendo também com frequência o zircão (com cerca de 100mm de comprimento) e esfena, mais rara.

Ocorrem ainda opacos (é frequente a pirite), também muitas vezes concentrados segundo os planos de estratificação.

Nestes quartzitos foi possível observar a ocorrência frequente de estruturas orgânicas como *Cruziana*, *Planolites* e *Skolithos*. São também frequentes estruturas sedimentares, como "ripple marks", laminação horizontal, estratificação entrecruzada planar ou curva e estruturas de carga.

B. Alternâncias (pelitos/vaques/arenitos quártzicos)

Esta sequência, como o próprio nome indica, é constituída por alternâncias, geralmente laminadas, de sedimentos mais grosseiros (gresosos) e mais finos (argilas e siltes), atingindo uma espessura de cerca de 400m. Embora se tenham observado algumas bancadas quartzíticas, os níveis grosseiros correspondem, de uma maneira geral, a arenitos apresentando uma percentagem significativa de matriz (mais de 15%). É nestas rochas (bastante alteradas e friáveis em afloramento) que se encontra a maior parte dos trabalhos mineiros antigos. Para a base da série passa a haver dominância dos níveis gresosos, até à passagem aos arenitos quártzicos (quartzitos maciços), com dominância, portanto, de sedimentação gresosa sobre sedimentação pelítica.

De uma maneira geral as rochas encontram-se muito pouco deformadas, com grãos de quartzo de contornos engrenados, de dimensões variáveis (geralmente maiores nos arenitos quártzicos, com dimensões entre 125 e 300mm, e menores nos vaques, com dimensões mais frequentes entre 50 e 75 mm). Outros minerais frequentes, mais concentrados nos níveis pelíticos, são a clorite, a moscovite e a penina. Ocorrem, também, opacos, minerais pesados, como o zircão (bastante frequente) e a turmalina, mais concentrados nos níveis mais grosseiros. Entre os opacos, é de salientar a ocorrência frequente de pirite.

Nesta série foram observados níveis semelhantes às camadas negras das Banjas (ver 2.3.4.), quer na galeria 2 de Ribeiro da Igreja, quer na galeria de Vale do Inferno (ver descrição das amostras em anexo 5 - 2.3.1.1.). Em Vale do Inferno esta fácies apresenta-se em lâminas com espessuras milimétricas (amostra 50VI e 53VI - localização no anexo 2.3.), que foram assinaladas graças à amostragem e preparação de amostra efectuada para análise de elementos. Um estudo preliminar da matéria orgânica permitiu observar a ocorrência de estruturas semelhantes aos briozoários identificados por Gutiérrez-Marco (UEIPFCG, Madrid, comunicação oral), nos níveis negros das Banjas (Est. 2, foto 2), além de partículas de matéria orgânica (grafitóides e betumes).

No topo desta sequência, junto ao contacto com o Lanvirniano, ocorrem acumulações lenticulares de elementos mais grosseiros nos arenitos. Exemplo representativo desta fácies, é a amostra 14VI (ver Mapa 3, Figs. 27 e 28, Est. 2, foto 3). Trata-se de uma rocha de aspecto conglomerático, com os elementos localmente dissolvidos. A matriz é gresosa, e os elementos alongados, de dimensões variáveis (2mm a 1cm), são constituídos essencialmente por clorite (dominante), fosfatos e opacos. A análise semi-quantitativa ao MEV mostrou que as massas de cor amarela, alaranjada, cinzenta-avermelhada ou cinzenta escura são fosfatos de Ca e de Fe (P_2O_5=39%, CaO=47%, FeO=14%). Trata-se de uma composição anidra. Existe uma estreita associação entre estes fosfatos e as clorites ferríferas, formando massas mais ou menos alongadas, nas quais os fosfatos estão geralmente mais concentrados nas zonas centrais sendo as clorites mais abundantes, e por vezes exclusivas, nos bordos (Est. 2, foto 4). Foi também assinalada a presença de apatite em cristais sub-automórficos, menos abundantes. Não é de excluir que parte da apatite tenha sido transformada em fosfato ferrífero, por circulação de fluidos hidrotermais ricos de ferro.

Na matriz ocorrem ainda algumas palhetas de moscovite, zircão (relativamente abundante), turmalina, e carbonato avermelhado rico de ferro. Opacos e óxidos de ferro são frequentes.

Esta fácies poderá corresponder, como já foi referido em 2.1.1., às lumachelas de lingulídeos descritas por Emig & Gutiérrez-Marco (1992), no limite Arenig/Lanvirniano.

Passamos agora, à descrição da composição petrográfica dos níveis gresosos e lutíticos (ver descrição petrográfica das amostras em anexo 5 - 2.3.1.1.):

B.1. Níveis gresosos (arenitos quártzicos e vaques)

São essencialmente constituídos por vaques quártzicos, mais raramente vaques líticos (>15% de matriz), embora também ocorram algumas intercalações de arenitos quártzicos (<15% de matriz). Aparecem em toda a sequência, intercalados com sedimentos mais finos. Atingem maiores espessuras (métricas) na base, ocorrendo bancadas de menor espessura (por

vezes, milimétricas), para o topo. Em Ribeiro da Igreja foram assinalados nas escombreiras (amostra 24RI, Est. 2, foto 1) e na galeria 2, em contacto com o filão (amostra 17RI) (ver anexo 2.2.) quartzitos negros, laminados, com grandes cristais de pirite e arsenopirite. Neste afloramento o quartzito negro contacta com uma camada negra, semelhante à camada negra das Banjas.

São constituídos, essencialmente, por quartzo (com dimensões entre 25 e 300mm), com grande percentagem de matriz filitosa, constituída por sericite (em grande parte, recristalizada em moscovite).

Horizontes negros, com opacos e, ocasionalmente, minerais pesados (zircão e rútilo), definem a estratificação. Ocorrem, também, alguns óxidos de ferro.

Em alguns níveis ocorrem minerais pesados, como o zircão, em quantidades apreciáveis, e, em menor percentagem, o rútilo e a turmalina.

B.2. Níveis lutíticos (pelitos)

Estes níveis são mais escuros e em geral menos espessos que os níveis gresosos. São mais frequentes para a base das alternâncias.

São constituídos essencialmente por sericite, moscovite, clorite, penina e opacos. É frequente a associação da moscovite com a clorite. A moscovite mais fina é de origem metamórfica. Observa-se, também, a ocorrência de moscovite de origem detrítica, em palhetas flutuadas (delgados cristais alongados e sinuosos), por vezes em relíquias. A penina pode ocorrer em grandes cristais (com comprimento de cerca de 50mm).

Nestes níveis ocorrem, também, opacos, raros minerais pesados (estes encontam-se preferencialmente concentrados nos níveis gresosos) e matéria orgânica (grafitóides e migrabetumes).

B.3. Níveis de origem vulcano-sedimentar

Particularmente nos níveis gresosos e um pouco pelas alternâncias, ocorrem por vezes elementos de rochas, localmente concentrados. Foram identificados elementos de quartzito (25-250mm) e também de uma rocha constituída por grãos de quartzo com muitos óxidos de ferro (com cerca de

5mm, ver amostra 81VI). A forma dos grãos de quartzo (estilhaçados e em golfo) poderá indicar uma origem vulcano-sedimentar (hidrotermalismo com vulcanismo desconhecido ou muito discreto) (amostras 17RI, 53VI, 56VI). Nos níveis lutíticos ocorrem aglomerados de clorite que fazem lembrar a pseudomorfose doutro mineral (facto também observado nas Banjas, como iremos ver em 2.3.4.).

Poderemos citar alguns argumentos que evidenciam uma origem vulcano-sedimentar para determinados níveis intercalados ao longo das alternâncias, como podemos verificar pela localização das amostras no Mapa 3 (ver descrição petrográfica em anexo 5 - 2.3.1.1.):

- ocorrência de sericite associada à pirite (controlada por S_0), que indica fluido que deposita pirite.

- novelos de clorite, provavelmente resultantes da transformação metamórfica de sedimentos ricos em ferro, magnésio e glauconite? (exalitos).

- níveis e novelos de sericite, provavelmente resultantes da alteração de feldspatos.

- quartzos riolíticos (com golfos de corrosão, angulosos, por vezes aciculares).

Evidenciam esta natureza várias amostras (9RI, 17RI, 53VI, 56VI, 72VI, 81VI, 100VI, 102VI) assinaladas nas figuras 28, 20 e no Mapa 3, algumas das quais serão descritas mais detalhadamente (anexo 5 - 2.3.1.1.).

Formação de Valongo

Como já foi referido há uma transição gradual da Formação de Santa Justa para a Formação de Valongo. Na base desta Formação aparecem siltitos de cor cinza-escura, bastante duros, fossilíferos (ver 2.1.2.). Neles reconhecem-se micas brancas (pelo menos em parte de origem sedimentar - grandes palhetas de moscovite flutuadas), e, ao microscópio, foi possível distinguir alternâncias de finos leitos claros, gresosos, com leitos micáceos mais escuros

(amostras 30VI, 71VI, e 88VI). Nestes metassedimentos, é possível observar estratificação entrecruzada, estruturas de carga e estruturas orgânicas. Corresponderão aos siltitos laminados e micáceos com estratificação entrecruzada e "ripple marks", da base da Formação de Valongo, descritos por Romano & Diggens (1973/74).

Estas rochas são formadas por grãos de quartzo englobados por uma matriz moscovítica e clorítica. Algumas palhetas de moscovite evidenciam origem detrítica. Por vezes, observa-se a ocorrência de penina.

Sobrepondo estes siltitos, ocorrem xistos escuros, também fossíliferos (70VI, 75VI e 86VI), constituídos essencialmente por clorite e, por vezes, moscovite, quartzo (em menor quantidade) e opacos. Estes xistos passam, gradualmente, aos xistos ardosíferos que, por sua vez, são sobrepostos por siltitos cinza-claros, também fossíliferos.

No que se refere à descrição da composição petrográfica dos níveis gresosos e lutíticos temos (ver descrição petrográfica das amostras em anexo 5 - 2.3.1.1.):

A. Siltitos da base da Formação de Valongo (30VI, 71VI, 88VI)

A estratificação é evidenciada pela alternância de lâminas mais claras, essencialmente quartzosas, e outras mais escuras, essencialmente micáceas. Por vezes ocorrem estratificação entrecruzada, estruturas de carga e estruturas orgânicas (pistas?). É possível observar uma clivagem S_p, discreta, que faz um ângulo de 10º com S_0, ou é paralela à mesma, noutras amostras.

O mineral dominante, a moscovite, apresenta-se quer em palhetas flutuadas (detrítica), quer resultante de recristalização. A clorite é frequente, tendo sido assinalada, em algumas amostras, penina em grandes palhetas dispersas. O quartzo, frequente, ocorre em grãos de tamanho inferior a 60mm. Ocorrem, ainda, alguns opacos.

B. Xistos que sobrepõem os siltitos (70VI, 75VI, 86VI)

Existe recristalização das micas, sendo visível uma clivagem S_p, quase paralela à estratificação. A rocha apresenta, por vezes, uma coloração rosada, devido à oxidação.

A clorite é dominante, ocorrendo por vezes em nódulos. A moscovite e quartzo são frequentes, assim como os opacos.

2.3.1.2.Tectónica

O estudo tectónico deste sector baseia-se em dados obtidos no levantamento de duas galerias da mina de Ribeiro da Igreja (anexos 2.1. e 2.2.), da galeria da mina de Vale do Inferno (anexo 2.3.) e no levantamento cartográfico, à escala de 1/3.300, de cerca de 1.5km^2 da área situada entre os dois jazigos e delimitada, a oeste, pela crista quartzítica da Serra de Santa Justa (Mapa 3). Os dados estruturais encontram-se agrupados na Tabela 1 (anexo 7). Os dados relativos a orientações de, estruturas mineralizadas, falhas, fracturas e diaclases encontram-se esquematizados nas figuras 10-A, 14, 15 e 16.

A mina de Ribeiro da Igreja localiza-se, na zona periclinal do Anticlinal de Valongo, enquanto a de Vale do Inferno já se insere no seu flanco oriental. A estratificação, embora na maior parte das vezes seja horizontal, pode apresentar inclinações variáveis. É contudo notória, por todo o distrito mineiro, a ocorrência quer de filões mineralizados, quer de trabalhos mineiros, em zonas onde a estratificação é horizontal. A direcção da clivagem principal varia entre N140 e N160.Os dados relativos às orientações das estruturas mineralizadas, falhas, fracturas e diaclases, encontram-se na Tabela 1 - anexo 7 e nas Figs. 10-A, 14, 15 e 16.

Neste sector, são frequentes dobras menores associadas à dobra principal da 1ªfase (direcção axial N160). Elas originaram cristas quartzíticas menores, paralelas à crista quartzítica principal (ver Mapa 3). São também visíveis dobras mais tardias, em que a estratificação (S_0) está dobrada conjuntamente com a clivagem principal (S_p).

Assim, no Fojo da Valéria (Est. 1, foto 3), a clivagem principal é praticamente normal à estratificação (S_p=N160/65E; S_o=sub-horizontal). Podemos dizer que estamos em presença de um anticlinal da 1ªfase. Ainda em relação com esta deformação, são visíveis fracturas de tracção, em muitos casos, preenchidas por quartzo, com direcção entre N65 e N70. Algumas delas foram exploradas, nomeadamente, no citado fojo, em que os romanos seguiram uma fractura de tracção com orientação N65/70N (Est. 1, foto 1), ao longo da qual fizeram divergir várias galerias. Não se trata, propriamente, de filões com uma caixa filoniana definida, mas, antes, de massas ou "stockworks".

Por outro lado, como acontece, por exemplo à entrada do Fojo das Pombas, amostra 100VI, S_o é bem visível e Sp é evidenciada pela orientação de filitos paralelos à estratificação. Vê-se, também, uma clivagem de fractura, oblíqua a S_o. S_o e S_p são sub-paralelas, tendo sido dobradas tardiamente (S_o de atitude N180/20E) - dobra com eixo N60 (fase de deformação tardia). A poucos metros (amostra 101VI), a clivagem principal (S_p de atitude N160/60E), que se apresenta sob a forma de uma clivagem de fractura (não penetrativa), é oblíqua à estratificação, como acontece no fojo da Valéria. Voltamos a estar em presença de dobras relacionadas com a 1ªfase, menores, simétricas, próximas da linha de charneira da dobra principal.

Dobras menores com eixos orientados N130, N140 e N150 parecem estar relacionadas com o dobramento pós-Estefaniano (Est.1, foto 2).

Os diaclasamentos verticais de direcção N50, intensamente seguidos pelos romanos na abertura dos trabalhos mineiros, parecem corresponder a deformações tardias. Além destes, são frequentes as diaclases de direcção N20, N60, N70, N80, N100 e N160, verticais, e N35, N60, N85, sub-verticais.

A - Ribeiro da Igreja

Considerando as direcções dos filões medidos nas três galerias da mina de Ribeiro da Igreja e tendo em conta a estrutura principal (Anticlinal de Valongo orientado NNW-SSE), podemos concluir que a maioria dos filões mineralizados e com maior possança (N32 a N40; N50; N65-70; N76) se encontram a preencher fracturas que poderão ter funcionado, ora como fracturas de corte,

ora como fracturas de tracção, tendo em conta as duas fases de deformação principal. (cf. Figs. 8 e 10-A) Os filões N32 a N50 preenchem fracturas que poderão corresponder a cisalhamentos relacionados com a deformação ante-Estefaniana e que poderão ter rejogado, como fracturas de traçcão, aquando da deformação pós-Estefaniana. Quanto à inclinação, ora apresentam inclinações inferiores a 50º para ESE, ora superiores a 70º para ESE ou WNW, como já fora assinalado por Andade & M. Ferreira (1976). Os filões. com orientação N69 a N76 (Andrade & M. Ferreira, 1976, consideram a orientação geral E-W), correspondem à massa filoniana mais importante, podendo as fracturas que preenchem terem sido geradas como fracturas de tracção na deformação ante-Estefaniana e terem rejogado, como cisalhamento esquerdo, aquando da deformação pós-Estefaniana. Assim, estas fracturas mais abertas terão dado lugar a filões mais espessos. Apenas a direcção N10, correspondente a um filão da galeria 1 em parte do seu traçado (o filão parece mudar de direcção), poderá corresponder ao preenchimento de um cisalhamento direito da compressão pós-Estefaniana e apresenta um preenchimento de menor espessura (fracturas menos abertas).

Estas hipóteses estão de acordo com o que se observa em afloramento, relativamente aos filões de quartzo sem mineralização, em que se vêem duas direcções predominantes de filonetes de quartzo (ver Fig. 75). Uma precoce, N100-110, preenchendo fracturas de corte esquerdas, cortada por outra, N160, que deverá corresponder a um quartzo mais tardio que preenche fracturas de corte esquerdas, relacionadas com a fase distensiva que seguiu o dobramento pós-Estefaniano. Neste caso existiriam duas gerações de quartzo estéril, uma provavelmente anterior ao quartzo mineralizado (N100-110 - possível preenchimento ante-Estefaniano), outra posterior (N160). Outra interpretação possível é que N100 e N160 sejam dois cisalhamentos conjugados, relacionados com a distensão que seguiu a fase de compressão pós-Estefaniana e que N160 tenha resultado de um rejogo em cisalhamento da direcção N150-160, aquando da fase de distensão que sucedeu a compressão pós-Estefaniana (ver Fig. 8). Neste caso estaríamos em presença de apenas uma geração de filões de quartzo. Normalmente, observa-se um preenchimento inicial de quartzo maciço, branco a cinzento, com fragmentos de xisto. Geralmente, o quartzo branco, geódico, mineralizado em estibina, aparece a tecto, com contactos nítidos com o encaixante e com o quartzo maciço. Vê-se

que a estibina é tardia, individualizada do resto do preenchimento filoniano por uma salbanda.

Ocorrem neste sector falhas sub-horizontais (por vezes com preenchimento filoniano) e fracturas de corte sub-horizontais tardias (cortam todas as outras estruturas), tendo sido possível em alguns casos medir a sua atitude (ver Fig. 75 - N150/25W com jogo normal), que estarão, provavelmente, ligadas ao cavalgamento do Carbonífero. Uma tectónica tardia, posterior à compressão que dobrou o Carbonífero, originou escamas e fracturas pouco inclinadas (ver 3.2.1.2. e Fig. 75).

São ainda visíveis dobras menores, orientadas N140, relacionadas com o dobramento pós-Estefaniano.

A clivagem/estratificação é sub-horizontal nas zonas onde há trabalhos mineiros, sendo nos outros locais, bastante inclinada (Ex:N160/70W), facto que se observa também em outras minas. Isto sugere um controlo da mineralização por antiformas.

B - Vale do Inferno

Na proximidade da mina de Vale do Inferno, a estratificação é sub-horizontal, ondulada. No interior da mina, no cruzamento da galeria de acesso com a galeria transversal N-S (ver anexo 2.3.), a estratificação é sub-horizontal, passando a N120/58N para a parede norte. Dá a ideia que a galeria de acesso foi aberta segundo um eixo anticlinal. São visíveis, essencialmente, duas direcções filonianas, praticamente perpendiculares: uma, entre N10 e N20; a outra, entre N110 e N130 (pertencentes, respectivamente, ao 3º e 4º grupos de estruturas mineralizadas - ver 2.2.3.) A segunda corta a primeira com um rejeito direito de cerca de 50cm, podendo corresponder à direcção de cisalhamento N100 que se gerou na fase de compressão ante-Estefaniana com movimentação esquerda, mas que rejogou, aquando da distensão posterior à fase pós-Estefaniana, com movimento dextrógiro (cf. Figs. 8 e 10-A). A outra direcção, observada na mina, praticamente N-S, parece corresponder a preenchimentos de fracturas de cisalhamento que actuaram com jogo sinistrógiro, durante a distensão que ocorreu entre as duas fases de descompressão e rejogaram duma forma dextrógira, durante a compressão pós-

Estefaniana. A direcção N40 actuou, ora como fractura de corte (ante-Estefaniana), ora como fractura de tracção (pós-Estefaniana).

Os filões N110 recortam, como já foi referido, os filões N0-20 com rejeito direito. Contudo, ambos os filões são mineralizados em estibina e posteriores ao Estefaniano C inferior. Este facto explica-se uma vez que (ver Fig. 8) as fracturas N100 rejogaram mais tarde, na fase de distensão posterior à deformação pós-Carbonífera (pós-hercínicas?, relacionadas com o Pb-Zn-Ag)? Uma foliação principal N140 é dominante na área da mina de Vale de Inferno, fazendo pensar que, efectivamente, é a deformação pós-Estefaniana que mais intensamente exerce a sua influência.

2.3.1.3.Metamorfismo

Como já vimos no capítulo anterior, nas rochas da área observa-se um metamorfismo de baixo grau, que não ultrapassa a fácies dos xistos verdes.

A associação mineral mais comum corresponde a:

quartzo+moscovite +clorite +grafitóides

Foi feito o estudo em difractometria de raios X de agregados de micas orientadas em duas amostras de Vale do Inferno (ver resultados em 2.2.4. Tabela 2, e localização das amostras no Mapa 3 e anexo 2.3.), que forneceram indíces de cristalinidade correspondentes à epizona (amostra 30VI) e ao limite epizona-anquizona (amostra 56VI). O metamorfismo afectou com maior intensidade os siltitos da base da Formação de Valongo (amostra 30VI), do que as alternâncias da Formação de Santa Justa (amostra 56VI), que correspondem a sedimentos mais grosseiros.

2.3.2.SECTOR DE MONTALTO

Este sector localiza-se no flanco oeste do Anticlinal de Valongo, na margem direita do rio Sousa, a oeste de Covelo (Mapa 2), no limite entre as folhas 123 e 134 da Carta Militar de Portugal, à escala 1/25.000, editada pelo Serviço Cartográfico do Exército.

Como nos outros sectores já descritos, foi efectuada cartografia detalhada de uma área de cerca de 3km^2, à escala 1/3.300 (Mapa 4). Nesta região está localizada a mina de Montalto, a mais produtiva do distrito, segundo os registos mineiros. Foram assinaladas 3 galerias, uma das quais, a mais acessível, designada por galeria de Santo Agostinho, foi levantada (Anexo 2.4.).

2.3.2.1.Estratigrafia

Nesta área, como acontece no sector de Alto do Sobrido-Ribeiro da Serra, ocorrem formações, cuja idade vai do Precâmbrico ou Câmbrico? ao Carbonífero.

Os filões mineralizados encontram-se encaixados nos conglomerados do Precâmbrico ou Câmbrico? e no Carbonífero, tendo sido encontradas amostras de quartzo com estibina nas formações da base do Carbonífero, nas proximidades de uma pequena galeria (Ω_4), assinalada no Mapa 4. Estes parecem apresentar uma orientação semelhante aos filões da mina.

Na figura 29, está representada a coluna estratigráfica geral e, nas figuras 30 e 32, perfis geológicos, respectivamente, no Precâmbrico ou Câmbrico? e no Ordovícico, devidamente assinalados no Mapa 4. No anexo 4.1., está esquematizado o levantamento geológico dos hasteais da galeria 1 (Ω_1), com a posição da respectiva amostragem para análise das rochas encaixantes (ver 2.5.). A descrição petrográfica das amostras é feita no anexo 5 - 2.3.2.1..

Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Montalto)

Do ponto de vista composicional (ver Figs. 29 e 30), consideramos três associações litológicas na Unidade de Montalto.

Como já tivemos oportunidade de referir (ver 2.2.4.), a pirofilite é frequente na Unidade de Montalto (ver 2.2.4., Quadro 2 - anexo 7), tendo sido assinalada nos siltitos laminados intercalados nos conglomerados da associação litológica superior (22M), nos próprios conglomerados (100M) e em traços nos exalitos da associação litológica inferior (43M) (localização das amostras - Mapa 4, Fig. 29 e Anexo 4.1.). A ocorrência deste mineral de neoformação dá, como também já referimos (ver 2.2.4.), indicações sobre o depósito original, indicando a existência de climas quentes e húmidos, podendo ter resultado de alteração hidrotermal de feldspatos, ou derivado das vasas argilosas (caulinite ou montmorillonite), depositadas inicialmente, talvez como resultado da reacção entre o mineral argiloso e o quartzo.

Segue-se a descrição das diferentes associações litológicas (ver localização das amostras no Mapa 4 e Fig. 31 e descrição petrográfica no anexo 5 - 2.3.2.1.).

A - Associação litológica inferior - xistos cinzentos a violáceos, grauvaques finos e rochas vulcânicas

A associação inferior é constituída por xistos de cor de cinza, por vezes com uma tonalidade violácea. Intercalados com estes xistos cinzentos, e para a base da associação, foram assinalados grauvaques finamente laminados (ver Mapa 4, amostra 202M) e xistos violáceos (ver Fig. 30 e Est. 6, foto 3). Ocorrem ainda nestas formações níveis vulcano-sedimentares, nomeadamente exalitos (ver Mapa 4, Fig. 29, Est. 9, fotos 1 e 2) e rochas vulcânicas ácidas (ver Mapa 4, Est. 9, foto 3, Figs. 29 e 31), intercaladas com os xistos.

Estes níveis vulcano-sedimentares foram observados numa sanja, entre a mina e Conchadas, a qual volta a aparecer a cerca de 650m para leste e que deveria corresponder a um aqueduto. Foi assim possível seguir esta sequência em pormenor (ver Fig. 31 e Mapa 4). Ocorrem também algumas lentículas de

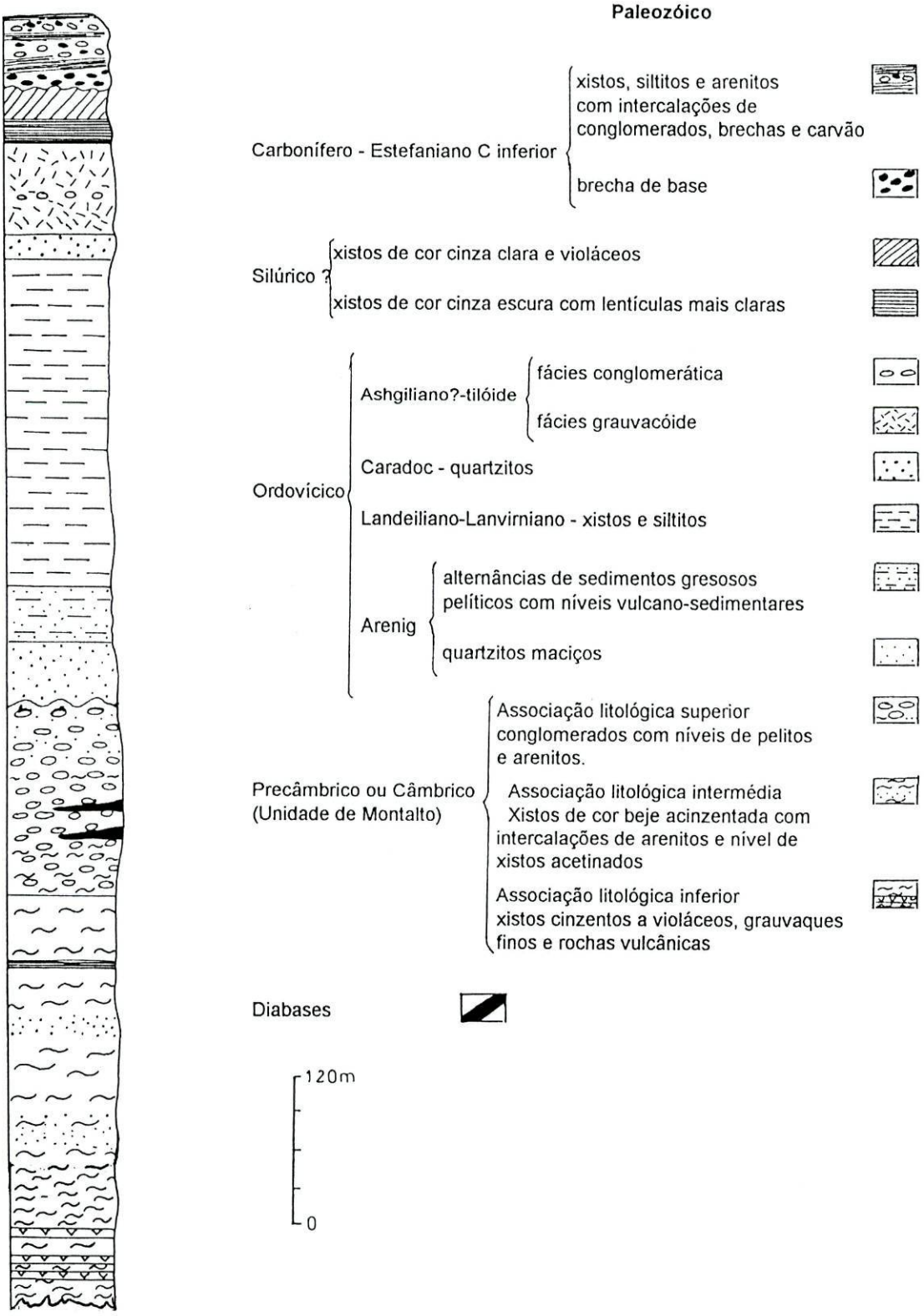


Fig. 29 - Coluna estratigráfica do sector de Montalto (esquemática).

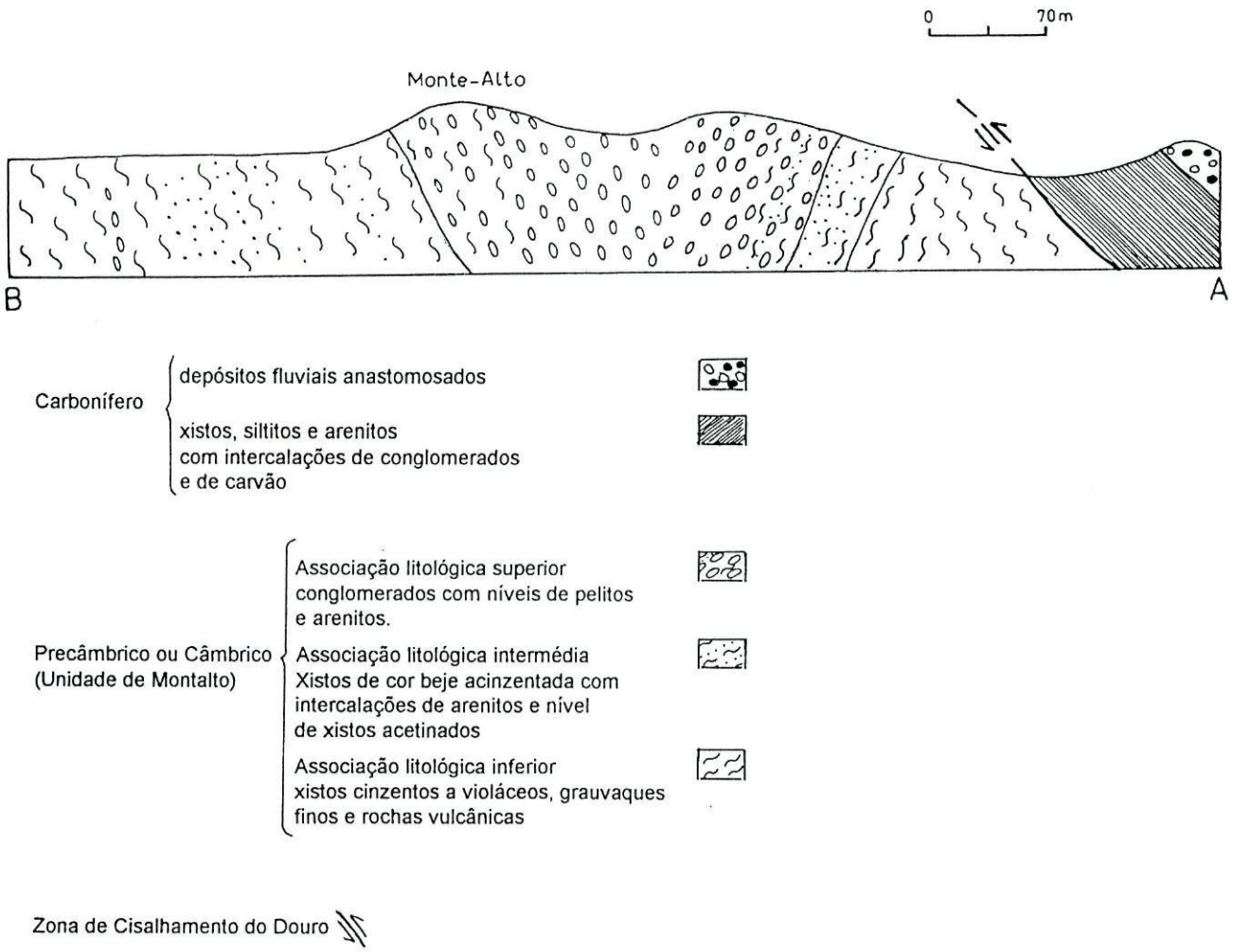
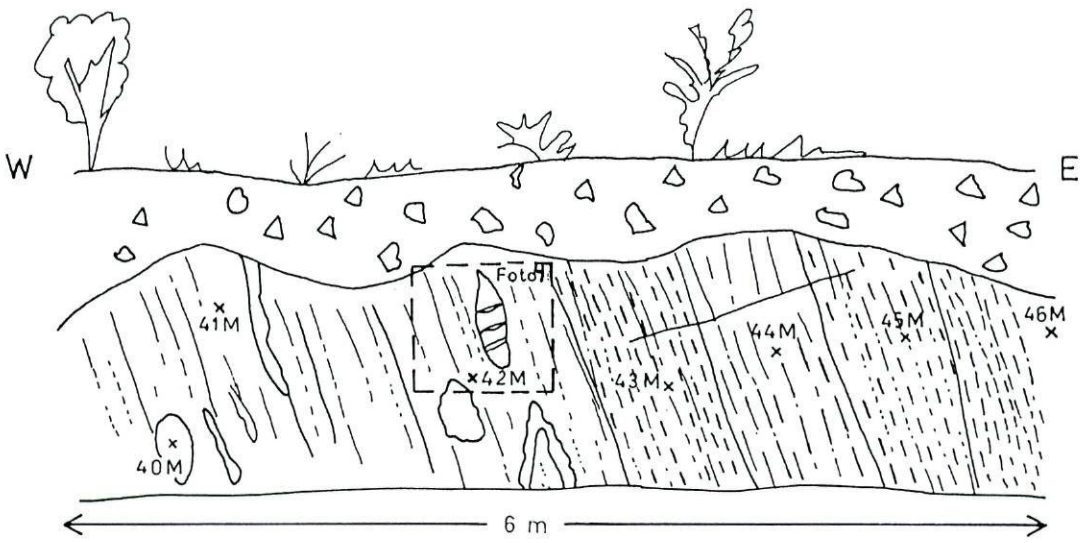


Fig. 30 - Perfil geológico no Precâmbrico ou Câmbrico? de Montalto, junto ao contacto com o Carbonífero (assinalado no Mapa 4).

quartzo de exsudação (Est. 6, foto 4), sendo possível em alguns casos distinguir uma textura original de quartzito.

B - Associação litológica intermédia - Xistos de cor bege acinzentada com intercalações de arenitos e nível de xistos acetinados

É constituída por alternâncias de xistos de cor bege, acinzentada (Est. 6, foto 1), e arenitos (correspondentes, ao Complexo Xisto-Grauváquico aflorante em Alto do Sobrido-Ribeiro da Serra - Unidade de Alto do Sobrido). Os xistos de cor bege acinzentada, com a alteração, adquirem uma coloração violácea. Os arenitos apresentam-se frequentemente laminados. As correlações efectuadas (cf. Figs. 29 e 39) permitem verificar que as formações que ocorrem em Alto do Sobrido-Ribeiro da Serra - Unidade de Alto do Sobrido - correspondem à associação



lentículas de quartzo de exsudação

xisto clorítico com intercalações de níveis quartzosos definindo S_0 (42M)

xisto bandado com alternâncias de leitos de quartzo e de clorite (exalito) (43M)

xisto fino, cinzento, silicificado (44M)

xisto com S_0 evidenciada por alternâncias de leitos de quartzo e de clorite (exalito) (45M)

xisto fino de cor cinzenta clara, untuosos ao tacto (46M)

Fig. 31 - Perfil geológico no Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Montalto) com formações vulcano-sedimentares.

litológica intermédia da Unidade de Montalto (alternâncias de xistos, arenitos quártzicos -quartzitos- e vaques). Para o topo da unidade, foram assinalados xistos acetinados, com caulinite (ver Mapa 4, amostra 21M), que apresentam, como os anteriores, cor cinzenta com alteração violácea, e siltitos laminados com pirofilite (ver Mapa 4, amostra 22M).

C - Associação litológica superior - Conglomerados com elementos essencialmente quartzosos, com níveis de pelitos, arenitos (arenitos quártzicos e vaques) e intercalações de diabase.

Esta associação litológica é constituída por conglomerados, com níveis de pelitos, siltitos, e arenitos (arenitos quártzicos e vaques) (amostras 9M, 14M e 64M). No fundo, esta sequência corresponde a uma sedimentação predominantemente em regime de alta energia, com sedimentos grosseiros dominantes, alternando com períodos de mais baixa energia em que se depositaram arenitos, siltitos ou argilitos. Assim, existem variações de conglomerados quase sem matriz (clasto-suportados - ver Est. 7, foto 2 correspondentes à amostra 115M e 60M com localização no Mapa 4), mais frequentes, a conglomerados em que a matriz gresosa ou filitosa é mais abundante (ver Est. 7, foto 3). Os conglomerados são poligénicos, apresentando elementos de natureza variada, nomeadamente elementos de quartzo, xisto e lidito, com dominância de elementos quartzosos. São relativamente bem calibrados (apesar de existirem uns elementos mais grosseiros que outros), com os elementos alongados (charuto) e/ou achatados (patela) na zona da mina (Est. 7, foto 2), tomando um aspecto um pouco diferente numa faixa para o topo da associação, nas proximidades do contacto com o Carbonífero, apresentando-se mal calibrados, com elementos de forma mais isodiamétrica, intercalados com níveis gresosos (Est. 7, foto 1, amostra 118M, com localização no Mapa 4). Para a base da sequência, ocorrem arenitos quártzicos e vaques.

Diques de diabase ocorrem na área da mina de Montalto (25M e 52M, ver Mapa 4). Segundo Sagon (UPMC Paris VI, comunicação oral), estas rochas devem ser designadas diabases, e não doleritos, uma vez que só existem

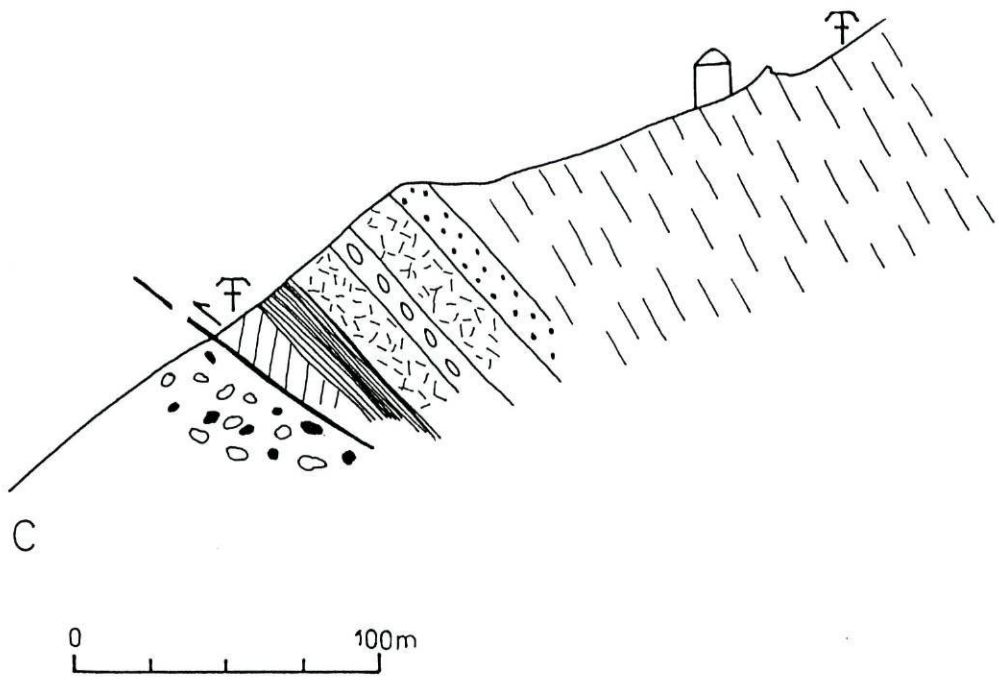
minerais secundários (Est. 9, foto 4). Estas rochas foram anteriormente assinaladas por Rabie (1963).

Ordovícico

As formações do Ordovícico, localizadas no canto NE do Mapa 4, podem, como em Alto do Sobrido-Ribeiro da Serra, ser seguidas da base ao topo (ver Figs. 29 e 32). Também aqui é possível observar a ocorrência de sedimentos de origem glaciária no topo do Ordovícico (Formação de Sobrido), assim como xistos com fósseis de crinóides, que serão provavelmente já do Silúrico. Uma vez que estas formações têm as mesmas características das que ocorrem em Alto do Sobrido-Ribeiro da Serra, não vamos fazer a sua descrição (ver 2.3.3.1.). Faremos apenas referência a alguns aspectos que pensamos importantes. Foi efectuado um perfil geológico (perfil CD assinalado no Mapa 4), aproximadamente perpendicular à direcção de S_0, e ao contacto com o Carbonífero, em que é possível observar a sequência (ver Fig. 32) desde o Lanvirniano ao Landoveriano (?).

Os fósseis colhidos nos siltitos cinzentos, por vezes com alteração avermelhada (ver Mapa 4 - amostras 38M, 39M, 69M e 130M), indicam que as formações são do Lanvirniano. Assinalamos a presença de trilobites (*Placoparia, Eodalmanitina* e *Neseuretus),* braquiópodes (Orthacea e Strophomenidae) e cefalópodes ortocones. Isabel Rábano e Gutiérrez-Marco (UEIPFCG Madrid) identificaram um cranídio de *Neseuretus (N.) sp* e um molde comprimido ventrolateralmente de um Bivalvia ind..

Relativamente ao Ordovícico Superior, a sucessão correspondente às formações diamictíticas é ligeiramente diferente da de Alto do Sobrido (Fig. 32, cf 2.3.3.1.). Os quartzitos datados do Caradoc são também sobrepostos pelos pelitos com fragmentos, ocorrendo, a meio, um nível conglomerático de cerca de 40cm, com elementos que, por vezes, atingem grandes dimensões (Est. 8, foto 1, amostra 207M). Os estratos que se seguem correspondem muito provavelmente, ao Silúrico.



Carbonífero

Silúrico ? { xistos de cor cinza clara e violáceos
xistos de cor cinza escura com nódulos de pirofilite

Ordovícico { Ashgiliano?-conglomerados, grauvaques, pelitos com fragmentos
Caradoc - quartzitos
Landeiliano-Lanvirniano - xistos e siltitos

Fig. 32 - Perfil geológico no Ordovícico - Silúrico? de Montalto junto ao contacto com o Carbonífero (assinalado no Mapa 4).

Silúrico?

Xistos cinzentos escuros com nódulos de pirofilite sobrepõem as formações do Ordovícico Superior, sem que seja evidente qualquer discordância. Seguem-se xistos cinzentos claros, por vezes com uma tonalidade violácea, que, nas proximidades do contacto com o Carbonífero, se apresentam bastante tectonizados. A análise em difractometria de raios X indicou a ocorrência de moscovite e pirofilite (ver 2.2.4.). Nestes xistos fossíliferos assinalamos apenas a ocorrência de crinóides.

Carbonífero

O Carbonífero inicia-se por uma brecha de base, com intercalações de "escoadas de barro" (termo utilizado por Jesus, 1986, para designar os leitos de argilito de cor escura, com pequenos elementos de quartzo, que ocorrem interestratificados com a brecha de base). Sobrepõem-se xistos com fósseis vegetais abundantes. Seguem-se depósitos fluviais anastomosados (Jesus 1986), constituídos por arenitos e conglomerados (Est. 8, foto 2). Mais para o topo ocorre uma brecha com arenitos micáceos na base, que tem um aspecto diferente da brecha de base, pois apresenta estratificação evidente, com orientação dos clastos (brecha interestratificada segundo Jesus 1986). É também poligénica e mal calibrada. O carvão encontra-se um pouco por toda a série.

A brecha de base caracteriza-se por não apresentar estratificação evidente. Os elementos são, em geral, angulosos e têm dimensões que variam de areias até blocos. A sua composição é variada, com dominância de quartzitos, ocorrendo também clastos de lidito, quartzo e xisto. A brecha tem uma matriz pelítica por vezes com xistosidade.

As escoadas de barro correspondem a vaques com matriz xistosa de cor cinza e elementos essencialmente quartzosos. Os clastos de pequenas dimensões (milimétricos), são dominantemente de quartzo, ocorrendo também, quartzitos, xistos e outros opacos. A matriz é, essencialmente, filitosa (moscovite e clorite), embora, por vezes, ocorra quartzo.

Os conglomerados correspondentes aos depósitos fluviais anastomosados diferem da brecha de base, uma vez que os elementos se apresentam mais rolados (arredondados a subangulosos), apesar de existirem elementos angulosos, nas fracções mais finas, sobretudo a nível da matriz. Além disso, apresentam uma certa organização, sendo visível granosselecção (Jesus 1986) (Est. 8, foto 2). São conglomerados bastante heterogéneos e mal calibrados, clasto-suportados, ou matriz-suportados. A matriz pode ser lutítica ou gresosa. Identificam-se clastos de quartzito cinzento, lidito, xisto e quartzo, com dimensões variáveis (de cerca de 0.5cm a mais de 10cm).

2.3.2.2.Tectónica

Na Tabela 1 (anexo 7) e Fig. 10-B estão sintetizados dados estruturais relativos à área da mina de Montalto.

Dobramentos

Neste sector a clivagem principal é bastante variável. A mina de Montalto situa-se numa zona bastante complexa do ponto de vista estrutural, no contacto entre o Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Montalto) e o Carbonífero. São visíveis dois grupos de estruturas planares distintos: uma N160-200 com inclinações para leste ou oeste, entre 70º e 90º (no Precâmbrico ou Câmbrico?), outra N110-140 com inclinações para leste, entre 40º e 60º (no Carbonífero) (ver Mapa 4 e Fig. 33).

A virgação do Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Montalto) no contacto com o Carbonífero é evidente a NE de Conchadas (ver Fig. 33 e Mapa 4). A direcção geral encurva para o contacto e, ao mesmo tempo, a inclinação diminui, aproximando-se da horizontal. Esta variação poderá estar relacionada com o cavalgamento do Carbonífero sobre o Precâmbrico ou Câmbrico?, durante a fase pós-Estefaniana (ver 2.2.2).

A oeste da mina, ao longo da estrada, a orientação da clivagem principal na Unidade de Montalto varia, em leque (Fig. 34), aumentando para oeste da mina, inclinando, ora para leste, ora para oeste, indicando a ocorrência de dobramentos.

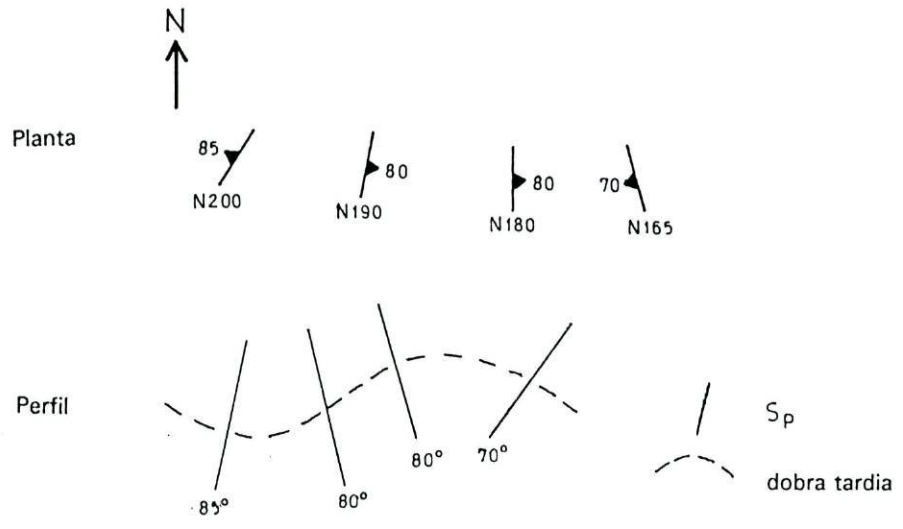


Fig. 33 - Virgação do Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Montalto) no contacto com o Carbonífero.

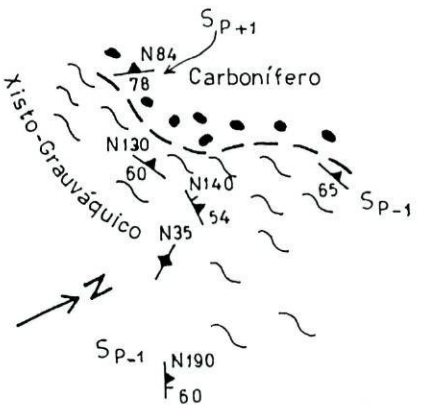


Fig. 34 - Dobras tardias na Unidade de Montalto, evidenciadas pela variação em leque da clivagem principal.

A dispersão de orientações da clivagem, observadas na Unidade de Montalto poderá, ainda, ser devida à sobreposição da deformação ante-Estefaniana (foliação principal segundo a direcção N160), à deformação provocada pela fase sarda (foliação principal segundo N185), que é bastante notória nesta Unidade (ver Mapa 4). Como se pode verificar, a fase sarda ficou bem patente nesta área, dada a frequência de xistosidades com direcção entre N180 e 190 (ver Mapa 4 e Est. 6, fotos 1 e 2).

Em algumas amostras (Fig. 35), vêem-se duas clivagens: a principal (S_P) de atitude N160/45E, praticamente coincidente com a estratificação (S_0) e outra, oblíqua a S_0, provavelmente pós-Estefaniana (S_{P+1}). Na amostra 19M (Est. 6, foto 1 e Est. 8, foto 3), é possível observar uma clivagem precoce S_{P-1} de atitude N180/75E, paralela a S_0, crenulada por S_P e uma clivagem de fractura com orientação N45/35E. Na amostra 18M observa-se a mesma clivagem precoce N185/75E, e uma clivagem de fractura com orientação N120/25E (ver Fig. 35). A clivagem principal mais precoce está provavelmente, relacionada com a fase sarda.

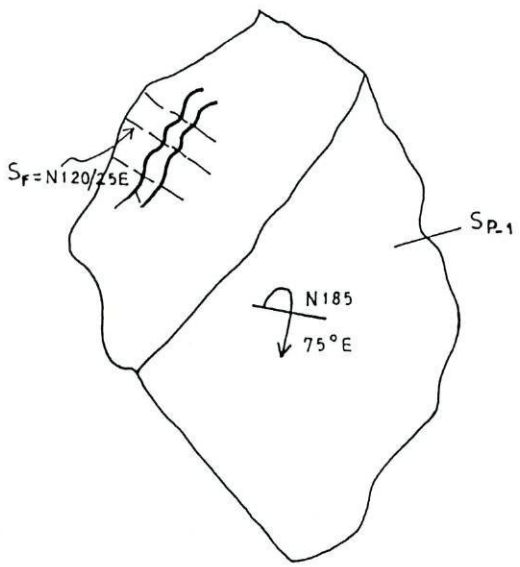


Fig. 35 - Clivagem precoce (S_{P-1}) coincidente com a estratificação (S_0) e clivagem de fractura mais tardia (S_F) oblíqua (pós-Estefaniana?).

A deformação tectónica nos conglomerados da Associação litológica superior da Unidade de Montalto é evidenciada pelo estiramento dos clastos (Est. 7, foto 2) e por um achatamento segundo o plano de estratificação (e aproximadamente coincidente com a clivagem principal), concomitante com ocorrência de marcada dissolução por pressão do quartzo. A atitude da lineação representada pelo estiramento dos clastos de quartzo, é 60º para sul. Essa atitude é muito discordante da atitude do mergulho geral, para NW, da linha de charneira do Anticlinal de Valongo (que se situa imediatamente a leste), atitude essa concordante, em muitos outros locais, com o estiramento. À partida, se os eixos das dobras ante-Estefanianas fossem horizontais, sem componentes cisalhantes importantes no dobramento, o estiramento máximo dos clastos no plano de xistosidade seria sub-vertical. Se uma deformação tardia da dobra principal reorientasse o mergulho do seu eixo de 30º para norte, a lineação correspondente ao estiramento máximo dos clastos tenderia a reorientar-se, para a atitude que apresenta (Fig. 36). Por outro lado, a proximidade do cavalgamento do Carbonífero sobre o Precâmbrico ou Câmbrico e da ZCD, poderão explicar esta situação particular.

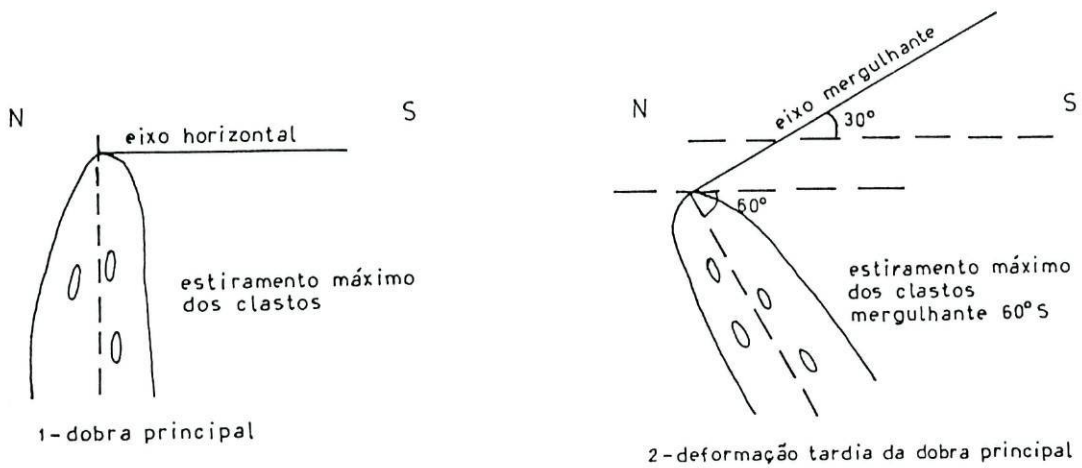


Fig. 36 - Interpretação do mergulho de 60º para sul da lineação correspondente ao estiramento dos clastos.

Se este estiramento correspondesse a uma deformação posterior à geradora da clivagem principal (S_P), não poderia estar relacionado com a foliação pós-Estefaniana, reconhecida na zona, uma vez que os conglomerados do Carbonífero não apresentam tal lineação. Nos conglomerados da Unidade de Montalto, é possível observar uma clivagem S_P paralela a S_0 (ver Est. 7, foto 2) com a direcção de N165, que poderá estar relacionada com a fase de deformação ante-Estefaniana (ver Fig. 8), a qual terá sido responsável pelo achatamento dos clastos. Ocorre também uma clivagem de fractura, mais tardia, com a direcção de N130, que estará relacionada com o dobramento pós-Estefaniano (ver Fig. 8), pouco evidenciada no Câmbrico e outra N75 (Est. 8, foto 3), que poderá ser ainda mais tardia, embora não exista relação nítida entre as duas. Em alguns casos, é possível observar a ocorrência de duas foliações na matriz dos conglomerados: uma, possivelmente, ante-Estefaniana, a outra, pós-Estefaniana.

Poderemos, ainda, considerar uma foliação anterior a S_{P-1} patente nos elementos de xisto dos conglomerados da Unidade de Montalto, portanto com xistosidade anterior à fase sarda.

Como se pode verificar observando o Mapa 4, a deformação pós-Estefaniana não deixou grandes marcas nas formações do Precâmbrico ou Câmbrico?, mas está bem patente nas formações do Carbonífero (xistosidade N130 dominante). Nas escoadas de barro da base do Carbonífero é possível observar duas xistosidades, uma ardosiana (S_{P+1}), a outra é uma clivagem de fractura mais discreta, obliqua à primeira. Nestas rochas, os elementos apresentam-se deformados, com sombras de pressão e rotação direita, condicionada pela foliação.

Verifica-se ainda a frequente ocorrência de xistosidades planares (inclinação=20-25º), provavelmente relacionadas com a fase tardia posterior à deformação pós-Estefaniana (ver 2.2.2.).

A leste de Salgueira (ver Mapa 4) ocorre uma zona bastante perturbada, em que é possível observar uma bancada de quartzito do Ordovícico (amostra 67M) com cerca de 2 metros de possança, no meio de uma série de xistos

carbonosos, xistos e arenitos do Carbonífero, bastante dobrada (ver Fig. 37). Este quartzito corresponde, provavelmente, a uma escama do Ordovícico (Jesus FCUP, comunicação oral), gerada durante a fase de tectónica tardia (ver 2.2.2.). A inclinação das alternâncias gresoso-conglomeráticas do Carbonífero, mais a norte (limite do Mapa 4), é contrária à habitual (N110/70S).

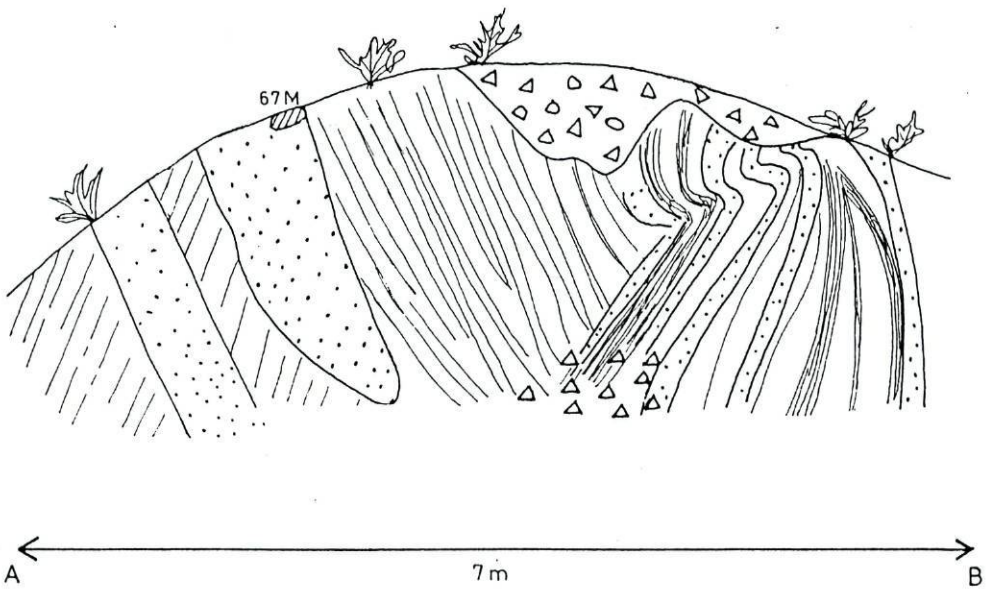


Fig. 37 - Perfil no Carbonífero a leste de Salgueira, com escama de quartzito do Ordovícico.

Filões e falhas

Os dados estruturais mostram que os filões foram essencialmente controlados por fracturas de corte (cf. Figs. 8 e 10-B). Assim, o filão principal com orientação N135-150 preenche fracturas de corte, que têm um jogo esquerdo, relacionadas com a fase de dobramento ante-Estefaniano (N160), ou, melhor dizendo, com o estádio inicial do regímen de transpressão em que se gerou um cisalhamento esquerdo N150 (ZCD). A mina de Montalto situa-se num

contexto em que as duas grandes zonas de cisalhamento (ZCD e ZC Sta Justa) se aproximam, parecendo a implantação dos filões ter sido condicionada por este factor (N135-150). o que está de acordo com o defendido por Romano & Diggens (1973/74). Segundo estes autores, a evolução estrutural das zonas de cisalhamento foi seguida, pelo menos, por dois episódios distintos de deformação frágil, tendo um deles desenvolvido uma clivagem de fractura de plano axial (que designam por S_2) bastante intensa, próximo da ZCD. Também Cudell (1889) referindo-se ao filão principal dizia "A fenda do filão encontra-se enérgicamente desenvolvida no tecto e muro, encontram-se em parte conhecidos espelhos do filão, uma das características de todos os filões de fenda". Estes filões são rejeitados por falhas com orientação N85. Trata-se de falhas tardias posteriores à deformação pós-Estefaniana, com movimento esquerdo?

Convém mais uma vez salientar que os preenchimentos filonianos (pode haver a excepção do primeiro preenchimento de quartzo cinzento estéril, como já tivemos ocasião de referir) são pós-Estefanianos, preenchendo fracturas relacionadas com a deformação ante-Estefaniana que rejogaram posteriormente.

Os filonetes de quartzo apresentam uma direcção predominante N100 no Precâmbrico ou Câmbrico? e N50 no Carbonífero. Os filões N100, (cf. Fig. 8) parecem corresponder ao preenchimento dos cisalhamentos esquerdos, estão relacionados com a compressão ante-Estefaniana e são rejeitados por fracturas N50, relacionadas com as fases tardias, por vezes preenchidas por quartzo, provavelmente devido a movimentação vertical, devendo ser também esta a origem dos filões N50. Dobras tardias, com eixo orientado N10 e N50, são também observáveis (Est. 6, fotos 3 e 4). De uma maneira geral, as falhas existentes na área jogam em "horst" e "graben" e não sempre no mesmo sentido.

Na área ocorre um sistema de falhas tardias, N50 (Mapa 4), com movimentação aparente esquerda (ver Fig. 38). Parece pertencer a este sistema a falha de Covelo referida por Rabie (relatório de Cudell 1889), que segundo o mesmo autor tem movimento para sul, do lado W, oposto ao habitual (segundo o autor) movimento para norte das falhas de esmagamento. Também,

M. Ferreira et al (1971) referem que, na zona entre Montalto e Alto do Sobrido, se expressam bem as falhas dextrógiras do quadrante NE-SW.

Na zona da mina de carvão da Salgueira uma falha separa dois blocos, havendo, a sul, contacto de xistos do Precâmbrico ou Câmbrico? (associação litológica inferior de Montalto) com os xistos do Carbonífero, enquanto a norte os primeiros não afloram (Fig. 38). Uma possível interpretação será:

1. O bloco norte abateu em relação ao bloco sul, que foi mais erodido. Assim a associação litológica inferior da Unidade de Montalto (Complexo Xisto-Grauváquico) aflora no bloco sul, enquanto a norte se encontra mascarada pelo Carbonífero, aflorando a associação litológica superior. Um movimento vertical é suficiente para explicar os grandes rejeitos aparentes. Contudo, o movimento dos xistos e dos conglomerados do Carbonífero no bloco norte, perto da falha (direcção N75-80) sugere que também existe um movimento esquerdo.

2. A diminuição de espessura da base do Carbonífero entre o bloco sul e o bloco norte pode ter duas explicações:

2.1. Ou o contacto do Carbonífero com o Precâmbrico ou Câmbrico? é um contacto anormal (escama) menos inclinado que a estratificação no Carbonífero.

2.2. Ou a sedimentação sofreu rápidas variações de fácies e de espessura de norte a sul (desaparecimento dos xistos fossíliferos, diminuição da espessura dos xistos e conglomerados).

A cartografia mostra que o contacto do Carbonífero com o Precâmbrico ou Câmbrico? é muito pouco inclinado. Este facto parece favorecer a hipótese 2.1. esquematizada na figura 38.

Por outro lado, o tipo de meios sedimentares reinantes no Carbonífero são propícios a depósitos bastante irregulares (escoadas de barro sobre brecha de vertente, que corresponde à brecha de base, alternâncias de meios fluviais anastomosados com meios lacustres, segundo Jesus 1966).

O contacto, por falha, entre o Carbonífero e o Ordovícico apresenta-se bastante tectonizado.

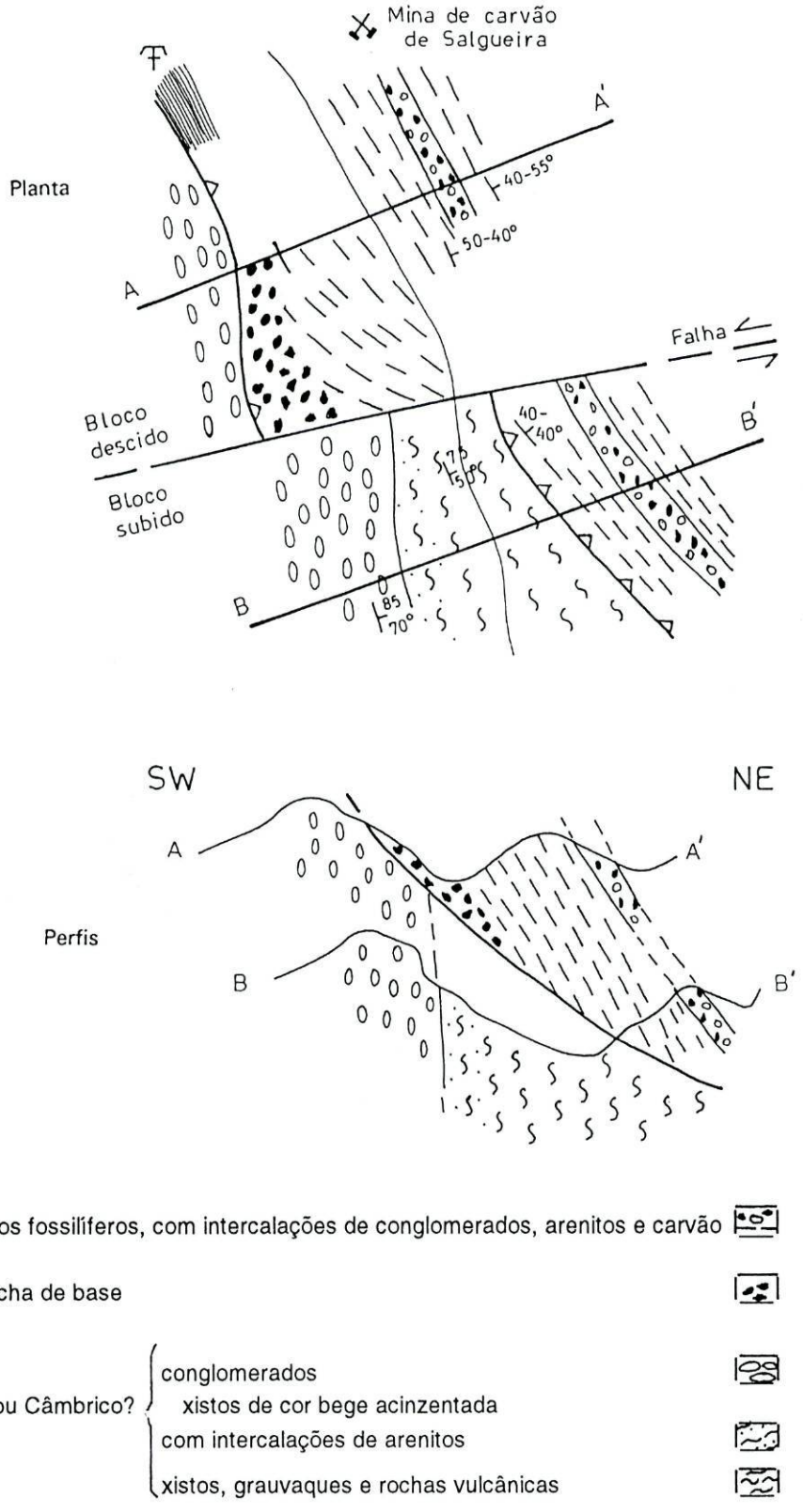


Fig. 38 - Esquema interpretativo da estratigrafia e sua relação com as estruturas, nas proximidades da mina de carvão de Salgueira.

2.3.2.3.Metamorfismo

O metamorfismo evidenciado na Unidade de Montalto parece mais elevado do que na zona mais a sul, onde estão mais conservadas as estruturas sedimentares e a clivagem principal é menos penetrativa (Unidade de Terramonte), se bem que os dados fornecidos pelo estudo da cristalinidade dos filitos indique a epizona em ambos os casos (problema já abordado em 2.2.4.). Este facto, poderá ser explicado pelo contexto estrutural. Como já foi dito, o sector de Montalto localiza-se numa zona bastante perturbada, junto à ZCD e nas proximidades da ZC Sta Justa, afectado por um sistema de falhas NNE-SSW.

As associações minerais mais comuns são:

quartzo + moscovite + pirofilite

quartzo + clorite + moscovite

Como já referimos no capítulo sobre o metamorfismo (2.2.4.), em quatro das seis amostras analisadas em difractometria de raios X (22M, 43M, 100M - Precâmbrico ou Câmbrico?, 204M - Silúrico?), foi assinalada a presença de pirofilite. Assim o Precâmbrico ou Câmbrico? deste sector é particularmente rico neste mineral, que ocorre também no Silúrico? (provável) o que permite tirar as conclusões já referidas no capítulo sobre metamorfismo (ver 2.2.4.).

2.3.3.SECTOR DE ALTO DO SOBRIDO-RIBEIRO DA SERRA

As minas de Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra localizam-se em terrenos que pertencem à freguesia de Melres, concelho de Gondomar, no flanco oeste do Anticlinal de Valongo, a cerca de 1.5km da margem direita do Douro (Mapa 2).

Neste sector, entre as minas de Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra (Mapa 5), foi efectuado um estudo cartográfico detalhado (cerca de 2.5km^2), à escala de 1/3.300. Procedeu-se ainda, ao levantamento de uma galeria da mina

de Alto do Sobrido (anexo 2.6. - Ω_1, única galeria acessível) e de duas galerias de Ribeiro da Serra (anexo 2.8. - galeria N-S e anexo 2.9. - galeria E-W). Na zona de Alto do Sobrido existem trabalhos romanos, aqui designados por banjas (e não por fojos, como acontece a norte). A mina de Ribeiro da Serra situa-se a cerca de 2km para NW da mina de Alto do Sobrido.

2.3.3.1.Estratigrafia

Este sector (Fig. 3), inserido no flanco oeste do Anticlinal de Valongo, abrange formações que vão do Precâmbrico ou Câmbrico? ao Carbonífero. O Carbonífero contacta, a Oeste, com o Precâmbrico ou Câmbrico? e, a leste, com o Ordovícico que, tal como acontece em Montalto, se encontra bem exposto, sendo possível seguir toda a sequência, da base para o topo (desde o conglomerado de base da Formação de Santa Justa aos grauvaques da Formação de Sobrido).

Os filões mineralizados de Alto do Sobrido situam-se numa zona próxima do contacto do Precâmbrico ou Câmbrico? com o Carbonífero (num contexto semelhante ao da mina de Montalto), encaixados, ou em alternâncias de xistos e quartzitos da Unidade de Alto do Sobrido, ou, essencialmente, na brecha de base do Carbonífero. Em Ribeiro da Serra os filões mineralizados encontram-se encaixados nas formações do Precâmbrico ou Câmbrico? (alternâncias pelitos/arenitos quártzicos/vaques), afastados do contacto com o Carbonífero.

Na figura 39, apresenta-se a coluna estratigráfica. Na figura 40, está representado um perfil geológico efectuado com base na cartografia detalhada. A descrição petrográfica das amostras é feita no anexo 5 - 2.3.3.1..

Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Alto do Sobrido)

O Precâmbrico ou Câmbrico desta região corresponde, como já referimos, à associação litológica intermédia da Unidade de Montalto, aqui designada por Unidade de Alto do Sobrido (ver 2.3.2.). A associação litológica

superior, com conglomerados aflorante em Montalto, está provavelmente, neste sector, por baixo do Carbonífero. Como vimos em 2.1.1., M. Ferreira & Andrade (1970) referem que a série que aqui aflora está no topo do Complexo Xisto-Grauváquico e é claramente diferenciável do Complexo "normal", pela incidência de quartzitos e metaconglomerados, referindo suspeitar que os quartzitos do Alto do Chamiço (ver Mapa 5) sejam discordantes sobre a série inferior.

Do ponto de vista litológico, a Unidade de Alto do Sobrido é constituída por uma alternância de xistos, quartzitos e vaques, sendo os últimos mais raros (ver Fig. 39 e Est. 10, fotos 1 e 2). Foram também observados, nas proximidades do contacto com o Carbonífero, diques de diabase bastante alterada (já referidos em trabalhos anteriores - Rabie 1963, M. Ferreira et al. 1971), interestratificados (pelo menos localmente, uma vez que nos parece que em determinados locais estes diques cortam a estratificação), com os xistos e arenitos do Complexo Xisto-Grauváquico. Como referimos a propósito do sector de Montalto, designamos esta rocha básica por diabase e não por dolerito (termo utilizado por Medeiros et al. 1980), uma vez que é, essencialmente, constituída por minerais secundários. Como acontece na associação litológica intermédia da Unidade de Montalto, também aqui ocorrem níveis de xistos com caulinite (amostra 130AS, ver Mapa 5 e Fig. 39), intercalados com vaques líticos e arenitos quartzicos. Assinalamos ainda a presença de brechas tectónicas.

Abordaremos agora a caracterização dos diferentes litótipos (ver localização no Mapa 5 e Figs. 39 e 40 e anexo 5 - 2.3.3.1.):

Arenitos quártzicos (Quartzitos)

Apresentam uma percentagem de matriz inferior a 15%. Os grãos de quartzo apresentam geralmente pouca deformação. Pudemos verificar que, nestas rochas, é frequente a presença de minerais pesados, como a turmalina, zircão e opacos, em grãos mais ou menos rolados, parecendo evidenciar uma origem detrítica. Entre as micas, ocorrem a sericite, localmente concentrada em volta dos grãos de quartzo, em novelos (provavelmente resultante da alteração

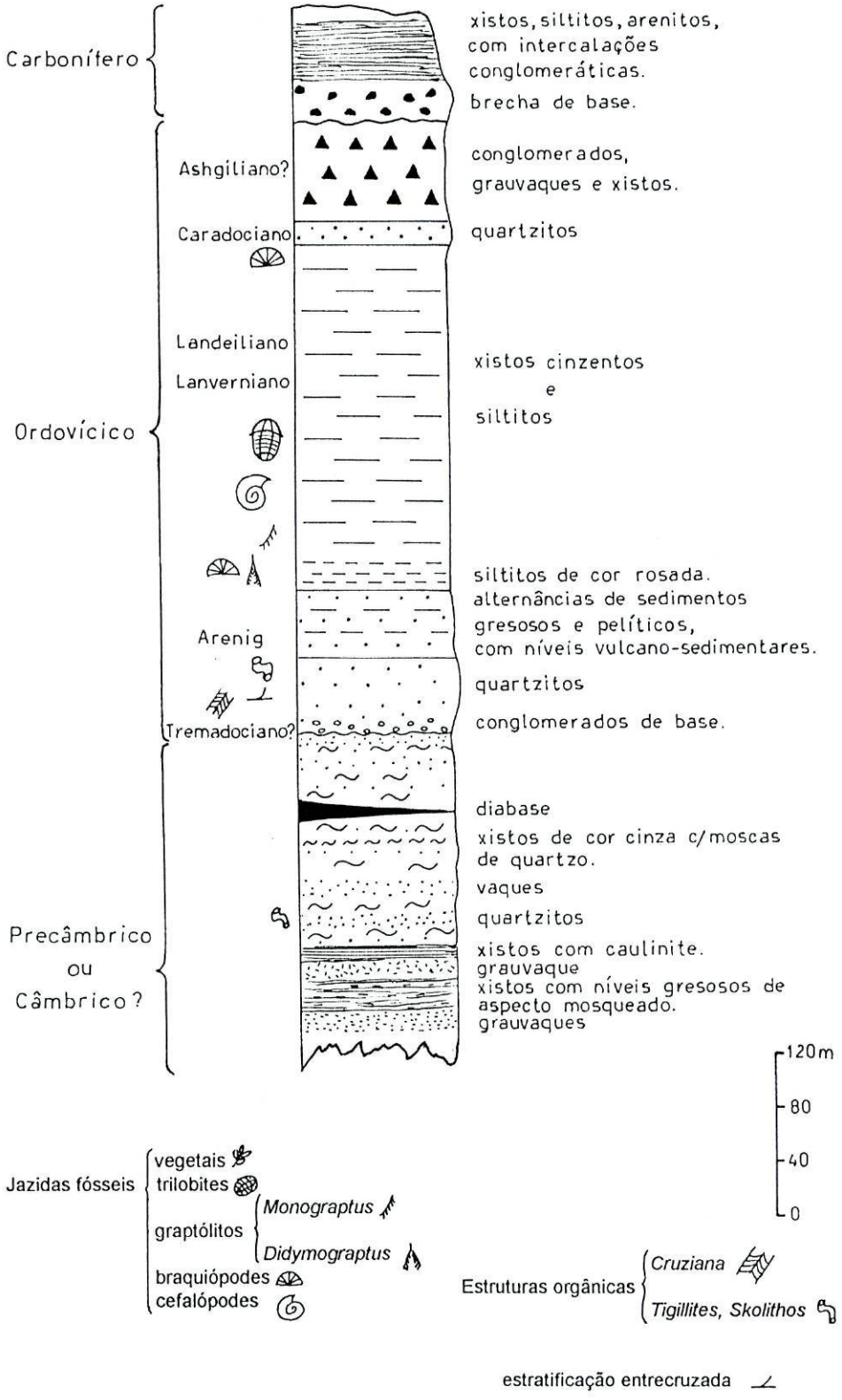
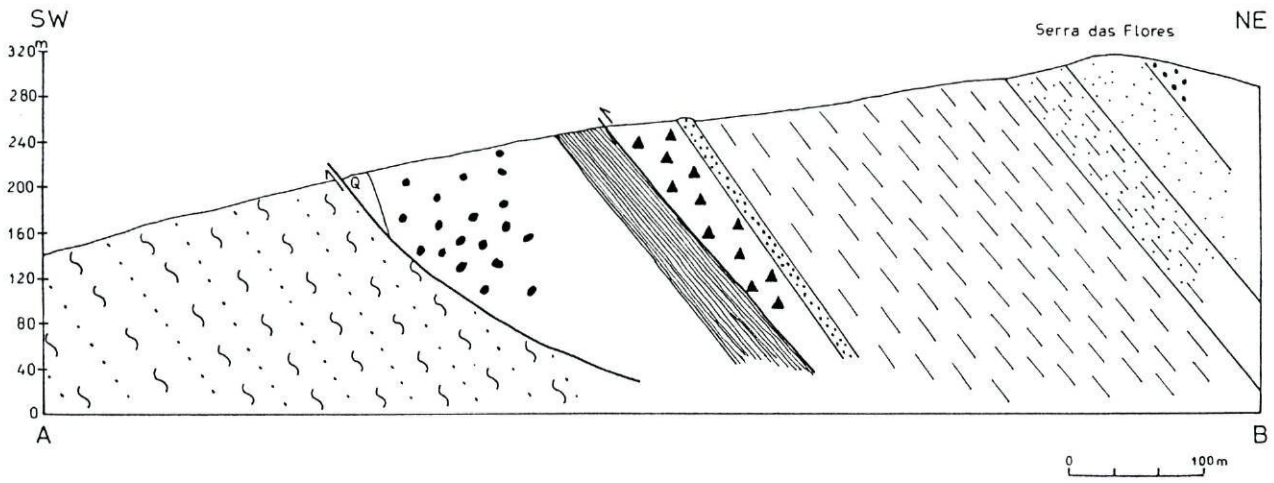


Fig. 39 - Coluna estratigráfica do Sector de Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra (esquemática).



Carbonífero
- xistos, siltitos, arenitos com intercalações conglomeráticas e lentículas de carvão
- brecha de base

Ordovícico
- Ashgiliano?-conglomerados, grauvaques, pelitos com fragmentos
- Caradoc - quartzitos
- Landeiliano-Lanvirniano - xistos e siltitos
- Arenig
  - alternâncias de sedimentos gresosos e pelíticos com níveis vulcano-sedimentares
  - quartzitos
- Tremadoc - conglomerado de base

Precâmbrico ou Câmbrico? – alternâncias de xistos, quartzitos e vaques

de feldspatos ainda visíveis em relíquias - ver Est. 14, foto 3), e alguma moscovite, resultante da recristalização da primeira. Ocorrem ainda, em menor percentagem, opacos, óxidos de ferro e turmalina. M. Ferreira & Andrade (1970), no relatório atrás referido, são de opinião que a turmalina não é de origem detrítica. Pudemos verificar que este mineral, em alguns casos, se apresenta em cristais não rolados e até, mais raramente, em agregados cristalinos (influência granítica?, recristalização de turmalina detrítica?).

Vaques

Estas rochas contêm uma percentagem de matriz filitosa superior a 15% (correspondem aos vaques de Pettijohn et al. 1987). São essencialmente, constituídos por quartzo, sendo os clastos de natureza quartzosa. A matriz é constituída por moscovite e sericite (alteração de feldspato?). A moscovite apresenta-se em cristais, contornando os grãos de quartzo. Filonetes de quartzo, com estrutura em pente, dobrados, recortam a rocha.

Vaques líticos

Estas rochas têm uma percentagem de matriz superior à dos vaques quártzicos e os clastos são de natureza lítica. Assinalamos a presença de elementos de quartzito, praticamente sem deformação e de rocha com filitos, muito ricos de óxidos de ferro (talvez, derivados da biotite+quartzo), não alinhados segundo a foliação. Os últimos poderão corresponder a elementos detríticos de uma rocha vulcânica (Est. 14, foto 2)

Xistos

Estas rochas apresentam uma certa recristalização, embora a estratificação seja frequentemente visível (em alguns casos, ocorrem intercalações de níveis gresosos). São, geralmente, constituídas por moscovite, dominante, embora, em alguns casos raros, como é acontece com a amostra 130AS (assinalada no Mapa 5 na zona mineralizada de Alto do Sobrido) domine

a caulinite (como acontece na associação litológica intermédia da Unidade de Montalto, amostra 21M, ver 2.3.2.).

Diabases (150AS)

Segundo Sagon (UPMC Paris, comunicação oral), trata-se de uma rocha do mesmo tipo que $52M_A$ (ver sector de Montalto, Mapa 4), com alteração meteórica mais intensa: provavelmente, clorite-vermiculites interestratificadas. com grão mais grosseiro que em Montalto. Além dos filitos, ocorrem quartzo e opacos. Entre os opacos, foi assinalada ilmenite primária, em grande parte alterada em leucoxena, muito abundante (característica de magma toleítico). Observa-se a ocorrência de clorite, provavelmente resultante da alteração de anfíbolas (Est. 14, foto 1).

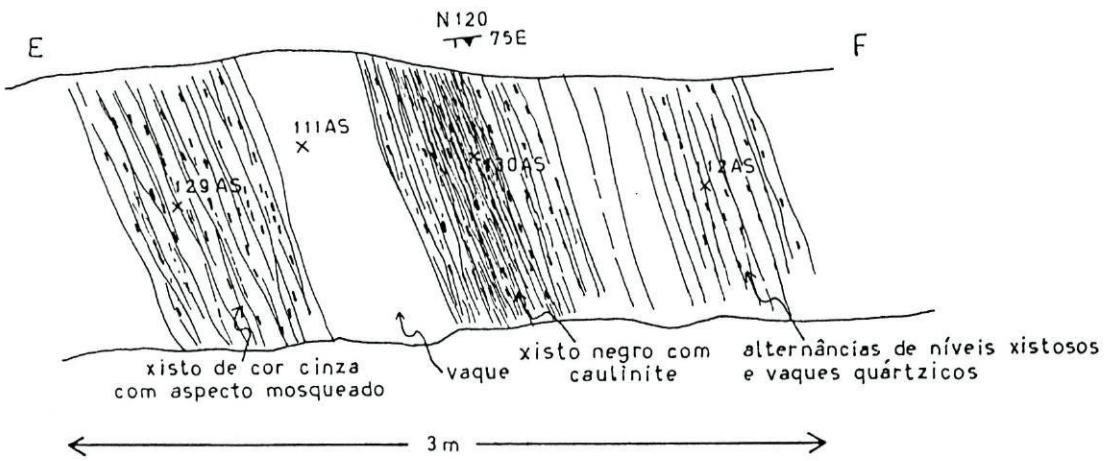


Fig. 41 - Afloramento da Unidade de Alto do Sobrido, representando um exemplo típico das alternâncias (Est. 10, foto 2).

Ordovícico

As formações do Ordovícico, localizadas no sector NE do Mapa 5, estão bem representadas, sendo possível seguir toda a sequência, desde o conglomerado de base (Tremadoc?) da Formação de Santa Justa aos pelitos com fragmentos, da Formação de Sobrido (Grauvaques de Sobrido) (Fig. 42). A série apresenta-se invertida.

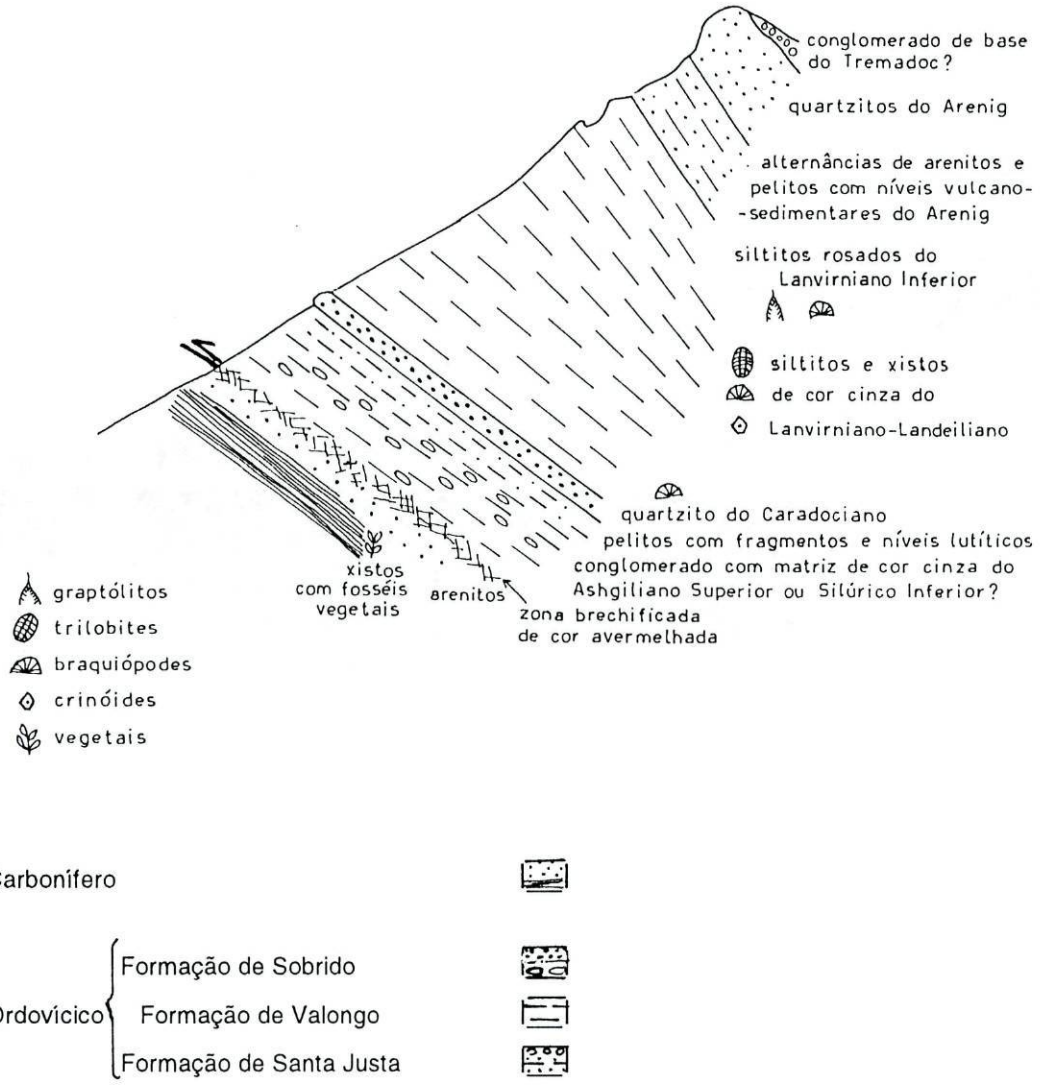


Fig. 42 - Perfil geológico no Ordovícico do sector de Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra.

Formação de Santa Justa

Esta formação inicia-se pelo conglomerado de base que atinge, no máximo, 35 metros de espessura, sendo esta bastante irregular, apresentando-se em lentículas. Seguem-se os quartzitos maciços do Arenig que formam a crista da Serra das Flores (Fig. 3), com espessuras médias de cerca de 50 metros, por vezes interrompidos, devido à ocorrência de falhas N-S. Como acontece noutros locais, estes quartzitos contêm finas intercalações de lutitos. Nestas rochas foi possível observar a ocorrência de estruturas orgânicas (*Cruziana*) e estruturas sedimentares ("flute casts"). No topo dos quartzitos observa-se uma sequência constituída por alternâncias de sedimentos gresosos claros com sedimentos pelíticos de cor negra, finamente bandados (Est. 10, fotos 3 e 4). A espessura dos estratos é de ordem centimétrica, e a sequência, embora muito variável, atinge cerca de 40 metros. Como iremos ver, esta sequência corresponde a uma alternância de níveis sedimentares com níveis vulcano-sedimentares, pela primeira vez assinalados na região Dúrico-Beirã (já conhecidos no bordo sudoeste da ZCI - Carta geológica de Portugal na escala 1/200.000 dos Serviços Geológicos de Portugal (Folha 1) 1989; Gumiel & Arribas (1990) referem a ocorrência de importante actividade vulcânica félsica e máfica no Arenig da ZCI).

Exemplo típico destas formações vulcano-sedimantares, é a amostra 105AS (ver Mapa 5), que apresenta contribuição vulcânica confirmada por Sagon (UPMC Paris, comunicação ora)l. É constituída por leitos de composição diferente (ver Est. 13, fotos 1, 2, 3 e 4):

- leitos sedimentares, com grãos de quartzo arredondados e minerais pesados abundantes;

- leitos vulcano-sedimentares, com grãos de quartzo angulosos (não sedimentares) e pequenos novelos de sericite, provavelmente, resultantes da alteração de cristais de feldspato. Micas flutuadas (longas "baguetes") e moscovite de metamorfismo (epizona).

Como se pode observar em amostra de mão (Est. 10, foto 4), estas fácies evidenciam uma estratificação bastante perturbada (designadamente

Como se pode observar em amostra de mão (Est. 10, foto 4), estas fácies evidenciam uma estratificação bastante perturbada (designadamente estruturas de carga, "slumps"), com intensa actividade orgânica, característica de ambientes submarinos não muito profundos com actividade vulcânica.

Os quartzitos, assim como as alternâncias, são de idade Arenigiana e foram já descritos no sector de Ribeiro da Igreja-Vale do Inferno (ver 2.3.1.).

Formação de Valongo

Relativamente ao limite entre a Formação de Santa Justa (Arenig) e a Formação de Valongo (Lanvirniano-Landeiliano?), como já foi referido anteriormente (ver 2.3.1.), considera-se, até à data (Romano & Diggens 1973/74), que o limite superior da Formação de Santa Justa corresponde arbitrariamente ao último estrato de quartzito.

Os siltitos e xistos (por vezes apresentam recristalização das micas) do Landeiliano-Lanvirniano afloram com grande espessura, ocupando grande parte da encosta da Serra das Flores (ver Mapa 5 e Figs. 39 e 40). Estas formações possuem importante conteúdo palentológico, particularmente trilobites (mais frequentes na base e nos estratos intermédios), graptólitos, braquiópodes, gasterópodes, bivalves, crinóides e cefalópodes (Nautilóides ortocones), já referidos por alguns autores (Delgado 1888-1892, Costa 1931; 1908; Teixeira & Gonçalves 1980; Teixeira 1981; Romano & Diggens 1973/74, 1975).

As alternâncias do Arenig são sobrepostas por siltitos avermelhados que transitam, gradualmente, para siltitos de cor cinzenta. Nestes estratos foram colhidos vários exemplares de fósseis, assinalados no Mapa 5, identificados por Rábano e Gutiérrez-Marco (UEI Paleontologia, Facultad de Ciencias Geológicas, Madrid), seguidamente enumerados:

siltitos de cor rosada que sobrepõem a sequência de alternâncias do Arenig

35AS - *Didymograptus artus*

$35AS_1$ - *Nobiliasaphus* sp.

$35AS_3$ - *Cryptograptus* ? sp.

$35AS_4$ - *Neseuretus* (N.) sp.

$35AS_8$ - *Prionocheilus* sp.

$35AS_9$ - Calymenidae gen. et sp. indet.

$108AS_2$ - *Placoparia (P.) cambriensis* (HICKS) + *Retamaspis* ? sp.

siltitos de cor cinza, que sobrepõem os siltitos de cor rosada

$155AS_2$ - *Redonia* sp. (molde externo, valva direita)
$155AS_3$ - Crinóides (*Cyclocyclopa* ? sp.)
Braquiópodes (*"Orthis"noctilio* SHARPE - molde interno, valva peduncular + *Salopia* ? sp. - molde interno, valva braquial)
$155AS_4$ - *Bathycheilus castilianus* HAMMANN
Retamaspis melendzi HAMMANN
$155AS_{5 e 6}$ - Gasterópode ?? bellerophontideo??
Sinuites (S) hispanicus (BORN)

Esta fauna permite atribuir a estas formações uma idade correspondente ao Lanvirniano inferior. No caso dos siltitos de cor rosada a presença de *Placoparia cambriensis* (HICKS) caracteriza a Biozona Cambriensis e coincide com a distribuição vertical dos graptólitos da Biozona Artus (Rábano 1990). Outra trilobite característica desta biozona, também assinalada, é a *Bathycheilus castilianus* HAMMANN. Nos siltitos de cor cinzenta, a associação *Bathycheilus castilianus* HAMMANN - *Retamaspis melendezi* HAMMANN -

"Orthis" noctilio SHARPE permite, também, atribuir-lhes uma idade do Lanvirniano Inferior.

Foram ainda identificados no decurso do presente trabalho os géneros: *Calymene* , e *Actinopeltis* (confirmada por Babin- Centre des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard - Lyon), uma Asaphidae (gen. et sp. indet.). Entre os Braquiópdes, foi identificado, pelo mesmo autor, um Strophomenida, na base do Lanvirniano.

No topo do Landeiliano, dominam os Braquiópodes.

Formação de Sobrido

Sobrepondo estas formações, ocorre uma bancada de quartzito maciço, de cor cinzenta a esbranquiçada, pouco possante (<5m). Trata-se de arenitos quártzicos (quartzitos do Caradociano), que formam uma crista paralela à crista da Serra das Flores, também interrompida por falhas. Estes quartzitos apresentam, frequentemente, cristais de pirite, e são mais impuros que os quartzitos do Arenig.

Por cima destas rochas, e até ao contacto com o Carbonífero, encontramos uma sequência diamictítica, que atinge uma espessura de cerca de 80 metros, a qual parece corresponder às formações de origem glaciária do Ordovícico Superior, já referidas por outros autores em vários locais da Europa (Robardet et al. 1980; Robardet 1981, Doré et al. 1984; Robardet & Doré 1988; Pereira 1988; J. Oliveira et al. 1992). Note-se que Robardet & Doré (1988) referem que esta formação, em Portugal, tem 150m de espessura, e que J. Oliveira et al. (1992) referem 200m de espessura. Mas, no caso presente, referimo-nos ao flanco inverso do Anticlinal de Valongo, onde as possanças aparentes diminuem. Foi feita uma amostragem, tendo sido possível observar, da base para o topo, a seguinte sequência (ver Mapa 5 e Fig. 42):

- Fácies gresosa de cor bege, por vezes com alteração rosada, que se sobrepõe aos quartzitos do Caradociano. Apresenta pequenos nódulos oxidados. Corresponde aos pelitos com fragmentos (Babin et al. 1976 e Robardet et al. 1980) (Est. 14, foto 4; amostras 110AS e 153AS$_A$).

- Passagem a uma fácies mais lutítica, constituida por xistos de cor cinzenta, com alteração violácea, untuosos ao tacto, com nódulos de 3cm. Parece um nível localizado, centimétrico, que dá de novo lugar aos pelitos com fragmentos (amostra $153AS_B$).

- Passagem a conglomerado, com elementos atingindo dimensões das dezenas de centímetro, com matriz de cor cinzenta, rico de moscovite, com nódulos escuros com óxidos de ferro (amostras $153AS_C$ e $153AS_D$).

- Passagem aos arenitos (amostra $153AS_E$) do Carbonífero, seguidos pelos xistos com fósseis de plantas (amostra$153AS_F$).

Carbonífero

A sequência do Carbonífero nesta área, mais incompleta do que aquela que ocorre em Montalto, apresenta as mesmas características das já referidas para esse sector. Por essa razão, não faremos uma descrição pormenorizada. O Carbonífero inicia-se por uma brecha de base. Segundo Rabie (1963), corresponde a um depósito de vertente com matriz não estratificada. Seguem-se vaques de cor cinzenta (escoada de barro segundo Jesus 1986), sobrepostos por xistos com fósseis de plantas e de bivalves (amostra 125AS - ver anexo 4.2.). Seguem-se alternâncias de conglomerados, arenitos mais ou menos grosseiros e pelitos. Ao longo da sequência, ocorrem níveis de carvão. Na figura 43 podemos observar um perfil efectuado junto a uma mina de água, a cerca de 100m para norte da mina de Alto do Sobrido.

Esta sequência parece corresponder a uma série rítmica com alternância nas condições de sedimentação; por vezes ocorre granosselecção. A crosta ferruginosa poderá (?) corresponder a um período de emersão.

Os arenitos e os xistos com fósseis vegetais (amostras $153AS_E$ e $153AS_F$ respectivamente; ver Mapa 5) apresentam-se bastante deformados na zona de contacto com o Ordovícico, apresentando os xistos clivagem de crenulação.

Os vaques cinzentos (escoadas de barro), que sobrepõem a brecha de base (Anexo 4.2.), correspondem a uma rocha dominantemente constituída por matriz moscovítica, com elementos de diferentes tamanhos (2.5-250μm), geralmente angulosos, de quartzo, quartzito, e xistos com opacos, deformados. Foi ainda identificada a turmalina. A mineralização (Sb-Au), essencialmente presente na brecha de base, prolonga-se até estas rochas. Pensamos que correspondem aos grauvaques com elevados teores em Au, referidos por M. Ferreira & Andrade (1970).

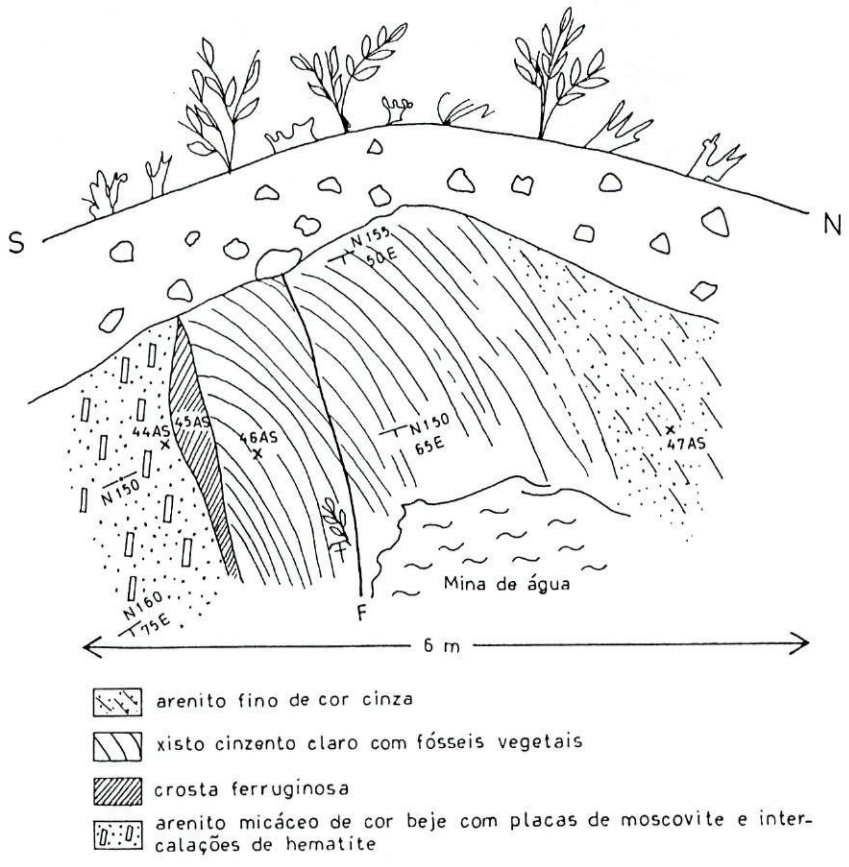


Fig. 43 - Perfil geológico no Carbonífero do sector de Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra.

2.3.3.2.Tectónica

Os filões mineralizados de Alto do Sobrido situam-se na zona próxima do contacto Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Alto do Sobrido) - Carbonífero, num contexto semelhante ao de Montalto, encaixados, ou em alternâncias de xistos e quartzitos da Unidade de Alto do Sobrido, ou essencialmente, na brecha de base do Carbonífero. Este contacto parece corresponder a um cavalgamento (também assim considerado por M. Ferreira et al. 1971). A sua inclinação, determinada a partir de dados obtidos na galeria e em afloramento, é de cerca de 30^0 (Fig. 44).

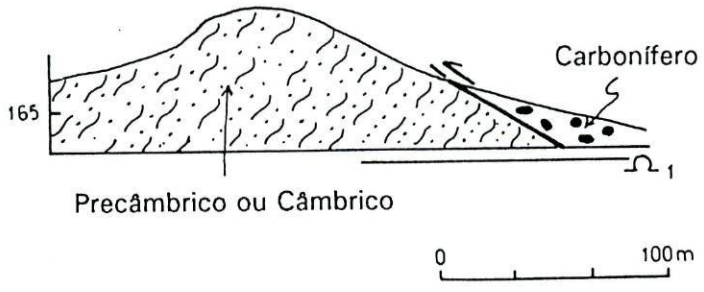


Fig. 44 - Cavalgamento do Carbonífero sobre o Precâmbrico ou Câmbrico? em Alto do Sobrido.

Alto do Sobrido

A direcção N40 é uma direcção de mineralização dominante na galeria 1 - anexo 2.6.). A direcção (entre N36 e N48) dos filões desmontados, encaixados em formações do Precâmbrico ou Câmbrico? e do Carbonífero, sugere que preenchem fracturas que foram rejogadas. Do mesmo modo que em Banjas e Moirama, a direcção N40 pode corresponder a um cisalhamento direito (nos arquivos mineiros refere-se a ocorrência de filões NE-SW com movimentação

direita) do esforço principal N70 ante-Estefaniano que foi rejogado como fractura de tracção do esforço N40 pós-Estefaniano (Figs. 8 e 11-A). As estruturas mineralizadas com direcções entre N45 e N60, correspondentes quer a filões mineralizados, quer a trabalhos antigos, parecem estar relacionadas com fracturas de tracção pós-Estefanianas. O filão da galeria 2 com orientação N75E/75SW apresenta vários preenchimentos filonianos. O estádio antimonífero com estibina e ouro, observável a tecto, é mais tardio. São observáveis espelhos de falha. É esta mineralização que se prolonga para os "vaques de cor cinza" do Carbonífero. Talvez, como já tivemos ocasião de referir (ver 2.2.3.), o primeiro preenchimento brechóide com quartzo cinzento, geralmente estéril (por vezes, ocorre um pouco de pirite), se tenha instalado em fracturas de tracção N70, relacionadas com a deformação ante-Estefaniana e que os seguintes preenchimentos mineralizados em quatro estádios (ver 3.2.1.3.), se tenham dado ao longo das mesmas fracturas que actuaram (?) como fracturas de corte com jogo esquerdo, aquando da deformação pós-Estefaniana.

O "stockwork" de quartzo mineralizado, com orientação N130, a oeste da galeria 2 (ver Mapa 5, Anexo 4.2. e Est. 11, foto1) instalou-se ao longo de um plano de estratificação entre xistos e quartzitos da Unidade de Alto do Sobrido (contacto de rochas de diferente competência), portanto, com um controle litoestratigráfico.

Na zona mineralizada (junto ao contacto do Precâmbrico ou Câmbrico? com o Carbonífero) a foliação é controlada pela deformação pós-Estefaniana (Est. 11, foto 2). Existe flexão, devida ao cisalhamento que ocorre na base da bacia Carbonífera (ZCD), como acontece em Montalto (ver 2.3.2.2.). A estratificação, normalmente próxima de N-S, apresenta, aqui, uma direcção N130 (Mapa 5). Além disso, podemos verificar que a clivagem principal N145 é evidente nos xistos, desaparecendo nos quartzitos (Est. 11, foto 2).

Ribeiro da Serra

Na figura 11-B estão esquematizados os dados relativos à fracturação (filões e falhas) da área da mina.

Este sector está marcado por uma tectónica intensa que se traduz nomeadamente por:

- Planos de cisalhamento sub-horizontais muito numerosos (ver 2.2.3., Figs. 45, 46 e Est. 11, foto 4), por vezes com preenchimento de quartzo geódico com óxidos de ferro (pirite?), observados na galeria E-W. Na galeria N-S, os cisalhamentos sub-horizontais rejeitam os filões mineralizados com estibina e pirite (N178 verticais a N160 com grandes inclinações). Estes factos corroboram a hipótese de estes cisalhamentos sub-horizontais estarem relacionados com a tectónica tardia.

-Dobras de eixo sub-vertical muito numerosas (paralelas a S_p) às quais está associada uma clivagem de fractura N70, que é também recortada pelos cisalhamentos sub-horizontais. Romano & Diggens (1973/74) referem também a ocorrência de uma clivagem de fractura, associada a dobras menores que redobram S_p, e é plano-axial com elas. Estas dobras poderão estar associadas à Zona de Cisalhamento do Douro. Segundo o mesmo autor, a evolução estrutural das zonas de cisalhamento começou em regímen de deformação dúctil, seguindo-se pelo menos, dois episódios distintos de deformação frágil, que produziram por um lado, uma intensa clivagem de fractura de plano axial, em dobras secundárias de pequena escala, nas proximidades da ZCD, e, por outro, uma família de "kinks" mais tardios.

Falhas horizontais são também observáveis na galeria 1 de Alto do Sobrido, só que de forma mais discreta que em Ribeiro da Serra.

As falhas N-S (N10-20) e N50/N70 podem corresponder a duas direcções conjugadas de cisalhamento da deformação pós-Estefaniana. Os movimentos parecem coincidir com o que se vê em afloramento (Mapa 5).

Será interessante referir que, enquanto os filões de Ribeiro da Serra são essencialmente N-S, os de Alto do Sobrido se aproximam mais de E-W, por um lado reflectindo a influência da deformação pós-Estefaniana em Alto do Sobrido, localizado a leste da ZCD, onde esta deformação foi mais intensa, e, por outro, o rejogo de fracturas relacionadas com a fase sarda (σ_1 segundo N85), bem

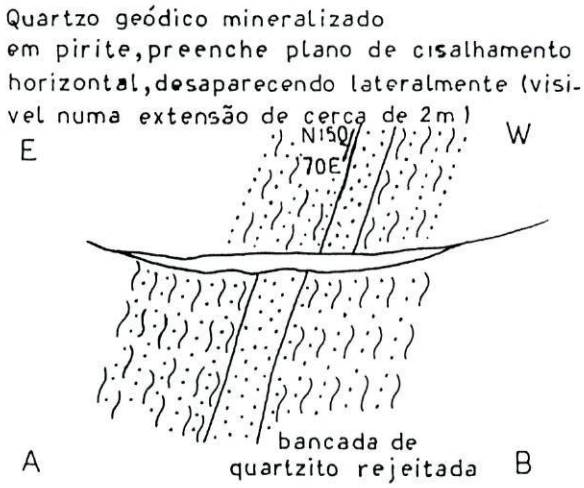


Fig. 45 - Perfil na galeria E-W, em que se observam cisalhamentos horizontais, preenchidos por quartzo mineralizado, rejeitando bancadas de quartzito.

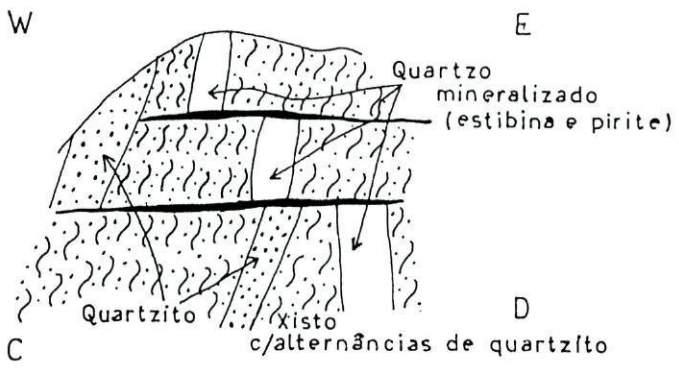


Fig. 46 - Perfil na galeria N-S, em que os estratos e os filões mineralizados são rejeitados por cisalhamentos sub-horizontais.

patente na Unidade de Alto do Sobrido a oeste da ZCD. A. Carvalho (1966a) refere que os filões mais produtivos da área (Ribeiro da Serra, Pinheirinhos, Terramonte, Montalto) ocorrem na direcção E-W. Outra hipótese seria ser a direcção N-S de Ribeiro da Serra correspondente a fracturas de corte e as direcções próximas de E-W em Alto do Sobrido, a fracturas de tracção (ver Fig. 8).

Também aqui, as direcções N40 e N70 rejogaram alternadamente como fracturas de tracção e como cisalhamentos, aquando da actuação das duas fases de deformação.

2.3.3.3.Metamorfismo

M. Ferreira & Andrade (1970), em relatório sobre a mina de antimónio e ouro de Alto do Sobrido, referem que o Complexo Xisto-Grauváquico apresenta metamorfismo regional na fácies dos xistos-verdes, sub-fácies quartzo-albite-clorite-moscovite, o que está de acordo com as presentes observações.

As amostras com moscovites da Unidade de Alto do Sobrido (amostras 129AS e 149AS), analisadas em difractometria de raios X (ver 2.2.4.) dão indíces de cristalinidade que apontam para a epizona. O mesmo acontece com as formações vulcano-sedimentares do Arenig (amostra105AS).

2.3.4.SECTOR DE BANJAS

O sector localiza-se a 20 km do Porto, no flanco leste do Anticlinal de Valongo (Serra das Banjas), na margem direita do Douro, cerca de 3 km a NE de Melres (ver Mapa 2). A área trabalhada era constituída por seis concessões que formavam o couto mineiro das Banjas (Fig. 47 e Tabela 18 - anexo 7), estendendo-se de Sobreira, concelho de Paredes (a norte), a Melres concelho de Gondomar (a sul). Outrora o transporte de materiais e minério era feito por via fluvial (Relatório de New Douro Gold Mines, Ltd, sem data e sem autor). Na

área, que tem sido devastada pela plantação de eucaliptos, sobressaem numerosos trabalhos romanos. A mina, reaberta em 1990 pelo Consórcio do Baixo-Douro (EDM/BRGM), localiza-se na concessão nº 233 da Serra de Montezelo (Fig. 47) e parece ter sido o ponto crucial de exploração, desde o tempo dos romanos. No povoado de Outeiro da Mó, localizado imediatamente acima da galeria principal, a destruição florestal pôs a descoberto vestígios de actividade mineira dessa época, nomeadamente mós de granito. Há trabalhos sobre o espólio arqueológico encontrado na região (Teixeira 1941, Soeiro 1984). O acesso à mina de Montezelo (mina das Banjas) é feito por Santa Comba, podendo a partir daí seguir-se pela margem direita (ou pela esquerda, passando neste caso, depois, para a outra margem) da Ribeira com o mesmo nome, cerca de 3km para sul, ou por Branzelo, seguindo depois para leste, por cerca de três km (Mapa 2).

Neste sector não efectuámos cartografia de pormenor. O nosso estudo foi efectuado na concessão de Montezelo, onde assinalamos os trabalhos romanos, assim como os trabalhos mais recentes da mina das Banjas (Mapa 6). Foram colhidas algumas amostras e feitas algumas anotações de natureza estrutural. Será importante referir que este levantamento inicial foi efectuado em Setembro de 1988. Actualmente, devido ao revolvimento das terras efectuado para a plantação de eucaliptos, as escombreiras, alguns filões, assim como algumas contruções assinaladas no Mapa, foram completamente arrasados. Apenas os fojos e as galerias, impróprias para este cultivo, resistiram à destruição.

A entrada da mina situa-se em formações do Lanvirniano, assim como grande parte do traçado da galeria de acesso, mas as estruturas mineralizadas ocorrem, essencialmente, nas alternâncias do Arenig.

Na sequência do trabalho de colaboração com o Consórcio do Baixo-Douro, foi possível acompanhar o trabalho de amostragem efectuado, assim como fazer colheita de amostras para o estudo mineralógico e litoestratigráfico.

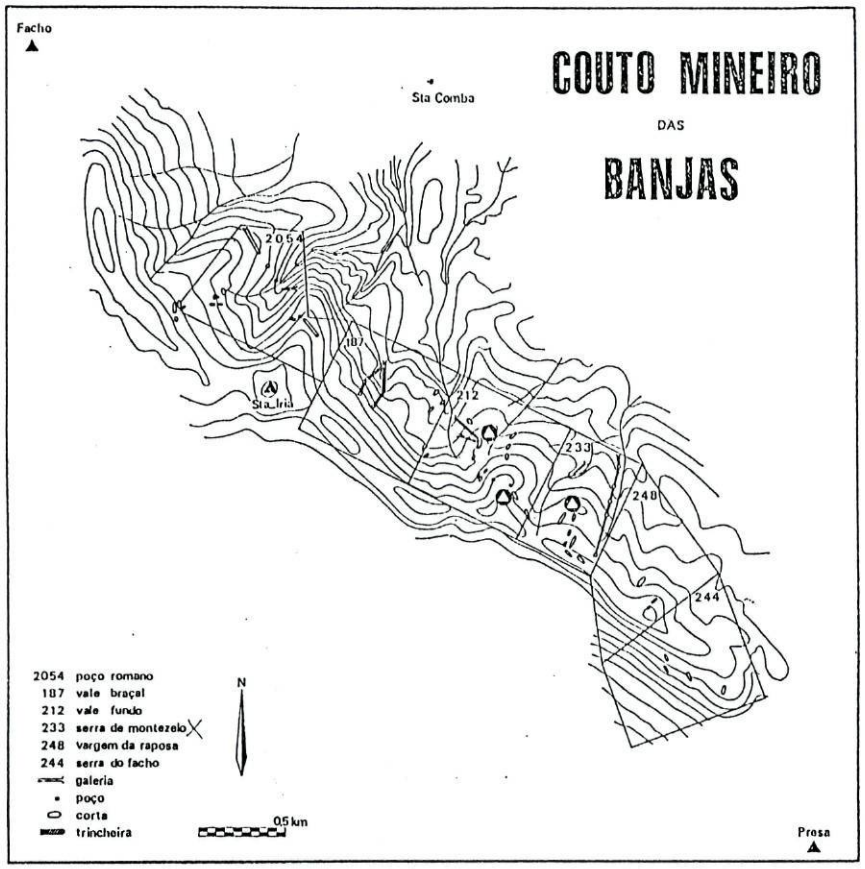


Fig. 47 - Couto mineiro das Banjas (segundo Soeiro 1984).

2.3.4.1.Estratigrafia

Como já tivemos ocasião de referir a área da mina abrange formações do Landeiliano-Lanvirniano e do Arenig, encontrado-se as estruturas mineralizadas, essencialmente, nas alternâncias do Arenig (Mapa 6).

Neste sector, o estudo litoestratigráfico incidiu, essencialmente, no encaixante das mineralizações, ou mais precisamente, em amostras de idade Arenigiana colhidas no interior da galeria. Foram estudadas trinta e cinco lâminas delgadas (catorze da camada negra, sete dos veios de quartzo concordantes e catorze dos restantes estratos encaixantes - Quadro 3).

Quadro 3 - Petrografia das rochas encaixantes do sector de Banjas.

MINERAIS	CAMADA NEGRA	ESTRATOS ADJACENTES *	VEIOS DE QUARTZO
QUARTZO	X	X	XXX
MOSCOVITE	XX	X	X
CLORITE	XX	X	X
CAULINITE	X		?
FELDSPATO			ε
SERICITE		X	
TURMALINA		X**	
ZIRCÃO		X**	
RÚTILO		ε	
ALANITE		ε	
OPACOS	X	X	
MATÉRIA ORGÂNICA+	X	X	ε?***

XXX - dominante; XX - frequente; X - raro; ε - muito raro

* - Neste caso não são referidas as quantidades relativas dos minerais presentes uma vez que eles variam consoante a litologia das lâminas (lutíticas ou gresosas); ** - Minerais assinalados nos níveis gresosos; *** - Nos veios de quartzo ocorrem níveis milimétricos negros ou acastanhados, paralelos a S_0, por vezes engrenados, que parecem conter matéria orgânica (H. Pinheiro, UPOFCUP, assinalou a ocorrência de agulhas fusinitizadas).

+ - Foi confirmada a ocorrência de grafitóides (Dra J. Canto Machado, DGGM, Porto).

Os sedimentos que constituem o encaixante reflectem variações ritmicas rápidas nas condições de sedimentação, com alternâncias de

sedimentos lutíticos a gresosos laminados, apresentando por vezes estratificação entrecruzada, acompanhada de deformação. Designaremos por camadas negras estratos bem diferenciados de natureza essencialmente lutítica, por vezes de grão mais grosseiro, com matéria orgânica e microfósseis. A designação de níveis negros diz respeito aos conjuntos em que camadas negras ocorrem intercaladas em alternâncias de pelitos e arenitos igualmente de cor negra (Fig 48), e também com matéria orgânica. Estes níveis ocorrem nas alternâncias do Arenig com características semelhantes às descritas nos sectores de Ribeiro da Igreja - Vale do Inferno e Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra, só que no último sector não detectámos a ocorrência das designadas "camadas negras". Foram também assinaladas formações vulcano-sedimentares, tendo sido observados quartzos riolíticos e sericite em novelos (provavelmente, resultante da alteração de feldspatos).

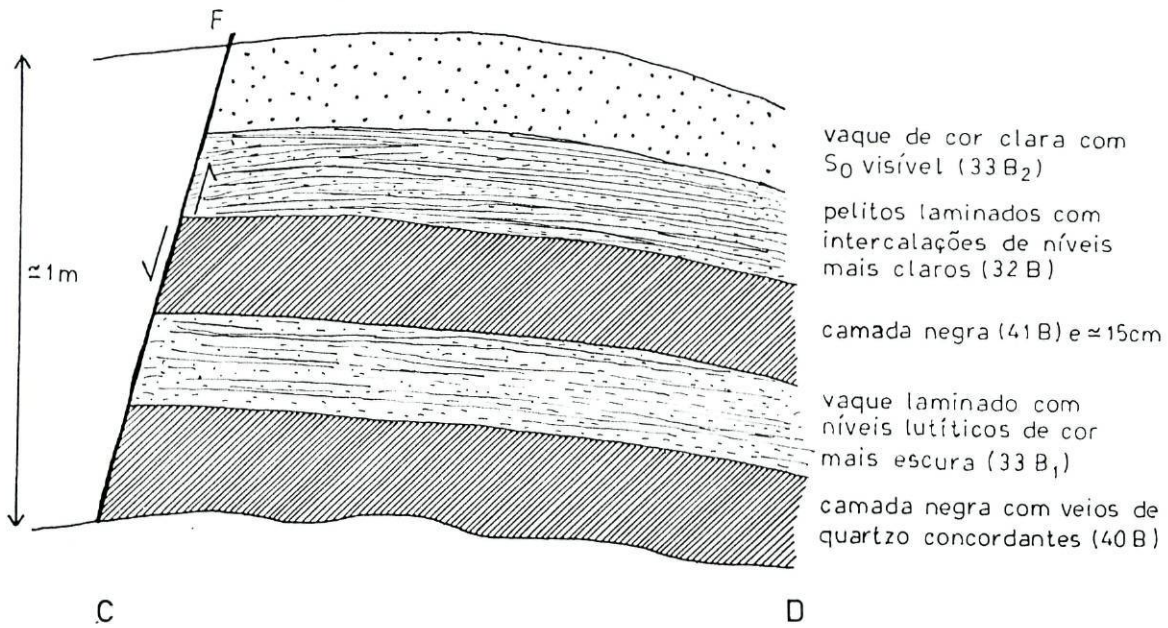


Fig. 48 - Níveis negros nas alternâncias do Arenig, constituídos por duas camadas negras (40B e 41B), estrato de vaques laminados com níveis lutíticos mais escuros (33B_1), pelitos laminados com níveis gresosos (32B). A tecto ocorrem vaques de cor clara que se individualizam do conjunto descrito (Piso superior - fundo do desmonte, flanco leste do anticlinal desmontado).

O tema relativo às mineralizações será debatido em capítulo posterior. Contudo, convém desde já referir que, apesar de ocorrerem estruturas filonianas, o jazigo das Banjas é, também, estratiforme. Há, efectivamente um controlo evidente do ouro por determinados estratos, geralmente centimétricos, que ocorrem nas alternâncias do Arenig, e que designaremos, como já foi referido, por camadas negras. Em muitos casos, é difícil distinguir estas camadas dos estratos imediatamente adjacentes (estratos laminados de argilitos, siltitos, vaques e arenitos quártzicos de cor escura). Só ao microscópio, e, às vezes, no terreno, pelo tacto (a camada negra apresenta-se granular) é possível fazer esta distinção. Ocorre também variação lateral de fácies. Assim, designaremos este conjunto de estratos por níveis negros (Est. 17, fotos 1 e 2) que atingem a espessura máxima de 1 metro. O CBD detectou a existência de seis ou sete níveis. O ouro ocorre, essencialmente, em veios de quartzo com sulfuretos interestratificados nestes níveis, sendo os últimos, mais frequentes na camada negra (Est. 17, foto 3).

Alternâncias do Arenig - argilitos, siltitos, vaques e arenitos quártzicos laminados

Estes estratos são semelhantes aos descritos nas alternâncias do Arenig dos sectores de Vale do Inferno - Ribeiro da Igreja (ver 2.3.1.) e Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra (ver 2.3.3.).

São constituídos essencialmente por quartzo e micas (moscovite e clorite mais frequentes e sericite mais rara), dependendo a quantidade relativa destes minerais, como é evidente, da natureza do estrato. Contêm ainda opacos (pirite dominante), minerais pesados (que se concentram nos níveis gresosos) e apresentam-se laminados. Foram identificados grafitóides e algumas estruturas de origem orgânica.

Como já referimos, há evidências de actividade vulcânica, ocorrendo níveis sedimentares alternantes com níveis vulcano-sedimentares.

Os grãos de quartzo em determinados níveis apresentam-se estilhaçados ou com formas riolíticas, particularmente em vaques e siltitos (Est. 18, fotos 2 e 3). Em $37B_{2,}$ amostra de um veio de quartzo concordante com a

estratificação, ocorrem relíquias do encaixante, constituídas por quartzitos com sericite em novelos (que poderão corresponder à alteração de feldspatos) (Est. 18, foto 1). Ocorrem ainda novelos de clorite, provavelmente resultantes da alteração de minerais ferro-magnesianos (níveis lutíticos - amostra 34B - Est. 18, foto 3).

Nestas rochas ocorrem como acessórios:

A turmalina ocorre essencialmente nos níveis gresosos, em grãos rolados.

O zircão, mais raro, ocorre também nos níveis gresosos, associado a óxidos de Ti (anatase, rútilo).

A alanite foi assinalada num vaque de cor clara (amostra $33B_2$) que ocorre a tecto do nível negro explorado no piso superior (Fig. 48).

Os opacos são em geral frequentes.

Ocorrem ainda alguns corpos figurados que poderão corresponder a estruturas orgânicas.

Os vaques quártzicos de cor cinza, que fazem também parte do encaixante, apresentam fraca recristalização. Além do quartzo, ocorrem, como acessórios, o zircão (frequente, e com dimensões que atingem 125μm) e a turmalina, mais rara.

Níveis negros

Os níveis negros são constituídos por camadas negras, interestratificadas com argilitos, siltitos, vaques e arenitos quártzicos (quartzitos) laminados, geralmente também de cor escura, que ocorrem nas alternâncias do Arenig (Fig. 48). Estes níveis incluem, ainda, veios de quartzo, interestratificados, geralmente nas camadas negras, mas também nos pelitos.

As **camadas negras** propriamente ditas são essencialmente, constituídas por filitos (clorite e/ou moscovite dominantes) e quartzo (frequente),

além de opacos (a pirite, dominante, e a arsenopirite são os mais frequentes) e ainda materiais comprovadamente de origem orgânica, como vamos ver seguidamente. Foram identificados fósseis de algas *Botryococcus* (UPOFCUP) e de briozoários (Gutiérrez-Marco, Madrid comunicação oral). Estes níveis contêm, como já referimos, grafitóides e particulas fusinitizadas.

A associação moscovite/clorite é frequente tendo sido também assinalada noutros sectores da área. A clorite ocorre em massas ou em novelos (alteração de minerais ferro-magnesianos?). A moscovite ora se apresenta finamente cristalizada, ora em grandes palhetas flutuadas (detrítica).

O estudo da matéria orgânica dos níveis negros está em curso, tendo sido assinalados com certa frequência grafitódes (primeiro identificados como grafite, a oxidação aos 900ºC deu resíduo branco, indicando um grau de incarbonização entre a grafite e a antracite - Dra J. Canto Machado DGGM, Porto).

Henrique Pinheiro (UPOFCUP), num estudo preliminar, conclui que a matéria orgânica, presente em baixa quantidade, apresenta poder reflector elevado, semelhante ou superior ao do grau da antracite. Está normalmente representada por partículas fusinitizadas de forma alongada, que em alguns casos apresentam uma textura grafitóide (Est. 19, foto 2). A ocorrência de migrabetumes com poder reflector elevado (impsonite PR>0.7), não é totalmente excluída em certas amostras, como é o caso dos pelitos laminados, sendo no entanto muito raros.

Alguns resultados relativos ao estudo da matéria orgânica em encaixantes de jazigos do mesmo tipo, doutros locais, têm sido apresentados. Robbins et al. (1990) referem a ocorrência de protografite em jazigos do mesmo tipo nos U.S.A (Jerritt Canyon Nevada) (ver 4.5.3.). Leventhal et al. (1987) referem que esta protografite, de origem duvidosa, pode ter resultado de processos termais ou químicos, mas ensaios termodinâmicos mostram que existe um campo entre CH_4 e CO_2, em que o carbono (protografite) acaba por precipitar devido à oxidação do metano pelo CO_2.

A presença de hidrocarbonetos, nas camadas negras das Banjas, não é também posta de parte (UPOFCUP) (Est. 19, foto 1). Uma primeira investigação

levou a classificá-los como hidrocarbonetos híbridos (Est. 19, foto 5). A confirmação da sua existência e o conhecimento da sua origem, caso sejam confirmados, merece uma investigação mais aprofundada. No decurso deste estudo foi identificada uma alga *Botryochocus* (UPOFCUP) (Est. 19, foto 1). O estudo petrográfico (lâminas delgadas), permitiu verificar a ocorrência de briozoários (Est. 19, foto 3), identificados por Gutiérrez-Marco (UEIPFCG, Madrid), e de estruturas que poderão corresponder a algas (Est. 18, foto 4).

Shergold (1992) assinalou a presença de hidrocarbonetos em formações do Câmbrico - Ordovícico, na Austrália Central, cuja génese estaria relacionada com a presença de algas.

Os **veios de quartzo concordantes**, que ocorrem nos níveis negros particularmente associados às camadas negras, apresentam continuidade lateral (podem ser seguidos ao longo do anticlinal no piso superior), embora se apresentem localmente interrompidos, devido à deformação (Est. 17, foto 2). Nestes ocorrem cristais de pirite e de arsenopirite, por vezes completamente dissolvidos. O ouro, sob a forma de electrum, visível à vista desarmada, ocorre nas cavidades de dissolução dos sulfuretos, ou associado à escorodite.

No que diz respeito à origem destes veios, trataremos do assunto no capítulo referente à mineralogia (3.2.4.3.). Poderiam originalmente corresponder a níveis siliciosos de origem vulcânica, que foram recristalizados (amostra 37B2 - Est. 18, foto 1), por acção do metamorfismo.

Estes quartzos apresentam, por vezes, frequentes inclusões de cor negra (conferindo-lhes um aspecto picotado) e níveis de cor negra ou acastanhada paralelos a S_0 (matéria orgânica?).

2.3.4.2.Tectónica

A mina localiza-se no flanco leste do Anticlinal de Valongo, na zona axial de uma dobra de 2ª ordem desta estrutura, cujo eixo tem uma orientação média entre N150 e N170. Estas dobras, pluri-decamétricas a hectométricas,

apresentam um mergulho de cerca de 15º para NNW, são isopacas e foram geradas por um mecanismo de flexão associando uma deformação das charneiras (falhas normais) e uma deformação dos flancos por escorregamento dos estratos (Combes et al. 1992).

As principais direcções mineralizadas correspondem às massas N20-40, aos filões N20, falhas N170, além das camadas negras. O termo massas designa estruturas filonianas complexas, com apófises semi-concordantes com a estratificação (Combes et al. 1992).

Assim, de acordo com a foliação principal (N150-170) e com a orientação das dobras, teria havido uma 1ª deformação ante-Estefaniana, com uma compressão regional de N70 e instalação de filões N40 com rejeito dextrógiro ao longo de fracturas de corte (cf. Figs. 8 e 12-B). O primeiro preenchimento filoniano, com quartzo maciço estéril das massas (N30-40), poderá ter preenchido fracturas de corte direitas, relacionadas com a deformação ante-Estefaniana. Posteriormente, aquando da deformação pós-Estefaniana, estas fracturas terão rejogado como fracturas de tracção, com preenchimentos sucessivos correspondentes a diferentes episódios de mineralização. Primeiro, quartzo leitoso com pirite, arsenopirite e volframite e depois, quartzo translúcido a hialino com jamesonite (episódio bastante discreto). Dados paragenéticos, assim como o modo como se apresenta o estádio plumbi-zincífero (embora seguindo as direcções dos preenchimentos anteriores, ocorrem em fracturas tardias que cortam os primeiros), indicam que é posterior à deformação pós-Estefaniana.

As fracturas de tracção, com orientação geral N170, preenchidas por quartzo e caulinite, com mineralização, parecem estar relacionadas com a fase de dobramento que originou o anticlinal, ou, melhor dizendo, com a fase de distensão ante-Estefaniana (cf. Figs. 8 e 12-B). O mesmo acontece com as falhas N160-170. Mas, neste caso, como aconteceu com as massas, poderá ter ocorrido um preenchimento de quartzo estéril, tendo, posteriormente, durante o episódio de distensão da deformação pós-Estefaniana as caixas filonianas jogado como fracturas de corte esquerdas (ver Fig. 8) (relacionadas com a ZC Sta Justa), com preenchimento de quartzo mineralizado com pirite, arsenopirite e volframite. Estas falhas apresentam espesso preenchimento filoniano (ver Est. 15, foto 3 e Fig. 85).

A brecha de quartzo leitoso com elementos de xisto (com orientação N118), observada à superfície, pode corresponder ao preenchimento de uma fractura de corte esquerda ante-Estefaniana, ou direita, relacionada com a fase de distensão do dobramento pós-Estefaniano (ver Fig. 8 e Mapa 6).

A maioria das estruturas filonianas têm jogo direito e a compressão principal máxima σ_1 terá tido uma orientação geral de N70E (segundo CBD N65E com um mergulho de 19ºE).

2.3.4.3.Metamorfismo

A associação mineral mais frequente no Arenig do sector corresponde:

quartzo + moscovite + clorite + grafitóides

As clorites analisadas à microssonda electrónica (amostras 27B e 48B), indicam temperaturas de metamorfismo de 310ºC e 285ºC, respectivamente (ver 2.2.4.), correspondendo provavelmente ao pico do metamorfismo de tipo epizonal.

2.3.5.SECTOR DE TERRAMONTE

O sector localiza-se na margem esquerda do Douro, na freguesia de Raiva, concelho de Castelo de Paiva, distrito de Aveiro (ver Mapa 2 e Fig. 3). As formações pertencem ao Precâmbrico ou Câmbrico? do núcleo do Anticlinal de Valongo. As mineralizações presentes são de Pb-Zn-Ag.

2.3.5.1.Estratigrafia

Efectuamos um perfil geológico ao longo do caminho que parte do km 42 da estrada nacional 222 e dá acesso à mina de Terramonte. Este perfil é

aproximadamente N-S, perpendicular ao filão, tendo sido possível verificar em função das inclinações de S_0, estarmos em presença do flanco oeste do Anticlinal de Valongo que neste local não se encontra invertido (Mapa 7).

O Precâmbrico ou Câmbrico? é constituído por uma sequência turbidítica, flyschóide, em que foram consideradas duas associações litológicas (segundo J. Oliveira SGP Lisboa, comunicação oral). Designamos o conjunto por Unidade de Terramonte.

A associação litológica superior, de cor esverdeada, é constituída por alternâncias de vaques e pelitos, ocorrendo para a base uma fácies particular, essencialmente quartzosa, de cor cinza avermelhada. Nestas sequências, é possível observar variadas estruturas sedimentares, com sequências de Bouma. Por toda a série, particularmente concentrados nos níveis gresosos, foi possível observar a ocorrência de plagioclases e de quartzos riolíticos (com formas angulosas, em cunha e, por vezes, aciculares, dificilmente conserváveis depois de um longo transporte) e ainda, mais raramente, novelos de clorite, evidenciando influência vulcânica.

A transição para a associação litológica inferior é gradual, passando a dominar uma tonalidade negra, correspondente aos pelitos de cor escura (xistos carbonosos) presentes nesta associação. Estas rochas apresentam-se bastante mais deformadas que as anteriores, com dobramento mais intenso, parecendo ocorrer uma clivagem anterior a S_P que designamos por S_{P-1} (Fig. 50). Nestas rochas são frequentes nódulos oxidados. As estruturas sedimentares apresentam-se deformadas.

As amostras estudadas estão localizadas no Mapa 7. A descrição petrográfica das amostras é feita no anexo 5 - 2.3.5.1.. Passamos à descrição das associações litológicas que constituem a Unidade de Terramonte:

Associação litológica superior

Constituída por alternâncias de pelitos e vaques quártzicos, evidenciando a estratificação. Para a base da sequência os níveis gresosos atingem uma espessura métrica, dando origem a uma fácies quartzosa de cor cinzenta rosada (amostra 32TM). Ocorrem variadas estruturas sedimentares, como: granosselecção, laminação, "ripple marks", estratificação entrecruzada, pseudo-nódulos, "slumps", marcas de impressão ("groove casts"), marcas de escavação ("flute casts") (Est. 22, foto 1) e estruturas em chama ("flame structures"), que indicam polaridade normal.

Em alguns locais é possível observar uma lineação resultante da intersecção, de S_0 com a clivagem de fractura, que sofre refracção ao passar dos leitos gresosos para os lutíticos (Fig. 49). A estratificação e a clivagem principal ora se confundem, ora são oblíquas evidenciando a ocorrência de dobras (Fig. 50). Nos níveis lutíticos, foi possível observar uma clivagem de crenulação.

O quartzo é o mineral dominante, seguido pela moscovite, em palhetas flutuadas (detrítica) ou dispersa, mais concentrada nos níveis pelíticos. O quartzo, apresenta-se em grãos angulosos a sub-arredondados, em forma de cunha e com golfos de corrosão (origem vulcânica). Ocorre ainda plagioclase maclada, não alterada, nos níveis gresosos e também nos lutíticos, alguma clorite (por vezes penina), turmalina e opacos (entre estes foi identificada a leucoxena e pirite) (Est. 21, foto 3). A clorite, por vezes, ocorre em novelos, provavelmente resultantes da alteração de minerais ferro-magnesianos.

Sagon (UPMC Paris, comunicação oral), considera que a abundância de plagioclases e a forma de certos grãos de quartzo, mostra a existência de uma fonte vulcânica (a ausência de feldspato potássico mostra que não corresponde a uma fonte granítica). Trata-se mais provavelmente de epiclastitos (vulcanismo retomado) do que de piroclastitos (vulcanismo projectado directamente no meio de sedimentação). A ilmenite é abundante. Os cristais de turmalina provêm, provavelmente, de rochas hidrotermalisadas (pois não é vulgar em rochas vulcânicas). Ocorrem moscovites detríticas (longas palhetas flutuadas, por vezes sinuosas).

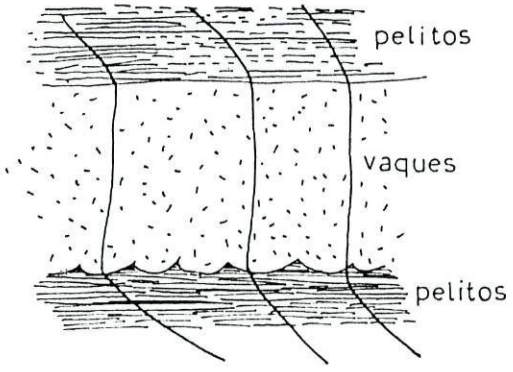


Fig. 49 - Clivagem de fractura refractada ao passar dos níveis gresosos para os lutíticos.

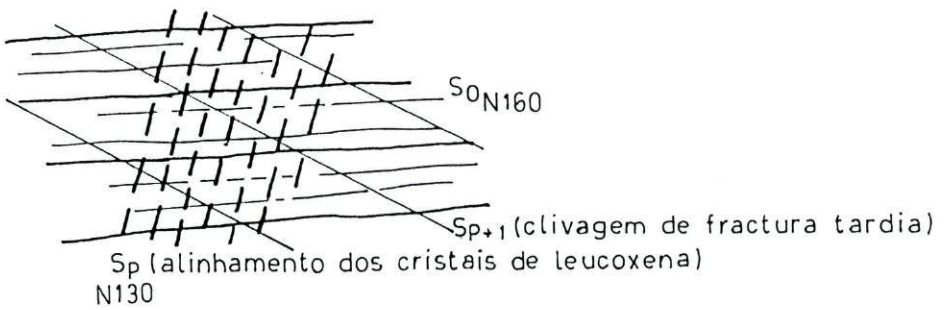


Fig. 50 - Clivagem de fractura tardia recortando a estratificação e a clivagem principal, sendo a última evidenciada pelo alinhamento dos cristais de leucoxena.

Associação litológica inferior (30TM, 36TM)

É constituída por xistos siliciosos de cor escura, em que a estratificação é evidenciada pela alternância de níveis mais gresosos com níveis mais filitosos. São visíveis duas clivagens oblíquas a S_0, S_{P-1} e S_P (Fig. 51). Como acontece na associação anteriormente descrita, cristais de leucoxena alinham-se ao longo da clivagem principal.

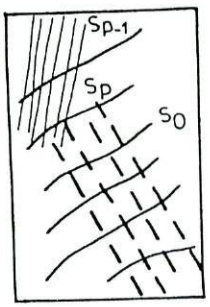


Fig. 51 - Duas clivagens oblíquas a S_0, uma relacionada com a fase sarda (?), a outra ante-Estefaniana.

São essencialmente constituídos por moscovite e quartzo, ocorrendo também clorite, concentrada pontualmente. Assinalamos ainda a presença de opacos (alguns cristais pela sua forma, parecem de arsenopirite), matéria orgânica (?) e nódulos óxidados (estruturas orgânicas?).

Ocorrem localmente alguns níveis de arenito grosseiro, com intercalações lenticulares de xisto. Os grãos de quartzo apresentam dimensões entre 25 e mais de 2.5mm, com dominância de tamanhos superiores a 625m. O xisto é constituído por moscovite, clorite e numerosos opacos.

2.3.5.2.Tectónica

Na zona de Terramonte não foi efectuada uma cartografia de pormenor, mas um perfil geológico transversal ao filão (Mapa 7).

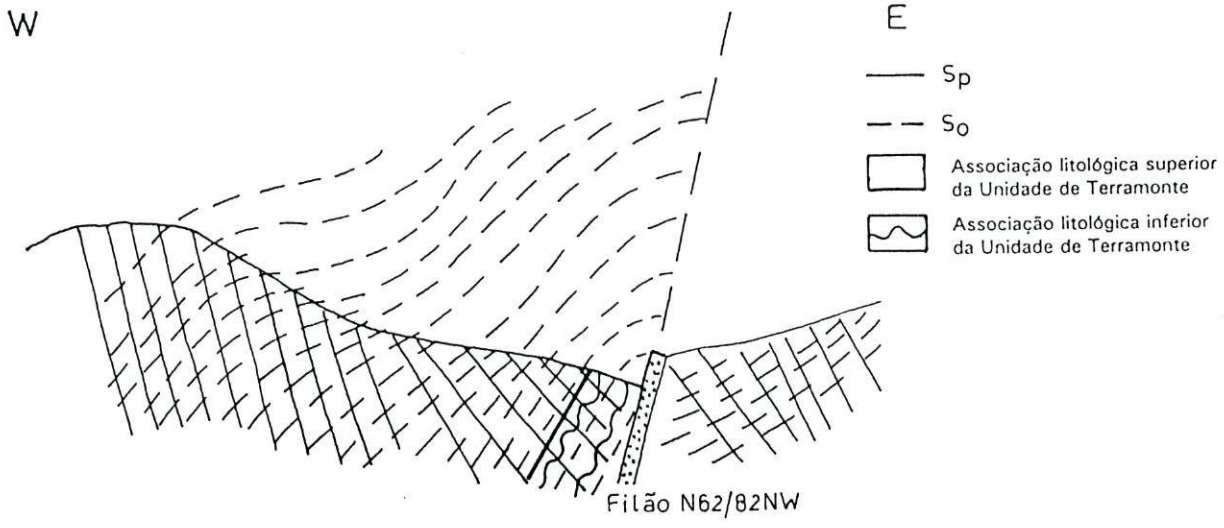


Fig. 52 - Perfil estrutural ao nível do filão de Terramonte.

Apresentamos também (Fig. 53) uma série de perfis paralelos ao filão (e portanto aproximadamente normais à estrutura).

Atendendo ao seu posicionamento, relativamente às restantes estruturas regionais (cf. Figs 8 e 13-A), o filão com atitude N60E/82N, instalado numa falha, e com um preenchimento precoce de quartzo estéril brechoíde, pode ter ocupado, inicialmente, fracturas de corte esquerdas, relacionadas com a deformação pós-Estefaniana ou, até, fracturas de tracção ante-Estefanianas, que rejogaram posteriormente, talvez em relação com a abertura do Atlântico, como acontece com os jazigos de Pb-Zn do mesmo tipo noutros locais (ver 5.1.). M. Ferreira (1971) refere que, segundo Marsella (1966), a zona mineralizada está limitada por duas zonas de cisalhamento N70E. Estas corresponderiam a um cisalhamento esquerdo relacionado com a deformação pós-Estefaniana e seriam posteriores ao primeiro preenchimento, com rumo N60, provavelmente relacionado com fracturas de tracção da deformação ante-Estefaniana.

Os dados estruturais obtidos no sector apresentam-se na Tabela 1 (anexo 7). Na figura 13-A estão representados os dados estruturais relativos à tectónica de fracturação.

A estratificação, com direcções entre N150 e N165 e com pendor constante para oeste, geralmente pouco inclinada, mostra que estamos no flanco oeste da estrutura anticlinal, próximo da charneira. Assim, nesta zona, o anticlinal apresenta-se bastante aberto, apenas inclinado para oeste, com uma clivagem principal bastante discreta, evidenciada pelo alinhamento de cristais de leucoxena (fraca recristalização com alguns filitos orientados), enquanto mais a norte o anticlinal se apresenta tombado com o flanco oeste invertido e estruturas mais cerradas, com maior deformação.

A clivagem principal varia em leque, sublinhando a ocorrência de dobras menores. Observam-se duas direcções distintas (ver Mapa 7, Figs. 8 e 13-A):

- uma N160, observada a SW do filão, com inclinação 60ºE, relacionada com a deformação ante-Estefaniana, S_p;

- outra, dominante com direcções entre N130 e N145 e inclinações entre 45 e 80ºE, relacionada com a deformação pós-Estefaniana, S_{p+1}, que deforma S_0 e S_p;

Eventualmente, parece existir uma clivagem anterior a S_p que designamos por S_{p-1}, observada na associação litilógica inferior, oblíqua a S_0 e S_p (amostra 30TM), provavelmente relacionada com a fase sarda.

É visível, por toda a área, uma lineação com mergulho para NW, resultante da intersecção da clivagem principal com o diaclasamento (Est. 22, foto 2).

Na figura 52 esquema que se segue, representamos um perfil estrutural sintético, ao nível do filão de Terramonte.

Um simples movimento de falha normal, com subida do bloco SW em relação ao bloco NE, poderá explicar o desaparecimento da associação litológica inferior, a Sudeste do filão.

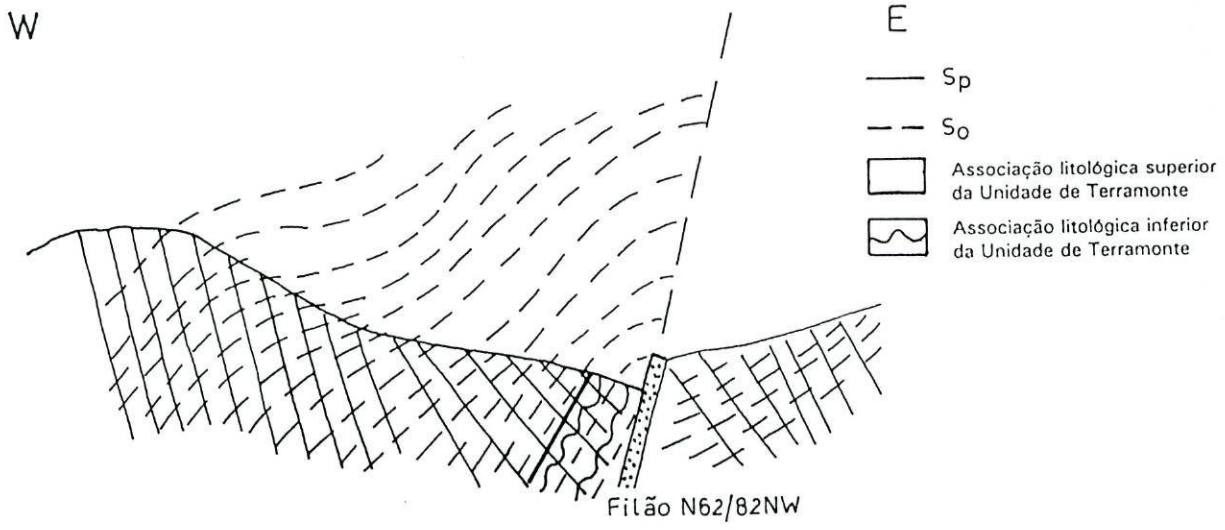


Fig. 52 - Perfil estrutural ao nível do filão de Terramonte.

Apresentamos também (Fig. 53) uma série de perfis paralelos ao filão (e portanto aproximadamente normais à estrutura).

Atendendo ao seu posicionamento, relativamente às restantes estruturas regionais (cf. Figs 8 e 13-A), o filão com atitude N60E/82N, instalado numa falha, e com um preenchimento precoce de quartzo estéril brechoíde, pode ter ocupado, inicialmente, fracturas de corte esquerdas, relacionadas com a deformação pós-Estefaniana ou, até, fracturas de tracção ante-Estefanianas, que rejogaram posteriormente, talvez em relação com a abertura do Atlântico, como acontece com os jazigos de Pb-Zn do mesmo tipo noutros locais (ver 5.1.). M. Ferreira (1971) refere que, segundo Marsella (1966), a zona mineralizada está limitada por duas zonas de cisalhamento N70E. Estas corresponderiam a um cisalhamento esquerdo relacionado com a deformação pós-Estefaniana e seriam posteriores ao primeiro preenchimento, com rumo N60, provavelmente relacionado com fracturas de tracção da deformação ante-Estefaniana.

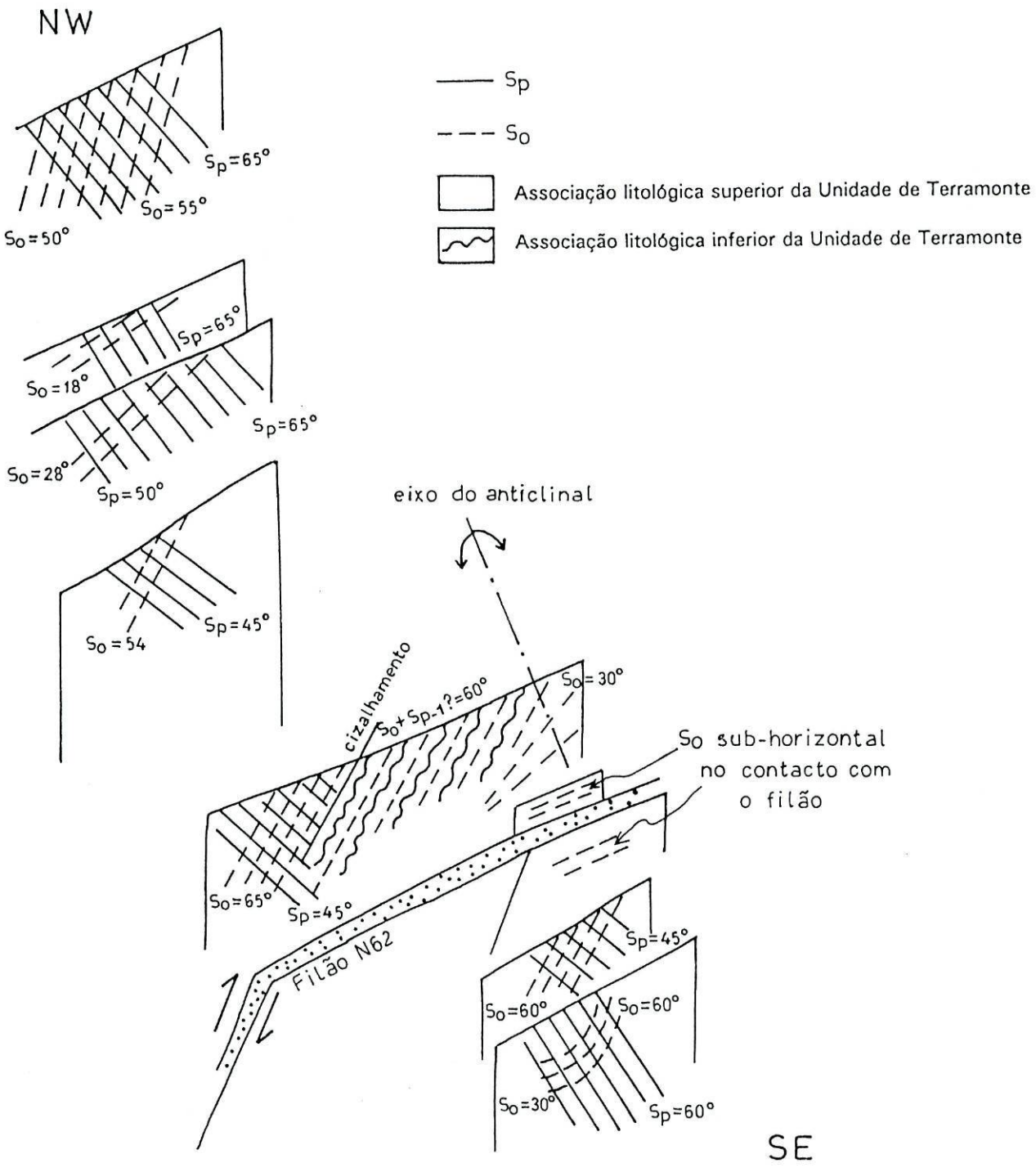


Fig. 53 - Perfis paralelos ao filão de Terramonte.

Na área observa-se, também, a ocorrência de "kinks" com eixo N40 sub-vertical, assim como quartzo de segregação, em fracturas de tracção com atitude N40, sub-verticais, que poderão estar relacionados com a fase de deformação mais tardia, posterior à deformação pós-Estefaniana (ver 2.2.2.) (cf. Figs. 8 e 13-A; Est. 21, foto 4, Est. 21, foto 3). São também frequentes dobras de eixo N40 quer na Associação litológica superior, quer na inferior. Nesta última são geradas por cisalhamentos esquerdos N155, coincidentes com a atitude de S_0, que dobraram os sedimentos mais plásticos. Estes dobramentos poderão corresponder à fase de descompressão da deformação pós-Estefaniana (Est. 21, foto 5). Foram também observadas dobras tardias com eixo N90 (Est. 22, foto 4).

2.3.5.3.Metamorfismo

As associações minerais mais frequentes no sector, são as seguintes:

quartzo + plagioclase + moscovite

quartzo + moscovite + clorite + leucoxena

O estudo em difractometria de raios X da moscovite de duas amostras, uma da Associação litológica inferior (amostra 30TM), a outra da superior (amostra 21TM), confirma que o metamorfismo é de baixo grau, correspondente à epizona (ver 2.2.4.). Como já foi referido (2.2.4.), o modo como as estruturas sedimentares se apresentam conservadas, a menor percentagem de filitos de recristalização e o facto de as clivagens serem menos penetrativas que nas Unidades de Montalto e Alto do Sobrido, leva a crer que o metamorfismo afectou com menor intensidade as formações a sul do Douro, onde o Anticlinal de Valongo é mais aberto.

2.4.OBSERVAÇÕES SOBRE O ESTUDO ESTRATIGRÁFICO E/OU TECTÓNICO DOUTROS JAZIGOS

Na Tabela 1 (anexo 7) apresentam-se os dados estruturais, quer obtidos no decurso deste trabalho, quer da consulta de arquivos mineiros. Nas figuras 10-13 representam-se os dados relativos à fracturação.

2.4.1.MOIRAMA

As minas da Moirama (Au-As) localizam-se no flanco leste do Anticlinal de Valongo (Serra de Pias), junto a Póvoas (ver Mapa 2). Os filões encontram-se essencialmente encaixados nas alternâncias do Arenig.

Nos arquivos mineiros não conseguimos obter qualquer relatório sobre esta mina. A área foi intensamente trabalhada pelos romanos. Uma galeria mais recente, nesta altura inacessível, foi reaberta pelo CBD em 1990. No decurso do trabalho de colaboração com este Consórcio, efectuamos uma visita à mina, em que tivemos oportunidade de fazer algumas observações de ordem estrutural e metalogénica, assim como colheita de algumas amostras para estudo petrográfico e paragenético.

Um estudo sobre a caracterização estrutural das mineralisações auríferas do Arenig, que inclui a mina da Moirama, foi efectuado por Combes et al. (1992).

Estratigrafia

As rochas encaixantes são constituídas, como nas Banjas, por alternâncias de pelitos, vaques e arenitos quartzicos (quartzitos), com numerosas estruturas sedimentares e orgânicas. Contudo, na Moirama o encaixante é mais silicioso, com dominância de quartzitos, correspondendo

provavelmente a um nível estratigráfico inferior ao das Banjas (Combes, CBD - BRGM, comunicação oral). A descrição das alternâncias do Arenig foi feita para o sector de Ribeiro da Igreja-Vale do Inferno (ver 2.3.1.).

Um estudo preliminar da matéria orgânica (Henrique Pinheiro - UPOFCUP) contida no encaixante do filão da mina da Moirama (amostra 123MA), permitiu verificar semelhanças com os pelitos laminados com níveis gresosos - vaques (amostra 32B das Banjas - ver 2.3.4.1.), que ocorrem intercalados com a camada negra nas Banjas, embora a amostra da Moirama apresente uma menor concentração de matéria orgânica (Est. 24, foto 3 - migrabetrumes entre grãos de matéria mineral). Trata-se de uma rocha constituída por alternâncias de siltitos laminados e vaques (Est. 23, foto 1), mais siliciosa que a das Banjas. O estudo petrográfico permitiu verificar que entre os grãos de quartzo ocorrem cristais de feldspato em diferentes fases de alteração. Por vezes a sericite resultante desta alteração, recristaliza em moscovite, que ocorre também em forma de novelos (Est. 24, fotos 1 e 2). Estamos pois, provavelmente, como acontece nas Banjas, na presença de níveis vulcano-sedimentares.

Nos quartzitos de cor cinza ocorrem grafitóides e ao MEV foi possível assinalar rútilo e zircão. Em amostras de vaques (amostras 1MA e 2MA), ocorrem filonetes de quartzo, com micas orientadas perpendicularmente ao plano aos mesmos (Est. 24, foto 4). O estudo em difractometria de raios X destes filitos indica uma cristalinidade correspondente ao limite anquizona-diagénese (ver 2.2.4.), provavelmente relacionada com circulações tardias de baixa temperatura. O estudo à microssonda electónica mostrou poder tratar-se de hidromoscovites (ver 2.2.4.).

Tectónica

Como noutras minas, verifica-se que os trabalhos de exploração se localizam preferencialmente em zonas em que a estratificação é sub-horizontal.

De modo semelhante ao que acontece nas Banjas, também na mina da Moirama o primeiro preenchimento filoniano de quartzo estéril das massas (N45-50), parece ter ocupado fracturas de corte ante-Estefanianas (Figs. 8 e 12-

A). Posteriormente, estas direcções rejogaram, também, como fracturas de tracção, aquando da deformação pós-Estefaniana, com preenchimentos de quartzo mineralizado.

Quanto aos trabalhos antigos, eles parecem corresponder, uns às direcções de fracturas de corte ante-Estefanianas, que rejogaram como fracturas de tracção pós-Estefanianas (N30-50), outros a direcções de fracturas de tracção ante-Estefanianas que rejogaram como fracturas de corte pós-Estefanianas (N80-90). Finalmente, um 3º grupo (N100-110) coincide com fracturas de corte relacionadas com a deformação ante-Estefaniana, que rejogaram na fase de distensão pós-Estefaniana (Fig. 11-A, cf. Fig. 8).

2.4.2.PINHEIRINHOS E CORGO (Sb-Au)

Estas minas localizam-se na antiforma do Precâmbrico ou Câmbrico? a oeste da ZCD, a menos de 1km, para oeste, da mina da Tapada, junto à estrada nacional 615, a cerca de 1km de Broalhos, no lugar da Lixa (ver Mapa 2 e Fig. 3), particularmente em alternâncias de xistos, quartzitos e conglomerados. Na área ocorrem diques de diabase.

Os dados apresentados na Tabela 1 (ver 2.2.) foram obtidos em arquivos mineiros. A galeria encontra-se actualmente inacessível. Observando as figuras 8 e 10-C (dados obtidos no Catalogo Descriptivo da Secção de Minas de Monteiro & Barata 1889 e em A. Carvalho 1969), podemos verificar que os filões mineralizados, que se enquadram nos 3 primeiros grupos de estruturas mineralizadas (NE-SW, E-W e N-S) (ver 2.2.3.), preenchem quer fracturas de tracção (N70) relacionadas com a deformação ante-Estefaniana que rejogaram como cisalhamentos esquerdos na deformação pós-Estefaniana, quer fracturas de tracção (N50) e fracturas de corte (N20) com jogo direito, relacionadas com a deformação pós-Estefaniana. Será mais lógico supor que os filões com direcção N90 preencham fracturas correspondentes ao rejogo pós-Estefaniano das fracturas de tracção da fase sarda.

2.4.3.TAPADA (Sb-Au)

A mina da Tapada localiza-se cerca de 650m a NW da mina de Ribeiro da Serra, também a oeste da ZCD, em formações do Precâmbrico ou Câmbrico (ver Mapa 2 e Fig. 3). Seguindo pela estrada marginal para Entre-os-Rios, passando Broalhos ao km17 vira-se à esquerda para a estrada nº615 (ver Fig. 94). Nesta área, como acontece no sector de Ribeiro da Serra-Alto do Sobrido, e em Pinheirinhos, minas muito próximas da Tapada, ocorrem diques de diabase (ver Fig. 94). Foi também assinalada a presença de uma rocha verde, que Sagon (UPMC, Paris, comunicação oral) considera uma provável rocha vulcânica muito alterada e cataclasada, constituída por quartzo, carbonatos e novelos de sericite correspondentes provavelmente a plagioclases alteradas (Est. 24, foto 5). Poderá ser equivalente ás rochas vulcânicas ácidas de Montalto (amostra 49M-ver 2.3.2.1).

Uma das galerias assinalada foi aberta em alternâncias de quartzitos e xistos, ao longo de um eixo de dobra com orientação N128 (Fig. 54, galeria 2 com localização na Fig. 94), relacionada com a deformação pós-Estefaniana. Os filões N90 referidos na literatura (Rabie 1963) poderão corresponder ao rejogo de fracturas de tracção originadas pela fase sarda. Na verdade, como já referimos, as direcções E-W são mais frequentes nesta zona do Precâmbrico ou Câmbrico? a oeste da ZCD (Fig. 11-C).

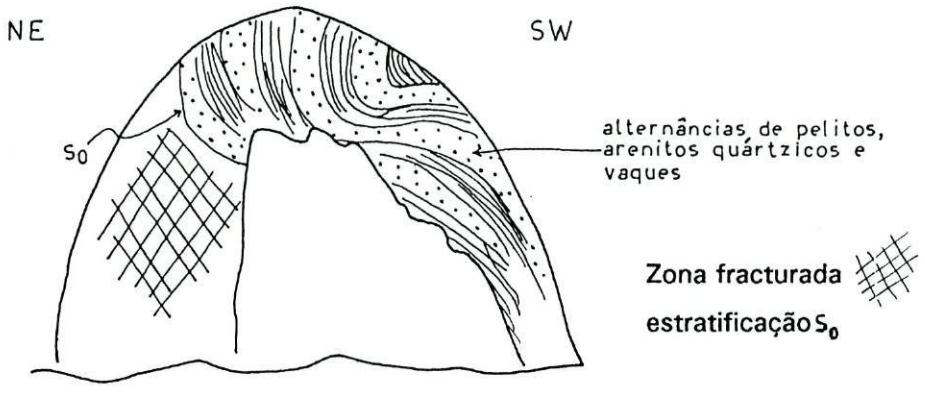


Fig. 54 - Pequena galeria da mina da Tapada (assinalada como galeria 2 na Fig. 94).

2.4.4.RIBEIRO DA ESTIVADA (Pb-Zn)

O jazigo de Ribeiro de Estivada, localiza-se na freguesia de Sebolido, concelho de Penafiel, próximo da povoação de Estivada, na margem direita do rio Mau (afluente da margem direita do Douro). Inicialmente (Couto et al. 1990) designámos este jazigo por Poço Negro, nome atribuído ao local onde ocorre. Situa-se na Serra das Banjas, a sul da mina com o mesmo nome, no contacto do Arenig com o Lanvirniano (ver Mapa 2 e Fig. 96). Os trabalhos encontram-se inacessíveis, mas nas escombreiras ocorrem amostras mineralizadas. Tivemos acesso a um relatório efectuados por A. Carvalho numa campanha de reconhecimento (A. Carvalho 1966c). Os filões mineralizados com orientação N75 (A. Carvalho 1966c) (ver 2.2. Tabela 1 e Fig. 13-D), preenchem fracturas que foram rejogadas (tracção na deformação ante-Estefaniana, corte na pós-Estefaniana).

2.4.5.RIBEIRO DA LOMBA E RIBEIRO DA CASTANHEIRA (Pb-Zn-Ag)

Estes jazigos localizam-se a sul do rio Douro, a menos de 2km do jazigo de Terramonte (Mapa 2 e Fig. 90). A rocha encaixante é do mesmo tipo (ver 2.3.5.), mas os xistos carbonosos da unidade inferior são dominantes, mostrando, que o controlo litoestratigráfico não é restrito. Num primeiro trabalho (Couto et al. 1990), designamos este jazigo por Gondarém, por se localizar junto à povoação com o mesmo nome. Nos arquivos mineiros a mina é designada por Ribeiro da Lomba.

Ocorrem algumas galerias, geralmente utilizadas como minas de água pela população, ruinas das instalações da mina e escombreiras com amostras mineralizadas (Fig. 90).

Os filões com orientação N55 (Gaspar & Neiva 1967, M. Ferreira 1971) (cf. Fig. 8 e 13-B e C) podem corresponder, como já referimos a propósito de Terramonte (ver 2.3.5.2.), a fracturas pós ou mesmo ante-Estefanianas, que rejogaram mais recentemente. Poderão, ainda, estar relacionados com o sistema de falhas ocorrentes durante a fase tardia que deslocou a estrutura

principal, como pode ser observado, por exemplo na folha 13-B (Castelo de Paiva) da Carta Geológica de Portugal dos Serviços Geológicos de Portugal na escala de 1/50.000.

2.4.6.RIBEIRO DA PARADELA, PORTAL E CABRANCA (Sb-Au)

A concessão de Ribeiro da Paradela fica localizada na serra de Santo Antoninho, entre Santa Comba e Figueira, próximo de S.Julião, junto à povoação de Teso, no limite inferior da folha 123 (Valongo) da Carta Militar de Portugal do Serviço Cartográfico do Exército à escala 1/25.000 (ver Mapa 2, Figs. 3 e 99). Os trabalhos mineiros (Fig. 99) localizam-se nas orlas de metamorfismo de contacto dos granitos com as formações de idade Ordovícica, particularmente, em xistos mosqueados. Os dados apresentados na Tabela 1 - anexo 7 foram obtidos durante o trabalho de reconhecimento do jazigo.

O interesse destes pequenos filões reside no facto de se localizarem na margem da zona mineralizada principal, na proximidade dos granitos aflorantes com auréola de metamorfismo de contacto.

As minas de Portal e Cabranca localizam-se a sul do rio Douro. A primeira situa-se na freguesia da Lomba, concelho de Gondomar, distrito do Porto, a leste de Carvoal, na margem esquerda da ribeira de Portal, a cerca de 1km do Douro (ver Mapa 2, Fig. 3). A segunda localiza-se na margem direita do rio Arda (afluente do Douro), a 3 km de Pedorido, entre o limite da folha 134 (Foz do Sousa) e 144 (Caêndo - Feira) da Carta Militar de Portugal do Serviço Cartográfico do Exército à escala 1/25.000 (ver Mapa 2 e Fig. 3).

A mina de Portal encontra-se numa área de campos de cultivo, sendo difícil fazer qualquer observação, além da colheita de amostras mineralizadas, nas proximidades de uma galeria fechada. Em Cabranca, não conseguimos ter acesso aos trabalhos mineiros, devido ao estado da ponte de madeira que dá acesso á margem direita do rio Arda, onde se concentram os trabalhos. Em ambos os casos, as mineralizações encaixam em formações do Precâmbrico ou Câmbrico?, tendo sido assinaladas intercalações conglomeráticas.

Os dados fornecidos na Tabela 1 (anexo 7) foram obtidos no Catálogo Descriptivo da Secção de Minas (Monteiro & Barata 1889). Os filões mineralizados de Ribeiro da Paradela (Fig. 11-D, cf. Fig. 8) preenchem fracturas que podem ter sido geradas pela deformação ante-Estefaniana e rejogadas na fase de distensão da deformação pós-Estefaniana, como fracturas de tracção (N130) e como fracturas de corte com jogo esquerdo (N170). Na folha 9-D (Penafiel) da Carta Geológica de Portugal dos serviços Geológicos de Portugal na escala de 1/50.000, está representado um filão N40 preenchendo falhas relacionadas com a tectónica tardia (ver 2.2.2.), como acontece em Covas de Castromil. Em Portal (cf. Fig. 8 e 11-E), segundo informação do Catalogo Descriptivo da Secção de Minas (Monteiro & Barata 1889), os filões mineralizados enquadram-se em 3 grupos, correspondentes ao grupo ENE-WSW e N-S definidos no decurso deste trabalho (ver 2.2.3.):

N35, inclinando para SE

N50, inclinando para NW

N-S, inclinando para E

Em Cabranca (cf. Fig. 8 e 11-F), os filões N140 podem englobar-se no grupo dos N130 de Ribeiro da Paradela e os N70 preenchem fracturas que podem ter sido geradas por tracção, na deformação ante-Estefaniana, que rejogaram como fracturas de corte com jogo esquerdo, durante a deformação pós-Estefaniana. Foram assinaladas dobras com orientação N-S, às quais se associa uma clivagem tardia, por vezes preenchida por veios de quartzo (Fig. 55)

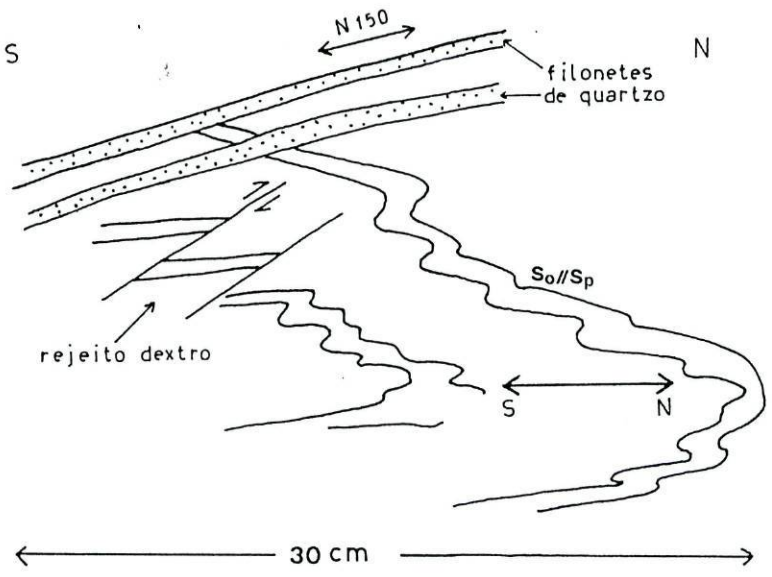


Fig. 55 - Dobras tardias no Precâmbrico ou Câmbrico? de Cabranca.

2.4.7.COVAS DE CASTROMIL (Au-As)

Estas minas localizam-se a leste de Recarei, a sul de Castromil (ver Mapa 2 e Fig. 100).

Os dados apresentados na Tabela 1 (ver 2.2.) foram obtidos durante um trabalho de reconhecimento e referem-se a um filão mineralizado. Observando as figuras 8 e 12-C, verifica-se que a direcção N100 se pode ter gerado como uma fractura de corte com jogo esquerdo, durante a compressão ante-Estefaniana, tendo rejogado como fractura de corte com movimento direito durante a distensão que se seguiu à compressão pós-Estefaniana. Na folha 9-D (Penafiel) da Carta Geológica de Portugal dos Serviços Geológicos de Portugal na escala de 1/50.000, estão assinalados nesta área, filões, com orientação N150 que poderão estar relacionados com os cisalhamentos gerados durante a fase de distensão da deformação pós-Estefaniana e outro de grande extensão com orientação média N40, que preenche falhas mais tardias que deformaram a estrutura principal (ver 2.2.2.).

2.4.8.CONCLUSÃO SOBRE O ESTUDO ESTRATIGRÁFICO E TECTÓNICO

Depois de efectuada a cartografia detalhada nos diferentes sectores seleccionados, foi possível verificar que as mineralizações ocorrem na maior parte das vezes em zonas de alternâncias de rochas de diferente competência (alternâncias do Arenig, alternâncias do Precâmbrico ou Câmbrico?).

A maioria dos trabalhos mineiros efectuados para a exploração do ouro, nomeadamente os trabalhos romanos (ver Mapas 3 e 6), assim como algumas galerias mais recentes (Ribeiro da Igreja, Vale do Inferno, Moirama e Banjas), encontram-se nas alternâncias do Arenig (alternâncias de pelitos e vaques). Nestes sectores, ou seja, no flanco normal e zona periclinal do Anticlinal de Valongo, o Arenig aflora com maior espessura do que no flanco inverso, onde dominam as mineralizações auri-antimoníferas. As mineralizações de Sb-Au encaixam quer nas alternâncias do Precâmbrico ou Câmbrico? (alternâncias de

pelitos/arenitos ou de conglomerados/pelitos), quer no Carbonífero, associadas à ZCD.

A propósito dos trabalhos romanos será importante referir, que ocorrem também, nas alternâncias do Precâmbrico ou Câmbrico? de Alto do Sobrido (Unidade de Alto do Sobrido). Nestas formações foram assinalados (mais a norte, na Unidade de Montalto) níveis de rochas vulcânicas.

Nas alternâncias vulcano-sedimentares do Arenig, é também de referir a existência de estratos com matéria orgânica, que correspondem a um metalotecto do ouro. Referimo-nos aos níveis negros, que são particularmente importantes na mina das Banjas, tendo sido também assinalados a norte, no jazigo de Ribeiro da Igreja, permindo verificar que estes estratos tem continuidade lateral (ver 2.3.4.1. e 4.4.2.).

Do ponto de vista do controlo estrutural das mineralizações, é importante referir que os filões preenchem direcções variadas, que dependem, em grande parte, da tectónica de fractura que se manifesta localmente. Verifica-se ter havido rejogo de fracturas, desde as relacionadas com a fase sarda, sendo os preenchimentos pós-Estefanianos.

Assim, a fracturação relacionada com a fase sarda que se manifesta no Precâmbrico ou Câmbrico?, a oeste da ZCD (zona pouco afectada por deformações posteriores), é a que controla os filões dos jazigos que ocorrem nesta área (Pinheirinhos, Tapada, Ribeiro da Serra). Imediatamente a leste da ZCD (nomeadamente, em Alto da Sobrido) o controlo é feito pela fracturação pós-Estefaniana.

É também frequente o controlo dos filões mineralizados por anticlinais gerados quer pela fase ante-Estefaniana (apenas S_0 sub-horizontal) quer pela fase pós-Estefaniana (S_0+S_P sub-horizontais).

Os filões mais abertos e mais importantes, com orientação NNE-SSW, correspondem ao preenchimento de fracturas de tracção da compressão pós-Estefaniana. O conjunto das direcções filonianas pode ser interpretado como correspondendo à sobreposição das duas fases de dobramento principal e às fases de distensão que as seguem. Uma tectónica tangencial tardia é importante neste sector.

O metamorfismo regional que acompanha a fase de dobramento principal ante-Estefaniano é de baixo grau nas fácies detríticas finas e de muito baixo grau nas rochas detríticas mais grosseiras (limite epizona-anquizona). Não destruiu as estruturas sedimentares nem o conteúdo paleontológico.

2.5.GEOQUÍMICA DAS ROCHAS

A caracterização geoquímica (traços) das rochas encaixantes teve por finalidade a pesquisa de pré-concentrações metálicas (ouro e antimónio em particular), em determinados níveis da série Paleozóica.

Efectuamos, a análise de rochas encaixantes, amostradas sistematicamente, quer na proximidade dos filões, quer em zonas mais afastadas. As análises do ouro e de mais onze elementos traço (prata, arsénio, bismuto, cobalto, crómio, cobre, níquel, chumbo, antimónio, tungsténio e zinco), foram efectuadas na COGEMA, por espectrometria de absorção atómica, depois da dissolução de 25g de amostra moída a 40μm (moagem não poluente em moinho de aneis AUREC com caixa de agata). No que se refere à análise dos elementos maiores, efectuadas no MLMGFCP, devido a uma série de imprevistos, foi apenas analisado o Si por gravimetria e o Ti por espectrofotometria (colorimetria).

Por outro lado, e ainda no que diz respeito à análise de elementos maiores, seleccionamos sete litótipos de natureza particular, englobando diabases, níveis vulcano-sedimentares e epiclastitos, que foram analisadas por fluorescência de raios X sobre pérolas, na Escola de Minas de St Etienne.

2.5.1.Análise de elementos menores, Si e Ti de rochas encaixantes

Foi efectuada a análise química de 53 amostras de rochas encaixantes, consideradas como potenciais fontes ou armadilhas da mineralização. Em alguns casos foi possível separar a matriz dos clastos, daí termos um total de 69 análises (Tabela 4 - anexo 6).

A - Amostras analisadas

Precâmbrico ou Câmbrico?

Associação litológica superior da Unidade de Montalto

- 100M - 112M conglomerado com elementos dominantemente quartzosos, da galeria 1 de Montalto (ver 2.3.2.1., anexo 2.4. e anexo 4.1.),

- $114M_1$ - 121M conglomerado com elementos quartzosos, de um afloramento, em corte praticamente perpendicular ao contacto com o Carbonífero, partindo de Monte Alto (ver Mapa 4 e anexo 4.1).

- 53M - conglomerado com elementos quartzosos e alguns de xisto e matriz de aspecto grauvacóide, colhido nas proximidades da mina de Montalto, a norte da galeria 3 (ver Mapa 4)

Unidade de Alto do Sobrido

- 140AS e 141AS - alternâncias de xisto e quartzito (com cristais de pirite oxidada), encaixantes de filão em Alto do Sobrido (ver Mapa 5 e anexo 4.2.).

Ordovícico - Alternâncias do Arenig:

- 50VI - 64VI - alternâncias de níveis gresosos com níveis lutíticos, vulcano-sedimentares (cf. 2.3.1.1.), com pirite abundante, colhidas na galeria de Vale do Inferno (ver anexo 2.3.).

Carbonífero

- 122M - 125M - amostras de depósitos fluviais anastomosados, correspondentes a conglomerados poligénicos, colhidas em Montalto, na zona da mina de carvão de Salgueira (ver 2.3.2.1., Mapa 4)

- 136AS - 139AS - amostras da brecha de base, colhidas na zona mineralizada da mina de Alto do Sobrido (ver 2.3.2.1., Mapa 5 e anexo 4.2.)

- 200M - fácies que se encontra no mesmo nível estratigráfico da brecha de base, mas que corresponderá provavelmente a uma escoada de barro, colhida em Montalto, a NE de Conchadas (ver 2.3.2.1., Mapa 4).

Pirite das Banjas

- 46B - amostra de pirite colhida no piso superior da galeria, na intersecção da camada negra com a falha N170 (ver 3.2.4.3.).

B - Interpretação dos resultados

Os resultados obtidos e os limites de detecção (Au=10 ppb; Ag=0.5ppm; As=10ppm; Bi=5ppm, etc), encontram-se na Tabela 4 - anexo 6. O W (limite detecção=10ppm) e o Bi (limite de detecção=5ppm) nunca foram detectados em valores significativos. Como termo de comparação apresentamos os "clarkes" de arenitos e "shales" (em ppm) segundo Turekian & Wedepohl (1961).

elementos	Arenitos	"shales"	elementos	Arenitos	"shales"
Au	0.00x	0.00x	Cu	x.	45
Ag	0.0x	0.07	Ni	2	68
As	1	13	Pb	7	20
Co	0.3	19	Sb	0.0x	1.5
Cr	35	90	Zn	16	95

A brecha de base do Carbonífero do sector de Alto do Sobrido é, sem dúvida, o encaixante mais favorável, com teores em ouro bastante significativos, chegando a atingir 2g/t (cf. Tabela 4 - anexo 6). São amostras da zona mineralizada, colhidas próximas do contacto do Câmbrico ou Precâmbrico? (Unidade de Alto do Sobrido) com o Carbonífero. Nas amostras correspondentes às alternâncias da Unidade de Alto do Sobrido, que foram colhidas na mesma zona (ver 4.2. - anexo 4) e correspondem ao encaixante do filão, os teores em ouro são também bastante anómalos. O xisto (amostra 141AS) apresenta maior anomalia em ouro do que o quartzito (amostra 140AS).

Será interessante referir que, em contrapartida, os conglomerados do Carbonífero, correspondentes a depósitos fluviais anastomosados, não forneceram teores comparáveis à brecha de base.

Relativamente aos conglomerados da Associação litológica superior da Unidade de Montalto, muito pouco anómalos, podemos constatar que neles o ouro, a prata e o arsénio se concentram, essencialmente, no seio da matriz.

As alternâncias do Arenig de Vale do Inferno embora não apresentem teores elevados, dão um "background" superior ao "clarke" do ouro.

Precâmbrico ou Câmbrico?

1 - Conglomerados da Associação litológica superior da Unidade de Montalto

Podemos verificar que estes conglomerados não apresentam anomalias significativas relativamente aos elementos analisados, a não ser no contacto com os filões mineralizados.

Assim, nas doze amostras colhidas dentro da galeria 1 de Montalto (anexo 4.1.), foi possível em sete delas separar a matriz dos clastos. Das vinte e duas análises efectuadas, (Tabela 4 - anexo 6), apenas a matriz do conglomerado 100M, colhida junto ao tecto do filão, contém 13ppb de Au. Poderemos assim considerar que, à partida, não existe pré-concentração aurífera nestas rochas. Em contrapartida, o antimónio apresenta teores

significativos, praticamente, em todas as amostras (0-155ppm, sendo a média de 57.8ppm), embora inferiores aos da brecha de base do Carbonífero. Os histogramas referentes à distribuição deste elemento (Fig. 56), assim como do arsénio (Fig. 57), apesar de imperfeitos, devido ao pequeno número de medidas, correspondem, a uma curva de distribuição assimétrica. É possível observar, que não existe um enriquecimento em Sb nas rochas em contacto com o filão, havendo pelo contrário um decrescimo regular destes elementos, à medida que se aproximam do mesmo (Fig. 58). O mesmo acontece com o As.

A prata foi detectada na matriz grosseira (2.1ppm) e na matriz fina (2.7ppm) da amostra 104M. Esta amostra corresponde a um conglomerado com características diferentes dos outros. É matriz-suportado, os elementos são de pequenas dimensões (7mm-1.5cm), quartzosos e encontram-se orientados segundo os planos de estratificação. A matriz, laminada, com níveis de granulometria mais fina de cor negra alternando com níveis de granulometria mais grosseira avermelhados, é por vezes atravessada por filonetes de um mineral de alteração. O seu estudo não foi ainda efectuado, mas é provável que este mineral tenha resultado da alteração de sulfossais (?) podendo assim os filonetes mineralizados (?) estar relacionados com os teores em Ag.

Observando o diagrama de correlação As/Sb (Fig. 59), é possível verificar, que no caso da amostra anteriormente referida (104M), as maiores concentrações em Sb e As ocorrem na matriz fina, as intermédias na matriz grosseira e as mais baixas nos clastos. O mesmo sucede com Ag (–, 2.1, 2.7ppm), Co (6, 10, 17ppm), Cu (25, 79, 89ppm), Ni (38, 40, 52ppm), e Zn (44, 57, 97ppm). Os teores em Cr seguem uma evolução diferente, provavelmente devido à ocoorrência de contaminação (provocad pelo moinho de maxilas), ou devido à presença de clastos de rochas máficas mais ricas em Cr. No mesmo diagrama, em que se excluiu a amostra 104M (como vimos com características diferentes das restantes), sobressai uma correlação positiva (r=0.72), entre o antimónio e o arsénio (Fig. 60).

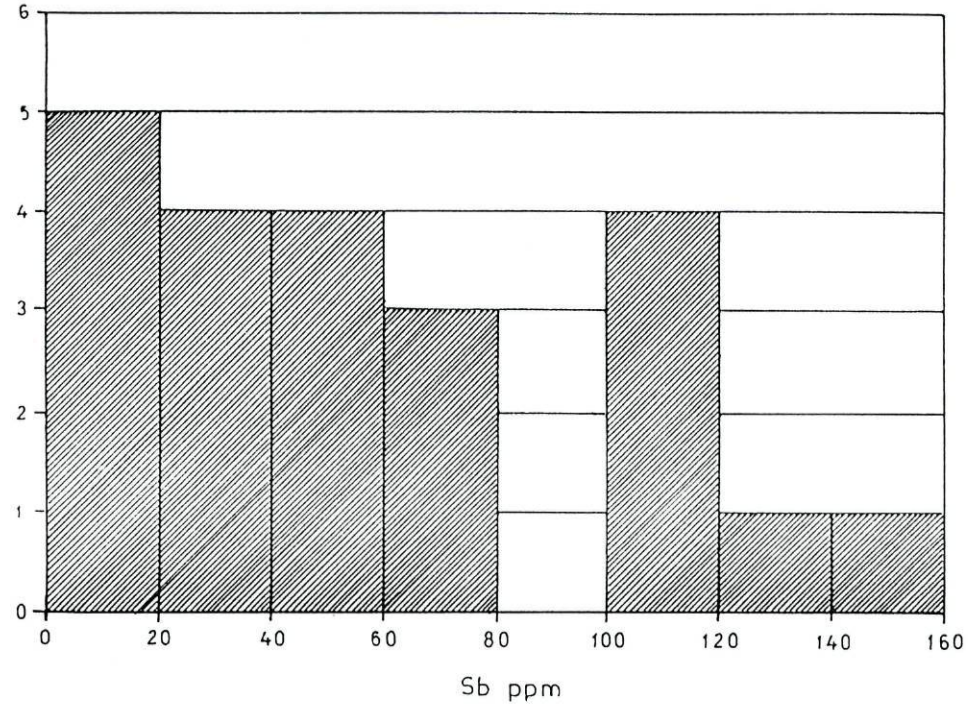


Fig. 56 - Distribuição dos teores em Sb no conglomerado da Unidade de Montalto (galeria 1).

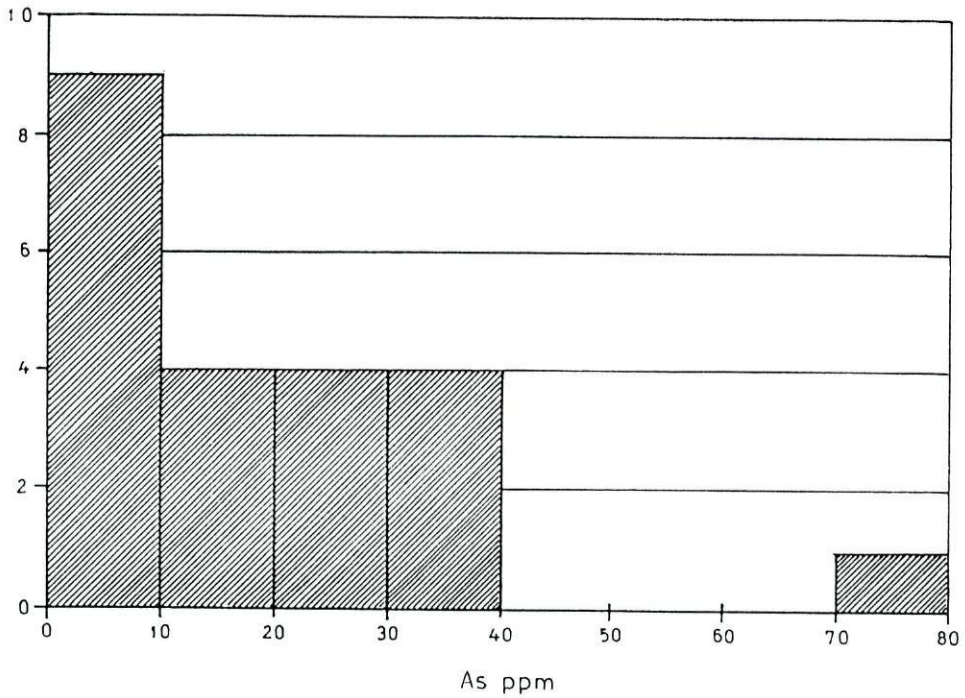


Fig. 57 - Distribuição dos teores em As no conglomerado da Unidade de Montalto (galeria 1).

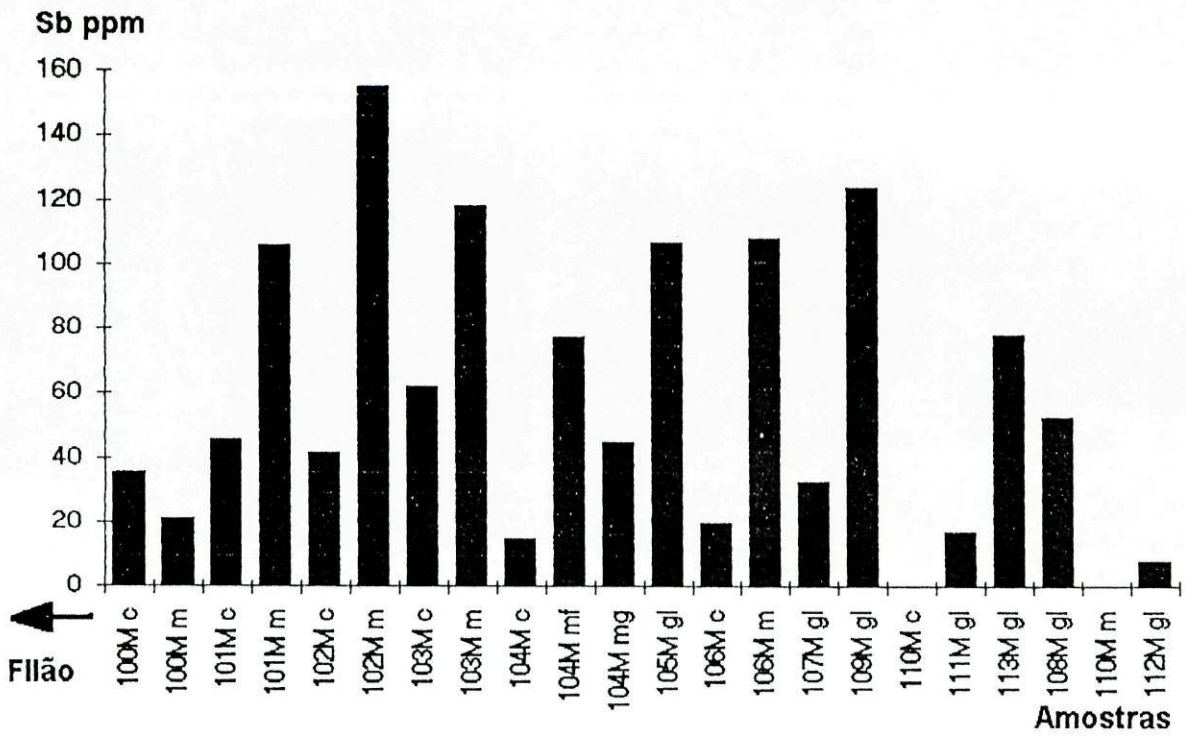


Fig. 58 - Decréscimo uniforme do teor em antimónio ao aproximar-se do filão (amostras 100Mc a 112Mgl).

Relativamente às amostras colhidas em afloramento a sul de Salgueira, num perfil efectuado para leste, a partir de Monte-Alto (Mapa 4), foi possível separar a matriz dos clastos apenas em duas das oito amostras colhidas. Em três delas, uma vez que há alternância de níveis de conglomerados clasto-suportados e níveis de matriz grauvacóide (por vezes com clastos dispersos de pequenas dimensões), as análises foram efectuadas globalmente e na matriz. Dois conglomerados clasto-suportados e um siltito cinzento (amostra $117M_2$ correspondente a níveis de sedimentação mais fina intercalados nos conglomerados, com abundantes palhetas de moscovite) deram anomalias em ouro (14, 13 e 41ppb, respectivamente). Os conglomerados clasto-suportados, apresentam elementos essencialmente quartzosos e, muito raramente,

elementos de xisto de cor escura, sendo a matriz ou siltítica por vezes xistenta de cor negra ou gresosa de cor cinza-clara. Poderá o ouro estar relacionado com os clastos de cor negra e com os níveis mais finos de silte? A matriz siltítica ($114M_2$) e a matriz gresosa ($118M_1$ e 121M) não forneceram teores detectáveis.

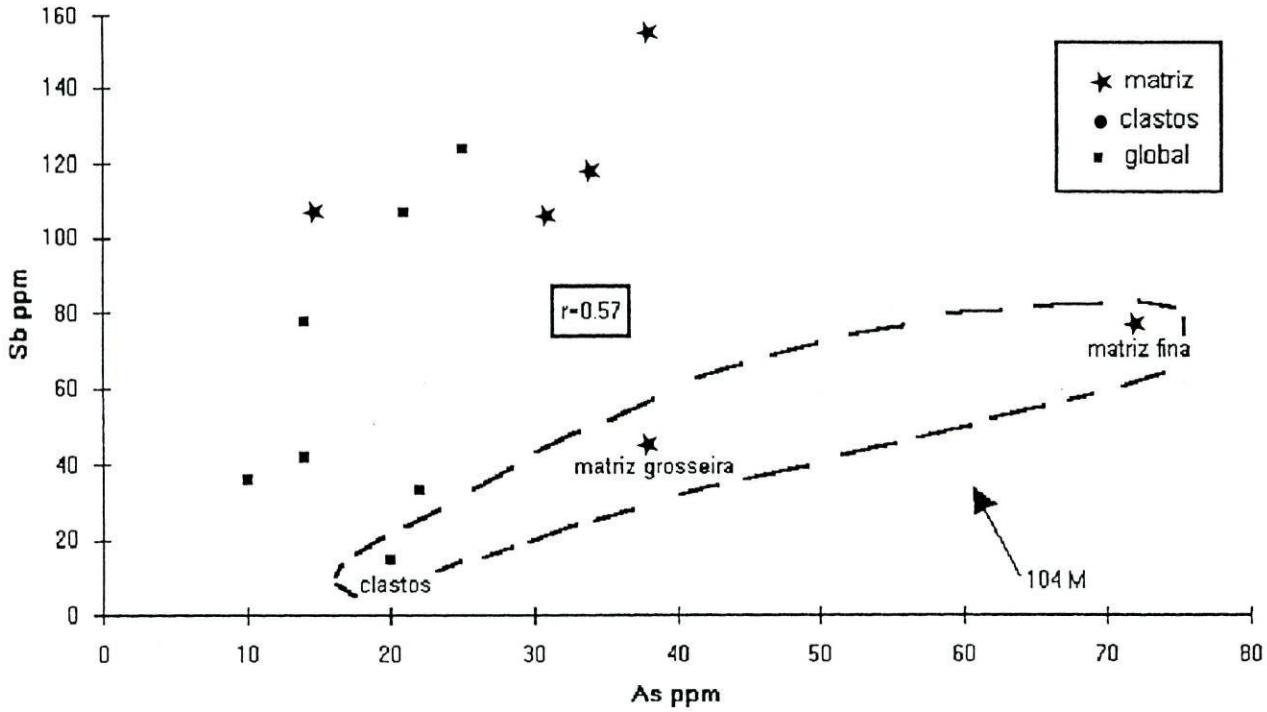


Fig. 59 - Diagrama de correlação As-Sb aplicado ao conglomerado da Unidade de Montalto (amostras da galeria com teores significativos em As e Sb).

A amostra 53M é também um conglomerado da Associação litológica superior da Unidade de Montalto, com elementos de quartzo e alguns de xisto, com níveis em que domina a matriz siltítica. Apesar de se referir a uma amostra da zona da mina, deu baixos teores em Au, As e Sb (Figs. 61 e 62).

Uma vez que o Sb e Pb (cf. Tabela 4 - anexo 6) apenas ocorrem nas amostras da galeria, não tendo sido assinalados em qualquer das 14 amostras da superfície, mais afastadas da zona mineralizada, poderíamos ser levados a concluir que tais teores se devem à contaminação pelo filão, mas, uma vez que as amostras no interior da galeria não apresentam enriquecimento nos encostos, poderemos pensar em duas outras hipóteses:

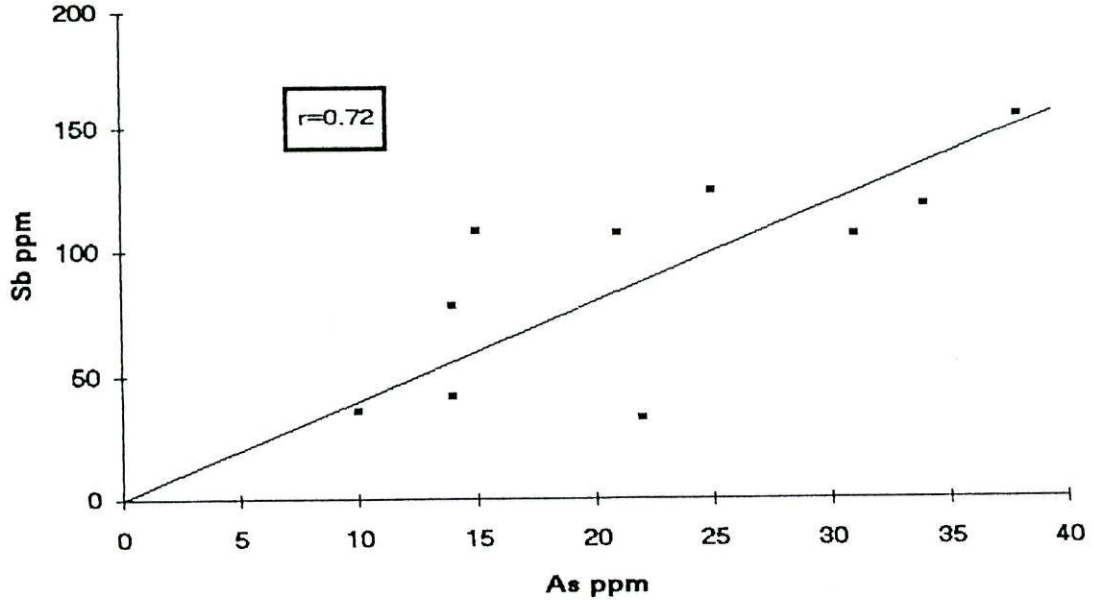


Fig. 60 - Diagrama de correlação As-Sb aplicado ao conglomerado da Unidade de Montalto (amostras da galeria com teores significativos em As e Sb, com exclusão da amostra 104M).

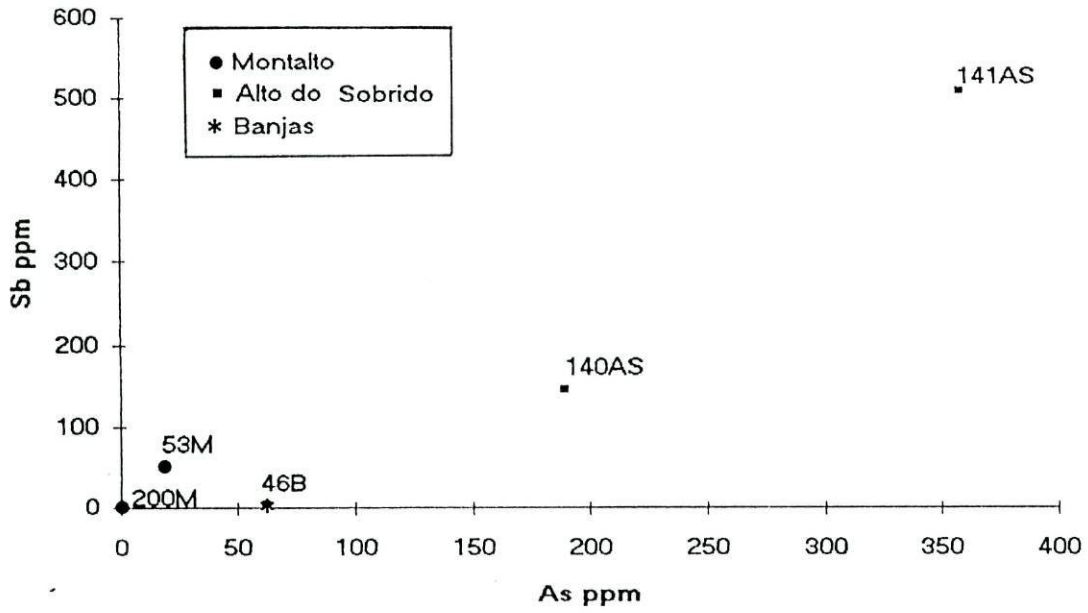


Fig. 61 - Diagrama As-Sb aplicado aos teores de rocha total. Devido ao pequeno número de análises destes diferentes tipos de rochas, projectamos os dados num mesmo diagrama, com a finalidade de comentar os teores de cada uma delas.

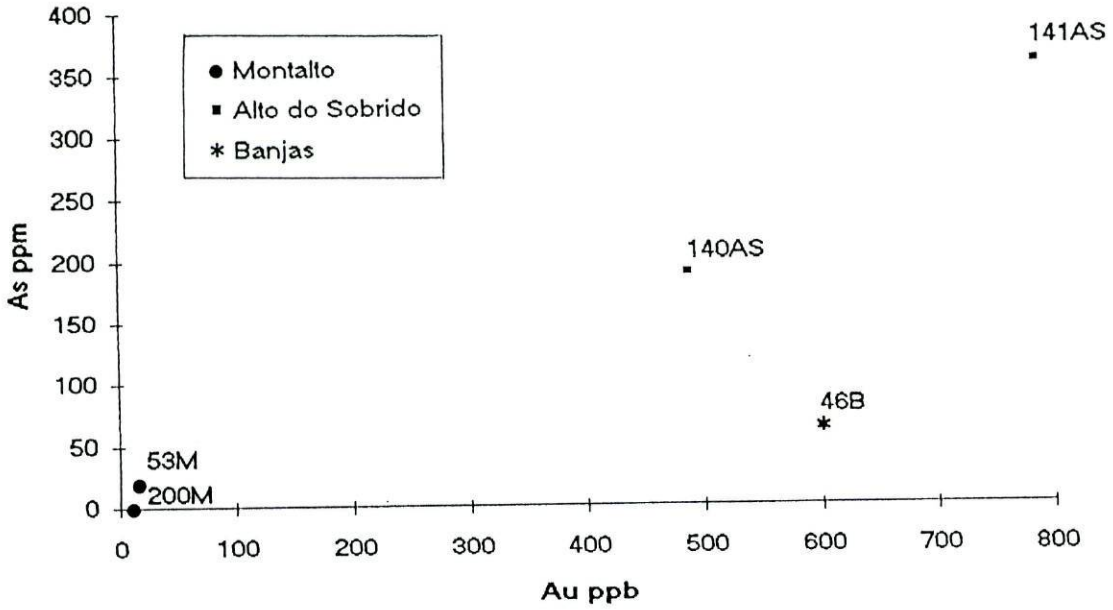


Fig. 62 - Diagrama Au-As aplicado aos teores de rocha total. Devido ao pequeno número de análises destes diferentes tipos de rochas, projectamos os dados num mesmo diagrama, com a finalidade de comentar os teores de cada uma delas.

1)lexiviação parcial da maior parte dos metais, por alteração meteórica, mais avançada à superfície do que na galeria;

2)os níveis e/ou fácies da formação conglomerática, amostrados na galeria e em superfície não são os mesmos;

Os teores dos chamados elementos móveis (Zn, Sb, Pb, cujos teores são inferiores aos "clarkes" nos arenitos) são mais baixos nas amostras de superfície, do que os teores dos elementos mais estáveis (Ni, Cr), o que pode favorecer a hipótese de uma lexiviação meteórica. Será ainda de referir que, nas amostras de superfície, registamos três anomalias em ouro, enquanto a prata, elemento mais móvel que o ouro, não foi detectada.

O mesmo raciocínio poderá ser feito para o Cr, Ni e Zn que também são anómalos nas amostras da galeria, se bem que o Cr também dê teores detectáveis, embora mais baixos nas amostras da superfície (como já referimos devido a provável contaminação na moagem ou à ocorrência de rochas com minerais ferro-magnesianos).

2 - Alternâncias da Unidade de Alto do Sobrido

Como referimos inicialmente, depois da brecha de base do Carbonífero, é nestas alternâncias que ocorrem as maiores anomalias. Correspondem ao encaixante do filão, colhido em afloramento (ver Fig. 52) na zona da mina de Alto do Sobrido. O xisto (amostra 141AS), apresenta maiores anomalias, em ouro, prata, arsénio e antimónio, que o quartzito (Fig. 61 e 62).

Ordovícico - Alternâncias do Arenig

Foram analisadas 14 amostras, colhidas junto ao filão, ao longo da galeria de acesso de Vale do Inferno (ver anexo 2.3.). Como já referimos, apesar de as anomalias em ouro não serem muito elevadas, são evidentes. Além deste metal, foram tmbém detectados o As, o Pb e em menor quantidade o Sb.

Analisando os histogramas referentes à distribuição do ouro e do arsénio (Figs. 63 e 64) podemos verificar que os teores apresentam uma certa constância e maior frequência nos valores médios. Não estamos pois em presença de valores erráticos (se assim fosse poderiam ser atribuídas à contaminação pelo filão). Podemos pois considerar, que as anomalias em ouro e arsénio estão relacionadas com a litologia (tendo também em conta que as amostras foram colhidas ao longo do filão e não dão grandes teores). No que diz respeito ao antimónio (Fig. 65), o histograma, apesar de corresponder a um pequeno número de medidas, mostra uma distribuição lognormal, indicando assim a existência de pré-concentração deste elemento nos litótipos.

Os diagramas de correlação Au, As, Sb mostram que o ouro está mais ligado aos níveis gresosos (arenitos quártzicos - quartzitos - e vaques) que aos pelíticos (Figs. 66-A, 67-A e 68-A). Entre os maiores teores em ouro, salientam-se rochas que têm semelhanças com as estruturas auríferas das Banjas: 52VI (arenito quártzico cinzento), 53VI (com camada negra milimétrica e sem Sb) e 54VI (com pirite e quartzo cavernoso). O arsénio e o antimónio (Figs. 66-A e 67-A) têm um comportamento semelhante ao do ouro, concentrando-se também nos níveis gresosos, o que pode levar a admitir a existência de pré-concentrações nestas rochas. Nos mesmos diagramas, eliminando as amostras com teores abaixo do limite de detecção (Figs. 66-B, 67-B e 68-B), verifica-se que não existe correlação entre As e Sb (r=0.13), mas evidencia-se uma tendência para uma correlação positiva entre Au e As e também entre Au e Sb.

Apesar de estas anomalias não serem tão fortes como na brecha de base do Carbonífero, podemos argumentar a existência de pré-concentração dos metais, por um lado, pelo facto de os teores não serem erráticos, como aconteceria no caso de haver contaminação pelo filão e por outro lado, porque noutras rochas também colhidas junto ao filão, em que existem níveis de diferente competência, os teores são nulos.

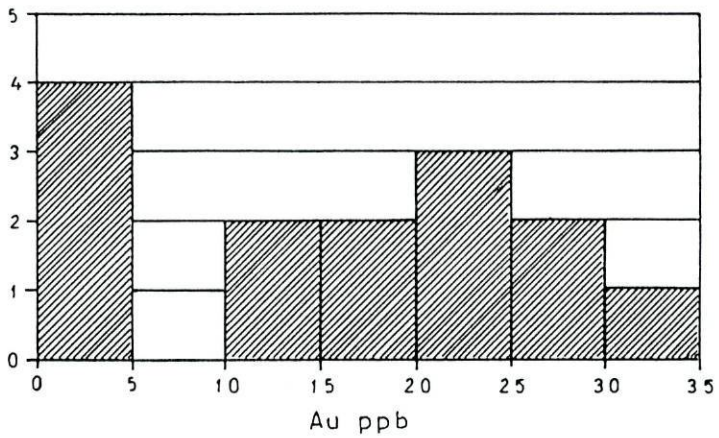


Fig. 63 - Distribuição dos teores em Au nas alternâncias do Arenig (galeria de Vale do Inferno).

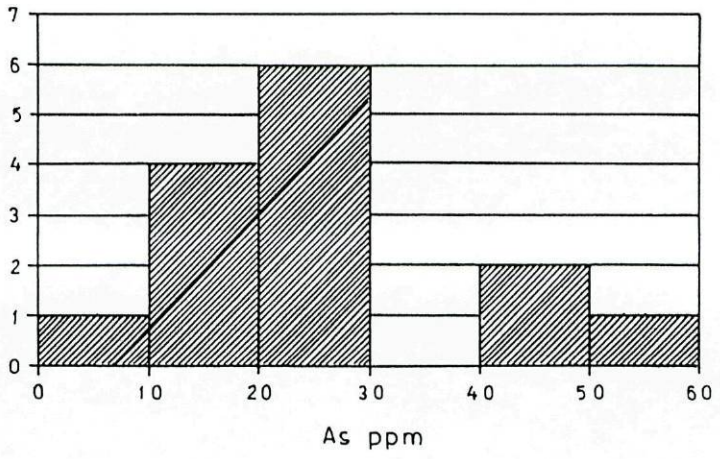


Fig. 64 - Distribuição dos teores em As nas alternâncias do Arenig (galeria de Vale do Inferno).

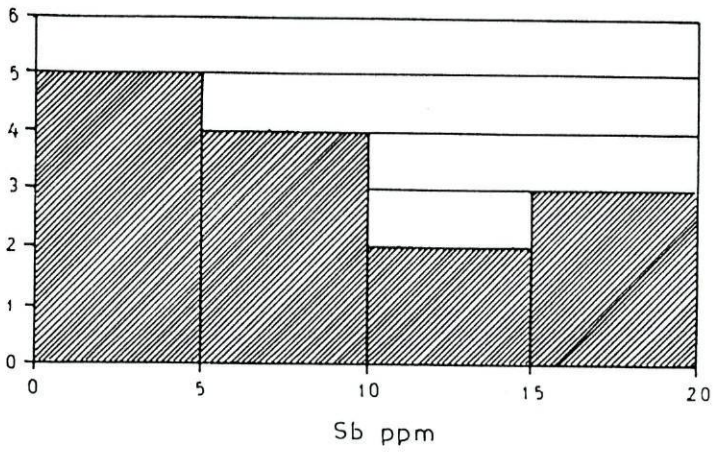


Fig. 65 - Distribuição dos teores em Sb nas alternâncias do Arenig (galeria de Vale do Inferno) com tendência para uma correlação positiva entre Au e As (r=0.44) e entre Au e Sb (r=0.59).

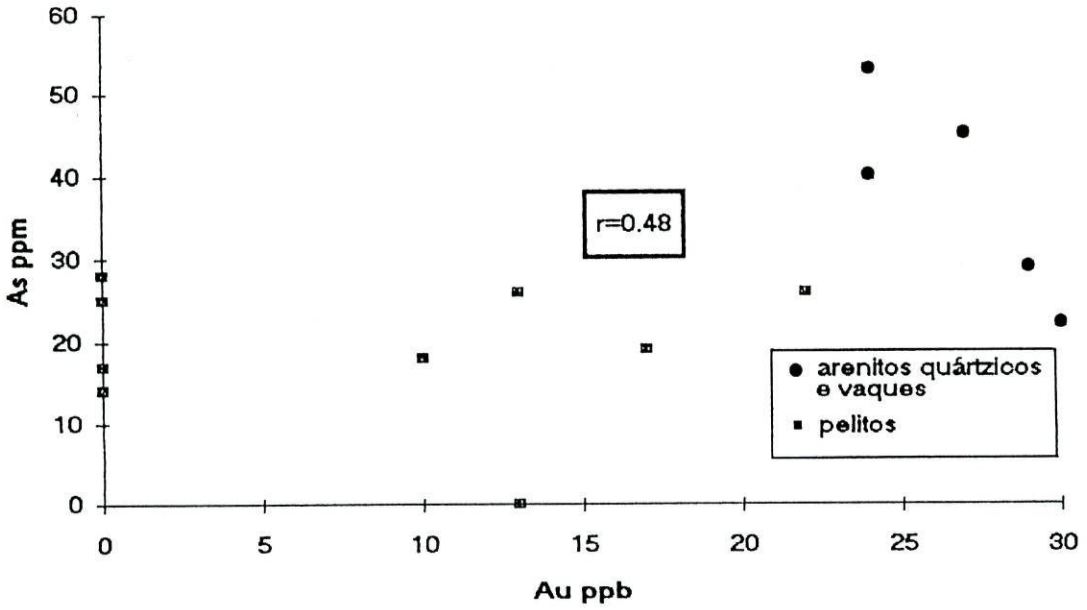


Fig. 66A - Diagrama Au-As aplicado às alternâncias do Arenig de Vale do Inferno.

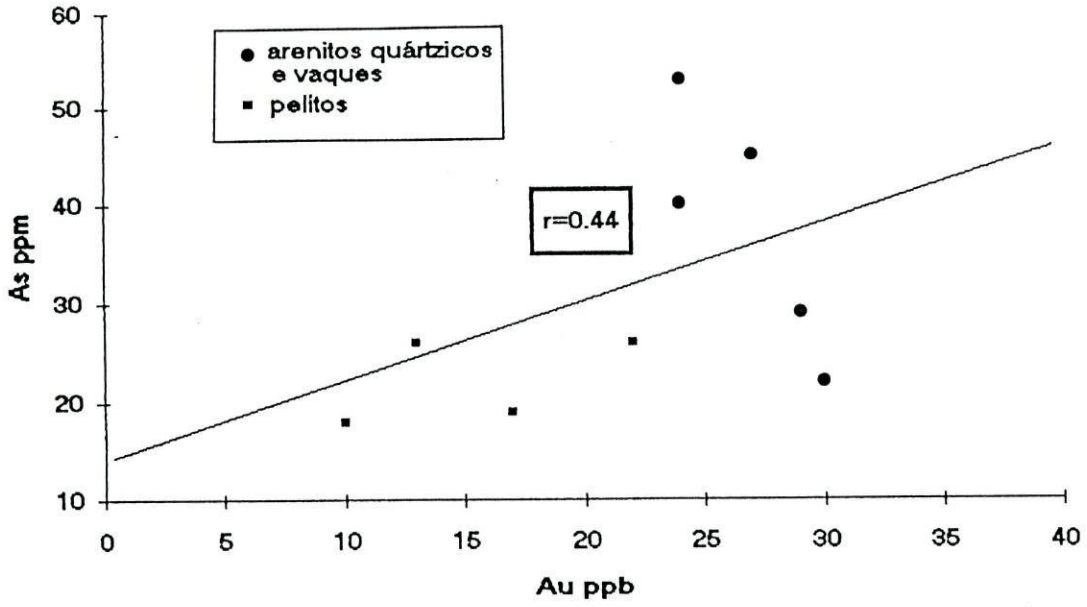


Fig. 66B - Diagrama Au-As aplicado às alternâncias do Arenig de Vale do Inferno (excluindo as amostras com teores inferiores ao limite de detecção).

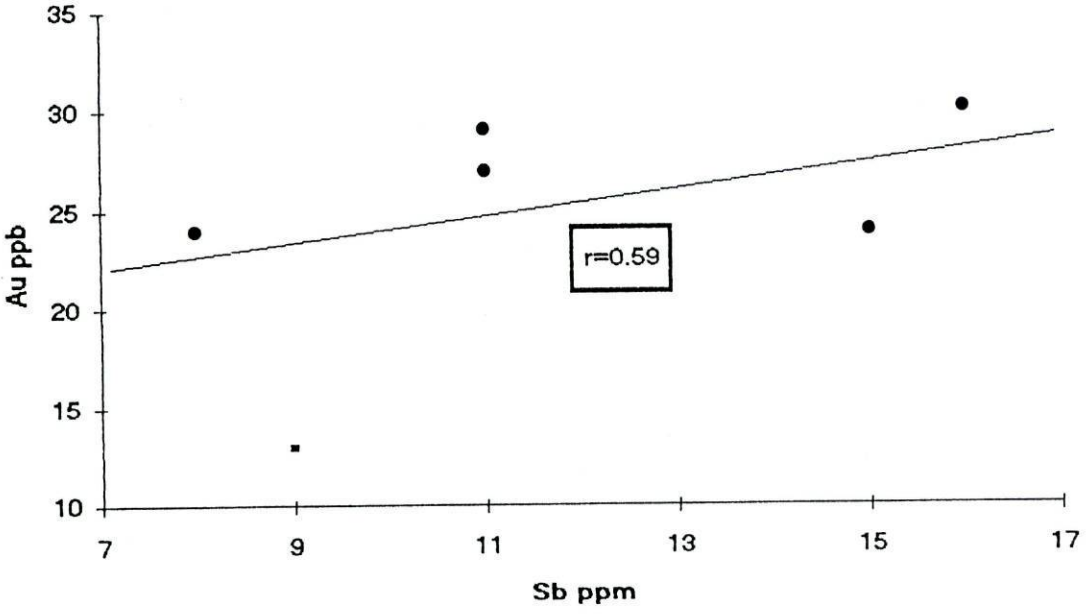


Fig. 67A - Diagrama Sb-Au aplicado às alternâncias do Arenig de Vale do Inferno.

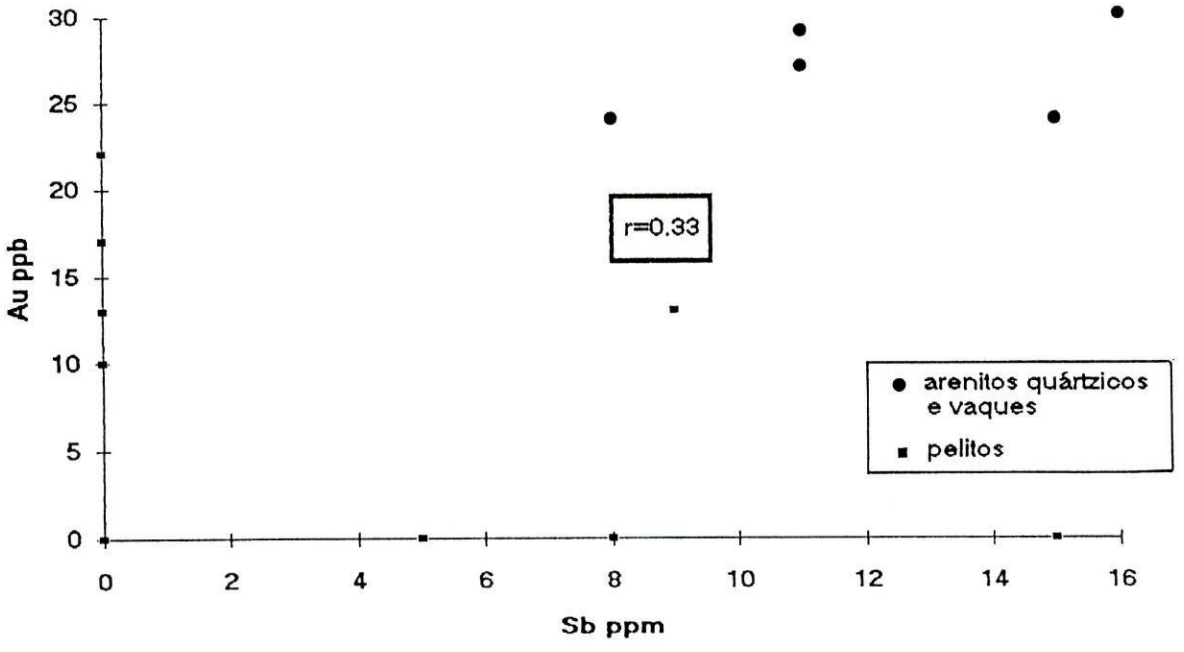


Fig. 67B - Diagrama Sb-Au aplicado às alternâncias do Arenig de Vale do Inferno (excluindo as amostras com teores inferiores ao limite de detecção).

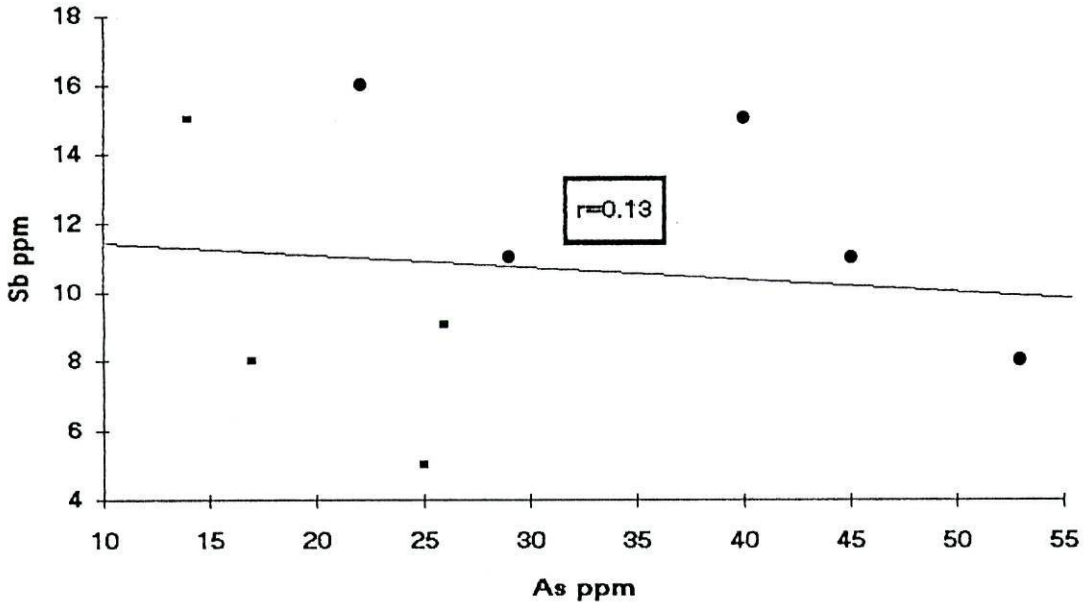


Fig. 68A - Diagrama As-Sb aplicado às alternâncias do Arenig de Vale do Inferno .

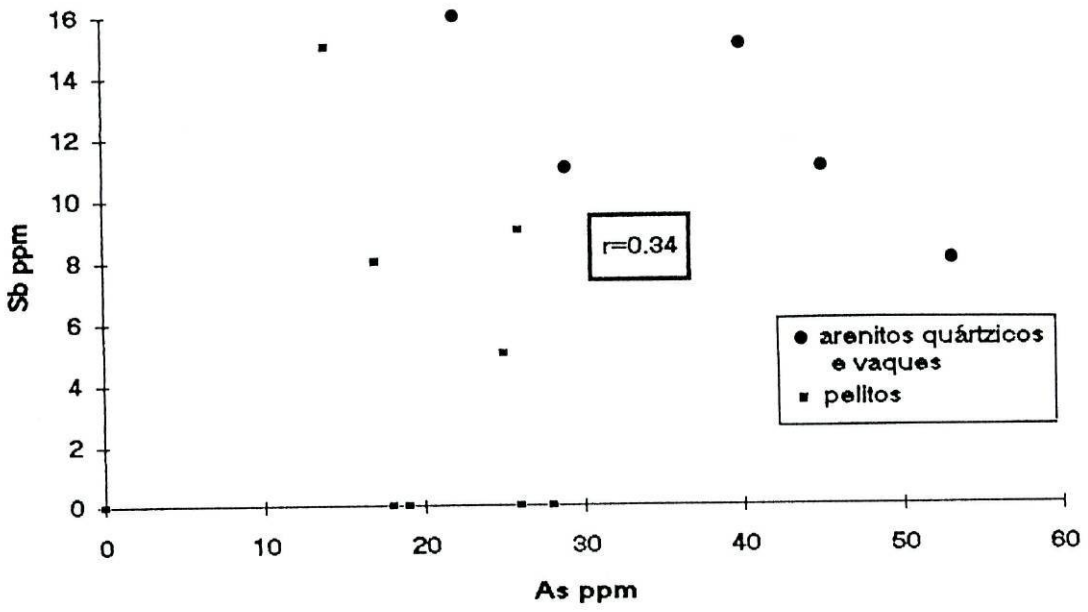


Fig. 68B - Diagrama As-Sb aplicado às alternâncias do Arenig de Vale do Inferno (excluindo as amostras com teores inferiores ao limite de detecção).

Carbonífero:

Brecha de base de Alto do Sobrido

Como já referimos, a brecha de base do Carbonífero, forneceu os mais importantes teores (entre as rochas analisadas) em Au, As, Sb e Pb (Tabela 4 - anexo 6). As amostras foram colhidas em afloramento, ao longo da galeria 2 da mina de Alto do Sobrido, portanto na zona das estruturas mineralizadas, junto ao contacto com o Precâmbrico ou Câmbrico?.

Como acontece em Vale do Inferno, os histogramas mostram que os teores não são aleatórios, mas que estamos em presença de uma população, argumento que, à partida, permite considerar uma origem singenética dos metais.

Foram analisadas nove amostras. Observando os diagramas de correlação aplicados aos teores em Au, As e Sb (Figs. 69-A, 70, 71), podemos verificar que há principalmente três amostras que se salientam do conjunto. Existe uma boa correlação entre Au e As (cf. Fig. 69-A; r=0.84). Depois de suprimir essas três amostras, com altos teores em Au e outros metais, em que se observa uma influência da proximidade do filão (sulfuretos visíveis mais ou menos oxidados, filonetes de quartzo), as seis restantes, ainda com fortes anomalias em Au, formam uma população no sentido estatístico do termo (Fig. 69-B). Estes resultados são comparáveis à distribuição dos teores em Au (não erráticos) das alternâncias de Vale do Inferno e dos conglomerados de Montalto e Alto do Sobrido. Em contrapartida não existe correlação entre Au e Sb e entre As e Sb (Figs. 70 e 71).

A amostra $137AS_B$ com 2ppm de Au e 741ppm de As, corresponde à brecha de base, recortada por veios de quartzo com cavidades de dissolução de arsenopirite e/ou pirite, semelhante ao quartzo aurífero das Banjas.

A amostra 139AS rica em Au (740ppb), Sb (1731ppm) e Pb (1740ppm), colhida no contacto cavalgante com o Precâmbrico ou Câmbrico?, corresponde a uma brecha rica em óxidos de ferro. Poderá ter ocorrido concentração supergénica destes metais.

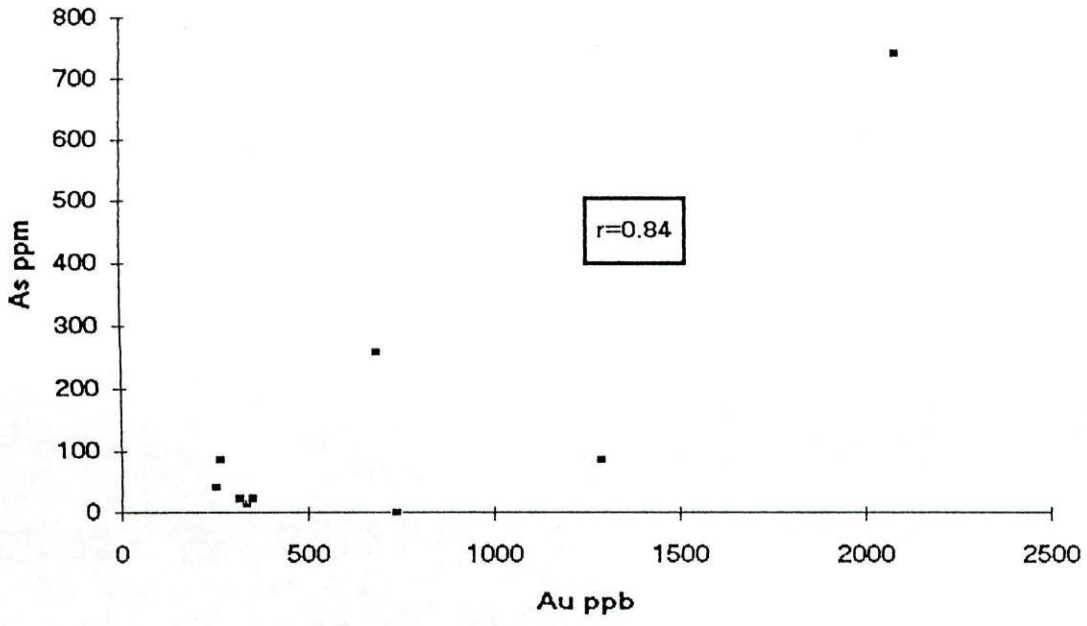


Fig. 69A - Diagrama Au-As aplicado à brecha de base do Carbonífero de Alto do Sobrido.

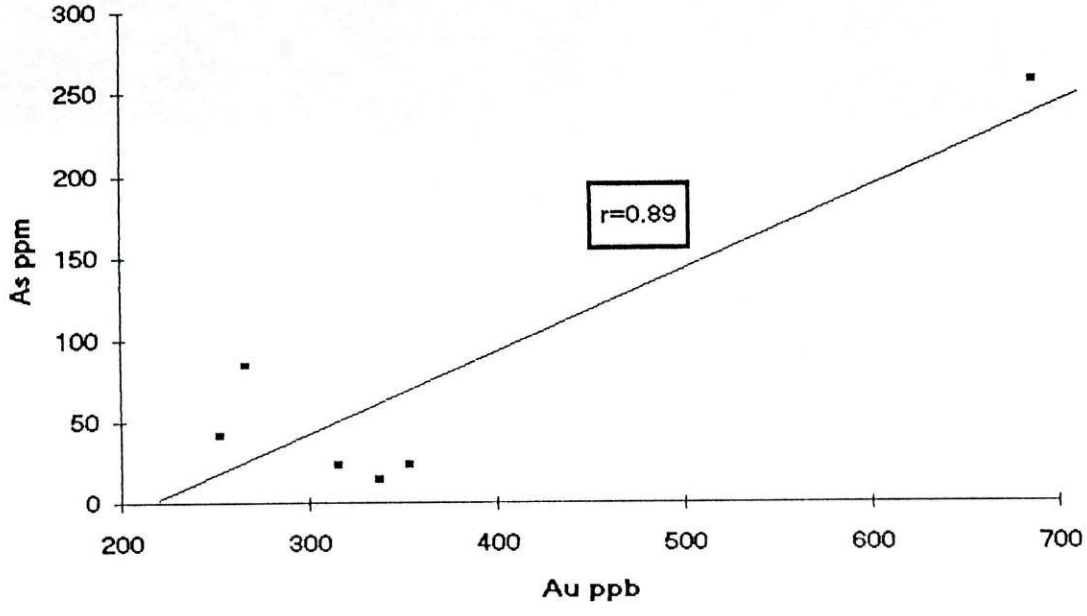


Fig. 69B - Diagrama Au-As aplicado à brecha de base do Carbonífero de Alto do Sobrido (excluindo três amostras com sulfuretos visíveis).

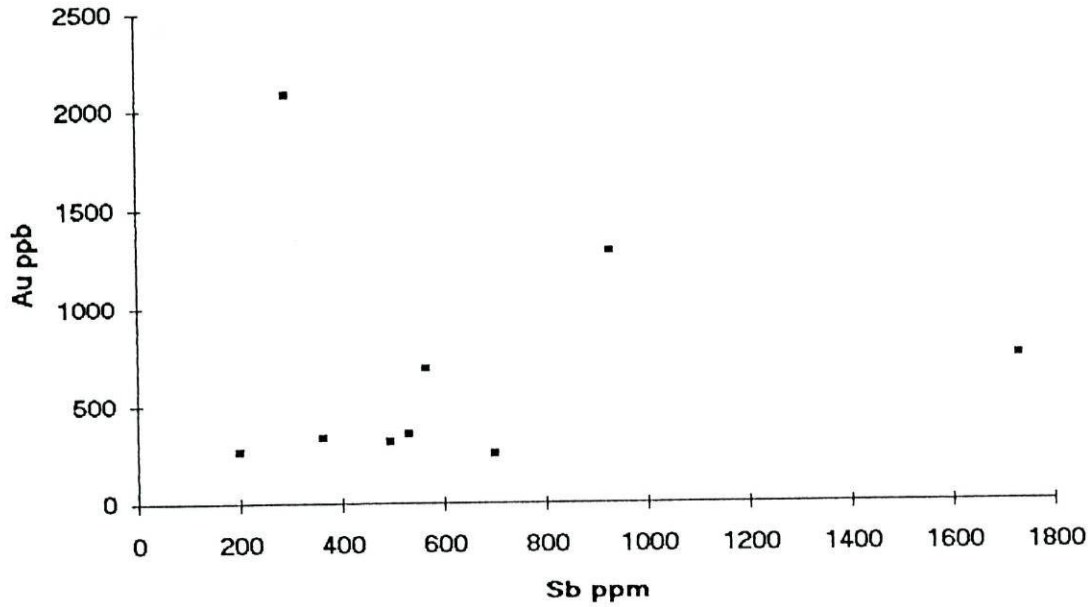


Fig. 70 - Diagrama Sb-Au aplicado à brecha de base do Carbonífero de Alto do Sobrido.

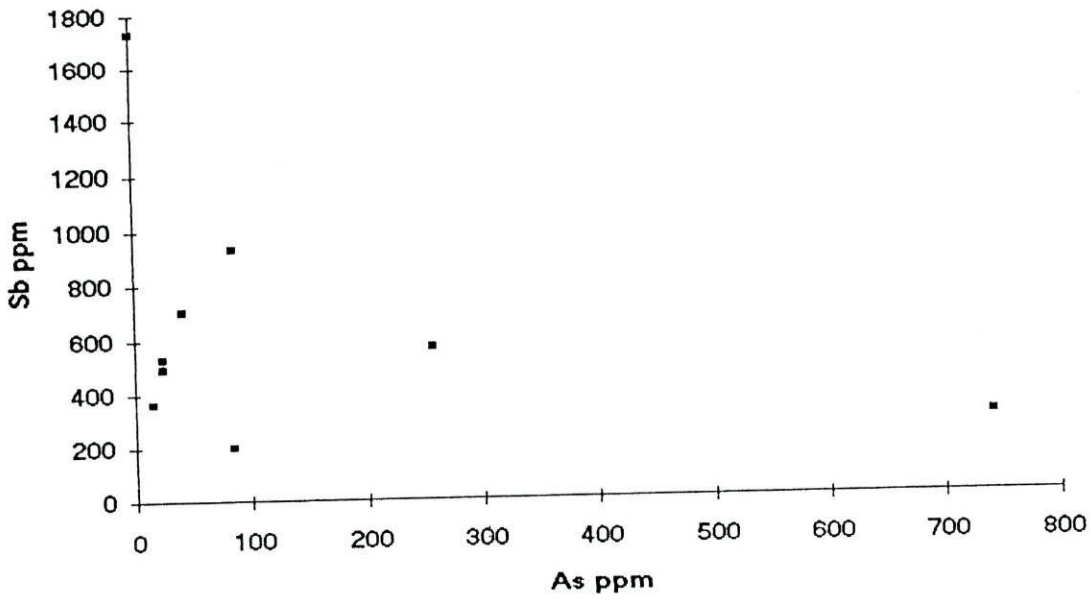


Fig. 71 - Diagrama As-Sb aplicado à brecha de base do Carbonífero de Alto do Sobrido.

A amostra 138AS com anomalias em ouro (1291ppb), As (86ppm), Pb (814ppm) e Sb (930ppm) é uma brecha ferruginosa, recortada por uma rede de filonetes de quartzo.

As fortes anomalias em Au, Sb (em todas as amostras), e em Pb e As (em algumas amostras), faz pensar numa contaminação a partir dos filões (moscas de sulfuretos, sulfossais e ouro). É provavelmente o caso das amostras referidas, nas quais se observam filonetes (com mineralização provável) ou óxidos (provavelmente sulfuretos alterados). Mas outras amostragens efectuadas em Vale do Inferno, Montalto e Alto do Sobrido, feitas em rochas de litologia muito semelhante (conglomerados) e também colhidas nas proximidades dos filões, mostram que algumas delas apresentam anomalias em ouro bastante mais baixas e outras não apresentam anomalias. Porque razão haveria migração de elementos num caso e não no outro?. Quanto aos teores em As, Pb e Sb apresentados por estas rochas, são nulos ou baixos. Assim, os teores elevados em metais não podem ser explicados pela porosidade das rochas, ou por uma fracturação importante, uma vez que a litologia é muito semelhante. Além do que foi exposto, M. Ferreira et al. (1971), referem que são diversas as concentrações vestigiais de Sb nos litótipos da região, sendo em alguns casos bastante elevadas (como em alguns níveis do Estefaniano) (ver Tabela 5 - anexo 7).

Assim estas fortes anomalias em Au, As, Sb e Pb estão ligadas à brecha de base do Carbonífero e poderão estar relacionados com a presença de clastos de litologia particular, nomeadamente, liditos.

Matriz da brecha de base de Montalto

A amostra 200M deu baixos teores em Au (12ppb - Figs. 61 e 62). Os outros elementos analisados são também praticamente insignificantes. Estes factos poderão corroborar a hipótese de os maiores teores em Au, se encontrarem concentrados em elementos da brecha de base, elementos esses que corresponderão provavelmente aos liditos.

Depósitos fluviais anastomosados de Montalto

Estas rochas não deram teores significativos nos elementos analisados (Tabela 4 - anexo 6).

Será apenas de salientar o caso da amostra 125M (Fig. 72), que deu algum Au e As. Neste caso foi possível separar a matriz juntamente com os clastos de menores dimensões, dos clastos maiores, analisando os dois constituintes separadamente.

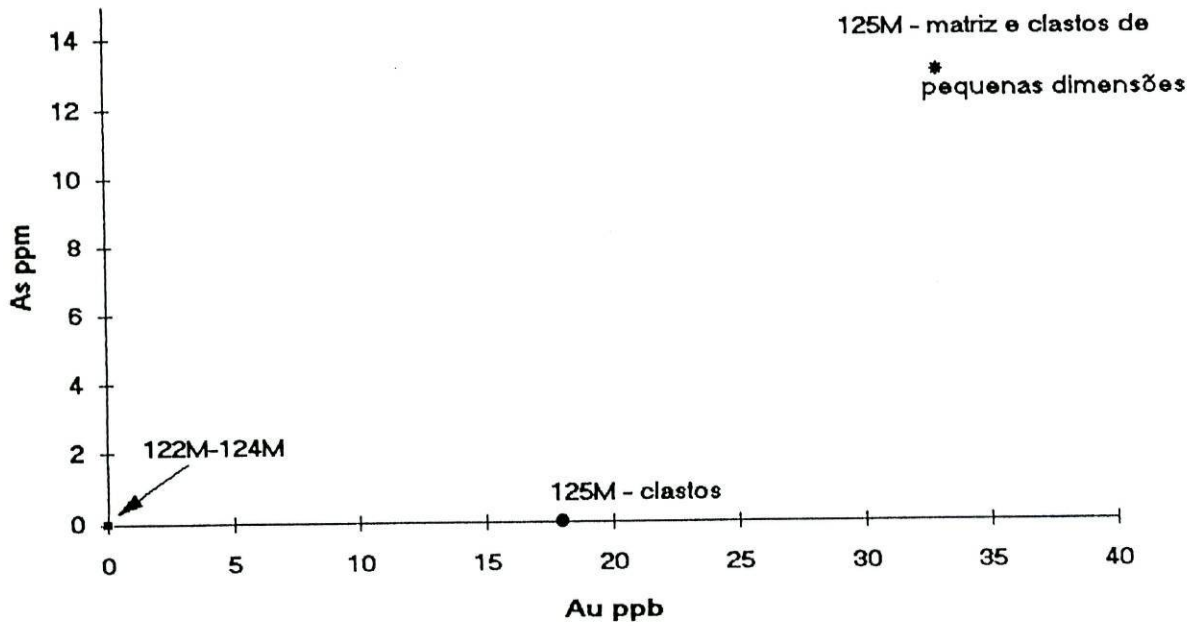


Fig. 72 - Diagrama Au-As aplicado aos depósitos fluviais anastomosados do Carbonífero de Montalto.

O teor em ouro, como seria de esperar, é mais elevado na matriz (33ppb), embora tenha sido também detectado nos clastos (18ppb). Este conglomerado é clasto-suportado, enquanto os outros, onde não ressaltaram teores anómalos (122M, 123M e 124M), são matriz-suportados. Parece-nos que

a principal razão para existir esta diferença nos teores da amostra 125M, seja devido aos clastos de lidito, que são muito mais frequentes nesta amostra. Alguns destes clastos são de grandes dimensões (centimétricos) e apresentam fracturas de tracção preenchidas por quartzo.

Pirite precoce das Banjas

A pirite analisada corresponde a uma amostra da galeria (piso superior), que ocorre associada à camada negra e a uma falha N170. Apesar desta direcção coincidir com a direcção dos filões de W e Sn (tendo sido assinalada volframite pelo CBD), pensamos que esta geração de pirite corresponderá mais provavelmente à geração ainda mais precoce sin-sedimentar, associada à camada negra (ver 3.2.4.3.). O facto de estarmos em presença de pirite fresca com 0.6ppm de ouro, 28ppm de prata, 24ppm de Pb e 6ppm de Sb (Figs. 72 e 73), permite pensar que os teores nestes elementos se devem à presença de micro-inclusões semelhantes às que foram detectadas na arsenopirite I. Na amostra $4B_{10_2}$ foi possível detectar ao MEV a presença de micro-inclusões de ouro puro na arsenopirite (Est. 20, foto 5). Não se põe de lado a hipótese de parte do ouro estar camuflado na rede da arsenopirite, quer na estrutura desta, quer sob forma de solução sólida, não detectável pelos métodos da microscopia óptica ou electrónica. Os altos teores em prata podem explicar-se pela presença de micro-inclusões de galena, freibergite e outros sulfossais. Os baixos teores em Sb são coerentes com a paragénese estabelecida nas Banjas, onde o antimónio é raro (cf. 3.2.4.3.).

Será ainda de referir que foram anteriormente efectuadas análises de antimónio em rochas encaixantes do Paleozóico da região, tendo sido inclusivamente adiantada a hipótese de algumas destas serem fonte dos metais. Em 1971, M. Ferreira et al., consideram que os dados obtidos da análise de alguns litótipos do Paleozóico da região de Alto do Sobrido (ver Tabela 5 - anexo 7) podem sugerir a existência de pré-concentrações.

Relativamente à análise dos elementos maiores (Tabela 6 - anexo 6), não foi evidenciada qualquer correlação significativa entre o SiO_2 e os metais, nem do Ti com o ouro.

2.5.2. Análise de elementos maiores de níveis vulcano-sedimentares, epiclastitos e diabases

Os resultados das análises estão assinalados na Tabela 7 (anexo 6). Foram as seguintes, as amostras estudadas:

Níveis vulcano-sedimentares e epiclastitos

56VI - alternâncias do Arenig, colhida na galeria de Vale do Inferno (ver anexo 2.3. e anexo 5 - 2.3.1.1.)

45M - exalito (ver Mapa 4 e anexo 5 - 2.3.2.1..)

49M - rocha vucânica alterada (ver Mapa 4 e anexo 5 - 2.3.2.1.)

37AS - alternâncias do Arenig (ver Mapa 5 e anexo 5 - 2.3.2.3.).

27TM - epiclastito (ver Mapa 7 e anexo 5 - 2.3.5.1.)

Diabases:

$52M_A$ - (ver Mapa 4 e anexo 5 - 2.3.2.1.)

150AS - (ver Mapa 5 e anexo 5 - 2.3.3.1.)

2.5.2.1.Níveis vulcano-sedimentares e epiclastitos

Estas rochas apresentam percentagens de perda ao rubro elevadas a muito elevadas, evidenciando grande alteração (cf. Tabela 7 - anexo 6). Os elementos móveis, como o Ca e Na, foram certamente lexiviados.

Os teores em K_2O são por vezes elevados, mas os teores em Na são sempre muito baixos (feldspatos potássicos alterados em sericite). Os altos teores em K_2O (particularmente nas amostras 37AS e 27TM) estarão essencialmente relacionados com a abundância de moscovite-sericite.

As variações da relação Fe/Mg dependem em parte da composição das clorites. A clorite do exalito, correspondente à amostra 45M (cf. composição clorite amostra 43M - ver 2.2.4.), é muito rica em Mg, daí a baixa relação Fe/Mg.

Os teores em Si (entre 50 e 56%) são muito mais baixos do que o que é habitualmente comum nos meta-pelitos (SiO_2 aproximadamente entre 60 e 65%). Se estas rochas correspondem a rochas vulcânicas alteradas, estes teores indicam que seriam andesitos.

Podemos assim dizer que estas rochas "vulcano-sedimentares" têm composições muito diferentes dos meta-sedimentos normais. São pobres em Si, com afinidade ferro-magnesiana. As fortes variações de certos elementos (Fe, Mg, Al...) mostram que o quimismo do meio de deposição era muito variável. Os teores anormalmente baixos em Na e Ca poderão explicar-se por uma lexiviação provocada por forte alteração meteórica, que afectou todas as amostras (cf. perdas ao rubro - Tabela 7 - anexo 6). Contudo, os teores em K_2O são por vezes elevados e o potássio foi menos lexiviado que o Na.

2.5.2.2. Diabases

Estas rochas também se apresentam muito alteradas. Obervando os resultados (Tabela 7 - anexo 6) é possível verificar que a diabase correspondente à amostra 150AS se apresenta mais alterada do que a correspondente à amostra $52M_A$, com uma percentagem de perda ao rubro muito elevada (12.5%) (embora a $52M_A$ também se apresente bastante alterada, com uma perda ao rubro superior a 5%), lexiviação dos elementos alcalinos, de Ca, de Fe e de Mg, com concentração dos elementos mais estáveis (Al, Ti, P). Os elevados teores em Ti devem-se à presença de ilmenite primária, em grande parte alterada em leucoxena (característica de magmas toleíticos). O estudo das clorites (ver 2.2.4.) mostrou também que a clorite da amostra 52M apresenta pontualmente elevados teores em Ti, tendo resultado provavelmente da degradação de biotite.

3.AS MINERALIZAÇÔES

No Quadro 4 são referidos os diferentes minerais que, até agora, foram assinalados no distrito mineiro. É feita referência, não só aos minerais que foram identificados no presente estudo, mas também a dados de estudos anteriores (Gaspar 1967, M. Ferreira et al. 1971, Andrade & Ferreira 1976, Couto et al. 1990, Combes et al. 1992).

No presente estudo foram estudados dezoito jazigos, uns mais pormenorizadamente que os outros, em função de certos parâmetros (ver 2.3.). Dez dos jazigos estudados, são de Sb-Au e três de Au-As. Como são conhecidos filões de W-Sn na periferia do distrito auri-antimonífero, na proximidade dos granitos, assim como filões com Pb-Zn-Ag, no bordo SE (ver Fig. 114), foram também estudados, tendo em vista o estabelecimento de uma eventual correlação, quatro jazigos de Pb-Zn(-Ag) e um é de W (S. Jorge - Levadas). Aqueles em que o estudo foi mais aprofundado, foram os jazigos inicialmente seleccionados como representativos do distrito (ver 2.3.).

3.1.DIFERENTES TIPOS DE MINERALIZAÇÃO

As mineralizações podem distribuir-se por quatro associações (ou tipos) paragenéticas distintas (ver Figs. 3, 112 e 114):

Sb-Au
Au-As
Pb-Zn(-Ag)
Sn-W

O tipo Sb-Au corresponde a uma associação em que o antimónio, sob a forma de berthierite ou estibina é dominante.

Na associação paragenética do tipo Au-As, que em trabalhos anteriores nunca fora considerada, o ouro aparece associado à arsenopirite e volframite? do estádio mais precoce, sem antimónio. Ocorre, por exemplo, nas Banjas e na Moirama, correspondendo, muito provavelmente, às mineralizações presentes em grande parte dos trabalhos romanos da Serra do Castiçal, Pias e Santa

Quadro 4 - Recapitulação das espécies minerais identificadas no conjunto dos jazigos estudados

Jazigos / minerais	RI	VI	M	P	T	RS	AS	RP	PO	CA	MA	B	CC	RE	RL	RC	TM	SJ
cassiterite	ε 4		ε	ε				?	?					?				
volframite	ε 4	#1																x
scheelite					xx 2													
arsenopirite	xxx	xxx	xx	xx	xx	x		xxx	xxx	x	xxx	xxx	xx	x	x	x	xx	xxx
pirite	xxx	xxx	xx	x	xx	xxx	xxx	x	xx	x	xxx	xxx	xxx	xx	xx	x	xx	xxx
pirrotite	x p		ε		ε+	p		ε	ε		x	ε	ε	ε	p	p	ε+	x
marcassite	ε 4			x	ε	x	ε	ε				ε		x	ε	ε	x	
blenda	xx	ε	x	xxx	ε		ε 4	ε		x		xx	x	xxx	xxx	xxx	xxx	
greenockite																		
calcopirite	x		ε	x		ε	ε 4	ε			x	ε	ε	xx	x	x	x	
estanite	x 4															ε		
tetraedrite	x									ε	x	ε		ε	ε	x	x	
pirargirite	ε 4		ε				ε					ε *				ε*	x	
argentite														ε				
ullmannite	ε																	
galena	ε			xx								xx	x	xxx	xxx	xxx	xxx	
freieslebenite																ε		
boumonite	ε				ε							ε		?		x	x	
boulangerite	ε											ε			ε *	ε	x?	
jamesonite	xx						ε 4				x	ε *					# 3	
andorite	ε *																	
semseyite							x 4									xxx	x 4	
plagionite							x 4											
zinkénite	ε						ε 4											
fuloppite							x 4											
berthierite	xx	xx	x	x	xxx	xxx	xx	xx	x	x								
estibina	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	x	x								
aurostibite	ε *					ε *												
calcostibite							ε 4											
ouro	x		ε	ε	ε	ε	x					xx	ε					
antimónio	x 4		ε		ε	ε	ε 4											
bismuto													?					
apatite	x 4				ε													
calcite					x													
dolomite	x		x			x									x		?	
siderite	x				x													
anquerite	x				x	x									x		?	
carbonatos indeterminados	x			x		x									x	x	xx	

Jazigos de Sb-Au: RI=Ribeiro da Igreja; VI=Vale do Inferno; M=Montalto; P=Pinheirinhos; T=Tapada; RS=Ribeiro da Serra; AS=Alto do Sobrido; RP=Ribeiro da Paradela; PO=Portal; CA=Cabranca. Jazigos de Au-As: MA=Moirama; B=Banjas; CC=Covas de Castromil. Jazigos de Pb-Zn(Ag): RE=Ribeiro da Estivada; RL=Ribeiro da Lomba; RC=Ribeiro da Castanheira; TM=Terramonte. Jazigo de W=S.Jorge.

XXX - abundante; XX - frequente; X- raro; ε - em traços; p=pseudomorfose em marcassite; + - jazigos onde foram feitos estudos metalográficos anteriores; * - minerais não conhecidos anteriormente; # - minerais assinalados noutros estudos, agora não identificados; 1 - C. Neiva (1944) assinalou a presença de volframite, englobada pela estibina em Vale do Inferno; 2 - M. Ferreira et al. 1971, assinalaram a presença de scheelite dispersa na área; 3 - Gaspar (1967) identificou a jamesonite, freibergite, argentite e polibasite 4 - minerais assinalados pela 1ª vez por Couto et al. 1990. Alguns minerais em traços que não figuram na tabela: kermesite em Alto do sobrido; escorodite nas Banjas, chapmanite em Ribeiro da Igreja e Banjas, covellite em Vale do Inferno, Banjas, Ribeiro da Estivada, Ribeiro da Lomba e Terramonte; calcocite e bornite em Vale do Inferno; caulinite, anglesite, arseniato de Pb e fosfato de Pb e Al nas Banjas; platenerite em Terramonte. Koehler (1939), refere a presença provável de Cervantite (Sb_2O_4). M. Ferreira & Andrade (1970) assinalaram a valentinite e ou tripuhyite em Alto do Sobrido.

Justa, que ocorrem em formações do Arenig. Em trabalho anterior (Couto et al. 1990), o jazigo das Banjas foi incluído no tipo Pb-Zn(-Ag), uma vez que, com base no estudo efectuado até então, verificamos que o antimónio, praticamente, não existia e que o estádio de remobilização plumbi-antimonífero, presente, teria remobilizado algum ouro. Mais recentemente, no decurso do trabalho efectuado, em colaboração com o CBD, tivemos acesso aos trabalhos mineiros em profundidade, tendo-se verificado que o ouro ocorre, essencialmente, associado ao estádio ferri-arsenífero, dominante (ver 3.2.4.3.).

A associação Pb-Zn(-Ag), corresponde ao estádio de sobre-imposição mais tardio, no qual a prata pode, ou não, estar presente. Por exemplo, em Ribeiro da Estivada não ocorre, mas mais a sul, em Terramonte, Ribeiro da Castanheira e Ribeiro da Lomba está presente.

O tipo paragenético Sn-W, circunda o distrito auri-antimonífero e foi estudado, como já referimos, a título comparativo.

Na zona periclinal do Anticlinal de Valongo três das concessões, nomeadamente a da Pirâmide de Santa Justa (nº188), Fojo das Pombas (nº189) e Vale do Inferno (nº 190) (Mapa 1), foram concessionadas, não apenas para o ouro e antimónio, mas também para o volfrâmio.

Embora o Sn e W sejam mais abundantes, nos limites do distrito auri-antimonífero, foram assinaladas um pouco por toda a área ocorrências de estanho e tungsténio:

Ribeiro da Igreja - volframite em cristais automórficos no quartzo, com estibina intersticial (Couto et al.1990);

Vale do Inferno - volframite englobada por estibina (C. Neiva 1944)

Banjas - volframite (análises efectuadas pelo CBD 1992) associada aos preenchimentos das falhas N170.

Tapada - scheelite maciça (Couto et al. 1990). Há uma referência anterior (M. Ferreira et al. 1971), sobre a ocorrência de scheelite disseminada na área.

Se bem que mais do que uma das associações possa estar presente em muitos dos jazigos, há sempre uma que é dominante.

Este assunto será debatido com maior pormenor, quer na discussão paragenética (ver 4.1.), quer a propósito da zonalidade (ver 4.3.1.).

O estudo, agora efectuado, permitiu assim distinguir diferentes associações paragenéticas bem caracterizadas. As mineralizações de estanho-tungsténio aparecem como um estádio precoce das mineralizações de antimónio-ouro, enquanto a paragénese com chumbo-zinco-prata resulta de um processo metalogénico de mais baixa temperatura, que se sobrepõe ao precedente.

O ouro, mais ou menos argentífero, pode exprimir-se e concentar-se em quase todos os estádios da evolução metalogénica, como iremos ver mais tarde (ver 3.5.1.1.). Gumiel (1982) refere, relativamente à distribuição de ouro nas mineralizações de antimónio do Maciço Ibérico (análise quimica com determinação de Au - p.p.m. em algumas estibinas da faixa antimonífera Centro-Ibérica), que o termo mais aurífero das mineralizações se encontra no extremo NW, no distrito de Gondomar, mina de Pinheirinhos, o que está de acordo com as observações geológicas e metalogénicas. Em Pinheirinhos, apresentam teores de 6.6 p.p.m. de Au, enquanto nas outras dez minas analisadas (localizadas em Espanha), o teor mais elevado foi de 3 p.p.m., sendo todos os outros bastante mais baixos.

Descrição mineralógica

Antes de iniciarmos o estudo mineralógico de cada sector, iremos fazer uma descrição das diferentes espécies minerais assinaladas, algumas das quais estão presentes em vários jazigos.

O estudo foi efectuado, recorrendo ao microscópio metalográfico, em alguns casos, complementado com observações ao microscópio electrónico de varrimento (MEV), à microssonda electrónica e em luminescência de raios catódicos. No decurso do presente trabalho foi possível assinalar, pela primeira vez, a ocorrência de alguns minerais, já referidos por Couto et al. (1990) (ver

Quadro 4). Posteriormente, foi-nos ainda possível precisar a identificação de alguns sulfossais, nomeadamente a andorite em Ribeiro da Igreja (amostra 299A), jamesonite nas Banjas (amostras 3B, $8B_2$ e 380-6) e a freieslebenite em Ribeiro da Castanheira (amostra $1RC_1$), assim como assinalar a presença de aurostibite em Ribeiro da Igreja (amostra 393) e Ribeiro da Serra (amostra 2RS), ullmannite em Ribeiro da Igreja (amostra 320), greenockite nas Banjas (amostra $25B_2$), e por fim, plattnerite em Terramonte (ver Quadro 4).

Pudemos assim identificar os minerais assinalados no Quadro 4, que classificamos em oito grupos:

A. Minérios de W e Sn

A.1. Cassiterite (SnO_2)

Assinalada em Ribeiro da Igreja e em Montalto em cristais englobados pela arsenopirite,e em Pinheirinhos em cristais precoces no quartzo.

A.2. Volframite ($(Fe, Mn)WO_4$)

Assinalada numa amostra de Ribeiro da Igreja (Sb-Au), em cristais no quartzo, com estibina intersticial. Nas Banjas foi assinalada por análise química (CBD).

A.3. Scheelite ($CaWO_4$)

Existe em quantidade apreciável na área da mina da Tapada, com aspecto estratiforme, misturada com os carbonatos (ver 3.5.2.4. e 4.5.3.3.)

B. Sulfuretos e sulfossais

B.1. Sulfuretos e espécies aparentadas?

B.1.1. Arsenopirite (FeAsS)

Mineral ubíquo. apresenta-se geralmente em cristais automorfos.

Nos jazigos de Sb-Au e Au-As foram assinaladas três gerações, duas filonianas, arsenopirite I e arsenopirite II e outra mais precoce sem relação com os processos hidrotermais (ver 3.4.1.2.). A arsenopirite I apresenta-se geralmente em cristais de grandes dimensões (até alguns cm) por vezes zonados ou maclados (macla em ampulheta), enquanto a arsenopirite II se apresenta mais finamente cristalizada. A arsenopirite mais precoce apresenta-se em cristais de menores dimensões que a arsenopirite I.

Nos jazigos de Pb-Zn-Ag a arsenopirite é menos frequente, os cristais são de menores dimensões (geralmente inferiores a meio centímetro) e apresentam por vezes maclas em estrela. A geração mais precoce (não relacionada com processos hidrotermais) foi também assinalada no jazigo de Pb-Zn de Ribeiro da Estivada.

B.1.2. Pirite (FeS_2)

Em maior quantidade que a arsenopirite, apresenta-se sob diferentes formas. Por vezes apresenta-se em cristais bem desenvolvidos, na rocha encaixante ou no quartzo, atingindo grandes dimensões (centimétricos). Outras vezes apresenta-se mais finamente recristalizada. Pode ainda ocorrer em pseudomorfoses de lamelas de pirrotite, ou sob a forma microcristalina (melnicovite), resultante da alteração da berthierite em estibina II, aparecendo geralmente nos bordos da berthierite residual ou em buracos da estibina II. A melnicovite apresenta-se em placas granulosas, por vezes com estrutura frambóidal e por vezes recristalizada em marcassite.

B.1.3. Pirrotite ($Fe_{1-x}S$)

É rara, sempre precoce e aparece frequentemente sob a firma de micro-inclusões na blenda e também na arsenopirite e pirite. Mais raramente apresenta-se em cristais no seio da estibina. Este mineral como já referimos dá frequentemente lugar a pseudomorfoses de marcassite.

Em Terramonte foi observada em cristais mais ou menos desenvolvidos na ganga.

B.1.4. Marcassite (FeS_2)

É rara. Geralmente apresenta-se em finas bandas de cristais alongados, por vezes associada à pirite, resutantes da pseudomorfose de cristais de pirrotite que por vezes ainda ocorre residualmente.

Nos jazigos com berthierite é vulgar a ocorrência de marcassite resultante da recristalização da melnicovite, gerada pela desestalilização da berthierite.

Mais raramente aparece em cristais euédricos na ganga, associada a cristais de arsenopirite.

B.1.5. Blenda (ZnS)

É um mineral bastante comum. Tanto aparece em placas xenomórficas (com inclusões, por vezes frequentes, de calcopirite, pirrotite, pirite e arsenopirite) como em cristais de tendência isodiamétrica. Aparece ainda sob a forma botrióidal (blenda esferolítica) nos jazigos com berthierite, como resultado da decomposição da berthierite em estibina II. Esta blenda é muito pobre de Fe, apresentado reflexões internas amarelas.

Nos jazigos e Pb-Zn-Ag, foi assinalada uma blenda tardia, em cavidades da galena ou da semseyite também muito pobre em Fe, com reflexões internas esbranquiçadas.

B.1.6. Greenockite (CdS)

Este mineral foi assinalado ao MEV numa amostra da mina das Banjas. Ocorre associada à galena.

B.1.7.Calcopirite ($CuFeS_2$)

O modo como este mineral se apresenta e a sua quantidade varia muito de jazigo para jazigo.

Em alguns casos aparece sob a forma de numerosas inclusões microscópicas a sub-microscópicas na blenda, por vezes orientadas ao longo dos planos de clivagem desse mineral. Foi também assinalada em inclusões na

arsenopirite, mais raramente na galena e ainda na rocha encaixante. Noutros casos apresenta-se em placas xenomórficas.

B.1.8.Estanite (Cu_2FeSnS_4)

É um mineral raro, tendo sido assinalado quer nos jazigos de Sb-Au, quer nos jazigos de Pb-Zn-Ag. No primeiro caso a estanite, aparece em auréolas em volta da blenda, parecendo ser tardia, resultante provavelmente de uma substituição. No segundo caso a estanite ocorre no quartzo, ou em auréolas de placas de calcopirite.

B.1.9. Argentite (Ag_2S)

Foi assinalada ao MEV no jazigo de Ribeiro da Estivada em inclusões da galena.

B.1.10. Ullmanite (NiSbS)

Ocorre em pequenos cristais na estibina (identificada ao MEV) e foi apenas assinalada na paragénese de Ribeiro da Igreja.

B.1.11. Galena (PbS)

Nos jazigos de Sb-Au a galena primária, desprovida de Sb apresenta-se em placas xenomórficas. É isotrópica. A galena resultante da alteração da jamesonite, é anisotrópica (rica de Sb) e apresenta-se geralmente em fracturas associada ao ouro puro.

Nos jazigos de Pb-Zn-Ag e Au-As a galena epitermal apresenta-se finamente cristalizada. É anisotrópica evidenciando várias fases de alteração, com perda de Sb e Ag. Ocorre por vezes em inclusões e filonetes na blenda

B.1.12. Berthierite ($FeSb_2S_4$)

Ocorre subordinada à estibina embora em alguns jazigos seja mais abundante.

Apresenta-se frequentemente em cristais aciculares de pequenas dimensões (até 15cm de comprimento) englobados pela estibina, ou

preenchendo geodes com alteração esverdeada. É mais vulgar no quartzo mas também ocorre em ganga de carbonatos. Foram observadas várias fases de decomposição da berthierite em estibina II.

B.1. 13. Estibina (Sb_2S_3)

É um dos sulfuretos dominantes nos jazigos de Sb-Au, não tendo sido assinalada nos de Au-As. Ocorre como mineral primário, estibina I, ou como resultante da alteração da berthierite-estibina II.

A estibina primária ocorre em cristais aciculares ou colunares, ultrapassando por vezes 5cm de comprimento. Ao microscópio evidencia frequentemente deformação intracristalina (maclas mecânicas) e recristalização dinâmica (agregados poligonais de pequenos cristais), por vezes ao longo dos planos de clivagem.

A estibina II apresenta uma textura bastante mais fina, constituída por fibras imbricadas. Resulta da decomposição (possivelmente hidrotermal) da berthierite, sendo geralmente acompanhada por melnicovite (por vezes recristalizada em marcassite), blenda e calcopirite tardias.

Existe ainda uma outra geração de estibina mais precoce, que designamos por estibina intersticial. É muito rara, tendo sido observada apenas em Ribeiro da igreja. Formou-se no final do estádio plumbi-antimonífero, depois da cristalização da jamesonite.

B.2.Sulfossais Pb/Sb senso restrito

B.2.1.Boulangerite ($Pb_5Sb_4S_{11}$)

Apesar de muito rara, foi identificada nos jazigos de Sb-Au, Au-As e Pb-Zn-Ag, sendo mais comum nos últimos.

Apresenta hábito acicular, com secções losângicas típicas observadas no quartzo e ocorrendo como inclusões na pirite e na arsenopirite.

Nos jazigos de Pb-Zn-Ag, aparece associada à semseyite, em fibras sub-microscópicas no quartzo, conferindo-lhe uma cor avermelhada. Por vezes substitui a galena.

B.2.2. Jamesonite ($Pb_4FeSb_6S_{14}$)

É um sulfossal frequente no jazigo de Ribeiro da Igreja (Sb-Au) ocorrendo frequentemente sob a forma de cristais de secção losângica, no seio da tetraedrite, ou em fibras com maclas lamelares. Mais raramente ocorre em cristais aciculares preeenchendo geodes, com hábito bastante diferente.

Foi também esporádicamente encontrada em Alto do Sobrido num cristal englobado pela berthierite parcialmente alterada em estibina II e nas Banjas, em inclusão na blenda (Sb-Au)

B.3.3. Semseyite ($Ps_9Sb_8S_{11}$)

Foi assinalada nos jazigos de Ribeiro da Castanheira e Terramonte (Pb-Zn-Ag) e no jazigo de Alto do Sobrido (Sb-Au).

No primeiro caso, a semseyite é dominante e macroscópica, sendo muito raras ocorrências deste tipo. Em Terramonte é mais rara e sub-microscópica. Apresenta-se em agregados fibro-radiados, geralmente associada à boulangerite, num quartzo de cor avermelhada.

Em Alto do Sobrido cristalizou depois da zinkenite e da plagionoite, cortando nitidamente a berthierite e estibina.

B.3.4. Plagionite ($Pb_5Sb_8S_{17}$)

Foi assinalada numa amostra do jazigo de Alto do sobrido (Sb-Au), substituindo a fülöppite, numa pequena placa xenomórfica.

B.3.5. Zinkenite ($Pb_3Sb_7S_{14}$)

Foi identificada em Ribeiro da Igreja e em Alto do Sobrido (Sb-Au), sendo um mineral muito raro. Aparece associada à jamesonite, substituindo-a em fracturas e juntamente com a fülöppite, plagionite e semseyite em filonetes que cortam a estibina. Apresenta-se em fibras com secção hexagonal.

B.3.6. Fülöppite ($Pb_3Sb_8S_{15}$)

É um mineral muito raro.Aparece juntamente com a zinkenite (em maior quantidade que esta), plagionite (que a substitui) e semseyite, associadas à estibina numa amostra de Alto do Sobrido (Sb-Au).

B.3. Sulfossais de Pb complexos

B.3.1. Freieslebenite ($AgPbSbS_3$)

Este sulfossal foi assinalado numa única amostra de Ribeiro da Castanheira. Apresenta-se substituindo a galena.

B.3.2.Bournonite ($PbCu(Sb, As)S_3$)

Nos jazigos de Sb-Au, foi identificada pontualmente ao MEV numa inclusão da berthierite na Tapada e na ganga de carbonatos entre dois cristais de arsenopirite em Ribeiro da Igreja.

É mais vulgar, embora rara nos jazigos de Pb-Zn-Ag. Em Terramonte substitui a galena, em Ribeiro da Castanheira aparece associada à calcopirite e à boulangerite, em placas xenomórficas com maclas polissintéticas.

B.4.Outros sulfossais

B.4.1. Tetraedrite ($(Cu, Ag)_{10}(Zn, Fe, Cu)_2Sb_4S_{13}$)

É um mineral bastante raro, sendo mais comum e mais rico de Ag (freibergite) nos jazigos de Pb-Zn-Ag, embora nos outros a prata tenha sido, também detectada.

Ocorre em pequenas inclusões na galena, ou substituindo-a, e na blenda.

Nas Banjas (Au-As) e em Ribeiro da Igreja (Sb-Au) ocorre em filonetes preenchendo fracturas da blenda. No segundo caso foi possível identificar duas

gerações de tetraedrite. A primeira, com prata e um pouco de cobre, cristalizou no final do estádio plumbi-antimonífero, preenchendo fracturas da blenda ou constituindo placas xenomórficas que englobam cristais de jamesonite. A segunda (associada à blenda II em cavidades da estibina II) cristalizou possivelmente a partir de fluidos tardios com Cu e Zn, relacionaveis com a desestabilização da berthierite.

B.4.2. Pirargirite (Ag_3SbS_3)

É um mineral bastante raro, tendo sido assinalado nos jazigos de Ribeiro da Igreja, Montalto e alto do Sobrido (Sb-Au) e Banjas (Au-As). Ocorre em fracturas da estibina e da blenda.

É mais comum nos jazigos de Pb-Zn-Ag, nomeadamente em Terramonte e Ribeiro da Castanheira, onde ocorre inclusa na galena.

C. Elementos nativos

C.1. Ouro (Au)

O ouro nativo ou em liga com a prata - electrum - foi encontrado em todos os jazigos de Sb-Au, com excepção de Vale do Inferno, Ribeiro da Paradela, Portal e Cabranca (donde possuímos um número de amostras bastante reduzido).

O ouro ocorre sob a forma macroscópica, microscópica ou em solução sólida na arsenopirite.

É frequentemente encontrado no quartzo, nomeadamente no quartzo cavernoso, frequentemente associado à arsenopirite mais ou menos alterada em escorodoite, à pirite, `a jamesonite, à estibina, ou misturado com óxidos de Sb e carbonatos tardios. Foram assinaladas seis gerações (ver 3.5.1.1.)

C.2. Antimónio (Sb)

Assinalado vestigialmente em todos os jazigos com berthierite/estibina. Ocorre contornando cristais de estibina ou preenchendo pequenas cavidades deste sulfureto, associado à calcopirite II e blenda II.

C.3. Aurostibite (AuSb2)

Este mineral, assinalado em Ribeiro da Igreja e Ribeiro da Serra (Sb-Au), ocorre misturado com o ouro puro e com estibina no quartzo. A sua identificação foi feita à microssonda electrónica.

D. Minerais da ganga

D.1.Quartzo (SiO_2)

É o principal mineral constituinte da ganga.

Reconheceram-se várias gerações, correspondentes aos estádios de mineralização definidos. Em geral observa-se um primeiro preenchimento, anterior ao primeiro estádio mineralizante, constituido por quartzo maciço branco a acinzentado brechóide estéril ou com alguma pirite e arsenopirite.

Nos jazigos de Sb-Au os quartzos associados à mineralização são geralmente translúcidos a hialinos.

Nos jazigos de Au-As e Pb-Zn-Ag, foi assinalado um quartzo avermelhado com inclusões de fibras sub-microscópicas de boulangerite.

D.2.Apatite ($Ca_3(F, Cl, OH)(PO_4)_3$)

Foram assinaladas duas gerações deste mineral (ver 3.5.2.3.) Uma delas ocorre em grandes cristais, por vezes centimétricos englobados por quartzo no "stockworck" da mina de Ribeiro da Igreja, a outra ocorre em cristais aciculares de menores dimensões e foi assinalada na mina da Tapada. No primeiro caso a apatite rica em Mn apresenta luminescência de cor amarela-esverdeada, no segundo caso é mais pobre em Mn e a cor de luminescência é rosa malva.

D.3.Carbonatos

Os carbonatos são frequentes nos jazigos de Pb-Zn-Ag, e em alguns jazigos de Sb-Au, em especial na Tapada.

Em Ribeiro da Igreja (Sb-Au) foram assinaladas duas gerações de carbonatos. Uma precoce, posterior à pirite I e anterior à berthierite e estibina, contemporânea do estádio plumbi-antimonífero, constituída por dolomite ($CaMg(CO_3)$), anquerite ($Ca(Mg,Fe^{2+},Mn)(CO_3)$) e siderite ($FeCO_3$). A segunda geração corresponde a carbonatos mais tardios que foram injectados no quartzo e englobaram alguma estibina preexistente.

Na Tapada foram assinaladas a siderite e anquerite associadas à berthierite e a calcite associada ao ouro. Os carbonatos de ferro apresentam por vezes cor negra devido à inclusão de cristais aciculares de berthierite.

Em Ribeiro da Serra a berthierite em cristais aciculares é também englobada por carbonatos.

E. Minerais secundários

Estes minerais são de menor importância neste estudo. Foram observados óxidos de Sb, chapmanite, covelite (geralmente associada à calcopirite), calcocite, bornite, caulinite, anglesite, platenerite, escorodite e limonite.

3.2.ESTUDO PORMENORIZADO DE CINCO SECTORES

Como já tivemos oportunidade de referir, a escolha dos sectores seleccionados teve em conta além de outros factores, a variedade mineralógica e as associações paragenéticas presentes, tendo em vista um melhor conhecimento de toda a história metalogénica do distrito. Foi possível distinguir cinco estádios de evolução da mineralização. Abordaremos, com maior detalhe, três jazigos de Sb-Au, um de Au-As e outro de Pb-Zn-Ag, sobre os quais já fizemos o enquadramento geológico pormenorizado (capítulo 2.3). Em relação ao estanho - tungsténio abordado neste trabalho, faremos apenas referência ao jazigo de S.Jorge (Levadas) no capítulo 3.3.

No que respeita à atitude das estruturas mineralizadas e como vimos anteriormente (ver 2.2.3.) foram considerados 4 grupos:

	direcção	inclinação
1ºgrupo	(E)NE-(W)SW	S, E, SE
2ºgrupo	E-W	NE
3ºgrupo	N-S	E
4ºgrupo	NNW-SSE	

Os dados referentes às orientações medidas encontram-se na Tabela 1 - anexo 7 (ver 2.2.).

3.2.1.SECTOR DE RIBEIRO DA IGREJA-VALE DO INFERNO (Sb-Au)

3.2.1.1.Apresentação do sector

As minas de Vale de Achas e Ribeiro da Igreja (dois campos metalíferos da concessão de Vale de Achas e Ribeiro da Igreja) correspondem aos primeiros jazigos de antimónio a serem descobertos neste distrito mineiro, em 1807. Foram efectuados alguns trabalhos de lavra e exploração, que encerraram em 1833. Em 1839, a companhia Perseverança, abriu novos trabalhos que suspendeu em 1842. Em 1850, a mesma companhia recomeçou os trabalhos, que foram encerrados em 1853. Outros períodos de actividade intermitente de lavra se seguiram e só em 1881 a lavra começou regularmente (Monteiro & Barata 1889). Actualmente, não existem vestígios da mina da Vale de Achas, devido à urbanização da zona. Na área de trabalhos de Ribeiro da Igreja, assinalamos três galerias e três poços (Fig. 73). Em duas das galerias, foi efectuado o levantamento geológico. A terceira é uma galeria de pequenas dimensões, que parece ter tido ligação com o piso inferior, de pequenas dimensões (aproximadamente 5m de comprimento), onde é possível observar o filão mineralizado.

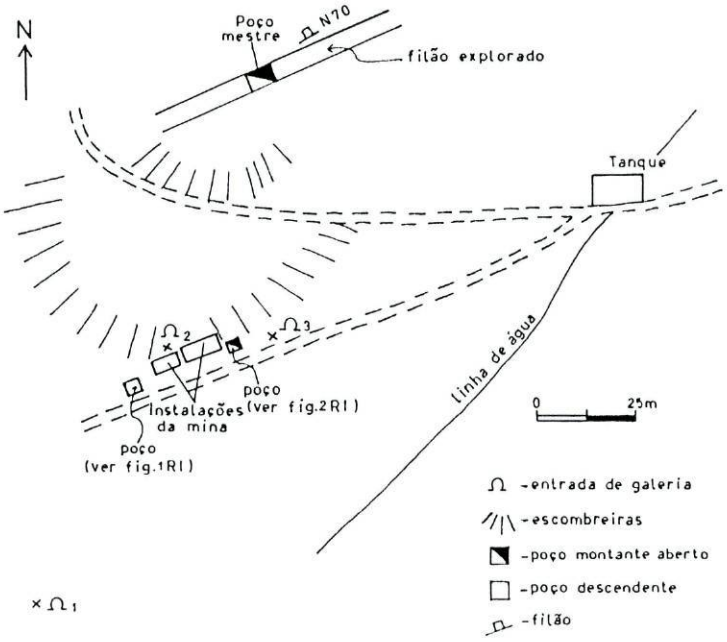


Fig. 73 - Trabalhos mineiros da mina de Ribeiro da Igreja.

Koehler (1939), num relatório sobre os jazigos de antimónio do Norte de Portugal, faz uma breve referência à localização e enquadramento geológico das minas de Vale de Achas e Ribeiro da Igreja.

Torres (1954) fornece os resultados do tratamento do minério tal e qual destas minas, indicando ser rico de Sb e Ag, mas pobre de Au. No que diz respeito ao conteúdo em ouro e antimónio nos concentrados dos filões, refere serem ricos de Sb, Pb, Ag, e pobres de Au (ver Tabela 8). Os elevados teores em Pb são essencialmente devidos à presença de jamesonite, abundante pelo menos localmente.

Tabela 8 - Resultado das análises de duas amostras das minas de Vale de Achas e Ribeiro da Igreja, citadas no relatório de Edgardo Torres (1954).

Elementos	amostra nº1	amostra nº2
Ouro	0.025onças/t (0.7g/t)	0.125 onças/t (3.6g/t)
Prata	9.65onças/t (280g/t)	59.13 onças/t (1700g/t)
Antimónio	7.52%	24.04%
Chumbo	8.32%	25.65%
Arsénio	0.06%	0.65%

Análises efectuadas no Laboratório de D.C. Griffith - Londres

A. Carvalho (1981), num trabalho sobre a recuperação de antigas explorações mineiras, fornece o resultado de análises dos teores em ouro e prata, de amostras colhidas nos fojos romanos de Santa Justa. Em geral os teores em Au não ultrapassam os 5g/t, atingindo por vezes teores entre 20 e 40g/t, em amostras colhidas nas colunas que foram deixadas para suportar os desmontes, portanto representativas das amostras exploradas.

Andrade & Ferreira (1976), efectuaram o estudo mineralógico e paragenético do jazigo de Ribeiro da Igreja, tendo concluido que a paragénese corresponde à associação fundamental Sb-Zn-Pb, representada por estibina,

blenda e jamesonite, com características intermédias entre as dos jazigos de Pb-Zn-Ag (Terramonte) e as dos jazigos auri-antimoníferos (Alto do Sobrido).

Gumiel (1982) considera Ribeiro da Igreja um jazigo estratóide. Segundo este autor, a mineralização está ligada a certos níveis preferenciais de alternâncias xisto-quartzíticas e quartzitos do Ordovícico Inferior (Arenig). Como iremos ver, o presente estudo aponta, também, para um controlo lito-estratigráfico, além de outros (ver 4.4.).

No que diz respeito à mina de Vale do Inferno, cerca de quilómetro e meio a SE da mina de Ribeiro da Igreja, não possuimos dados de trabalhos pormenorizados, feitos anteriormente. Existem algumas referências a determinados minerais, aí encontrados, como é o caso da volframite (C. Neiva 1944). No presente estudo, deparámos com dificuldade em conseguir amostras mineralizadas. Foi possível definir uma paragénese, onde os estádios ferri-arsenífero, zincífero e antimonífero estão presentes.

3.2.1.2.Gitologia

Os trabalhos mineiros romanos tiveram grande importância neste sector, como podemos verificar no Mapa 3. São numerosos os fojos, que, por vezes, atingem grandes proporções (Fig. 4, Mapa 3, Est. 1, foto1). Além destes, existem trabalhos mais recentes. Como já referimos, em Ribeiro da Igreja existem 3 galerias e três poços (Fig 84). Efectuámos o levantamento das galerias 1 e 2 (anexos 2.1. e 2.2.). Em Vale do Inferno, foi também efectuado o levantamento da galeria existente, com amostragem (anexo 2.3.).

A - Ribeiro da Igreja

Em Ribeiro da Igreja existem duas direcções dominantes de estruturas filonianas (N32-50 e N69-76). Parte dos filões mineralizados enquadram-se no primeiro grupo (NE-SW), de estruturas mineralizadas e são filões geralmente pouco possantes (espessura ≤30cm), por vezes simples fracturas preenchidas por estibina. Os filões mais possantes (espessura superior a 1m), nomeadamente o filão principal tem direcção geral E-W (apesar de as direcções por nós assinaladas na área actualmente acessível das galerias, serem

inferiores a 76º, M. Ferreira & Andrade num levantamento efectuado em 1976, indicam uma direcção geral E-W para este filão). Em geral, apresentam inclinações superiores a 50º, inclinando para sul, leste ou sudeste.

Tendo em conta os trabalhos romanos (ver Tabela 1 - anexo 7), não existe grande diferença entre as orientações das estruturas mineralizadas das minas de Ribeiro da Igreja e Vale do Inferno. Os filões N-S, dominantes em Vale do Inferno, em Ribeiro da Igreja só aparecem no piso inferior (galeria 1 - anexo 2.1.).

As estruturas mineralizadas ocorrem preferencialmente nas alternâncias do Arenig (Formação de Santa Justa), embora se prolonguem para os siltitos e xistos do Lanvirniano-Landeiliano (Formação de Valongo). O nível estratigráfico, em que se concentram as mineralizações, correspondente a alternâncias de vaques, arenitos quártzicos (quartzitos), siltitos, e argilitos e apresenta uma sedimentação bastante perturbada, com níveis vulcano-sedimentares (ver 2.3.1.1.).

Na galeria 1 de Ribeiro da Igreja foi observado um filão de pequena espessura (10cm), constituído por quartzo branco, com elementos de xisto, pertencente ao terceiro grupo (N10/50E), que poderá ser responsável pela ocorrência de volframite com estibina intersticial (por nós assinalada numa superfície polida fornecida por Gaspar, DGGM Porto e cuja referência diz respeito ao 2ºpiso da galeria, uma vez que é esta a direcção dos filões de W que circundam o distrito antimonífero. Outros filões com espessuras entre 20 e 30 cm e com direcção NE-SW (entre N30 e N40) foram assinalados além de uma fractura N50 preenchida por estibina (as mesmas direcções filonianas foram observadas na galeria 2). O filão mais espesso (cerca de 60cm), com direcção N70, corresponde certamente ao filão principal explorado na galeria 2. Neste, o preenchimento precoce brechóide, estéril, ocupa grande parte da caixa filoniana, ocorrendo quartzo mineralizado em estibina, a muro do filão. A rocha encaixante é essencialmente xistenta (xistos escuros) e a estratificação é quase sempre horizontal (ver Fig. 74).

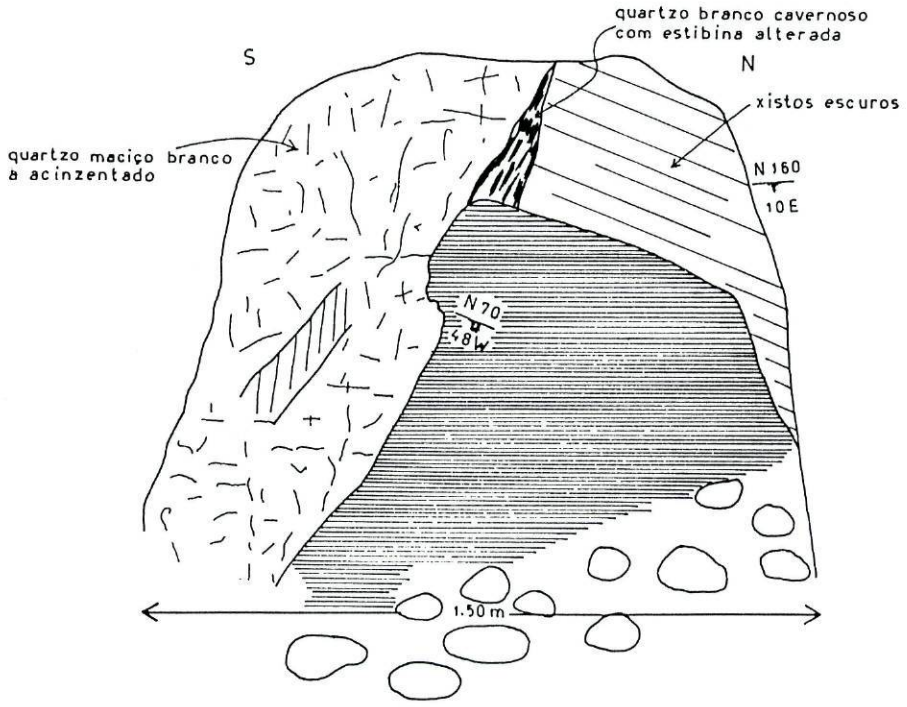


Fig. 74 - Filão mineralizado observado na galeria 1 (ver localização anexo 2.1.).

Pudemos também constatar que os filões mais espessos são os que preenchem, como seria de esperar, fracturas que foram rejogadas e reabertas (cf. Fig. 8). Assim estes filões do primeiro grupo, mineralizados em estibina, podem ser divididos em dois subgrupos. O primeiro, com direcções que variam entre N32 e N50 (NE-SE), aproximadamente, correspondentes às direcções de fracturas de corte ante-Estefanianas rejogadas como fracturas de tracção pós-Estefanianas, apresenta espessuras variáveis entre 5 e 30cm. O segundo, mais importante, com direcções entre N69 e N76 (ENE-WSW) ocupa fracturas de tracção ante-Estefanianas rejogadas como fracturas de corte pós-Estefanianas, atingindo uma possança de cerca de um metro. Estas duas direcções dominantes foram seguidas no salão à entrada da galeria 2 (ver anexo 2.2.).

Foi observada a presença de um "stockwork" de filonetes de quartzo branco, com apatite e pirite, na galeria 2 (anexo 2.2.) e que corresponde a um preeenchimento precoce. Existem filonetes de quartzo com jamesonite que recortam este preenchimento sendo por sua vez recortados por um quartzo hialino, geódico, com estibina, mais tardio (ver 3.2.1.3.).

O preenchimento do filão principal é constituído por quartzo maciço, branco a cinzento, com fragmentos de rocha encaixante. A estibina é nitidamente tardia, ocorrendo, geralmente, a muro, subindividualizada do resto do preeenchimento filoniano por uma salbanda argilosa (Fig. 74). Isto é bem visível no filão N70, no salão, à entrada da galeria 2 (anexo 2.2.) e na galeria 1 (anexo 2.1. e Fig. 74). Por vezes, praticamente, não existe ganga, a não ser algum quartzo branco cavernoso. A mineralização ocorre, também, em fracturas, entre o quartzo e o xisto, ou seguindo os planos de estratificação. A pirite e a arsenopirite são frequentes na rocha encaixante (particularmente nos xistos e quartzitos negros), quer em filonetes, quer em cristais automórficos (atingem 2 cm) (Est. 2, foto 1)

Nas galerias 1 e 2 da mina de Ribeiro da Igreja a estratificação é sub-horizontal, sendo mais aprumada noutros lugares (mesma observação que em Vale do Inferno). A ocorrência de dobras menores foi também observada em afloramento por trás da última casa da mina, ao longo do caminho que segue para o tanque (Fig. 75). Observam-se também diferentes direcções de filões e de fracturas, entre as quais fracturas pouco inclinadas relacionadas com a fase tardia (ver 2.2.).

O esquema ilustrado na Fig. 76 corresponde a um corte geológico efectuado na galeria 2, em que se pode observar a ocorrência de pseudonódulos, atingindo 5 cm de comprimento. Os filões, assim como as fracturas com estibina, recortam os planos de estratificação, quase a 90º, inclinando 50º para leste, neste local em que a sedimentação se apresenta bastante perturbada.

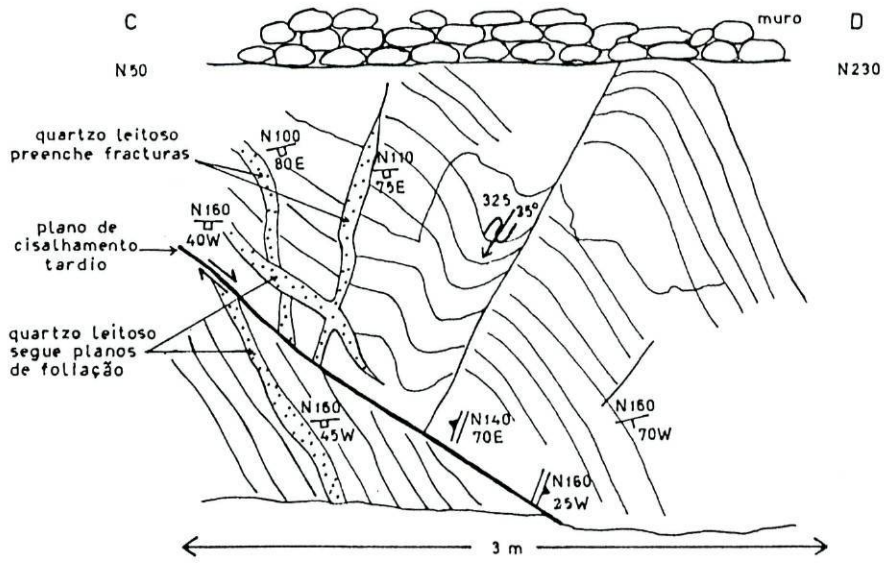


Fig. 75 - Dobras nas alternâncias do Arenig. Este esquema ilustra bem o que se observa no interior da mina (ver localização Mapa 3).

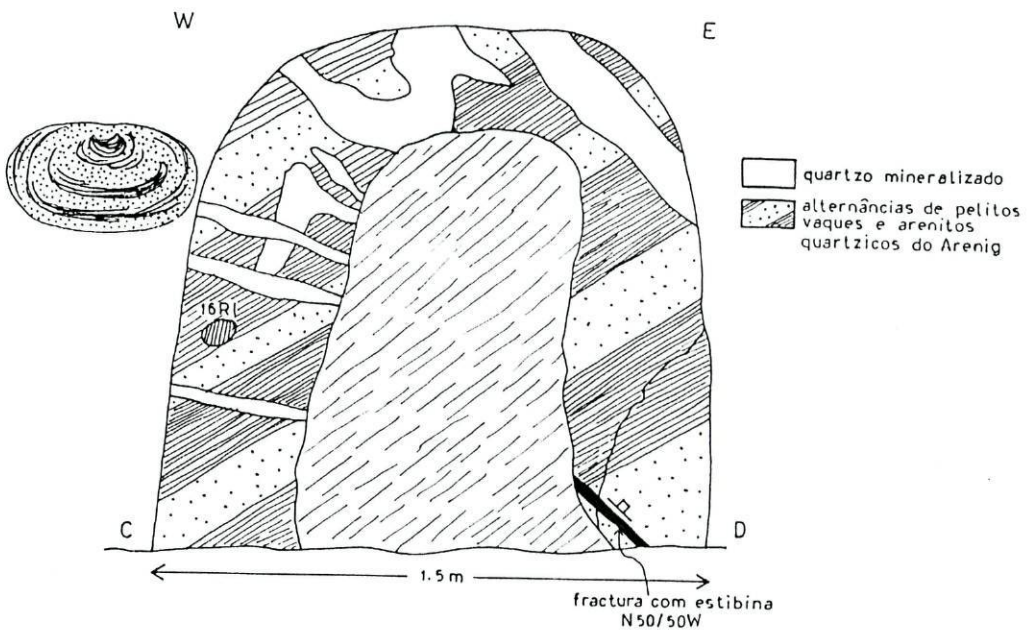


Fig. 76 - Perfil geológico no interior da galeria 2 (assinalado no anexo 2.2.).

B - Vale do Inferno

No que diz respeito à mina de Vale do Inferno, a galeria recorta essencialmente dois filões (N0-24 e N100-115), em que foram medidas as variações de rumo assinaladas na Tabela 1 - anexo 7.

Estas duas direcções filonianas principais medidas na galeria, pertencem ao segundo (N100-N115 inclinando para NE) e terceiro grupos (N0-N24 inclinando para E) de estruturas mineralizadas, chegando a atingir um metro de espessura. Apenas uma direcção de menor importância se poderá incluir no primeiro grupo (N40/86SE).

Nos filões com direcção geral N-S, que cortam a estratificação a altos ângulos (superior a 60^0), foi possível observar a ocorrência de dois preenchimentos filonianos. Estes filões atingem também um metro de possança (Fig. 77 - ver localização no anexo 2.3.).

A zona central corresponde ao primeiro preenchimento brechóide (elementos angulosos não orientados) em que o quartzo branco, maciço engloba fragmentos da rocha encaixante e passa, lateralmente, a quartzo geódico. No encosto oeste, os elementos de xisto apresentam-se laminados e orientam-se paralelamente ao plano do filão, indicando que houve rejogo. Como acontece em Ribeiro da Igreja, a estibina é posterior a um primeiro preenchimento de quartzo brechóide.

Noutro local da galeria, a laminação ocorre, também, no outro hasteal No cruzamento da galeria de acesso com a galeria transversal (N-S), a estratificação é sub-horizontal, passando a N120 /58N para o hasteal norte, onde ocorre o filão (anexo 2.3.). No fundo da galeria transversal (desmonte a norte) a estratificação passa a inclinar para SW. Encontramo-nos no flanco este do anticlinal principal, indicando estas variações na atitude da estratificação a ocorrência de dobras menores. Na ravina ao nível da galeria e abaixo desta (ver Mapa 3), já no Lanvirniano, a estratificação é sub-horizontal, ondulada, o que parece estar associado à presença de filões (as fracturas são mais abertas do que quando a estratificação é inclinada).

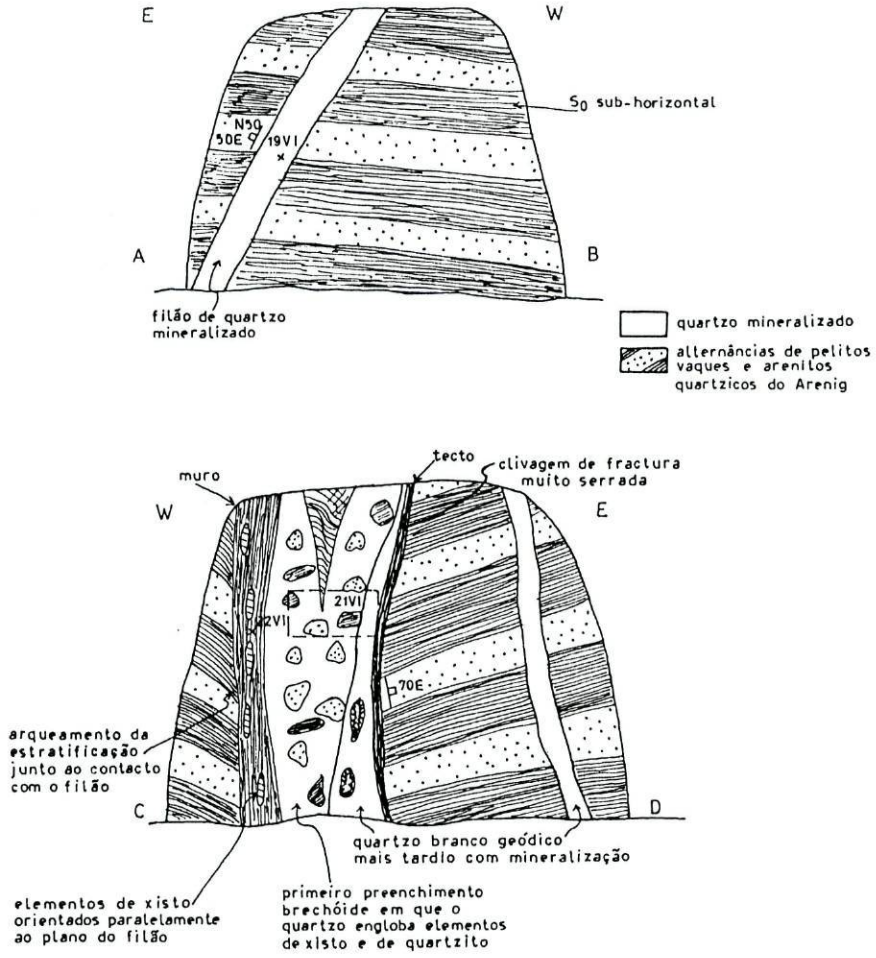


Fig. 77 - Perfis geológicos AB e CD no interior da galeria (assinalado no anexo 2.3.).

Nesta mina, foi assinalada por C. Neiva (1944) a ocorrência de volframite em cristais automórficos englobados pela estibina. Um dos filões principais da galeria, com direcção N-S (N00-N20), poderá ser o responsável pela ocorrência do tungsténio, uma vez que é, como já referimos, a direcção dos filões de tungsténio, que ocorrem na proximidade de granitos (área de Viseu por exemplo). Além disso e como já referimos, a mina foi concessionada para o tungsténio, além do ouro e antimónio. Detectámos a ocorrência de scheelite num seixo de quartzo rolado, o qual poderá ser alóctone. Tendo utilizado o

"mineral light" no interior da galeria, não foi detectada qualquer fluorescência. Contudo devemos ter em conta que, exceptuando os locais de amostragem, as zonas aflorantes encontram-se bastante oxidadas.

Assim, como acontece noutros sectores, quando o tungsténio está presente, ocorrem filões com direcção N-S. Além disso, verificamos que o outro filão principal da galeria de Vale do Inferno, com direcção aproximada E-W, corta o primeiro com um rejeito direito de cerca de 50cm, devido ao rejogo posterior à instalação do filão, ou simplesmente o filão N-S seria recortado por uma fractura E-W que teria sido preenchida posteriormente.

C - Fojos

No que diz respeito aos trabalhos romanos, as direcções preferenciais são do primeiro e segundo grupos (N40-N120), englobando assim as duas direcções (N40 e N70) de fractura, que foram rejogadas pela segunda fase de deformação pós-Estefaniana (cf. Fig. 8). É frequente verificar-se que os trabalhos romanos foram explorados em vários níveis, tendo seguido, não um filão com caixa filoniana bem definida, mas sim massas mineralizadas (Est. 1, foto 1 - fojo da Valéria com quatro níveis de galerias).

De uma maneira geral (com excepção de um fojo), as estruturas filonianas apresentam grandes inclinações ($\geq 50^0$), geralmente, para E ou NE.

3.2.1.3.Estudo mineralógico e paragenético

Na mina de Vale do Inferno os filões da galeria apresentam-se, como já referimos, pouco mineralizados. Em amostra de mão foi observada pirite e alguns sulfuretos cinza muito alterados. Existem abundantes depósitos de óxidos de ferro (estalactites e estalagmites), logo a pirite era sem dúvida abundante

O jazigo Ribeiro da Igreja, possui uma paragénese bastante variada. No Quadro 4 (ver 3.1.) são referidos os minerais que aí foram assinalados, quer no decurso do presente trabalho, quer em trabalhos anteriores.

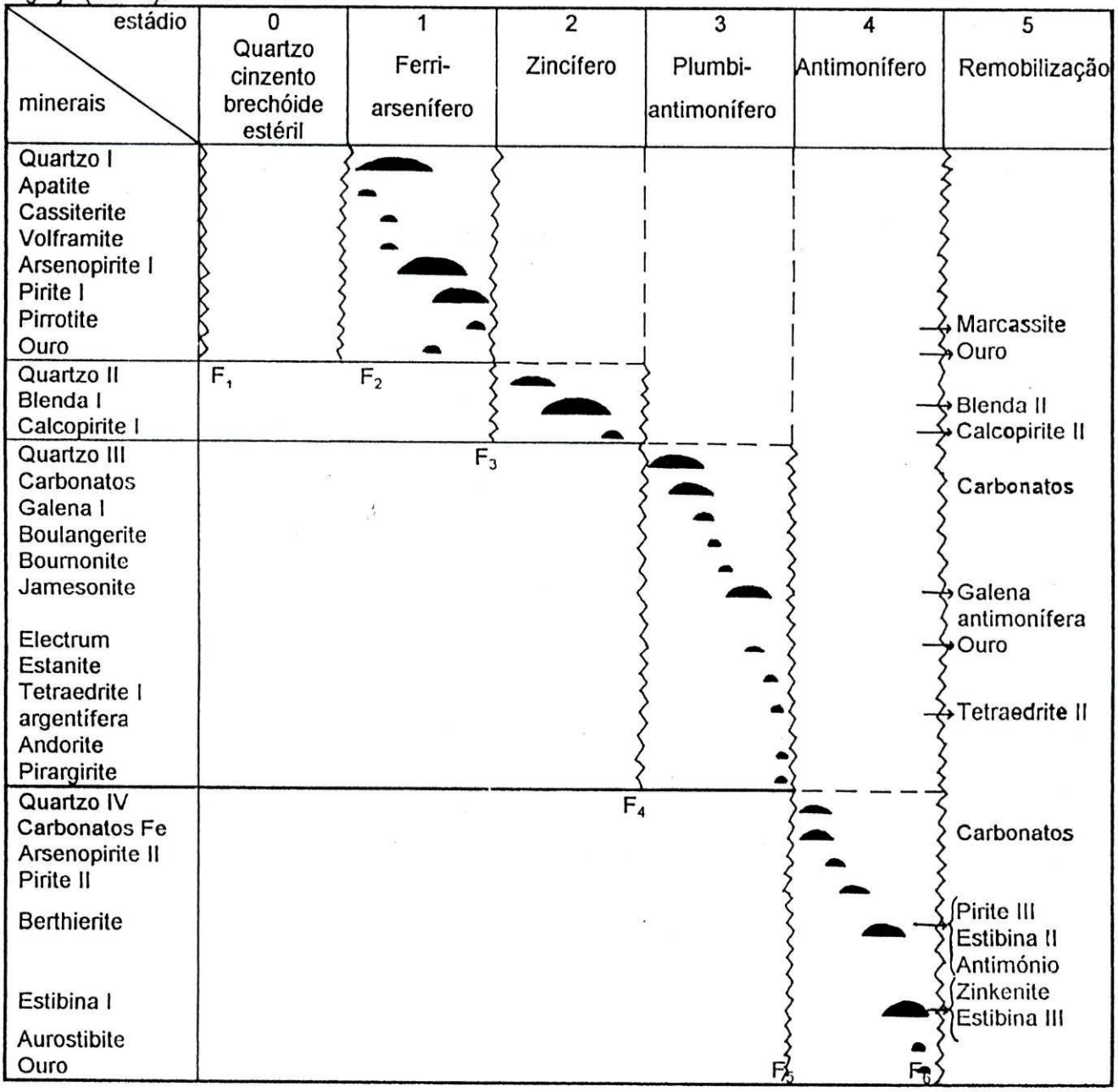
A - Ribeiro da Igreja

Um primeiro estudo de Andrade & Ferreira (1976) definiu uma sequência de três estádios: o primeiro com quartzo + arsenopirite + pirite + estibina + ouro + berthierite (?), um segundo com estibina II posterior à blenda + calcopirite + pirrotite + pirite + jamesonite, e um terceiro com estibina III, preenchendo vazios e, eventualmente, posterior aos carbonatos.

A observação de cerca de cento e sessenta superfícies polidas, permitiu distinguir cinco tipos paragenéticos (Quadro 5), correspondendo a cinco estádios de evolução da mineralização, já definidos anteriormente (Couto et al. 1990), que se seguem a sucessivos episódios de fracturação. No Quadro 4 (ver 3.1.) estão assinaladas as espécies minerais identificadas.

Um primeiro estádio ferri-arsenífero, dominante, é seguido por um estádio zincífero, igualmente importante, e por um terceiro, plumbi-antimonífero, que precedeu o depósito maciço de antimónio (quarto estádio), essencialmente sob a forma de berthierite e estibina. Um quinto estádio polimetálico, rico de Pb-Zn-Cu, sobrepõe-se a esta sequência. A chapmanite ($Fe_2Sb(OH)(SiO_4)_2$) é, provavelmente, supergénica (Est. 4, fotos 4 e 5). Foi analisado, à microssonda electrónica, ouro que atribuimos a várias gerações: uma delas (amostra 385A), que ocorre associada à ganga (clorite ferrífera?), parece ser singenética (ver 3.5.1.1., Est. 28, foto 1). Será importante sublinhar que o estudo à microssonda electrónica das arsenopirites, permitui identificar duas gerações deste sulfureto (ver 3.5.1.2.). Uma geração de mais baixa temperatura (As+Sb=27.5at%), associada à ganga (amostra 306C), é semelhante a uma que descrevemos também na mina das Banjas (ver 3.5.1.2.) e que corresponde provavelmente a uma arsenopirite sin-sedimentar. A outra geração analisada corresponde à arsenopirite I (As+Sb=30.5 a 32.3at%) é de mais alta temperatura e, tudo indica, hidrotermal, e foi assinalada no primeiro estádio de mineralização. A arsenopirite II não foi analisada.

Quadro 5 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Ribeiro da Igreja (Sb-Au).



Estádio 1 ferri-arsenífero: quartzo leitoso abundante + apatite + cassiterite + volframite + arsenopirite I +pirite I + pirrotite I + ouro.

Esta associação paragenética é, nitidamente, a mais precoce. A apatite (ver 3.5.2.3.) ocorre em cristais por vezes centimétricos englobados pelo quartzo no "stockwork". A arsenopirite e a pirite são os minerais dominantes, ocorrendo em grandes cristais automórficos, numa ganga quartzosa (Est. 3, foto 1). Na arsenopirite ocorrem, por vezes, maclas em ampulheta. A análise à microssonda forneceu teores de As+Sb entre 30.5 e 32.3at% (ver 3.5.1.2.). Na pirite, são frequentes inclusões de pirrotite, calcopirite e tetraedrite. A pirrotite é rara e, normalmente, apenas são visíveis pseudomorfoses de marcassite depois de pirrotite.

Nesta associação, a presença de cassiterite e de volframite foi, pela primeira vez, assinalada no decurso deste trabalho (Couto et al. 1990). A cassiterite ocorre em cristais englobados pela arsenopirite (Est. 3, foto 3). A volframite foi reconhecida em duas superfícies polidas, em cristais automórficos no quartzo, com estibina intersticial. Foi assinalado ouro precoce (com $C_{máx}$=4.9% Ag e um pouco de Sb), que parece associado à arsenopirite e pirite primárias.

Estádio 2 zincífero: quartzo hialino + blenda I + calcopirite I.

Esta associação paragenética é dominada pela blenda I, que contém frequentes inclusões de calcopirite, pirrotite, pirite e tetraedrite, por vezes orientadas segundo as clivagens (Est. 5, foto 6). Esta blenda é rica de Fe ($\bar{x}$=6.1% Fe) (ver 3.5.1.3.). Um episódio de fracturação separa este estádio do precedente. A blenda preenche fracturas e cavidades da pirite e da arsenopirite. Quando engloba estes minerais, ocorrem figuras de corrosão, o que evidencia condições de desequilíbrio químico. A blenda I, engloba, também, cristais de pirrotite.

A calcopirite é mais tardia, sublinhando por vezes o contorno dos cristais de blenda.

Estádio 3 plumbi - antimonífero: quartzo + carbonatos + galena I + boulangerite + bournonite + jamesonite + ouro (electrum) + estanite + tetraedrite argentífera + pirargirite + andorite.

Entre o segundo e o terceiro estádios, ocorreu um episódio de fracturação, evidenciado pelo preenchimento de fracturas da blenda por jamesonite, tetraedrite e pirrotite II, sem dúvida remobilizadas (Est. 5, foto 6 e Est. 4, foto 1).

A boulangerite ($Pb_5Sb_4S_{11}$) e a galena são raras, ocorrendo associadas. A análise à microssonda electrónica revelou que esta galena precoce é desprovida de Sb e praticamente desprovida de Ag (ver 3.5.1.4.). A bournonite ($PbCuSbS_3$) foi identificada (confirmada ao MEV) em três superfícies polidas, numa ganga de carbonatos (Est. 4, foto 2). Vê-se que é posterior à blenda, corroendo-a.

A jamesonite ($Pb_4FeSb_6S_{14}$), frequente pelo menos localmente, ocorre com um hábito fibroso ou acicular, preenchendo geodes e é por vezes englobada pela tetraedrite. Penetra ao longo das clivagens da blenda e corta-a perpendicularmente às mesmas.

A tetraedrite I é argentífera, ocorrendo associada à jamesonite (Est. 3, fotos 4, 5 e 6). Foram observados cristais losângicos de jamesonite na tetraedrite, mostrando assim que a segunda é posterior à primeira (amostra 306A).

A pirargirite e a estanite ocorrem em fissuras da blenda I e da jamesonite e corresponderão provavelmente ao estádio de remobilização. A estanite apresenta-se também em auréolas substituindo a blenda (Est. 5, foto 4).

A andorite ($PbAgSb_3S_6$), pela primeira vez assinalada, foi identificada à microssonda, ocorre associada ao electrum (Est. 30, foto 1) e poderá traduzir a continuidade da deposição de Ag já expressa com a formação da tetraedrite.

Neste estádio a fase aurífera exprime-se sob a forma de electrum e ocorre associado à jamesonite.

A ganga é essencialmente constituída por quartzo sendo os carbonatos mais raros. Entre os últimos foi assinalada a calcite (ver 3.5.2.1.).

Estádio 4 antimonífero: quartzo + carbonatos de ferro + arsenopirite II + pirite II + ullmannite+ berthierite + estibina I + aurostibite + ouro.

Uma segunda geração de arsenopirite II e pirite II, mais finamente cristalizadas que a primeira, preenche fracturas da pirite I e da arsenopirite I (Est. 5, foto 2).

A ullmannite (NiSbS) foi pela primeira vez assinalada numa única amostra, num pequeno cristal englobado pela estibina (Est. 5, foto 3).

No seguimento de uma nova fracturação, fases antimoníferas precipitam em grande quantidade, primeiro sob a forma de berthierite, depois sob a forma de estibina I (Est. 5, foto 5). Estes minerais, ora forram fracturas preenchidas por quartzo em pente, ou quartzo geódico, ora são englobados por quartzo maciço. Algum Sb excedentário originou a precipitação de antimónio nativo.

O ouro ocorre sob a forma de ouro nativo, associado à estibina I, com baixos teores em Ag ($C_{máx}$=9.8% Ag) e sob a forma de aurostibite ($AuSb_2$), pela primeira vez assinalada nestes jazigos. Este mineral foi reconhecido numa única amostra (amostra 393), misturado com ouro puro (ver 3.5.1.1.).

Os carbonatos de ferro (siderite e dolomite-anquerite), formaram-se, provavelmente, no início deste estádio, pois preenchem fracturas da blenda e são nitidamente anteriores à berthierite-estibina (Est. 4, foto 6).

Estádio 5 de remobilização - sobre-imposição: estibina II + blenda II + calcopirite II + tetraedrite II + pirite III + zinkenite + antimónio + estibina III + marcassite + galena antimonífera + ouro + carbonatos tardios.

Os elementos metálicos, que intervêm neste estádio, apareceram nos estádios precedentes sob a forma de sulfuretos, tendo sido remobilizados por fluidos mais tardios

A berthierite decompõe-se originando estibina II (Est. 4, foto 3). O ferro libertado por este processo, deu origem à melnicovite (pirite colomórfica), que ocorre, geralmente, em cavidades da estibina II, por vezes recristalizada em marcassite. É provável que esta desestabilização tenha, também, decorrido durante o estádio precedente. Fluidos com Cu, Zn e Sb podem ser responsáveis por esta alteração, provocando a formação de blenda II e de tetraedrite II em cavidades da berthierite - estibina. A blenda II apresenta-se por vezes com uma estrutura esferolítica com reflexões internas amarelas, evidenciando baixos teores em Fe (ver 3.5.1.3.) (Est. 4, foto 4). A calcopirite II parece também ter-se formado por este processo. No contacto com a jamesonite o antimónio combina-se com o chumbo dando lugar à zinkenite ($Pb_6Sb_{14}S_{27}$) (em fracturas - amostra 360), seguida por um pouco de estibina III intersticial (microcristalina). O antimónio é remobilizado da estibina por soluções ricas de Pb e pobres de S, que retomam o S deste mineral e libertam Sb.

Os carbonatos tardios (indeterminados) podem, também, estar relacionados com estas remobilizações, assim como a marcassite resultante da alteração da pirrotite, e a galena II, rica de antimónio, que resultou, provavelmente da alteração supergénica da jamesonite (Est. 5, foto 1). Este tipo de galena, que é anisotrópica, ocorre em jazigos franceses, tendo sido estudada por Möelo et al. (1980), que concluiram que a anisotropia era devida à presença de antimónio e arsénio em baixos teores (no caso presente foi apenas analisado o Sb, ver 3.5.1.4.); no caso dos jazigos filonianos com estibina, este mineral resulta quer da remobilização de uma mineralização plumbi-antimonífera, com aumento da relação Pb/Sb, quer por evacuação preferencial do antimónio, quer ainda pela sua oxidação selectiva. O electrum associado à jamesonite perde a prata, dando lugar a ouro puro (jamesonite + electrum>galena II + Au) (Est. 3, foto 3; Est. 30, fotos 1 e 3). O ouro associado a este estádio, pode, ainda, ter sido remobilizado de qualquer geração precedente.

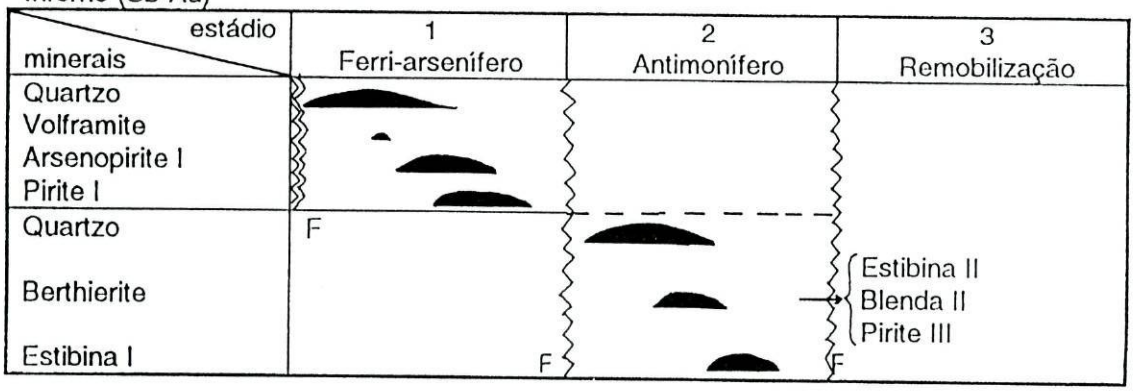
É de salientar que, neste estádio, a deposição dos minerais não segue qualquer ordem sistemática, e a sua formação reflecte o quimismo dos minerais remobilizados.

B - Vale do Inferno

Os minerais que constituem esta associação, foram já assinalados por Couto et al. (1990).

Na Quadro 4 (ver 3.1.), assinalam-se as espécies minerais identificadas. Neste jazigo, as amostras mineralizadas são bastante escassas, quer nas escombreiras, quer na galeria e assim o quadro paragenético que apresentamos (Quadro 6), poderá estar bastante incompleto se o compararmos com o de Ribeiro da Igreja. Com base nas amostras estudadas, consideramos três estádios na evolução da mineralização. Ao MEV foram identificadas a calcopirite e a tetraedrite argentífera (em inclusões na pirite), provavelmente representativas do estádio zincífero e plumbi-antimonífero, respectivamente, se compararmos com a paragénese de Ribeiro da Igreja.

Quadro 6 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Vale do Inferno (Sb-Au)



Estádio 1 ferri-arsenífero

É nitidamente dominante. A pirite, mais abundante, e a arsenopirite ocorrem em cristais euédricos. A análise da arsenopirite à microssonda indica teores de As+Sb=30at%, correspondentes à composição da arsenopirite I dos jazigos de Sb-Au e Au-As (ver 3.5.1.2.). No interior da galeria são abundantes depósitos de óxidos de ferro (estalactites e estalagmites), indicando que a pirite era, sem dúvida, abundante.

Como já referimos, foi assinalada a presença de volframite envolvida por antimonite (C. Neiva ,1944).

Estádio 2 antimonífero

Foi assinalada a presença de berthierite residual e de estibina I. No filão ocorrem, também, óxidos de Sb.

Estádio 3 de remobilização.

Este estádio está representado pela estibina II, melnicovite e blenda tardia, resultantes da desestabilização da berthierite.

Ocorrem ainda a covellite, calcocite e bornite?

Como já referimos, são numerosos os trabalhos romanos, sendo ainda visíveis algumas escombreiras, onde apenas foi observada a ocorrência de pirite. Em alguns quartzos observam-se cavidades de dissolução que parecem corresponder a cristais aciculares de estibina.

3.2.1.4.Conclusão

Com base nas observações efecuadas, parece-nos lícito poder afirmar ter existido um controlo estrutural e litológico das mineralizações. Assim como já foi referido em 2.3.1.2., os trabalhos mineiros (que, no presente caso, se circunscrevem à zona periclinal ou muito próximo, no flanco este) ocorrem associados a dobras menores relacionadas com a deformação ante-Estefaniana. Os filões instalaram-se em fracturas de tracção ou fracturas de corte que foram posteriormente rejogadas. As direcções filonianas dominantes são NE-SW, seguida pela E-W e depois pela N-S. O primeiro estádio terá ocupado, preferencialmente, fracturas de direcção N-S, donde se poderá depreender que é mais antigo, enquanto o estádio com antimónio foi, principalmente, controlado por fracturas E-W e NE-SW. O controlo litológico manifesta-se, uma vez que, quer os trabalhos romanos, quer as galerias mais recentes, se concentram nas alternâncias do Arenig. A mineralização parece também, estar controlada por níveis de litologia particular (camadas negras com matéria orgânica e sulfuretos).

A presença de apatite (ver 3.5.2.3.) no "stockwork", em quantidade considerável, parece indicar a presença de uma fonte granítica não aflorante, a qual poderá ter fornecido os fluidos que originaram os filões e, ao mesmo tempo, ter lexiviado metais previamente concentrados nos níveis vulcano-sedimentares do Arenig, à semelhança das hipóteses avançadas por Marcoux et al. (1984) para a génese dos jazigos de antimónio de Vendée no maciço Armoricano.

3.2.2.SECTOR DE MONTALTO (Sb-Au)

Na Mapa 4 estão representados os trabalhos mineiros observados na área da mina de Montalto. Foram assinaladas três galerias (Sto António - galeria 3?, S. João - galeria 2? e Sto Agostinho correspondente à galeria 1) e um poço mestre (Cudell 1889, refere um poço mestre vertical aberto no encaixante e um poço mestre inclinado aberto em filão). Foi efectuado o levantamento da galeria

longitudinal da mina de Montalto. A. Carvalho (1964), refere que a mina de Montalto foi uma das minas mais importantes da zona, quer pela extensão que atingiram os trabalhos, quer pelos teores das mineralizações em antimónio e ouro revelados durante a lavra

3.2.2.2.Apresentação do sector

A lavra da mina começou em 1863 e tomou grande desenvolvimento (Monteiro & Barata 1889). Até 1881 foi efectuada apenas a exploração do antimónio e só a partir daí se começou também a explorar o ouro (Cudell 1889). Torres (1954), refere que nos primeiros trabalhos da mina de Montalto (galerias de Sto António, S. João e Sto Agostinho) se encontraram pintas ou manchas de ouro no quartzo dos filões. Em 1887 encontraram-se, nos desmontes do piso nº4 (ver anexo 2.5.) pequenas pintas de ouro nos quartzos extraídos com o mineral de antimónio. Cudell (1889), refere, ainda, que o ouro se apresenta em pintas impregnadas no quartzo e, às vezes, em lâminas no antimónio, nos contactos do quartzo e do antimónio com as salbandas do filão e ainda em pepitas de dimensões variáveis, que atingiram os 15g. O ouro invísivel varia de 1 a 70g/t de quartzo, aparecendo muitas vezes acompanhado de Ag na proporção de 44 a 460g/t. Cudell (1889) refere que no piso 5, onde ocorriam "galenas de antimónio", o ouro passou de pequenas pintas a pequenas lâminas e fios, sempre acompanhados de pequenos cristais de blenda, de pirites de ferro e de nacrite (grupo da caulinite) Fala ainda da ocorrência de pepitas que atingiram os 12g, no piso 6. As análises fornecidas por este autor (ver Quadros 7 e 8 - anexo 7), mostram que o ouro apresenta teores que variam entre 5g/t nos xistos do tecto e muro do filão aumentando para 60 a 180g/t nas amostras com estibina, atingindo os máximos teores no quartzo branco com pequenas pintas de ouro que contém 90 a 500g/t, tendo produzido, até 1889, um total de cerca de 13kg de ouro. Os teores em prata variaram entre 20 e 460g/t, tendo sido a produção total de cerca de 7kg. Cudell (1889) considera que os quartzos das escombreiras, acumulados nas vertentes da mina desde o início dos trabalhos (5000 a 6000t), poderão fornecer 260kg de ouro (considerando uma média de 40g/t).

Koehler (1939), refere os resultados da análise de vinte e duas amostras, efectuadas na Holanda, pelo Eng. C. Menschaar em 1938 (ver Quadro 9 - anexo 7).

Segundo Schouten (1947), o ouro contido nos filões antimoníferos, quartzos e gangas de Montalto (faz referência a teores de 11.5g/t) ultrapassou os teores das minas da Fontinha e Ribeiro da Serra. O mesmo autor refere, ainda, que a distribuição do ouro é bastante irregular, tanto nos filões como na ganga, com variações de mais ou menos 10g.

No que diz respeito ao antimónio, os dados que possuímos, são também fornecidos por Cudell (1889) não havendo referências mais recentes. Este autor refere que entre 1864 e 1888, a exploração terá atingido uma profundidade de 190m e uma extensão de 225m. tendo sido desmontados 17340m^2 que correspondem a uma produção de 6763172kg de estibina, o que equivale a 2359kg/m^2 (ver Quadro 10 - anexo 7).

3.2.2.2.Gitologia

Em Montalto, o filão mineralizado assinalado nas galerias enquadra-se no quarto grupo (NNW-SSE) de estruturas mineralizadas (direcção entre N135^0 e N150^0), controlados por uma importante zona de cisalhamento (ZCD). Apresenta inclinações superiores a 50^0 para SW e uma possança de cerca de 40-50cm até 1.50m. O filão que assinalamos no Carbonífero, posto a descoberto pelos trabalhos de exploração de carvão levados a cabo pela Terriminas, apresenta uma direcção próxima de E-W. De assinalar que Rabie (1963) faz referência a uma falha E-W, ao longo da qual ocorre estibina e pirite e que poderá controlar a mineralização.

Segundo o Catálogo da Secção de Minas (Monteiro & Barata 1889), a possança do filão N135, é muito variável, bem como o rumo e inclinação, característica geral nestes jazigos. A espessura do filão é muito variável, atingindo localmente meio metro ou mais, podendo, reduzir-se depois a alguns centímetros ou mesmo desaparecendo. Refere ainda que nesta mina se encontrou um meio rico com quatro metros de possança. Segundo Cudell (1889), a estibina tanto ocorre em moscas, como em meios compactos com espessuras variáveis entre dez dez centímetros e metro e meio. Actualmente,

no filão da galeria 1 vê-se que a estibina ora ocorre disseminada ora se concentra em lentículas com cerca de vinte centímetros. Ainda segundo Cudell (1889), a metalização ocorre em fracturas com direcção e inclinação variáveis, sempre com as mesmas características mineralógicas, no que diz respeito à ganga e aos minérios, o que prova que a sua origem se deve ao mesmo impulso geológico apesar da falta de paralelismo entre essas fracturas.

Os filões assinalados nas galerias ocorrem essencialmente encaixados em conglomerados da associação litológica superior da Unidade de Montalto (ver 2.3.2.1.), com intercalações de níveis pelíticos. Assinalamos ainda, como referimos anteriormente, um filão de quartzo leitoso recortado por quartzo cavernoso com estibina (amostra 214M, ver Mapa 4) em formações do Carbonífero (direcção aproximadamente E-W). Rabie (1963) refere também a ocorrência de estibina no conglomerado do Carbonífero, dobrado segundo a direcção E-W e silicificado a NW da mina de Montalto.

Na galeria 1 é possível verificar que, como já assinalamos noutros jazigos, ocorre um primeiro preenchimento de quartzo de cor cinza, pouco mineralizado, brechificado e preenchido por quartzo branco mineralizado em estibina que ocorre a tecto (ver Figs. 78 e 79) ou a muro (Fig. 80). Em Ribeiro da Igreja, o preenchimento com mineralização ocorre a muro do filão. Este quartzo cavernoso apresenta oxidações, provavelmente, de sulfuretos, tendo sido observado ouro à vista desarmada. Como iremos ver no estudo mineralógico, esta geração de ouro parece associada á estibina, tendo sido parte dele remobilizado mais tardiamente com perda de prata (ouro esponjoso).

3.2.2.3.Estudo mineralógico e paragenético.

Schouten (1947) fez o primeiro estudo microscópico das mineralizações de Montalto, referindo a ocorrência dos seguintes minerais: estibina, pirite, arsenopirite, limonite, blenda, calcopirite, bornite, covellite e rútilo. Assinala, ainda, a presença de partículas de ouro argentífero.

O presente estudo foi efectuado em cerca de duas dezenas de superfícies polidas, algumas delas provenientes do filão mineralizado, ainda observável na galeria 1 (ver Mapa 4). As espécies minerais identificadas estão assinaladas na Tabela 1 - anexo 7.

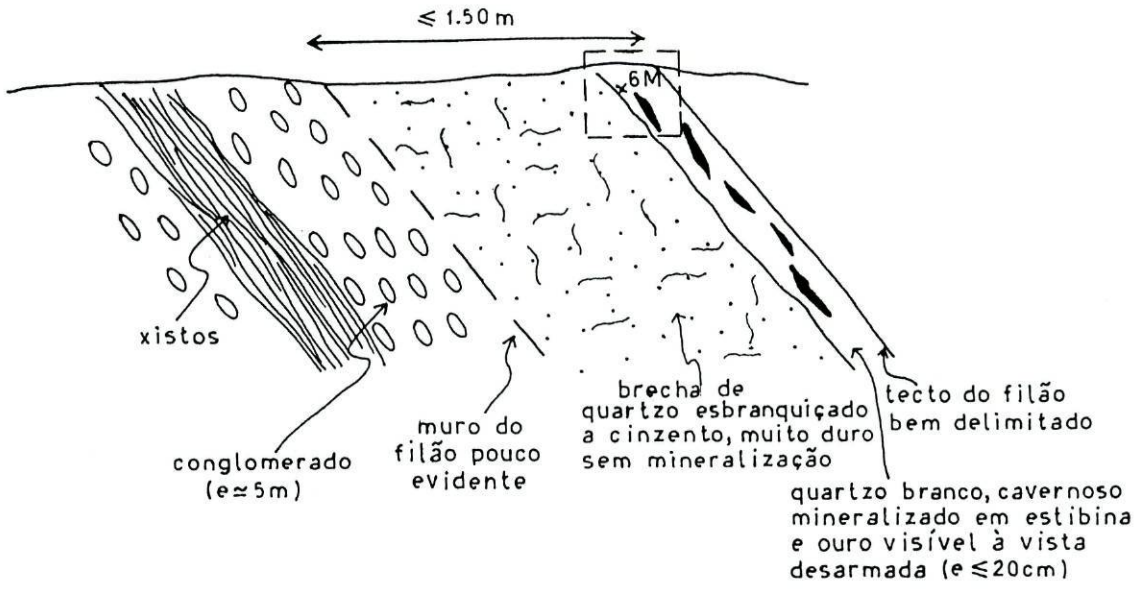


Fig. 78 - Filão N135 encaixado nos conglomerados da Unidade de Montalto, observado na galeria de Santo Agostinho.

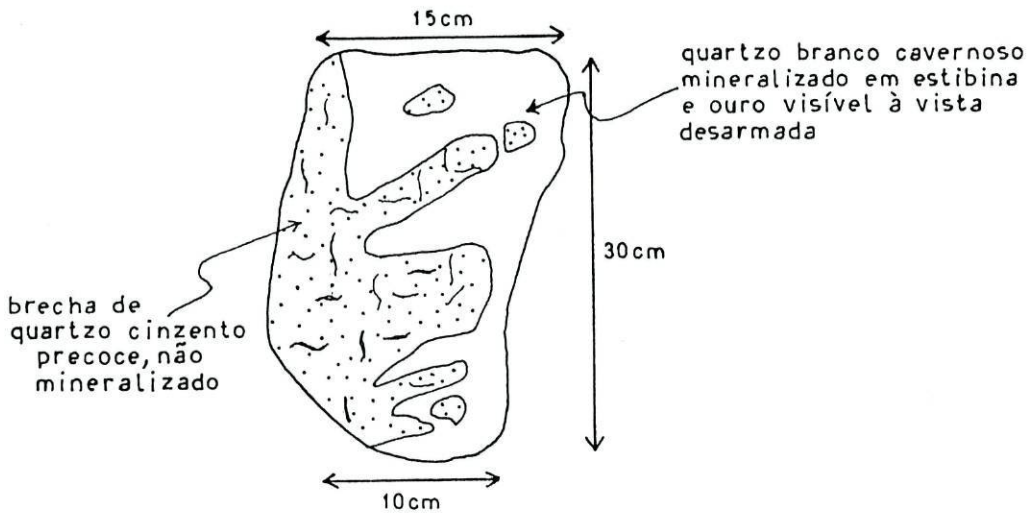


Fig. 79 - Pormenor de amostra mineralizada colhida no filão da galeria de Santo Agostinho.

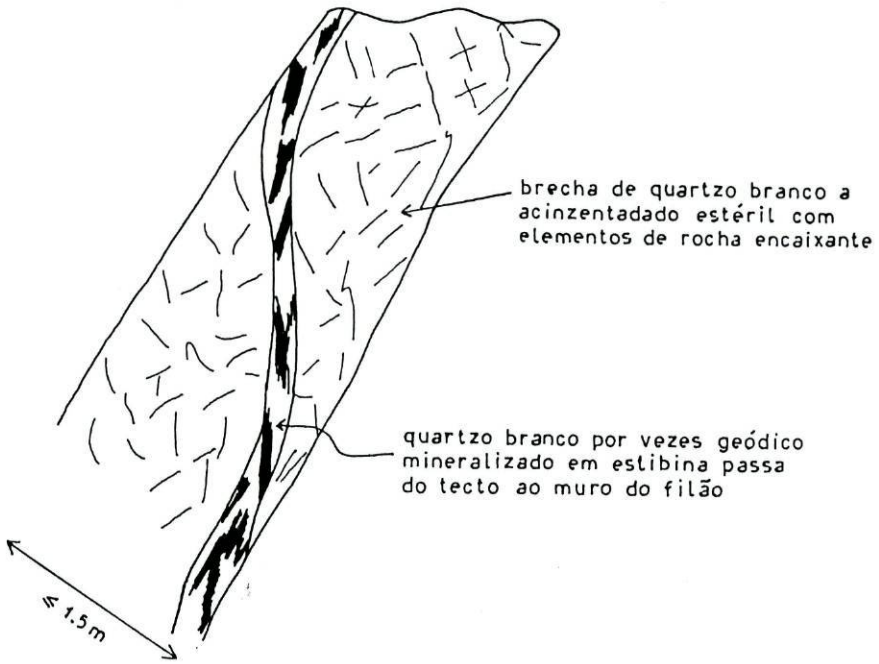


Fig. 80 - Filão da galeria 2 com a mesma orientação e características do da galeria 1.

Foram considerados quatro estádios de mineralização, já observados e referidos anteriormente noutros jazigos (Quadro 11).

Quadro 11 - sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Montalto (Sb-Au).

estádio / minerais	1 Ferri-arsenífero	2 Zincífero	3 Antimonífero	4 Remobilização
Quartzo				
Cassiterite				
Arsenopirite I				
Pirite I				Ouro?
Ouro				
Pirrotite				
Blenda I	F			
Calcopirite I				Calcopirite II
Quartzo		F		
Arsenopirite II				
Pirite II				
Berthierite				Estibina II Antimónio
Estibina I				
Ouro			F	Ouro

Estádio ferri-arsenífero: quartzo + cassiterite + arsenopirite I + pirite I + ouro + pirrotite.

A cassiterite precoce ocorre como um cristal maclado, no seio da arsenopirite. Esta apresenta-se em grandes cristais automórficos, muitas vezes, apresentando maclas em ampulheta, ou zonados, englobados pela pirite, que se apresenta em grandes cristais automórficos. A pirrotite ocorre em cristais englobados pela estibina.

O ouro foi observado em grãos, em microfissuras da arsenopirite (Est. 29, foto 1). Trata-se de um ouro com baixos teores em Ag ($\bar{x}$=2.4%Ag). que parece estar associado ao estádio ferri-arsenífero (ver 3.5.1.1.).

Estádio zincífero: blenda I + calcopirite I

Um episódio de fracturação separa este estádio do precedente, ocorrendo a calcopirite em fracturas da pirite e da arsenopirite. A blenda I rara, ocorre no quartzo ou na rocha encaixante.

Estádio antimonífero: quartzo + arsenopirite II + pirite II + berthierite + estibina I + ouro

Esta geração de arsenopirite e pirite apresenta-se, como é habitual, mais finamente cristalizada que a primeira. A estibina primária é nitidamente posterior à berhierite, englobando cristais desta. Contudo, não foi observado qualquer episódio de fracturação entre a formação dos dois minerais. De qualquer modo e como veremos mais adiante também para o exemplo de Alto do Sobrido, o ouro parece estar mais ligado à estibina do que à berthierite, como pudemos verificar em amostras, colhidas no filão dentro da galeria 1 (6M e 8M - ver localização - anexo 2.4.).

Estádio de remobilização: estibina II + antimónio + blenda II + calcopirite II+ ouro.

A desestabilização da berthierite dá origem à estibina II (que ocorre em pseudomorfoses da berthierite englobada pela estibina I), antimónio nativo, blenda II e calcopirite II. O ouro associado à estibina I, foi remobilizado durante este estádio com perda da prata, adquirindo um aspecto esponjoso (Est. 29, foto 2).

3.2.2.4.Conclusão

No jazigo de Montalto, que foi um dos mais produtivos da região, os filões explorados têm direcções entre N135 e N150 são controlados pela ZCD. O controlo por falhas E-W pode também ser significativo. Cortam as formações do Carbonífero, sendo portanto pós - Estefanianos.

O ouro ocorre nos estádios ferri-arsenífero, antimonífero e de remobilização. O ouro do estádio antimonífero parece estar mais associado à estibina do que à berthierite, tendo, mais tardiamente, por perda de prata, originado ouro esponjoso.

3.2.3.SECTOR DE ALTO DO SOBRIDO-RIBEIRO DA SERRA (Sb-Au)

Este sector compreende a mina de Alto do Sobrido e a de Ribeiro da Serra, esta última situada a menos de 1km para NW da primeira (ver Mapas 2, 5 e Fig. 3).

3.2.3.1.Apresentação do sector

Neste sector foi efectuado um estudo cartográfico pormenorizado (cerca de 2.5km^2) à escala 1/3.300 entre as minas de Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra (Mapa 5), o levantamento de uma galeria de Alto do Sobrido (anexo 2.6. -

Ω_1, única galeria acessível) e de duas galerias de Ribeiro da Serra (anexos 2.8. e 2.9.).

A-Alto do Sobrido

Na zona de Alto do Sobrido, além de trabalhos relativamente recentes, existem trabalhos romanos (cortas a céu aberto - ver Mapa 5), localizados quer no Precâmbrico ou Câmbrico? (Unidade de Alto do Sobrido), quer no Carbonífero, designados por banjas. Na mina de Alto do Sobrido, existe um poço mestre com uma profundidade de cerca de vinte e cinco metros e que foi feito com dimensões para permitir a extracção. Contudo esta mina nunca chegou a essa fase uma vez que os teores se revelaram muito irregulares. Próximo do fundo do poço, parte uma travessa com orientação N60W que corta quatro estruturas filonianas, ao longo das quais foram abertas quatro galerias em direcção (M. Ferreira & Andrade 1970). Os mesmos autores referem que, posteriormente, foram efectuados trabalhos, de que não possuem dados, e que em 1965/66, foi feita uma amostragem para ouro e prata, aproveitando em grande parte os trabalhos existentes. Mais tarde num programa de recuperação de minas abandonadas levado a cabo pelo SFM, foi, ainda, efectuado um trabalho de levantamento topográfico da mina, dos filões principais e dos trabalhos de superfície. M. Ferreira & Andrade (1970) seleccionaram este jazigo para iniciar os trabalhos, pois reunia várias condições favoráveis, nomeadamente, a boa conservação dos trabalhos antigos de pequena extensão e de fácil recuperação, localização num domínio estrutural favorável à mineralização e enquadramento litoestratigráfico favorável. Durante este trabalho foi efectuada a cartografia e levantamento topográfico da mina e de superfície, estudo microscópico de amostras de rocha encaixante e do minério, além de doseamento do Sb, Au e Ag pelo Laboratório de Química do SFM.

Possuimos ainda a análise de 57 amostras das galerias da mina de Alto do Sobrido, efectuadas no Laboratório de Química do SFM em 1968. Os elementos doseados, foram o Sb, Au e Ag. M. Ferreira & Andrade (1970), referem que as estruturas II, V e VI apresentam teores razoáveis e constantes em Sb. Os menores teores destes elementos foram assinalados na estrutura III. A mineralização é mais rica na área de junção dos filões, quando os filões

atravessam alternâncias de rochas de diferente competência. A mineralização parece terminar ao atravessar as camadas incompetentes do Carbonífero. Ainda segundo os autores citados, a mineralização de Sb, além de existir nas estruturas principais, ocorre nas diaclases, na foliação das rochas do encosto e em digitações das estruturas principais. Relativamente ao ouro com teores entre vestigiais e 165.6g/t, referem que os teores mais elevados ocorrem quando as estruturas filonianas cortam a série litológica, com maior contribuição dos vaques do Carbonífero. Os teores em prata são sistematicamente baixos (<31.7g/t) (anexos 2.7.1. e 2.7.2.).

B - Ribeiro da Serra

No anexo 2.10. estão representados os trabalhos subterrâneos da mina de Ribeiro da Serra (Arquivo do S.F.M., Porto). O poço mestre é circular e tem uma profundidade de cerca de 120m. A exploração do jazigo de Ribeiro da Serra atingiu uma profundidade de cerca de 100m, tendo havido um empobrecimento na mineralização a partir dos 70m. A. Carvalho (1964) considera que este facto se deve ou ao aparecimento de quartzitos, ou à ocorrência de falhas, podendo a mineralização reaparecer em profundidade. Leuschner (1903), refere que apesar de ocorrer ramificação dos filões, ao chegarem ao quartzito que ocorre no poço mestre de Ribeiro da Serra, o filão retomará a sua forma compacta depois de os atravessar.

Cabral (1883) em relatório sobre a mina de Ribeiro da Serra, ao falar sobre o teor em ouro, refere que a massa quartzosa é bastante rica, com teores de 30g de ouro por tonelada, não tendo em conta o ouro visível à vista desarmada.

Leuschner (1903) indica um teor em ouro de 15g/t para o quartzo e 300g/t para as pirites da mina de Ribeiro da Serra.

Segundo Wilson (1893), o ouro dos filões de Ribeiro da Serra está associado não só ao quartzo e ao antimónio, mas também ao xisto matriz dos filões. Tendo efectuado a análise de diversas gangas, verificou que o ouro está mais largamente associado ao xisto e à estibina do que ao quartzo. Refere ainda o resultado das análises efectuadas por D.C. Griffith sobre amostras dos

filões juntamente com algum encaixante, verificando-se uma grande variação dos teores em ouro (entre 2g/t e 45g/t) (ver Quadro12).

O mesmo autor efectuou vários ensaios na tentativa de verificar se o ouro estava mais associado ao quartzo ou à rocha encaixante. O estudo efectuado em quatro filões forneceu teores em Au entre 4 e 12% no quartzo, 25 e 97.4% no xisto e estibina e entre 6 e 63% no barro argiloso (salbandas?).

Quadro 12 - Resultado das análises de amostras de filões de Ribeiro da Serra e Fontinha (segundo Wilson 1893).

Amostra do filão	% Sb	% Au
Outeiro	2.61	9.946
Virgem	1.50	15.312
Ferreira cardoso	7.21	29.974
Esperança	5.40	3.060
Ladrão Outeiro	3.54	4.590
junção César e Ladrão	8.01	9.949
Artur da Formiga	13.90	2.286
Formiga	10.90	45.052
Quinta da Póvoa	1.49	1.530
Rebentão	4.67	traços
Rebentão Ladrão	6.21	2.286
Alto do Castelo	6.21	2.486
César	2.43	2.996
Ladrão (cruzadores)	6.56	15.312

Seymor (1903), num estudo sobre as minas de Ribeiro da Serra, Fontinha e Açores nº1, conclui que o ouro aparece em considerável quantidade no antimónio, correspondendo o teor médio a 18.12g/t.

A produção de minério preparado entre 1884 e 1888 (ver 3.2.2. - Quadro 10 - anexo 7) foi de 2070t de Sb, segundo dados fornecidos por Cudell (1889).

3.2.3.2.Gitologia

A - Alto do Sobrido

De acordo com os dados obtidos no decurso deste trabalho (ver Tabela 1 - anexo 7), os filões enquadram-se essencialmente no primeiro grupo de

estruturas mineralizadas com direcção geral (E)NE-(W)SW, ocorrendo ainda um "stockwork" correspondente ao 4ºgrupo (NNW-SSE) (ver 2.2.3.; Est. 11, foto 1), que se enquadram dentro dos sistemas definidos por M. Ferreira et al. (1971). Este "stockwork" aflora a NW da galeria 2, entre duas cortas, ao longo do plano de estratificação entre quartzitos e xistos da Unidade de Alto do Sobrido, e apresenta-se mineralizado em estibina em cristais colunares. Os filões observados na galeria 1, completamente desmontados teriam uma espessura de cerca de metro e meio (ver anexo 2.6.). Na galeria 2, onde foi aberta uma sanja pela Terriminas (1989/90), foi possível observar o filão mineralizado em estibina e ouro visível à vista desarmada (ver Fig 81, Est. 12, fotos 1 e 2). O quartzo preenche a caixa de falha e muito raramente ocorrem elementos da rocha encaixante, ocorrendo os sulfuretos de antimónio finamente dispersos no quartzo ou em cristais aciculares e colunares (M. Ferreira & Andrade, 1970).

Nesta frente a possança da zona mineralizada atinge três a quatro metros. O filão, encaixado na brecha de base do Carbonífero, com passagem aos vaques cinzentos, não apresenta limites nítidos. Está mineralizado em toda a sua espessura, mas o quartzo mais tardio com estibina e ouro encontra-se principalmente a muro do filão. A berthierite e a estibina II ocorrem indiscriminadamente a tecto ou a muro, sendo evidente, neste jazigo, um episódio de fracturação entre o quartzo com berthierite e o quartzo branco com tendência geódica com estibina e ouro (ver Est 12, foto 2, Fig 82). M. Ferreira & Andrade (1970), referem possanças entre 0.15m e 1.50m com uma extensão máxima reconhecida de 65m.

Segundo os mesmos autores, antes e após o preenchimento das fracturas, houve cisalhamento, o qual se traduz não só pela presença de estrias e pelo arrepiamento das rochas encaixantes nos contactos, como pelo deslocamento sofrido pelas camadas bem visível localmente, revelando também a estibina, texturas induzidas por cisalhamento. Como referimos (ver 2.3.3.2.) os filões que assinalamos na galeria 1 com direcções entre N36 e N48 poderão preencher fracturas que actuaram como fracturas de corte com jogo direito durante a deformação ante-Estefaniana e como fracturas de tracção, durante a deformação pós-Estefaniana. A. Carvalho (1964) assinalou, durante um trabalho de reconhecimento oito filões. Mais tarde, M. Ferreira & Andrade (1970) consideram seis estruturas mineralizadas (ver Fig. 83):

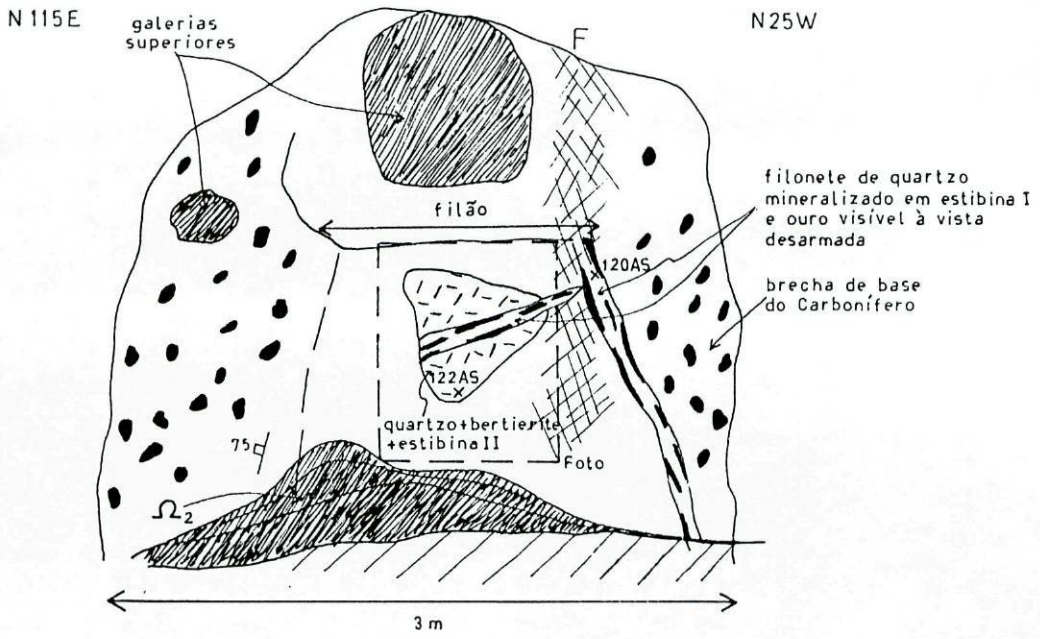


Fig 81 - Frente da galeria 2, com filão mineralizado, encaixado na brecha de base do Carbonífero.

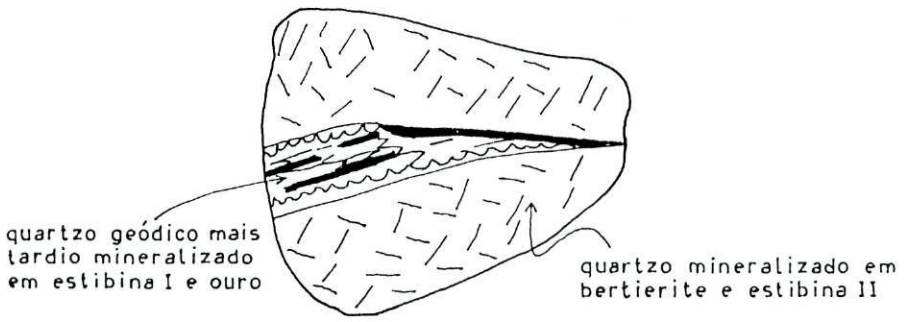


Fig 82 - Pormenor da figura 81, em que é visível filonete de quartzo branco geódico com estibina maciça e ouro que recorta o quartzo com berthierite.

- A estrutura I corresponde a um filão de quartzo com pirite e antimónio visíveis, com direcção N80 e inclinando 70º para N;

- A estrutura II corresponde a um filão que pode ser dividido em quatro secções. Na primeira secção o filão apresenta uma direcção média de N60, com um pendor médio de 54º para N; na segunda, a direcção é de N80, com um pendor médio de 65ºN; na 3ª secção, a direcção volta a ser de N60 e o declive médio de 66ºN; na 4ª secção, a direcção é N37 e o pendor varia de 64º a 80ºN;

- A estrutura III pode também ser dividida em duas secções; na primeira, a direcção média é de N52 com inclinação próxima da vertical, quer para norte, quer para sul; na segunda, a direcção é de N35 com uma inclinação média de 80ºS; corresponderá provavelmente aos filões que assinalámos na galeria 1, encaixados na Unidade de Alto do Sobrido (N40/80SE e N36/80SE);

- A estrutura IV apresenta um ramo com direcção N70 e inclina 76º para N, enquanto o outro ramo tem uma direcção N53 e inclina para S, tendo sido assinalados pirite e óxidos de Sb;

A estrutura V é a mais irregular e mais complexa, sendo o filão dividido por falhas. Nela foram consideradas 3 secções. Na primeira secção, ocorrem vários filonetes em que se definiram 3 direcções médias: N83E; N80W e N84E, inclinando 52-64ºN. Na segunda secção, o filão com direcção N84, inclina 84º para sul. Na terceira secção, ocorrem vários filonetes paralelos com direcção média N70 e inclinando, em média, 75ºN. Os filões preenchem falhas esquerdas;

- A estrutura VI corresponde ao filão mais extenso, mais possante e mais bem mineralizado. Foi dividido em quatro secções. Na secção I, o filão é curvo. Na segunda secção, a direcção é N75. Na terceira secção o filão é sinuoso. Na 4ª secção, o filão tem direcção N73 e inclina 78S chegando a possança a 1.50m; os filões preenchem falhas direitas. O filão, que assinalamos na galeria 2 (N75/75SE), corresponde a esta estrutura.

As estruturas filonianas mineralizadas definidas na galeria têm equivalentes à superfície: falhas e trabalhos romanos. As estruturas II e IV correspondem a falhas. Será ainda de referir que os mesmos autores

verificaram que a intersecção de fracturas E-W com pendores para N e movimentação esquerda, com fracturas NE-SW, com pendores para sul e movimentação direita, dá origem a fracturas N60 com inclinação de cerca de 40º, bem mineralizadas. Dizem ainda que o emparelhamento das duas falhas está conforme com a compressão W.SW-E.NE e o facto da intersecção das duas estruturas se fazer segundo uma direcção paralela ao contacto do Precâmbrico ou Câmbrico? com o Carbonífero, leva a supor que se trata de uma manifestação tardia do cisalhamento responsável por aquele contacto.

Os filões mineralizados de Alto do Sobrido situam-se numa zona próxima do contacto Precâmbrico ou Câmbrico? - Carbonífero. O contexto é semelhante ao de Montalto, mas aqui, não afloram conglomerados e as mineralizações encaixam, essencialmente, no Carbonífero. Os filões mineralizados de Alto do Sobrido estão encaixados em alternâncias de xistos e quartzitos do Precâmbrico ou Câmbrico? e essencialmente na brecha de base do Carbonífero, prolongando-se até aos vaques correspondentes às escoadas de barro descritas em Jesus (1986). Segundo M. Ferreira et al. (1971), alguns filões prolongam-se a curtas distâncias para os xistos grafitosos, fossíliferos, do Carbonífero, acabando a mineralização quando as estruturas atingem esses xistos.

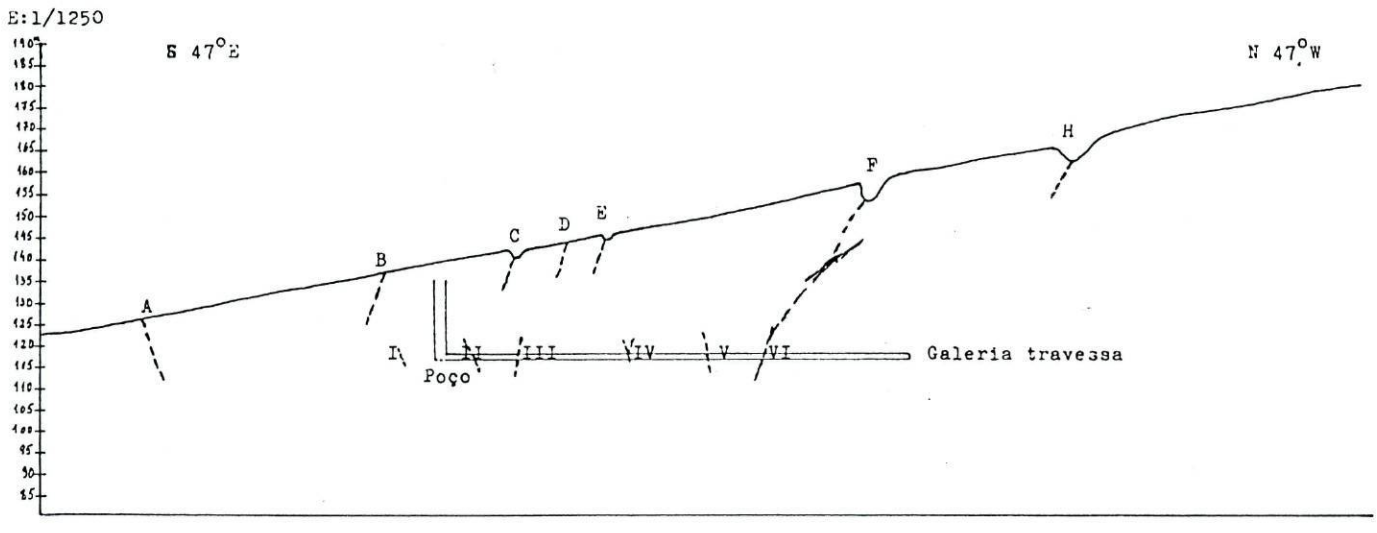


Fig. 83 - Perfil mostrando os filões à superfície e no fundo (segundo M. Ferreira & Andrade 1970).

B - Ribeiro da Serra

As minas de Ribeiro da Serra, compreendiam as concessões de Ribeiro da Serra e Fontinha. Em 1883 a mina de Ribeiro da Serra, tinha já 1700m de galerias e 300m em poços (A. Carvalho 1964).

Como acontece noutros jazigos é possível observar vários preenchimentos filonianos. O preenchimento mais precoce dos filões mineralizados (com direcção dominante aproximadamente N-S), corresponde a uma brecha constituída por elementos do encaixante (xistos e quartzitos), com preenchimentos posteriores de quartzo branco lenticular, cuja possança raramente ultrapassa os 15 a 20 cm (Est. 11, foto 3). Constatou-se que o filão principal, com direcção N10E, inclinando 20 a 60º para W, designado por filão César (anexo 2.9.) é praticamente normal à estratificação dos xistos e concordante com a xistosidade principal. Cabral (1883), além de referir este aspecto, refere que o filão tem 0.70m de espessura contendo em média 0.30m de estibina maciça. Refere também a ocorrência de filões com outras orientações, nomeadamente, o filão Precioso (assim designado pela abundância de cristais de quartzo cobertos por incrustações ferruginosas acompanhadas por mineralização) com direcção N70E inclinando 70 a 80º para norte e os filões Ladrões (com antimónio escasso, assim designados por interromperem a continuidade dos filões mais produtivos), com quartzo piritoso aurífero, com 20cm de possança em média e direcções entre N-S e N25 a N45E, inclinando para E. Os filões Ladrões, cortam o filão César e o filão Ferreira Cardoso com direcção E-W, inclinando 40 a 65º para norte, atingindo um metro de possança (Seymor 1903). O último filão não foi por nós assinalados no decurso deste trabalho. Seymor (1903) faz ainda referência ao filão Alvorinhas com a orientação do filão César, ao filão Esperança com direcção E-W e inclinação entre 70 e 80ºN e designa os filões Ladrões por filões - falhas, referindo que apresentam inclinações contrárias às dos filões que cortam. Observa-se a ocorrência de mineralização nos encostos. São frequentes salbandas argilosas, encontrando-se o quartzo mineralizado em lentículas, ou constituindo uma rede de filonetes em zonas brechóides bastante tectonizadas. Nos encostos observam-se alterações discretas, por vezes com desenvolvimento de moscovite-sericite e silicificação.

Ainda segundo Cabral (1883), o quartzo dos filões contém ouro disseminado, não visível à vista desarmada e ouro visível, em drusas ou no contacto com as salbandas xistosas, onde ocorre frequentemente a clorite.

A mina de Ribeiro da Serra situa-se em formações do Precâmbrico ou Câmbrico?, essencialmente em alternâncias de xistos e quartzitos, a cerca de 2km para NW da mina de Alto do Sobrido, mais afastada do contacto com o Carbonífero. A direcção do filão principal, N10E, está relacionada com o cisalhamento direito associado à deformação pós-Estefaniana (cf. Figs. 8 e 11-B).

3.2.3.3.Estudo mineralógico e paragenético

A - Alto do Sobrido

Lopes (1965), em relatório interno do S.F.M., assinala a ocorrência de calcostibite e boulangerite em Alto do Sobrido. Identificou, ainda, a baddeleyite (ZrO_2), como responsável pela coloração avermelhada do quartzo de Alto do Sobrido.

M. Ferreira et al. (1971) efectuaram um estudo mineralógico do jazigo de Alto do Sobrido. Segundo estes autores a mineralização está associada a filões quartzosos e é constituída por antimonite, berthierite, ouro, pirargirite, havendo pirite e marcassite (resultante da decomposição supergénica da berthierite) como fases acompanhantes. Referem, ainda, que a antimonite ocorre também em pequenas fracturas ligadas aos filões e que, uma vez que os trabalhos de pesquisa não ultrapassam a profundidade de 25m, são abundantes os óxidos e hidróxidos de antimónio, assim como a limonite da zona de oxidação do jazigo. Consideram duas fases de mineralização hipogénica, sendo a segunda responsável pela decomposição da berthierite em antimonite + pirite colomórfica + pirargirite. A antimonite também ocorre como mineral primário. Os mesmos autores referem que o ouro, observado microscopicamente, está frequentemente associado aos minerais supergénicos de Sb, pelo que se admite que tenha sofrido remobilização supergénica. Na antimonite, ocorre em

grânulos e é possível que tenha estado na sua rede, embora não se encontre correlação entre os teores de Au e Sb. Como minerais supergénicos de Sb mais abundantes, referem a valentinite (Sb_2O_3) e a tripuhyite ($FeSb_2O_6$), podendo ocorrer ainda a kermesite (Sb_2OS_2) e a senarmontite (Sb_2O_3).

Gumiel (1982) constatou que o ouro se associa frequentemente a minerais supergénicos e dentro da estibina, depositando-se, por vezes, este último mineral em fissuras do quartzo, dando lugar a estruturas em pente.

Couto et al (1990) referem os minerais identificados neste jazigo, alguns assinalados pela primeira vez (Quadro 4 - ver 3.1.).

O estudo que efectuámos sobre cerca de sessenta superfícies polidas permitiu definir cinco estádios de evolução da mineralização (Quadro 13). O estádio ferri-arsenífero parece-nos menos importante que nos jazigos localizados quer no flanco leste do Anticlinal de Valongo, quer na zona periclinal. O estádio zincífero, por nós definidos noutros jazigos, não foi aqui assinalado. O estádio plumbi-antimonífero faz-se representar pela jamesonite, que é rara. Em Alto do Sobrido é evidente um episódio de fracturação entre o depósito da berthierite (estádio antimonífero 1) e o depósito da estibina (estádio antimonífero 2). Uma sucessão de sulfossais mais tardios corta nitidamente a estibina e a berthierite. O hábito mais comum da berthierite é acicular, ocorrendo a estibina em massas ou cristais colunares por vezes de grandes dimensões. Foi assinalada a presença de grafitóides na ganga (rocha negra).

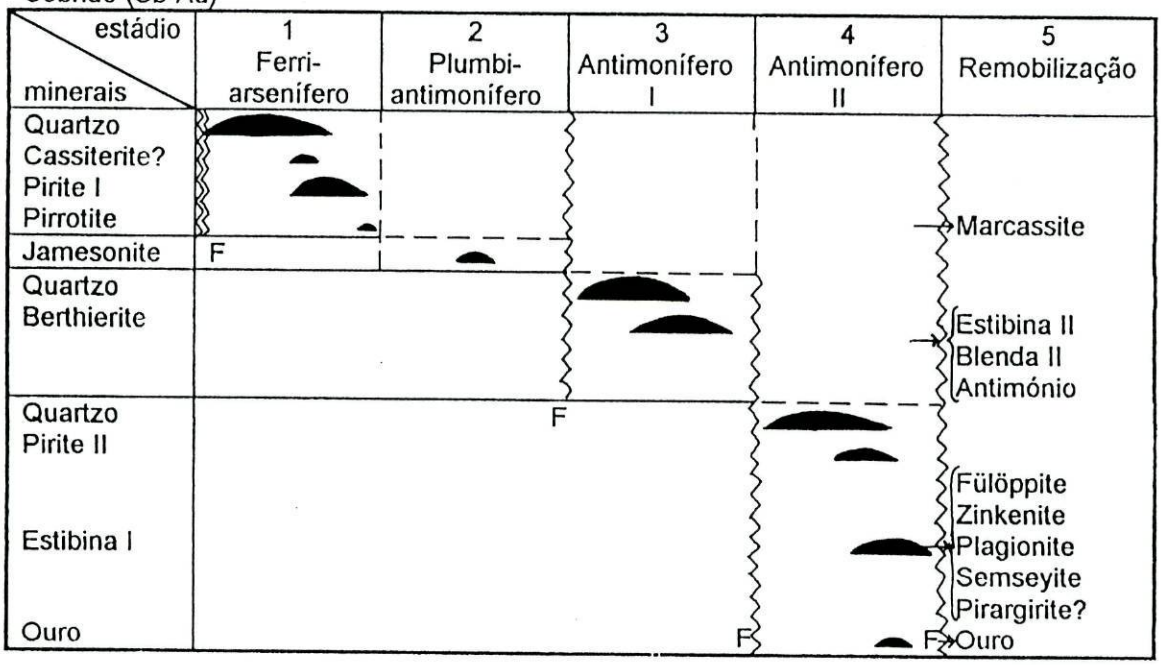
Estádio ferri-?arsenífero: quartzo + cassiterite? + pirite I + pirrotite.

A pirite I, frequente, ocorre em cristais automórficos milimétricos a submilimétricos. A arsenopirite não foi por nós assinalada. A pirrotite encontra-se completamente alterada em marcassite.

Estádio plumbi-antimonífero: jamesonite

Este estádio é muito discreto. A jamesonite, rara, foi identificada ao MEV, em cristais englobados pela estibina II (Est. 12, foto 4). Consideramos este estádio por comparação com os outros jazigos de Sb-Au.

Quadro 13 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Alto do Sobrido (Sb-Au)



Estádio antimonífero I :quartzo + berthierite

O quartzo com berthierite corta o quartzo com pirite I, evidenciando um episódio de fracturação entre estes dois estádios. A berthierite foi observada em diferentes fases de alteração, ocorrendo quer em cristais não alterados, quer em relíquias na estibina II. O quartzo branco com berthierite e estibina II apresenta um aspecto típico em que se vêem os cristais aciculares de berthierite e a estibina disseminada, ou em moscas (Est. 12, foto 2).

Estádio antimonífero II: quartzo + pirite II + estibina I + ouro

A estibina I engloba cristais de berthierite por vezes transformados em estibina II. Por vezes, corta a berthierite e estibina II em filonetes. O ouro ligado à estibina deve ter cristalizado do mesmo fluido, sendo, portanto, primário.

Estádio de remobilização: fülöppite + zinkenite + plagionite + semseyite + pirargirite + estibina II + antimónio + blenda II + marcassite + ouro

Este estádio corresponde, essencialmente, à formação de sulfossais de chumbo a partir da estibina e caracteriza-se, como acontece nos jazigos franceses e marroquinos, pela ausência de quartzo (Möelo et al. 1978b).

Como foi descrito por Möelo (1977), no caso do jazigo de antimónio de Tamenjerioul (Marrocos Central), Chauris et al. (1977) nas ocorrências antimoníferas de "l'île de Sein" e do "cap Sizun" (Finistére), Möelo et al. (1978a) no jazigo de Bestrée (cap sizun, Finistère) e Munoz & Möelo (1982) no jazigo de Bournac (Hérault, França) a sucessão de sulfossais com uma relação Pb/Sb crescente com deposição de fülöppite ($Pb_3Sb_8S_{15}$), zinkenite ($Pb_6Sb_{14}S_{27}$), plagionite ($Pb_5Sb_8S_{17}$) e semseyite ($Pb_9Sb_8S_{21}$) (amostra 235a), indica um processo hidrotermal que começa pela dissolução pronunciada da estibina, por soluções plumbi-zincíferas (Kosakevitch 1973), com precipitação esporádica da blenda, calcopirite e tetraedrite no seu contacto. Este processo deve ter sido repentino (chegada rápida de Pb), pois a semseyite é dominante e a zinkenite ocorre em traços. A plagionite substitui a fülöppite. A zinkenite, com hábito hexagonal, foi observada em filonete guiado por clivagens da estibina (amostra 14AS). Em Alto do Sobrido a galena não foi assinalada. Este processo poderá também ter remobilizado ouro ligado à estibina, tendo sido assinalado ouro associado à fülöppite (5.7-10.5%Ag) e à pirargirite + fülöppite (5.2-27.1%Ag) (Est. 29, foto 4; ver 3.5.1.1.).

A berthierite decompõe-se originando, estibina II + blenda II, sem pirite. Este facto pode ser explicado pela existência de uma solução rica de Zn, sem Pb, que lexiviou um pouco o Sb e, em maior quantidade, o Fe. Este processo, mesmo que discreto, tem extensão regional. Numa amostra (Est. 12, foto 4), no seio da estibina, ocorre um mineral em agulhas que analisado ao MEV dá Zn.

Poderá corresponder a minério que foi dissolvido tendo, posteriormente, as cavidades sido preenchidas por blenda tardia. É frequente a ocorrência de blenda II em cavidades da estibina I (Est. 12, foto 5). O antimónio nativo ocorre em grãos na estibina I ou no contacto da estibina I com a berthierite em vias de substituição.

A marcassite ocorre em cristais lamelares, resultantes da pseudomorfose da pirrotite.

Ocorre também ouro pobre de prata, associado a minerais de alteração supergénica, nomeadamente óxidos de antimónio (ver 3.5.1.1.), tendo sido assinalada a kermesite. M. Ferreira & Andrade (1970), assinalaram a valentinite e ou tripuhyite.

M. Ferreira & Andrade (1970), consideram ser mais frequente a associação do ouro aos óxidos de antimónio e menos frequente a associação à estibina. Referem que o facto de as observações se terem efectuado na zona de oxidação e cementação do jazigo, não permite saber se o ouro resultou de uma concentração supergénica local, a partir de solubilização-transporte e reprecipitação do ouro primário presente na antimonite sob forma dispersa, ou se corresponde à segunda forma de ocorrência de intercrescimento com a antimonite, em que esta foi substituída pelos óxidos. O que podemos adiantar é que o ouro associado a óxidos de antimónio, que tivemos ocasião de analisar no decurso deste trabalho (ver 3.5.1.1.), tem bastante prata e poderá corresponder à alteração supergénica do ouro associado à pirargirite e fülöppite do estádio de remobilização, logo, provavelmente remobilizado do ouro existente em estádios anteriores (ferri-arsenífero?, antimonífero?). Nas análises efectuadas no Laboratório de Química do SFM em 1968, as amostras que forneceram maiores teores em ouro (entre 120.3 e 165.6g/t), foram também as que deram maiores teores em Ag (entre 21.4 e 31.7g/t). Poderá corresponder à geração de ouro associado à pirargirite e fülöppite (remobilização) agora definida?. Relativamente ao ouro associado à estibina, que não tivemos ocasião de analisar neste jazigo, em geral, apresenta baixos teores em Ag. Os mesmos autores argumentam, ainda, que o facto de os teores mais elevados (atingindo 160g/t) terem sido assinalados numa pequena zona do jazigo, eventualmente mais permeável à circulação de soluções descendentes, levaria a supor que existiu um enriquecimento local supergénico.

Os mesmos autores consideram que, quando Koehler (1939) refere um enriquecimento em ouro no minério primário, sendo os teores mais baixos na zona de oxidação e uma vez que não existe qualquer referência a estudos mineralógicos, talvez o ouro se situe ainda na zona inferior de oxidação ou mesmo de cementação onde são esperados os teores mais elevados no caso de haver um enriquecimento supergénico. Referem que profundidades de 100m podem ainda corresponder à zona de cementação.

M. Ferreira & Andrade (1970) fizeram, ainda, o cálculo de reservas, com base nas dimensões e espaçamento dos roços efectuados nas galerias da mina de Alto do Sobrido e dos dados químicos fornecidos pela Divisão de Química do SFM. Os resultados são resumidos na Tabela 9.

Tabela 9 - cálculo de reservas com base nas dimensões e espaçamento dos roços efectuados nas galerias da mina de Alto do Sobrido e nos dados químicos fornecidos pela Divisão de Química do S.F.M., segundo M. Ferreira & Andrade 1970.

Galeria	Teores de Sb	Tonelagens de Sb	Tonelagens de minério
galeria 5-estrutura II	1.77%* 1.51%** 1.14%***	31.59t* 26.95t**	1785t* 2364t***
galeria 62-estrutura V	1.66%* 1.41%** 1.16%***	35.358t* 30.246t****	2130t* 2607t****
galeria 77-estrutura VI	3.49%* 3.33%**** 2.83%** 2.12%***	106.16t* 86.09t**	3042t* 4061t**

*sem correcção; **com correcção de amostragem (15%); ***com correcção de diluição (25%); ****com correcção

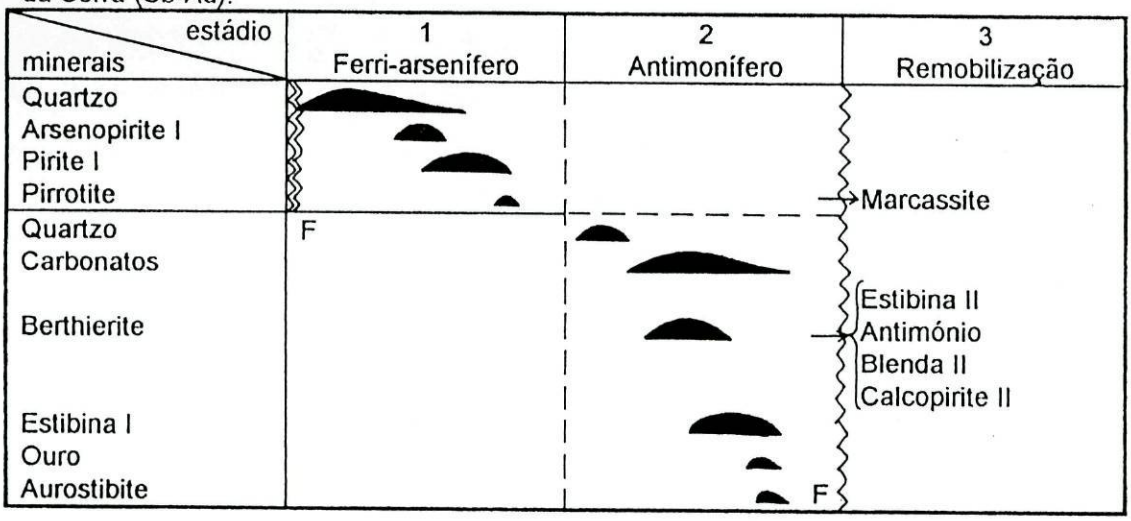
Aplicando o mesmo método, calcularam qual seria a quantidade de ouro na estrutura II, numa extensão de 13m, tendo chegado a valores de 260t de minério com um teor médio em ouro de 54.732g/t (corrigido para um coeficiente de erro de diluição de 25%).

Salientam que o facto de as rochas encaixantes estarem mineralizadas poderá aumentar as reservas.

B - Ribeiro da Serra

Segundo Gumiel (1983), os jazigos de Ribeiro da Serra e Fontinha, que se localizam nas proximidades do de Alto do Sobrido, representam provavelmente o prolongamento do campo filoniano. Couto et al. (1990) referem os minerais constituintes deste jazigo. Assinalámos, pela primeira vez, a presença de aurostibite (Quadro 4 - ver 3.1.).

Quadro 14 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Ribeiro da Serra (Sb-Au).



O nosso estudo foi efectuado em oito superfícies polidas, colhidas quer nas escombreiras quer no interior das galerias. Com base no que pudemos observar, definimos 3 estádios de mineralização (Quadro 14). Nas amostras da galeria a estibina é nitidamente dominante. Os estádios 2 e 3 da evolução

paragenética mais completa não foram identificados em Ribeiro da Serra (ver 3.2.1.3.). No estádio antimonífero, não há evidência de um episódio de fracturação, entre a deposição da berthierite e a deposição da estibina, como acontece em Alto do Sobrido.

Estádio ferri-arsenífero: quartzo + arsenopirite I + pirite I + pirrotite

A pirite, dominante, ocorre em cristais automórficos milimétricos a submilimétricos no quartzo. A arsenopirite é rara e apresenta-se em pequenos cristais, associada à pirite na rocha encaixante ou em filonetes precoces. A pirrotite apresenta-se alterada em marcassite.

Estádio antimonífero: quartzo + carbonatos + berthierite + estibina I + aurostibite + ouro

A ganga é constituída por quartzo e carbonatos que foram identificados ao MEV com analisador e na microssonda electrónica (ver 3.5.2.1.) como sendo anquerite e dolomite. Os carbonatos são posteriores ao quartzo e acompanham a mineralização. A berthierite e a estibina são os minerais dominantes. A berthierite por vezes apresenta-se bem conservada, em cristais aciculares no seio dos carbonatos (dolomite). A aurostibite ($AuSb_2$), pela primeira vez assinalada, foi identificada à microssonda e apresenta-se associada à estibina e ao ouro puro (desprovido de Ag) no quartzo (ver 3.5.1.1., Est. 28, foto 3).

Estádio de remobilização: estibina II + antimónio + blenda II + calcopirite II+ pirite III + marcassite.

A estibina II é dominante e resulta da desestabilização da berthierite. O antimónio nativo ocorre associado à estibina II, no contacto com a berthierite em vias de substituição. A blenda II e a calcopirite, bastante raras, resultam também deste processo, ocorrendo em cavidades da estibina II, apresentando a primeira um estrutura botrióidal com reflexões internas amarelas. A marcassite ocorre como resultado da desestabilização da pirrotite.

3.2.3.4.Conclusão

Os filões têm direcções que variam, predominantemente, de N-S e E-W (filões produtivos de Ribeiro da Serra), a NE-SW e E-W (Alto do Sobrido). Esta variação de rumos entre os filões dos dois jazigos é condicionada pelo controlo estrutural: no primeiro caso, por fracturas relacionadas com a fase sarda que foram rejogadas posteriormente e no segundo, por fracturas hercínicas.

No que diz respeito à mineralogia destes dois jazigos, parece ressaltar que o estádio ferri-arsenífero é muito menos importante do que nos jazigos que se localizam no flanco leste (Au-As), na zona periclinal (Sb-Au), e até mesmo que no jazigo de Montalto (Sb-Au) que se localiza mais a norte, também no flanco inverso do Anticlinal de Valongo.

Do ponto de vista paragenético, a ocorrência de sulfossais da série da plagionite mais zinkenite, resultou de uma sobre-imposição metalogénica, que levou à reacção dos novos fluidos hidrotermais ricos em Pb-Zn-Ag, com a mineralização de Sb preexistente, donde uma reacção de troca, com remobilização do Sb e Fe em solução e deposição de Zn, Ag, Pb, como foi já demonstrado em jazigos de antimónio das áreas hercínicas francesas (Möelo et al. 1978b) e do maciço hercínico de Marrocos Central (Kosakevich & Möelo 1982).

O chumbo poderia ter sido herdado da jamesonite, mas a formação da blenda e pirargirite indica uma nova vinda de Zn e Ag, o que terá também provavelmente acontecido com o Pb. Marcoux & Calvez (1986), concluiram a partir do estudo dos isótopos de chumbo, que no filão com Sb-Pb-Ag-Cu de Borderies (Puy de Dôme), o chumbo da paragénese tardia com zinkenite e semseyite, resulta da mistura de um chumbo herdado da paragénese precoce (jamesonite, andorite) e de outro exterior ao filão.

M. Ferreira & Andrade (1970), no seu estudo sobre a mina de antimónio e ouro de Alto do Sobrido, consideram, no esquema hidrotermal peri-granítico clássico, que este jazigo é de baixa temperatura. Contudo, avançam também a hipótese de uma fonte dos metais e do enxofre nas rochas encaixantes. Os mesmos autores, referem que, mineralizações de Hg e Sb, que ocorrem em situações geológicas deste tipo, têm sido interpretadas como relacionadas com

concentrações biostásicas-resistásicas e exalativas, que, até essa data, não tinham sido assinaladas na região. Os níveis vulcano-sedimentares assinalados no Arenig, no decurso do presente trabalho, corroboram porém esta hipótese. Este assunto será debatido com mais pormenor no capítulo sobre os controlos da mineralização (ver 4.4.2.).

No que diz respeito ao controlo estrutural da mineralização, M. Ferreira & Andrade (1970), referem que em Alto do Sobrido, a arquitectura tectónica é marcada, essencialmente, por dobramento isoclinal, com plano axial a coincidir com a clivagem xistosa e com mergulhos muito acentuados, o que pode induzir a aparentes passagens laterais de fácies litológica. Assim, estruturas filonianas paralelas e próximas podem ter rochas encaixantes diferentes, ainda que aquelas estruturas, como é o caso, tenham rumos acentuadamente discordantes da xistosidade. Referem também que antes e após o preenchimento das fracturas houve cisalhamento o qual se traduz não só pela presença de estrias e pelo arrepiamento sofrido pelas rochas encaixantes nos contactos, como também pelo deslocamento sofrido pelas camadas, evidente nalguns locais, revelando a própria estibina texturas induzidas por cisalhamento. Em função do que observámos, parece-nos ter tido grande importância o controlo por fracturas relacionadas com a deformação pós-Estefaniana (ver 4.4.1.).

3.2.4.SECTOR DE BANJAS (Au-As)

A mina das Banjas foi uma das mais importantes da região. Num relatório da New Douro Gold Mines, Ltd, sem data, é referido que as pirites auríferas chegaram a dar teores de 100g/t, tendo-se extraído em média 35g/t. Possívelmente ao falarem das pirites auríferas estavam a referir-se aos níveis negros ricos de pirite, uma vez que, no mesmo relatório, é referido que "o filão onde este ouro foi aproveitado mudou de caracter de quartzo aurífero para pirites aurífero". Prill (1935) refere que 900000 toneladas do filão forneceram 3600kg de ouro (4g/t Au). Noutro relatório, de 1936, intitulado "Mines d'or de

Banjas près Porto", é referido que "todos os filões estão mineralizados com teores que variam de algumas gramas de ouro por tonelada a 100g (filões piritosos) e mais". O mesmo relatório cita que, segundo registos oficiais, um antigo concessionário teria produzido 123kg de ouro fino em 3 anos, numa exploração artesanal, sendo estes resultados inferiores aos verdadeiros, por causa do pagamento de impostos. Referem, ainda, que "terão sido exploradas segundo toda a probabilidade do minério tal e qual 16g de ouro por tonelada ou mais".

O CBD, na análise dos níveis negros, detectou teores importantes de ouro, atingindo 500g/t.

A mina das Banjas é a única onde pudemos observar ouro vísivel, em quantidade apreciável. Contudo, não se deverá esquecer que a mina foi reaberta e limpa e nela foi possível fazer um estudo muito mais pormenorizado que nos outros casos.

3.2.4.1.Apresentação do sector

O interesse mineiro deste sector data, pelo menos, e como já referimos, desde a época de ocupação romana. Prill (1935) afirma, mesmo, que as minas das Banjas foram, pela primeira vez, trabalhadas pelos Fenícios em 1500 a.C., tendo sido retomadas pelos Cartagineses e só depois, na época das Guerras Púnicas, pelos Romanos. Contudo, apenas se tem a certeza da exploração romana e os trabalhos atribuídos por este autor, aos outros povos, parecem corresponder a fojos romanos. Segundo o mesmo autor, os Portugueses deixaram vestígios da sua actividade em 1582. As escavações antigas apenas atingiram 90 metros de profundidade. Em 1864, uma Companhia inglesa retomou os trabalhos, tendo encontrado altos teores. Entre 1904 e 1941, as minas entraram, de novo, em lavra activa (Allan 1965), tendo sido encontrados teores apreciáveis. Os mesmos autores referem que, antes da última guerra, foi feito um reconhecimento dos filões situados abaixo dos trabalhos antigos, no lado da Serra de Santa Justa. Os teores encontrados não justificaram, de maneira alguma, a grandiosidade dos trabalhos antigos. Foi encontrado espólio arqueológico de origem romana (moedas, utensílios mineiros e lucernas).

Com a finalidade de melhor observar o controlo das mineralizações, algumas das galerias da mina das Banjas (Montezelo) foram reabertas e limpas em 1990, pelo CBD, que concessionou a área (Est. 15, fotos 1 e 2). Em virtude dos interessantes resultados obtidos, a desobstrução e limpeza de outras galerias foi prosseguido.

Relativamente a trabalhos efectuados sobre o sector, tivemos acesso a 3 relatórios não publicados, um de Maio de 1935 de Arthur Prill, outro de 1936 sem assinatura e um terceiro da NEW DOURO GOLD MINES, sem menção de autoria nem data, fazendo referência às mineralizações e encaixante. Foi - nos também facultada a consulta de três relatórios internos do Consórcio do Baixo-Douro. Um sobre o estudo estrutural das minas de Banjas e Moirama (Cassard et al. 1990), outro sobre a interpretação da cartografia geoquímica da banda auri-antimonífera de Gondomar (Valongo - Portugal) (Combes et al. 1990) e um terceiro sobre um ensaio de elaboração de um modelo gitológico para os jazigos auríferos do Arenig da região de Valongo (Consórcio do Baixo Douro, S.d.). Mais recentemente foi publicado um trabalho de coautoria intitulado "Les gisements auriféres de l'Arenigien de la region de Valongo (Portugal)" de Combes et al. (1992).

3.2.4.2.GITOLOGIA

Como já tivemos ocasião de referir, a entrada da galeria da mina das Banjas foi aberta nos xistos do Lanvirniano. Contudo, as estruturas mineralizadas aparecem no Arenig, essencialmente na série alternante, constituída por quartzitos e vaques, por vezes de cor negra, alternando com siltitos e argilitos.

Entre os trabalhos mineiros, ocorrem numerosos fojos e poços romanos, assim como uma mina que data do século passado e que retomou alguns dos trabalhos romanos (Mapa 6).

Os dados referentes às orientações medidas encontram-se na Tabela 1 (anexo 7). Parece que no flanco leste já não se evidencia o controlo pela ZCD, podendo existir um controlo relacionado com a ZC Sta Justa. As direcções N-S (3º grupo de estruturas mineralizadas são as mais importantes quer do ponto de

vista filoniano, quer a nível de trabalhos romanos As estruturas filonianas são, em geral, subverticais com forte declive para oeste. Podemos, também, considerar as direcções N40 como pertencentes ao primeiro grupo de estruturas mineralizadas.

A partir do que foi observado inicialmente, em afloramento, pareceu-nos que as estruturas mineralizadas não eram, propriamente, filões com caixa filoniana evidente (o que já fora verificado noutros sectores), mas sim uma rede de filonetes de quartzo, no máximo decimétricos, bastante irregulares, com direcções entre N120 e N160. Estas direcções estão relacionadas com a dobra principal, e correspondem ao preenchimento de falhas radiais e fendas de tracção que foram posteriormente rejogadas. Este aspecto foi mais tarde observado no interior da galeria. Os trabalhos subterrâneos tem uma grande extensão. Foram aproveitados alguns poços e galerias romanas. Foram reabertos dois níveis distando cerca de 40m. A entrada é feita pelo nível inferior (Fig. 84).

A exploração seguiu quatro tipo de estruturas mineralizadas:

1-Filões N20

2-Massas N20-40

3-Falhas N170 (fracturas de tracção rejogadas por vezes com espesso preenchimento filoniano)

4-Níveis negros (com veios de quartzo concordantes)

Três correspondem a estruturas filonianas e uma a níveis de rochas negras. Os filões recortam a estratificação e, portanto, os níveis negros.

Estas estruturas estão associadas a antiformas relacionadas com o Anticlinal de Valongo (eixo com orientação N160). A estratificação é em geral, pouco inclinada (30º em média). As estruturas filonianas são verticais a subverticais. Os teores mais elevados em Au ocorrem próximo das charneiras. Segundo Combes et al (1992), as estruturas filonianas revelaram teores máximos em Au de 20 a 30g/t, enquanto que na camada negra, com veios de

quartzo concordantes, foram registados valores de 500g/t de Au. Os mesmos autores chamam a atenção para o facto, de os teores serem muito irregulares.

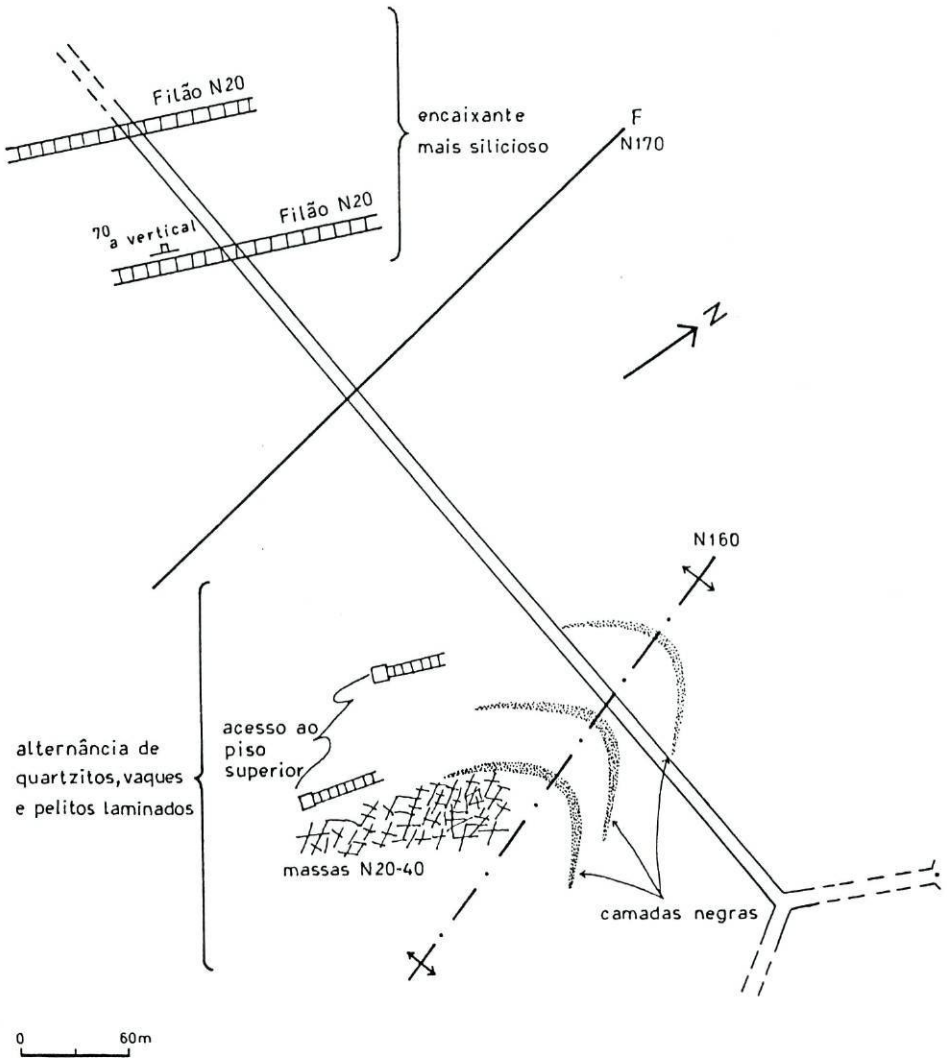


Fig. 84 - Plano esquemático muito simplificado do piso inferior da mina das Banjas.

Os **filões N20** têm um preenchimento, essencialmente, brechóide, em que se vê um primeiro preenchimento de quartzo cinzento, estéril, e outro, posterior, com quartzo em pente, branco a rosado, esporádico e pouco abundante, que nunca preenche toda a caixa filoniana. Apresentam espessura média entre um e dois metros e uma inclinação de 70°W a vertical. Pelo que pudemos observar, parecem pouco mineralizados (W-Au?), com poucos

sulfuretos, tendo sido observada um pouco de arsenopirite, pirite e pirrotite. Estas estruturas foram exploradas pelos romanos. Os filões tem uma posição lateral em relação à charneira do anticlinal (Combes et al. 1992).

Nas **massas**, são evidentes vários episódios de mineralização. Os primeiros preenchimentos são equivalentes ao dos filões N20 com quartzo maciço cinza precoce, seguido por um preenchimento de quartzo branco com sulfuretos (pirite e arsenopirite). Um preenchimento discreto de quartzo com jamesonite testemunha o estádio plumbi-antimonífero. Ocorre, ainda, um preenchimento tardio de quartzo translúcido a hialino, por vezes com uma tonalidade avermelhada, mineralizado em galena e blenda (Fig. 85). Estas estruturas são bastante espessas, atingindo possanças de vários metros, quase verticais inclinando ligeiramente para leste, mas, ao cortar os planos de estratificação, seguem ao longo deles, misturando-se com os veios de quartzo concordantes, interestratificados nas camadas negras. As massas situam-se preferencialmente no centro das estruturas anticlinais (Combes et al. 1992).

No resto do distrito, o esquema é semelhante, só que os estádios presentes nem sempre são os mesmos. Por exemplo, o estádio plumbi-antimonífero, nas Banjas é muito discreto (jamesonite identificada ao MEV). O estádio plumbi-zincífero que corresponde a um depósito bandado com blenda e galena, epitermal, é muito semelhante ao de Terramonte, só que mais discreto.

As **falhas N170**, correspondem a falhas direitas, normais e por vezes, apresentam espesso preenchimento filoniano, sendo evidente que existiram reaberturas com novos preenchimentos (Est. 15, foto 3). São subverticais e, como as massas, seguem lateralmente os planos de estratificação. Uma importante falha N170 é vísivel no interior da galeria. É a NE desta que se concentra a maior parte das estruturas mineralizadas, embora a NW existam os filões N20. Os níveis negros são cortados pela falha.

Os **níveis negros** foram já descritos (ver 2.3.4.1., Fig. 48). Na mina foram detectados 6 ou 7 níveis (CBD 1990). O principal foi completamente desmontado no piso superior (Est. 16 foto 1), onde ocorre numa antiforma menor da 1ªfase (com eixo orientado N160), apresentando maior espessura (devido à sua plasticidade) na charneira do anticlinal. Um estudo atento, permitiu verificar que apesar do desmonte atingir uma espessura máxima de

meio metro, geralmente os estratos da camada negra propriamente dita (ver distinção entre nível negro e camada negra em 2.3.4.1.) tem uma espessura centimétrica (10-15cm) (Fig. 48) desaparecendo, por vezes, lateralmente, devido quer a variação lateral de fácies, quer à deformação destes estratos bastante plásticos (Est. 17, foto 2 e Fig. 86).

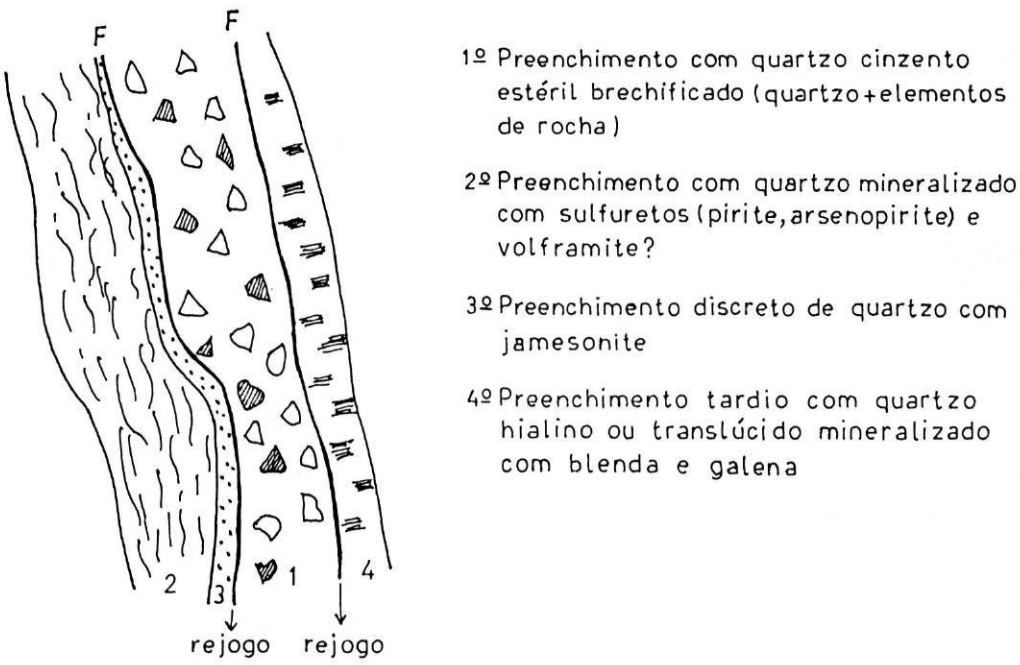


Fig. 85 - Esquema representativo do preenchimento das estruturas mineralizadas.

Uma particularidade destes níveis é a ocorrência de **veios de quartzo** aurífero, centimétricos (5mm-10cm, atingindo 25cm, ou mais, nas proximidades das estruturas filonianas), interestratificados. Este quartzo branco-amarelado a cinzento, apresenta, geralmente, um aspecto cavernoso (termo utilizado por Rabie 1963) devido à dissolução dos sulfuretos, e, mais raramente, laminado (Est. 17, foto 3). No contacto destes veios concordantes com as estruturas filonianas, o quartzo apresenta-se mais maciço, mais branco e mais espesso

devido à mistura com o quartzo filoniano. Tal facto foi observado nas zonas em que os veios são recortados pelas falhas N170. O quartzo dos veios mistura-se com o quartzo filoniano, sendo possível ver o quartzo aurífero ao lado do quartzo maciço leitoso, recortado por filonetes milimétricos mais tardios de galena, por vezes, acompanhada por algum quartzo translúcido a hialino (Est 17, foto 4). As falhas, fracturas de tracção e os planos de estratificação terão controlado a circulação dos fluidos com Si.

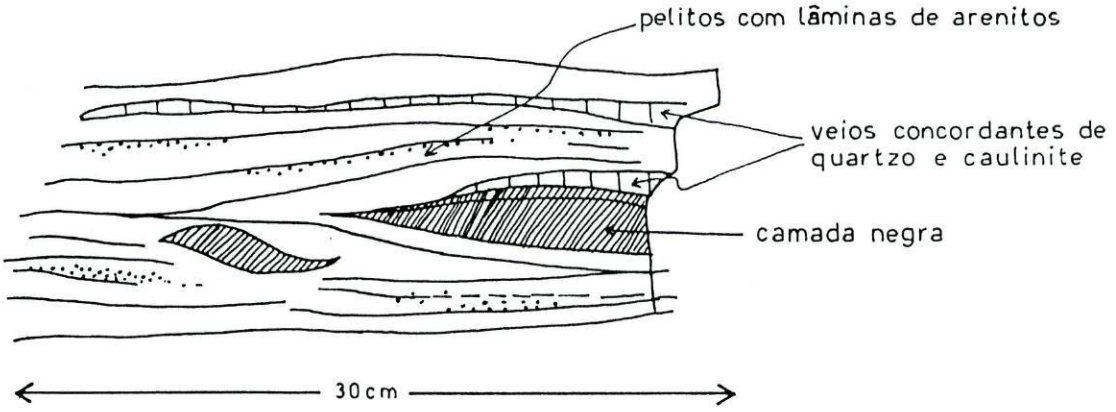


Fig. 86 - Camadas negras com veios de quartzo interestratificados.

Uma rede de filonetes de quartzo associado a caulinite (milimétricos a centimétricos), com direcção geral N20 (Est. 16, foto 2), corta os níveis negros e as outras rochas encaixantes, particularmente as de grão mais fino, sendo por vezes cortados e rejeitados pelos veios concordantes, devido, provavelmente, à remobilização do quartzo com mistura com os fluidos hidrotermais, juntamente com actuação da tectónica. Por vezes, confundem-se com os veios concordantes onde também ocorre caulinite (provavelmente de origem hidrotermal como veremos).

Várias falhas recortam os filões e o encaixante. No piso inferior, ocorrem dobras menores, tardias, de eixos orientados N20

É evidente daquilo que foi observado e que já referimos, a existência de um controlo estrutural, por antiformas e falhas e, por outro lado, um controlo lito-estratigráfico pelos níveis negros intercalados nas alternâncias do Arenig.

3.2.4.3.Estudo mineralógico e paragenético

Neste estudo vamos considerar, separadamente, as estruturas filonianas e os níveis negros que são ambos estruturas mineralizadas.

Ao efectuar o estudo das estruturas mineralizadas, foi possível estabelecer uma sequência de quatro estádios paragenéticos. A análise, à microssonda, das arsenopirites permitiu verificar que nos veios de quartzo (ver 3.2.4.3.) ocorrem duas gerações deste sulfureto: uma de maior temperatura, hidrotermal (arsenopirite I); a outra, de baixa temperatura, provavelmente, singenética (exalativa?) dos sedimentos gresosos que viriam a originar os veios de quartzo (ver 3.5.1.2.). Esta última, na análise à microssonda, revelou conter Au.

Foram estudadas cerca de quarenta e cinco superfícies polidas das estruturas filonianas, dezoito dos níveis negros, trinta e cinco lâminas delgadas e preparadas onze amostras (amostras em bloco e "light fraction") para o estudo da matéria orgânica, ainda em curso.

A identificação da maior parte dos minerais que ocorrem neste jazigo, assim como um estudo mineralógico e paragenético preliminar, foram já efectuados em trabalhos anteriores (Couto et al. 1990; Combes et al 1992). Na continuidade deste trabalho assinalamos a ocorrência de jamesonite (3B, $4B_{10_2}$ e $8B_2$) e da greenockite ($25B_2$) e bournonite (Quadro 4 - ver 3.1.).

A - Níveis negros (+ veios de quartzo com sulfuretos)

Como já foi referido, não é, por vezes, muito fácil distinguir a camada negra dos estratos adjacentes. O que acontece é que estes níveis, que, como já tivemos oportunidade de referir, não são geralmente muito espessos, ocorrem interestratificados com argilitos, siltitos, vaques e arenitos quártzicos (quartzitos)

por vezes finamente laminados (ver 2.3.4.1.). São bastante plásticos (argilosos), desagregando-se com facilidade e, em afloramento, seriam facilmente erodidos. Neste caso, é possível distinguir a camada negra pelo tacto granular. Verificou-se que, em alguns locais, esta camada negra é mais maciça. No piso superior, foi possível observar uma variação lateral de fácies, em que se verifica uma passagem da rocha mais ou menos argilosa não compacta a uma rocha mais dura. Ao microscópio, verificou-se que na fácies mais dura ocorrem intercalações de finos leitos de quartzito (Fig. 87), facto que poderá corroborar a hipótese de os veios de quartzo serem quartzitos recristalizados (ver página seguinte). Há uma ciclicidade nas condições de sedimentação, com alternância de sedimentos mais finos e mais grosseiros além de variação lateral de fácies.

É nestes níveis que, actualmente, se observa a maior concentração de ouro visível à vista desarmada. Embora ocorrendo no seio da matriz, o ouro ocorre sob a forma de electrum principalmente, em veios de quartzo interestratificados, que tem uma certa continuidade lateral (Fig. 88). Esta geração de ouro tem uma composição diferente (19.0%-25.5%Ag) do electrum que ocorre nas estruturas filonianas, ou nos veios, quando remobilizado pela galena (33.5-46.8%Ag).

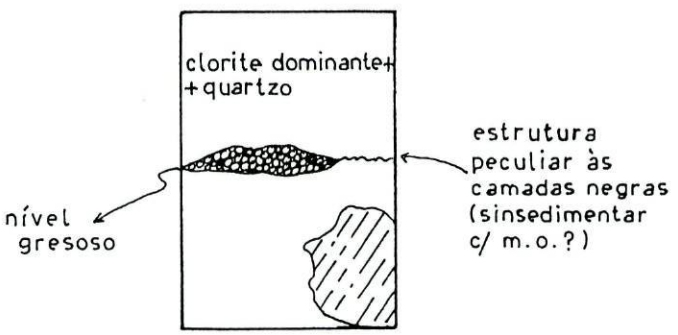


Fig. 87 - camada negra com intercalações de quartzito (lâmina delgada da amostra 27B).

Relativamente à origem deste quartzo, em jazigos do mesmo tipo, ele poderá ser considerado singenético ou de secreção (Boyle 1986). No caso

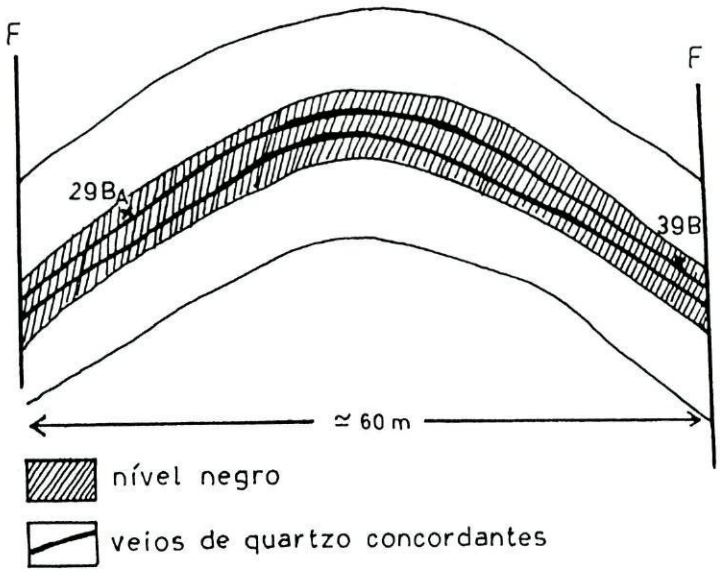


Fig. 88 - Localização aproximada das amostras 29B e 39B na estrutura anticlinal.

presente são os seguintes factores que apontam para uma origem singenética, ou seja vulcano-sedimentar, não excluindo os processos metamórficos:

os veios de quartzo concordantes são geralmente pouco espessos, extensos e apresentam grande continuidade lateral, apenas interrompida, em alguns locais por efeito de "boudinage" (Est. 17, foto 2).

- em lâminas delgadas, efectuadas perpendicularmente a S_0, num veio de quartzo (amostras 27B, 29B e 39B), é possível observar relíquias de quartzito (com pirite e outros opacos, além de sericite em novelos e em lentículas) em volta dos quais crescem cristais de quartzo em pente (Est. 18, foto 1). Este último quartzo estará relacionado com as estruturas filonianas e terá recristalizado, com maior ou menor intensidade, os níveis de quartzito.

- os cristais de arsenopirite, que ocorrem no seio dos veios de quartzo concordantes, apresentam-se contornados por grãos de quartzo. Apresentam-se, também, fracturados e preenchidos por filões mais tardios de quartzo. São, portanto, anteriores à recristalização dos filonetes tardios e do quartzo que os engloba. Alguns cristais de quartzo cristalizam em pente, a partir

dos cristais de arsenopirite. A análise desta arsenopirite mostrou que é de baixa temperatura e aurífera (ver 3.5.1.2.).

Assim tudo indica que esta geração de arsenopirite não é contemporânea de processos hidrotermais, não sendo portanto de excluir uma origem vulcânica e/ ou metamórfica. Inicialmente estes veios poderiam corresponder a níveis siliciosos de origem vulcânica, que posteriormente foram metamorfisados

Do ponto de vista mineralógico, as camadas negras são constituídas, dominantemente por clorite e moscovite. O quartzo é, por vezes, frequente, e também ocorre caulinite. A caulinite ocorre, ainda, numa rede de filonetes de quartzo (fracturas de tracção), com direcção dominante N20, que cortam os níveis negros. Nestes foram assinaladas relíquias de feldspato, que mostram que esta geração de caulinite resulta da alteração do feldspato. Foram assinalados minerais pesados, como a turmalina e o zircão. Entre os opacos, existem metálicos e não - metálicos. Os últimos, de cor negra ou por vezes acastanhada, quando observados ao microscópio de polarização, apresentam-se muitas vezes alinhados segundo a estratificação, definindo delgados níveis, geralmente, em zig-zag, outras vezes definindo corpos figurados. Correspondem a matéria orgânica, cujo estudo está, ainda em curso. Foram identificados grafitóides e partículas fusinitizadas (ver 2.3.4.1.) Numa análise efectuada ao MEV foi, também, possível assinalar a ocorrência de fosfato de chumbo, fosfato de chumbo e alumínio, arseniato de chumbo, ilmenite, rútilo, anglesite e confirmar a existência de escorodite, caulinite, clorite e zircão. Detectaram-se, também, elementos como o C, o V e o Cl, que pode ter tido um papel importante na precipitação do ouro (ver 4.4.2.) Entre os metálicos, assinalamos a pirite e arsenopirite dominantes (por vezes, como acontece no piso inferior, em cristais euédricos de grandes dimensões-centimétricos ou finamente disseminadas), a marcassite e a blenda, além do electrum. Como já referimos, esta camada parece ter-se formado a partir de material proveniente da bacia, ocorrendo interestratificada com formações vulcano-sedimentares (ver 2.3.4.1. e 4.5.3.2.).

O **electrum** apresenta-se livre, em cavidades do quartzo, as quais, pelo menos em parte, correspondem à dissolução de cristais de arsenopirite. Algumas destes vazios, pela forma, parecem "boxwork" de pirite O electrum, por vezes, parece forrar os espaços entre o quartzo e os sulfuretos por vezes completamente dissolvidos (Est. 27, foto 1). Tudo indica que algum ouro estava sob forma de solução sólida nos sulfuretos, o que é evidente, particularmente, no caso da arsenopirite. O mesmo processo foi sugerido por Annels & Roberts (1989) a propósito de jazigos do mesmo tipo (mineralização aurífera em turbiditos) em Inglaterra (Dolaucothi Gold Mines, Dyfed, Wales) Foi encontrado electrum no seio da escorodite. Em algumas amostras (Est. 27, foto 5), o electrum exsolve deste sulfureto. A análise à microssonda electrónica da geração de baixa temperatura, deu uma frequência importante de pontos com Au, se bem que os teores não sejam muito elevados (os teores variam entre 300 e 1200ppb). Estes factos poderão indicar, muito provavelmente, que parte do ouro é singenético (origem vulcânica? ver 4.5.3.2.). Por outro lado, o ouro concentra-se na interface quartzo - níveis negros, zonas em que terá havido drenagem preferencial dos fluidos. Foi também assinalada a presença de ouro em micro-inclusões e /ou camuflado na pirite (46B - análise química global) e na arsenopirite I ($4B_{10_2}$ - MEV) (ver 2.5 e 3.5.1.1.), ouro de origem hidrotermal.

Pirite e Arsenopirite

Foram assinaladas várias gerações destes sulfuretos, algumas das quais foram já referidas.

A pirite aparece, por vezes, recristalizada em sombras de pressão em volta do quartzo na camada negra (Fig. 89).

Estava, portanto, ligada à camada negra, anteriormente à actuação metamorfismo. Não será de excluir a hipótese, de que parte do ouro também tenha tido esta origem.

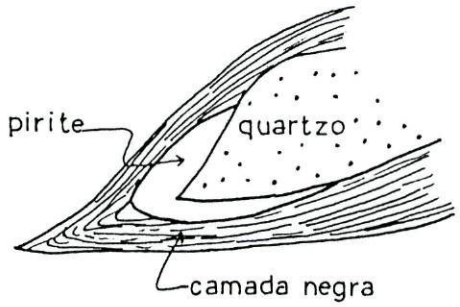


Fig. 89 - Pirite em sombras de pressão em volta de quartzito recristalizado (charneira de dobra).

Os grandes cristais (até 0.5cm) de pirite e arsenopirite que ocorrem na camada negra (observados no piso inferior) são posteriores à sedimentação (Est. 15, foto 4). A acção de um fluido hidrotermal sobre a rocha rica de enxofre, poderá ter originado estes grandes cristais. Ou, então, simplesmente por evolução da matéria orgânica, com a subida de temperatura, eles ter-se-iam formado a partir da pirite singenética. Nesta geração de pirite e arsenopirite não foi detectado ouro, na análise à microssonda electrónica. Este facto não implica que estes sulfuretos não sejam auríferos. Seria necessário um estudo mais aprofundado com outras técnicas analíticas mais sensíveis. Relativamente à arsenopirite que ocorre nos veios de quartzo, provavelmente singenética, à qual o ouro ocorre associado, o estudo à microssonda electrónica, permitiu detectar a existência de ouro camuflado (invisível) em teores que variam entre 600 e 2000 ppm (ver 2.5., 3.5.1.1. e 3.5.1.2.). Uma geração de pirite, correspondente à pirite singenética (ver 2.5.) deu teores significativos em Au (0.6 g/t, ver 2.5., 3.5.1.1. e 3.5.1.2.) que podem indicar a presença de micro-inclusões ou de ouro camuflado na rede ou em solução sólida. Esta pirite apresenta um aspecto característico, cravejada de cavidades, que correspondem a lacunas de crescimento, provavelmente preenchidas por material que foi dissolvido (Est. 16, fotos 3 e 4). A sua textura indica como mais provável uma origem sin-diagenética. A arsenopirite I apresenta micro-inclusões de ouro puro, além de electrum (Est. 20, foto 5). Será necessário um estudo mais aprofundado sobre,

a existência de ouro camuflado na rede ou sob a forma de micro-inclusões na pirite e arsenopirite.

Génese da pirite e arsenopirite dos veios de quartzo

Relativamente à génese dos sulfuretos que ocorrem nos veios de quartzo concordantes, muitas vezes dissolvidos e onde é possível observar arsenopirite associada ao ouro, foram identificadas, à microssonda, duas gerações. Uma delas é aurífera (ver 3.5.1.2.), de mais baixa temperatura, provavelmente, contemporânea dos processos vulcano-sedimentares, ou sin-metamórfica. O que podemos afirmar é que esta arsenopirite é precoce em relação aos processos hidrotermais, podendo sugerir que esteja relacionada com a génese dos níveis negros ou com os processos metamórficos. Os veios de quartzo, muitas vezes, apresentam-se laminados, correspondendo provavelmente a leitos de quartzito, muito finos e muito permeáveis, dando acesso ao enxofre da matéria orgânica, podendo as fracturas ser cicatrizadas por sulfuretos. A outra geração de arsenopirite, de temperatura mais elevada e onde o ouro não foi detectado, é muito provavelmente de origem hidrotermal (arsenopirite I). Na amostra 30B foi possível observar, ao microscópio, a ocorrência de quartzo cristalizado em pente em volta de cristais da arsenopirite provavelmente sin-sedimentar. Estes cristais, por vezes, apresentam-se fracturados e preenchidos por filonetes mais tardios de quartzo. Estes quartzos estarão relacionados com os fluidos hidrotermais que originaram a arsenopirite I.

Possíveis origens para a clorite:

A clorite é um mineral, que ocorre com uma certa frequência, nas rochas encaixantes da mina das Banjas (ver 2.3.4.1.).

Pelas observações em lâmina delgada, a clorite ocorre associada aos níveis negros, geralmente englobada pela pirite que ocorre em cristais centimétricos, mais raramente apresenta-se em filonetes, cortando os veios de quartzo concordantes ($20B_B$), ou em novelos (ver 2.3.4.1.).

Assim podemos supor a existência de duas gerações:

- uma singenética vulcano-sedimentar, pode ter resultado de hidrotermalismo, contemporâneo da deposição dos sedimentos (hidrotermal submarino?, vulcano-sedimentar ou exalativa sedimentar?).

- outra epigenética hidrotermal em veios, gerada por hidrotermalismo tardio ligado a um estádio de deposição filoniano.

A clorite poderá ainda corresponder a minerais argilosos (antiga glauconite ?) transformados pelo metamorfismo (caso da clorite em massas nos níveis negros que parece contemporânea da sedimentação dos quartzitos, é anterior à pirite), ou à alteração hidrotermal de minerais ferro-magnesianos (caso da clorite em novelos).

O estudo, à microssonda electrónica, mostrou que as clorites das Banjas apresentam uma relação Fe/Mg extremamente elevada, indicando que se geraram numa zona de descarga dos circuitos hidrotermais convectivos (ver 2.2.4.).

Sobre a ocorrência de caulinite e feldspato

O feldspato foi assinalado apenas numa lâmina delgada (amostra 48B) de uma amostra da camada negra com clorite do piso inferior. Será que existe relação entre o feldspato e a caulinite que é um mineral frequente? No caso da amostra referida, o feldspato observado, ocorre associado ao quartzo e à caulinite em filonetes portanto será de origem hidrotermal, sendo a caulinite de alteração. Contudo, este último mineral observa-se com uma certa frequência sem associação espacial com os filonetes, por vezes nos níveis negros (Fig. 86, Est. 16, foto 2 e Est. 17, foto 2). O metamorfismo sendo de baixo grau, as temperaturas prevalecentes não seriam suficientes para que se formasse feldspato. As amostras estão em profundidade, sem ter sofrido alteração supergénica. Portanto, o mais provável é que a caulinite seja primária. Um fluido hidrotermal ácido, de baixa temperatura, pode originar ilite/caulinite (Routhier

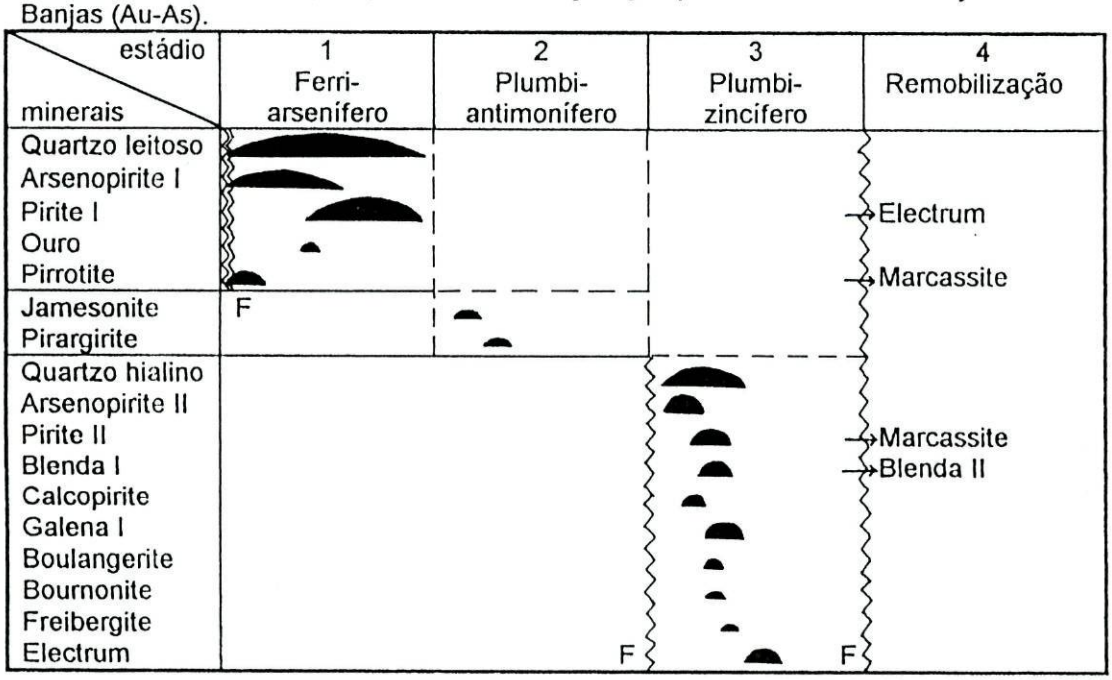
1963). Relativamente à ocorrência de feldspato no encaixante (formações vulcano-sedimentares), apenas assinalamos a presença de sericite em novelos, provavelmente resultante da sua alteração.

B - Estruturas filonianas

A identificação da maior parte dos minerais ocorrentes neste jazigo, assim como um estudo mineralógico e paragenético preliminar, foram já relatados em trabalhos anteriores (Couto et al. 1990; Combes et al 1992). No Quadro 4 (ver 3.1.) estão assinaladas as espécies minerais identificadas.

Foi possível, como já referimos, definir quatro estádios de mineralização (Quadro 15).

Quadro 15 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Banjas (Au-As).



O primeiro, ferri-arsenífero, é nitidamente dominante. O segundo, plumbi-antimonífero, foi assinalado pela rara presença de jamesonite. O terceiro, plumbi-zincífero, é bastante discreto. O quarto estádio, corresponde ao estádio de remobilização.

Estádio ferri-arsenífero: quartzo leitoso + arsenopirite I + pirite I + ouro + pirrotite

É o estádio dominante, sendo a pirite o mineral mais frequente. Quer a pirite, quer a arsenopirite, aparecem em cristais euédricos, inclusos no quartzo. A pirrotite é rara, precoce, aparecendo como inclusões na arsenopirite, na pirite e na blenda I.

É provável, como já tivemos ocasião de referir, que parte do ouro remobilizado tenha estado aprisionado na rede ou em solução sólida na pirite e na arsenopirite, além de ocorrer em micro-inclusões nestes sulfuretos (Est. 20, foto 5). A análise desta arsenopirite à microssonda indica teores médios de As+Sb entre 32.4 e 31.4 at%, comparável às arsenopirites precoces dos jazigos de Sb-Au.

Estádio plumbi-antimonífero: jamesonite + pirargirite

Representado pela jamesonite, bastante rara, que foi assinalada ao MEV e à microssonda em 3 amostras. Este sulfossal apresenta-se em pequenas inclusões na arsenopirite (Est. 20, foto 4), na pirite (amostra 8B) e na blenda (Est. 20, foto 1). A pirargirite, muito rara, ocorre em inclusões na arsenopirite associada à galena e à blenda.

Estádio plumbi-zincífero: quartzo hialino + arsenopirite II + pirite II + blenda I + calcopirite + galena I + boulangerite + bournonite + freibergite + pirargirite + electrum + greenockite.

A pirite II, ocorre, associada à galena em filonetes que cortam a arsenopirite primária. A blenda e a galena são os minerais dominantes desta associação, embora sejam volumetricamente pouco importantes. Corroem a arsenopirite I. A blenda apresenta-se geralmente em massas xenomórficas, mais raramente subautomórficas com inclusões frequentes de calcopirite, raras de pirrotite e de tetraedrite. A composição da blenda, desprovida de Mn, é semelhante às das blendas dos jazigos de Pb-Zn-Ag (ver 3.5.1.3.). A galena analisada, ocorrendo em finos filonetes, poderá também corresponder a uma galena epitermal, que perdeu Sb (ver 3.5.1.4.).

A calcopirite aparece como inclusões na blenda I (por vezes segundo os planos de clivagem deste mineral) e na arsenopirite, associada à pirrotite.

A galena aparece associada à blenda, ou em filonetes associada ou não ao quartzo, em fracturas tardias, cortando frequentemente a arsenopirite e pirite primárias. Remobiliza parte do ouro (Couto et al. 1990) quer do encaixante, quer da arsenopirite, quer da pirite. É frequente a ocorrência de electrum nos contactos da galena com a arsenopirite I e com a pirite I (Est. 28, foto 2). O electrum parece ter sido libertado pela dissolução daqueles sulfuretos e a sua composição corresponde à do ouro rico de prata, associado a estádios plumbíferos tardios (Picot & Marcoux 1987).

A pirite II é contemporânea da galena, apresentando-se em filonetes com cristais de galena e recortando, ou englobando, a arsenopirite I e a pirite I.

A arsenopirite II apresenta-se mais finamente recristalizada que a arsenopirite I e corta-a em filonetes.

A boulangerite rara (Est. 20, foto 2) e a bournonite (Est. 20, foto 4) muito rara, ocorrem em inclusões na pirite e na arsenopirite, ou associadas à galena e, por vezes, à freibergite.

A freibergite (tetraedrite argentífera), muito rara, apresenta-se sublinhando as clivagens da blenda, ou em inclusões neste mineral, por vezes

associada à boulangerite e à bournonite, em inclusões na arsenopirite ou na pirite (Est. 20, foto 4).

A greenockite, identificada ao MEV, foi assinalada numa amostra (Est. 20, foto 6) e ocorre no bordo da galena.

Estádio de remobilização

A blenda II é rara aparecendo em cavidades da galena ou englobando-a.

A marcassite ocorre segundo pseudomorfoses depois de pirite e de pirrotite.

Entre os minerais de alteração supergénica foi assinalada a platenerite (Est. 20, foto 3) e a escorodite.

Convirá ainda referir algumas diferenças entre a mineralização dos níveis e das estruturas filonianas, que são independentes, embora haja, ao menos localmente uma sobreposição das duas:

- arsenopirite dos veios de quartzo concordantes, associada ao electrum, e a arsenopirite I das estruturas filonianas, analisadas à microssonda electrónica, revelaram composições diferentes. Trata-se de diferentes gerações.

- camada negra contém sulfuretos de origem singenética (pirite e, provavelmente, arsenopirite), que recristalizaram, mas há outras gerações destes sulfuretos que estão ligadas às estruturas filonianas (é também provavelmente, o caso da blenda)

Com base nas observações efectuadas podemos apresentar o seguinte esquema gitológico (cf. Fig. 85):

1.Pré-concentração aurífera nos sedimentos ou sulfuretos singenéticos (origem detrítica? e/ ou vulcânica);

2.Dobramento ante-Estefaniano com formação de dobras de plano axial N160 e metamorfismo epizonal ;

3.Fracturação com preeenchimento brechóide de quartzo cinzento estéril, correspondente ao primeiro preenchimento das estruturas filonianas e remobilização dos leitos de quartzito.

4.Preenchimento de quartzo mineralizado em sulfuretos (pirite, arsenopirite), volframite e ouro.

3. Refracturação pós-Estefaniana, com preenchimento discreto de quartzo mineralizado em jamesonite, indicando a existência do estádio plumbi-antimonífero

4. Refracturação pós-hercínica, seguida por preenchimento filoniano com quartzo translúcido a hialino mineralizado em blenda e galena e remobilização dos veios de quartzito. este preenchimento deu-se preferencialmente segundo as direcções N40 (massas), mas também ocorre nos veios de quartzo concordantes e talvez (?) nas falhas N170.

3.2.4.4.Conclusão

Os filões apresentam direcções que variam entre N-S e E-W.

As direcções filonianas próximas de N-S (falhas N170 e filões N20) semelhantes às direcções de Vale do Inferno, Moirama, S.Jorge, parecem corresponder à paragénese Fe-As(W). As análises efectuadas pelo CBD revelaram a ocorrência de volframite em amostras próximas das falhas N170 (com espesso preenchimento filoniano).

É nítido o controlo da anomalia em ouro pelos níveis negros e pelas antiformas N160.

Como pudemos verificar, a paragénese da mina das Banjas é, essencialmente, sulfurosa, com pirite dominante e arsenopirite frequente. As minas de ouro romanas correspondiam, tudo o indica, a esta paragénese, o que leva a argumentar que a maior quantidade de ouro está ligada ao estádio ferri-arsenífero, aos sulfuretos singenéticos e ao próprio encaixante. O ouro

singenético poderá ser vulcânico, ou então detrítico, remobilizado das margens da bacia, conjuntamente com restos de briozoários e outros organismos (ver 4.5.3.2.).

Ainda sobre o problema do ouro, podemos referir que o electrum dos veios de quartzo tem um aspecto diferente daquele que é comum em jazigos de sulfuretos (Möelo CRSCM Orléans, comunicação oral). Como já foi referido, tudo leva a crer que, pelo menos, uma parte deste tenha sido remobilizado dos sulfuretos. Se houve, também, remobilização de ouro dos níveis negros, o que poderemos argumentar é que:

- a quantidade de ouro é muita, para ter sido remobilizado apenas dos sulfuretos. Parte dele poderá ter sido remobilizado das formações vulcano-sedimentares (vulcânico ou exalativo), ou detrítico (de remobilização das margens da bacia).

- o facto de terem sido detectados metais como o vanádio (análise ao MEV de amostra da camada negra - 20B) e Mo (análise de sedimentos de linhas de água em xistos negros ampelitosos do Caradociano (?) - Combes et al. 1990) sugere que o ouro foi fixado pela matéria orgânica, tendo os elementos sido transportados por soluções hidrotermais (Möelo CRSCM Orléans, comunicação oral)

O episódio plumbi-zincífero mais discreto, é, certamente, uma sobre-imposição, tendo a galena, remobilizado algum ouro. A galena ocorre associada a um quartzo avermelhado muito semelhante ao quartzo epitermal dos jazigos de Pb-Zn-Ag. Além de ocorrer nas estruturas filonianas, ocorre também nos veios concordantes de quartzo, na proximidade de falhas, em fracturas tardias, por vezes sem quartzo, cortando o quartzo dos veios e o quartzo I filoniano que também se mistura com os veios. Filonetes de blenda e galena (sem quartzo) cortam bancada de quartzito e veios de quartzo com caulinite (amostra 11B). A composição da blenda primária é semelhante à dos jazigos de Pb-Zn-Ag. Relativamente à galena poderá também corresponder a uma galena epitermal que perdeu o Sb.

A hipótese de uma origem destes jazigos, relacionada com os "turbidite-hosted gold deposits" foi pela primeira vez assinalada por Combes et al. (1992).

Podemos constatar que, quer os minerais metálicos, quer os minerais da ganga (Quadro 16), se enquadram no grupo de minerais que fazem parte dos depósitos auríferos em turbiditos e rochas associadas (Boyle 1986).

Quadro 16 - Grupo de minerais que ocorrem na mina das Banjas, típicos segundo Boyle (1986) dos jazigos turbíditicos.

Minerais da ganga	**Metálicos**
quartzo branco a cinza	pirite e arsenopirite dominantes
feldspato	galena
moscovite	calcopirite
clorite	blenda
rútilo	pirrotite
	volframite*
	tetraedrite (rara)
	electrum**

* assinalada pelo CBD

**Boyle (1986) refere entre os minerais com interesse económico neste tipo de jazigos, o ouro nativo geralmente com pouca prata e a pirite e arsenopirite auríferas. No presente caso, como já referimos a arsenopirite dos veios de quartzo é aurífera, assim como a pirite I. Quanto ao ouro analisado à microssonda electrónica é sempre argentífero, mas devemos ter em conta que corresponde ou ao ouro exsolvido dos sulfuretos que pode ter sofrido enriquecimento em prata, ou ao ouro remobilizado pela galena tipicamente rico em prata como já referimos. Foi assinalada a ocorrência de micro-inclusões de ouro puro na arsenopirite I

Não foram assinalados carbonatos, que segundo Boyle (1986) são comuns, mas não abundantes, neste tipo de depósitos.

No que diz respeito aos caracteres geoquímicos destes jazigos eles estão de acordo com os referidos por Boyle (1986), tendo sidos detectados todos os elementos considerados como mais frequentes (incluindo o Cd, sob a forma de greenockite).

3.2.5.SECTOR DE TERRAMONTE (Pb-Zn-Ag)

3.2.5.1.Apresentação do Sector

As mineralizações de Pb-Zn-Ag, localizam-se na margem esquerda do Douro (Fig. 90). Os jazigos eram cobertos por seis concessões, uma das quais, Terramonte (Mapa 1). A primeira concessão a ser objecto de lavra (1882-1884) foi a de Ribeiro da Lomba (Gondarém), cerca de 1.5 km a norte de Terramonte, mas os trabalhos foram abandonados devido ao empobrecimento do filão e a empresa concessionária (Companhia das Minas de Gondarém) transferiu os trabalhos de pesquisa e exploração para Terramonte (Relatório e Contas da Direcção da Companhia Portuguesa das Minas de Gondarém 1884 e 1886).

O jazigo de Terramonte foi intensamente trabalhado no fim do século passado, entre 1860 e 1890. Entre 1955 e 1960 o SFM (DDGM) fez um reconhecimento da àrea. Em 1960 The Portuguese American Tin C.º fez alguns estudos laboratoriais, que se tornaram difíceis devido à mineralização ser muito fina, daí ter desistido da exploração. Em 1962 mais quatro companhias (Compagnie Royale Asturienne des Mines, Place, Noranda e Taylor) encetam trabalhos de reconhecimento e de tratamento do minério, tendo dado em 1964 um parecer favorável. Em Novembro de 1965 a mina entrou em produção (Nota descriptiva sobre as minas de Terramonte MITEL 1966, Marsella 1966, A. Carvalho 1967) (Est. 21, foto 1). Os trabalhos atingiam em 1971 uma profundidade de 390m, numa extensão de 700m, sendo a produção média diária de 300t, das quais 260t eram tratadas diariamente na oficina de tratamento (M. Ferreira 1971).

O estudo mineralógico e paragenético deste jazigo foi efectuado por Gaspar (1967).

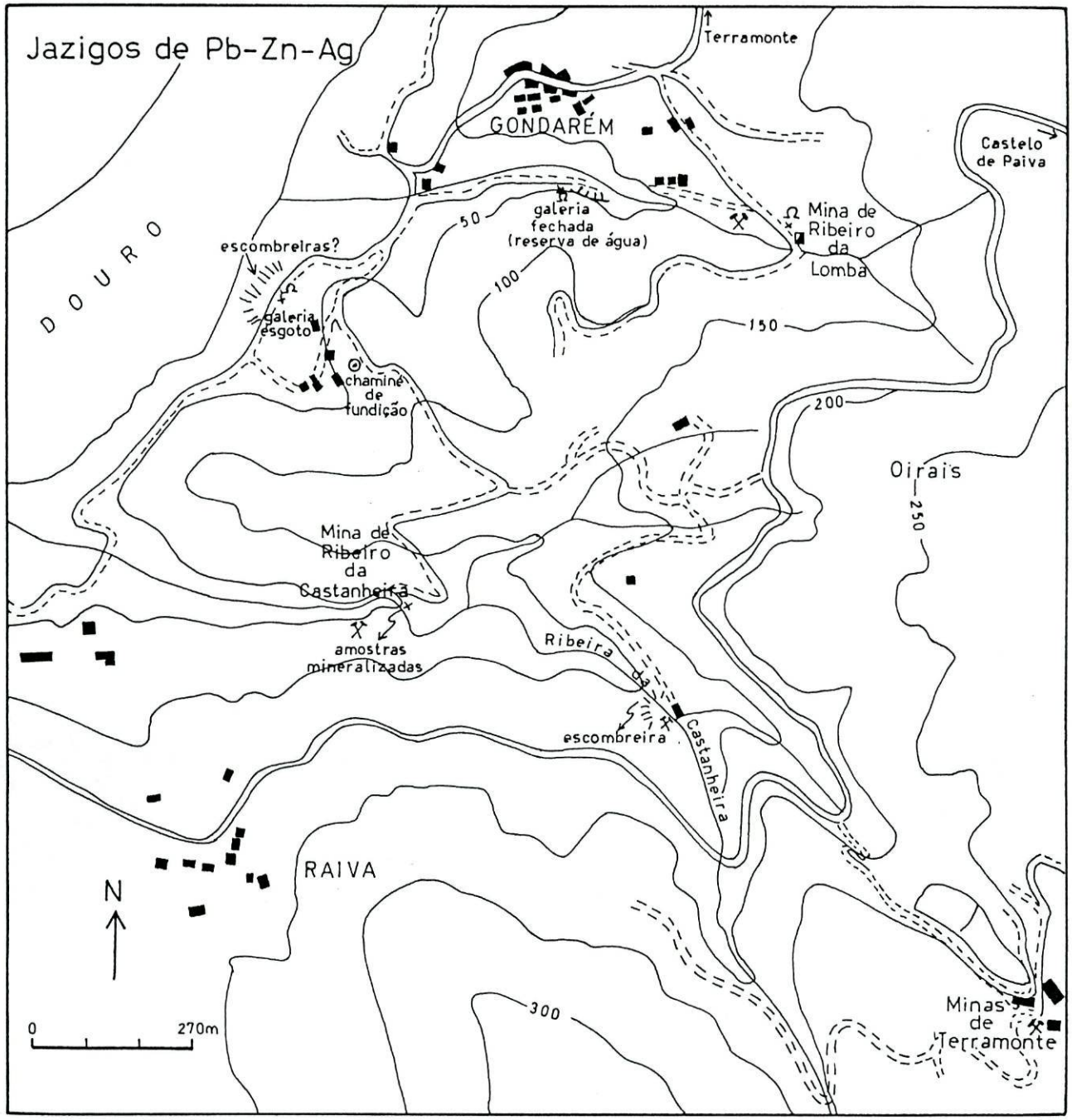


Fig. 90 - Localização dos trabalhos mineiros dos jazigos de Pb-Zn-Ag (Terramonte, Ribeiro da Castanheira e Ribeiro da Lomba).

Na Mapa 7 (ver 2.3.5.2.) apresentamos um levantamento geológico - estrutural efectuado neste sector.

3.2.5.2.Gitologia

Realizámos os primeiros trabalhos de reconhecimento deste jazigo em Setembro de 1986. Na época, tivemos acesso a uma pequena galeria, onde efectuámos a amostragem do filão (ver Fig. 91), que actualmente se encontra inacessível devido a desabamento de terrenos, sendo possível observar a ocorrência doutra galeria imediatamente abaixo desta (Est. 21, foto 2).

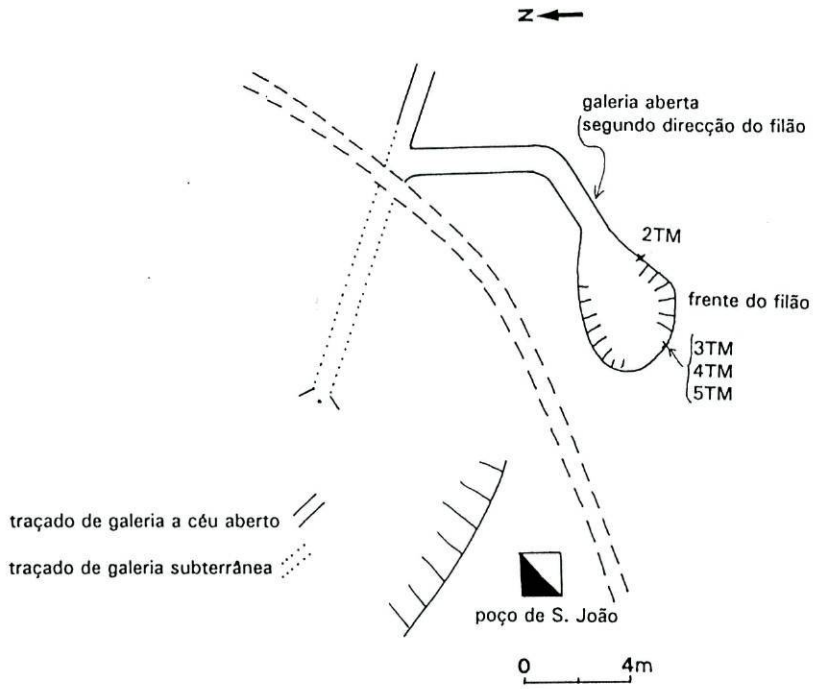


Fig. 91 - Planta da zona da galeria.

Não encontrámos o pequeno filão marcado na folha 13-B (Castelo de Paiva) da Carta Geológica de Portugal dos Serviços Geológicos de Portugal na escala de 1/50.000, assinalado um pouco a NW do precedente. Assinalámos a

existência de dois poços inacessíveis (Mapa 7) O acesso às restantes galerias era feito por poços (Gaspar DGGM Porto, comunicação oral).

O filão ocorre numa falha com preenchimento precoce de quartzo brechóide estéril, na zona de contacto da associação litológica inferior com a associação litológica superior da Unidade de Terramonte (ver 2.3.5.2., Fig. 52) ("Xistos de Gondarém" e "Xistos de Terramonte" segundo Koehler 1966). Segundo o autor citado, a zona mineralizada está limitada por duas zonas de cisalhamento N70.

O filão mineralizado, com direcção aproximada N60, inclinando 82º para NW, tem uma caixa filoniana com uma espessura entre dois e quatro metros. Na figura 92 podemos observar mais detalhadamente o filão na frente da referida galeria. O primeiro preenchimento, não representado na figura, é constituído por quartzo branco, que cimenta brecha de elementos de rocha por vezes mineralizado em pirite.

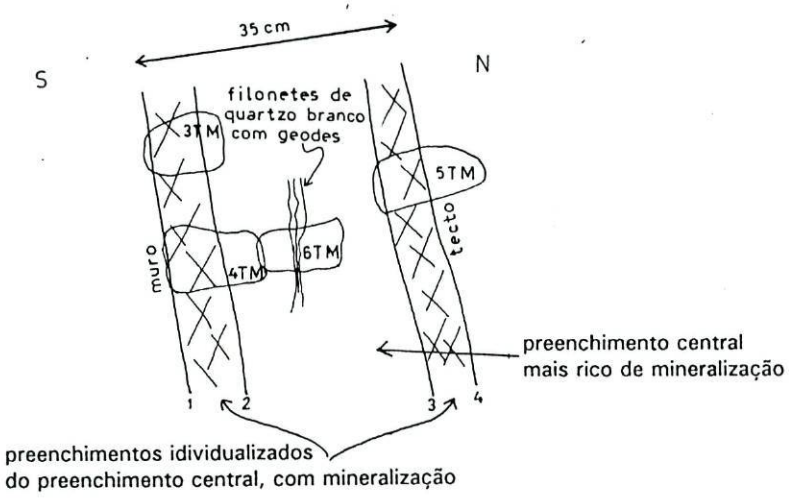


Fig. 92 - Filão na frente da galeria.

A parte central é mais rica de mineralização. A tecto e a muro ocorrem faixas estreitas bem individualizadas do preenchimento central, que embora mais pobres, também se apresentam mineralizadas. Estas observações corroboram as hipóteses avançadas anteriormente. A mineralização é em geral

muito fina. A estratificação é nesta zona, sub-horizontal, facto já assinalado noutros jazigos. A amostra 5TM, encaixante do filão a tecto (Fig. 92), corresponde às alternâncias de vaques e pelitos esverdeados da Unidade Superior, que se apresentam bastante silicificados, recortados por filonetes de quartzo.

Numa primeira observação foi possível distinguir quatro episódios de mineralização (ver Fig. 93):

1- quartzo branco não mineralizado, ou com pirite, cimentando brecha com elementos de rocha.

2- quartzo branco bem mineralizado em blenda, galena e sulfossais.

3- quartzo córneo, quartzo geódico rosa escuro ou branco.

4- blenda e galena geódicas, pirite e marcassite automorfas e carbonatos, crescem sobre o quartzo geódico.

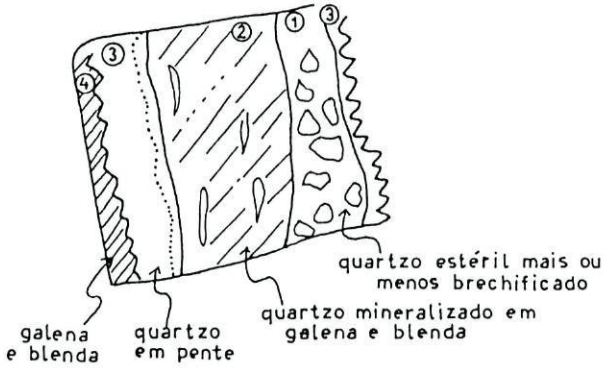


Fig. 93 - Representação esquemática das diferentes fases de preenchimento filoniano.

3.2.5.3.Estudo mineralógico e paragenético

Os primeiros estudos dos jazigos de Pb-Zn-Ag foram efectuados na mina de Terramonte por Gaspar (1967), que distinguiu quatro estádios de mineralização separados por três fases de deformação: um primeiro estádio

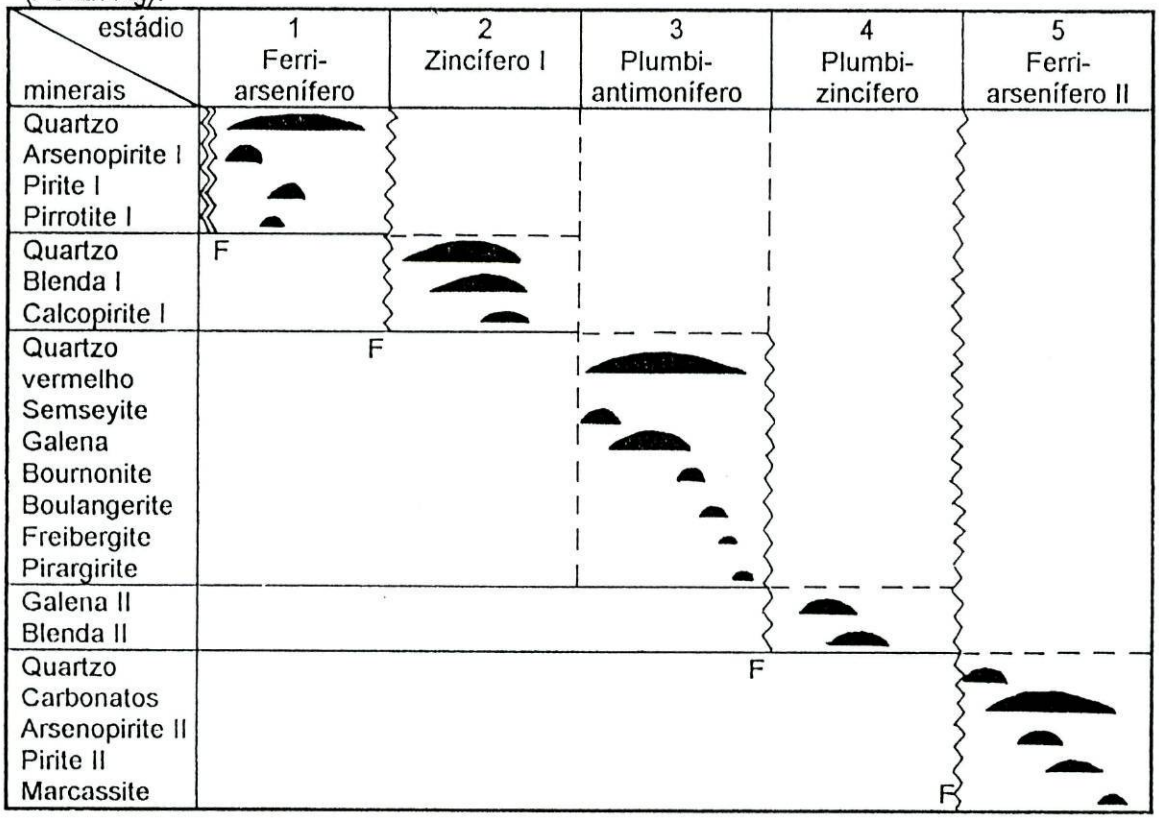
com quartzo, um segundo com quartzo + arsenopirite + pirrotite + pirite + calcopirite + blenda + freibergite + pirargirite + galena + sulfossais de Pb-Sb + bournonite, um terceiro com quartzo + calcopirite (?) + blenda + pirargirite + galena + sulfossais de Pb-Sb + bournonite (?) e um quarto estádio com quartzo + arsenopirite + pirite + bournonite + marcassite + carbonatos. O episódio de deformação D_1 defenido por Gaspar (1967), localizar-se-á entre o primeiro preenchimento de quartzo estéril brechóide e o quartzo mineralizado, que assinalamos em todos os jazigos.

O estudo de vinte e duas superfícies polidas, permitiu-nos distinguir cinco estádios de evolução da mineralização, separados por 3 episódios de fracturação. No Quadro 4 (ver 3.1.), estão assinaladas as espécies minerais identificadas e no Quadro 17 a sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações. A semseyite ($Pb_9Sb_8S_{21}$) foi pela primeira vez assinalada por Couto et al. (1990). A pirite e a arsenopirite não são tão abundantes como nos jazigos de Sb-Au e Au-As localizados no flanco leste do Anticlinal de Valongo e na zona periclinal. A galena e a blenda são dominantes. São numerosas as evidências de que a mineralização é epitermal, nomeadamente, texturas bandadas, ou em cocardas, fenómenos de recorrência paragenética, presença de quartzo vermelho e quartzo córneo. São frequentes brechas em que fragmentos de rocha são cimentados pelo minério. Gaspar (1967) refere, além destas, brechas em que o quartzo ou os carbonatos cimentam pedaços de minério ou é o minério (blenda e galena), que cimenta os fragmentos de quartzo.

Estádio ferri-arsenífero I: quartzo + arsenopirite I + pirite I + pirrotite

A arsenopirite I apresenta-se em pequenos cristais automórficos no quartzo ou englobados, ora pela galena, ora pela blenda. Ocasionalmente, ocorrem maclas em estrela. A pirite I ocorre em cristais idiomórficos, inclusa na ganga ou na blenda. A maior parte da pirrotite encontra-se alterada em marcassite, mas foi possível observar pirrotite residual.

Quadro 17 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Terramonte (Pb-Zn-Ag).



Estádio zincífero I: quartzo + blenda I + calcopirite I

Entre este estádio e o precedente ocorre, um episódio de fracturação, sendo a pirite recortada por filonetes de blenda e galena. A blenda I apresenta-se finamente cristalizada, em massas xenomórficas ou subautomórficas, com "inclusões" de calcopirite, pirite e engloba pequenos cristais idiomórficos de arsenopirite. Por vezes, é englobada pela galena, sendo substituída por esta. Apresenta-se, por vezes, fracturada.

Estádio plumbi-antimonífero: quartzo vermelho + semseyite + galena + bournonite + boulangerite + freibergite + pirargirite

Os minerais constituintes desta sequência prenchem fracturas da blenda, indicando a existência de um episódio de fracturação entre os dois estádios. A semseyite ocorre em cristais fibro-radiados envolvidos pela galena, por vezes substituindo-a, sendo assim mais precoce que esta. Associa-se ao quartzo vermelho com fibras de boulangerite. A galena finamente cristalizada preenche fracturas da blenda, por vezes, corroendo-a (Est. 25, foto 4). É como já referimos (ver 3.5.1.4.), geralmente anisotrópica e contém elevados teores de antimónio e alguma prata, característica comum aos jazigos epitermais (Möelo et al. 1980). Apresenta variados graus do oxidação, com teores em Sb e Ag variáveis, chegando a formar-se platenerite (PbO_2) (Est. 25, fotos 4 e 5). A bournonite ($CuPbSbS_3$), com maclas características substitui a galena. A boulangerite ($Pb_5Sb_4S_{11}$) não foi por nós confirmada, mas Gaspar (1967) identificou, como boulangerite, os cristais de forma capilar inclusos no quartzo de cor avermelhada. Este quartzo vermelho com fibras submicroscópicas de boulangerite é semelhante ao que foi assinalado no filão Les Anglais - La Rode (Brioude Massiac) (Möelo 1983). A freibergite (identificada ao MEV com analisador) é posterior à galena, preenchendo vazios deste mineral e envolvendo-o. A pirargirite ocorre associada à galena, parecendo posterior a ela. Gaspar refere ainda a presença de miargirite ($AgSbS_2$), polibasite ($(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$) e argentite associados à galena, assim como a presença de jamesonite, que não foi por nós assinalada. Faz ainda referência a um mineral semelhante à miargirite, mas que não possui reflexões internas avermelhadas e que na opinião do Professor Ramdohr poderá ser freieslebenite ($AgPbSbS_3$), mineral que identificámos à microssonda no jazigo de Ribeiro da Castanheira (ver 3.3.6.).

A sequência de minerais observada, com um aumento do teor em chumbo, é semelhante à que ocorre relacionada com fenómenos de rejuvenescimento descritos no Maciço Central francês (Möelo 1983; Marcoux & Möelo 1991).

Estádio plumbi-zincífero II: galena II + blenda II

Embora no estudo à microssonda não tenha sido possível diferenciar mais que uma geração de galena, as relações paragenéticas mostram a existência de duas gerações. O mesmo acontece no que diz respeito à blenda (no jazigo vizinho de Ribeiro da Lomba assinalaram-se duas gerações - ver 3.5.1.3.), havendo casos em que a galena é substituida pela blenda. Gaspar (1967) assinalou duas gerações de blenda e duas gerações de galena.

Estádio ferri-arsenífero II: quartzo + carbonatos + arsenopirite II + pirite II + marcassite

Os carbonatos são posteriores ao quartzo. Como acontece em Ribeiro da Lomba, jazigo vizinho de Terramonte, os carbonatos serão provavelmente dolomite e anquerite (ver 3.5.2.1.). A arsenopirite II parece contemporânea dos carbonatos. A pirite II ora ocorre em pequenos cristais nos carbonatos, ora preenche fracturas da blenda. A marcassite ocorre em pseudomorfoses de cristais lamelares de pirrotite.

Como minerais supergénicos, foi identificada a covellite, resultante da alteração da calcopirite e a platenerite resultante da oxidação da galena (Est. 25, foto 5). Gaspar (1967) identificou também a cerussite, piromorfite e mimetite (rara).

3.2.5.4.Conclusão

O filão explorado tem uma direcção N60 A estratificação torna-se horizontal na proximidade deste.

O jazigo de Terramonte apresenta uma sucessão paragenética que traduz fenómenos de recorrência (várias gerações de arsenopirite, pirite, blenda, cf Gaspar 1967). A mineralização é tipicamente epitermal, facto que é evidenciado pela presença, por vezes abundante, de semseyite (Möelo 1983),

os fenómenos de recorrência paragenética e a presença de quartzo avermelhado. Provavelmente, como acontece no distrito de Brioude-Massiac (Maciço Central - França), os sulfossais ricos de chumbo formam-se pela reacção dos fluidos ricos de chumbo, sobre mineralizações de Sb mais antigas. Mas no caso presente, as direcções filonianas são as mesmas, tendo havido reabertura das fracturas preenchidas pelos filões de Sb, enquanto que em Brioude Massiac as direcções são diferentes (Bril 1982b). Thadeu (1965, 1982) considera as mineralizações de Pb-Zn-Ag de Terramonte pós-hercínicas.

Gaspar (1967), conclui que o jazigo de Terramonte é um jazigo hidrotermal, plutónico com temperaturas de formação entre 250 e 300ºC. Os dados fornecidos pelo estudo das inclusões fluidas e pela composição das arsenopirites indicam temperaturas mínimas de aprisionamento dos fluidos que variam entre os 370 e 109ºC.

M. Ferreira (1971) diz poder-se admitir a existência de uma zonalidade vertical, com a consequente diminuição dos teores de Ag e Pb, sendo os teores em Cd das blendas constantes. O facto de ocorrer uma diminuição do teor em Pb com a profundidade, poderá resultar do tipo de jazigo, epitermal, portanto pouco profundo, corroborando a hipótese de uma sobre-imposição.

3.3.OBSERVAÇÕES SOBRE O ESTUDO MINERALÓGICO E PARAGENÉTICO DOUTROS JAZIGOS

Além dos cinco sectores estudados em pormenor, do mesmo modo que no estudo litoestratigráfico e litológico, vamos fornecer indicações sobre a gitologia e mineralogia de outros jazigos estudados no decurso deste trabalho, se bem que não tão aprofundadamente como para os jazigos seleccionados.

3.3.1.MOIRAMA (Au-As)

Como já referimos (ver 2.4.1.) estas minas localizam-se no flanco este do Anticlinal de Valongo, a norte das Banjas, em formações do Arenig.

Gitologia

A área foi intensamente trabalhada pelos romanos. Em 1990, o CBD efectuou trabalhos de limpeza de parte das galerias da mina (Est. 23, fotos 1 e 2). Os trabalhos encontram-se preferencialmente nas alternâncias de pelitos, vaques e quartzitos do Arenig (Est. 23, foto 1).

Os dados relativos aos filões mineralizados foram fornecidos pelo CBD e coincidem com as orientações dos fojos, que tivemos oportunidade de assinalar (Tabela 1 - anexo 7). É possível observar a existência de várias direcções mineralizadas importantes:

N80-N90
N110
N30-N50

Assim, as estruturas mineralizadas enquadram-se no 1ºgrupo (NE-SW), e no 2º grupo (E-W) definidos em 2.2.3.

Em muitos casos, é possível verificar que os trabalhos não seguiram uma direcção definida, ocorrendo galerias a diferentes níveis e com várias direcções. Estamos, pois, em presença de "stockworks" e não verdadeiros filões. Ao longo da crista quartzítica da serra de Pias, os quartzitos apresentam-se recortados por um "stockwork" quartzoso. Nas amostras de quartzo leitoso e, por vezes, cavernoso das escombreiras, apenas assinalamos a ocorrência de pirite.

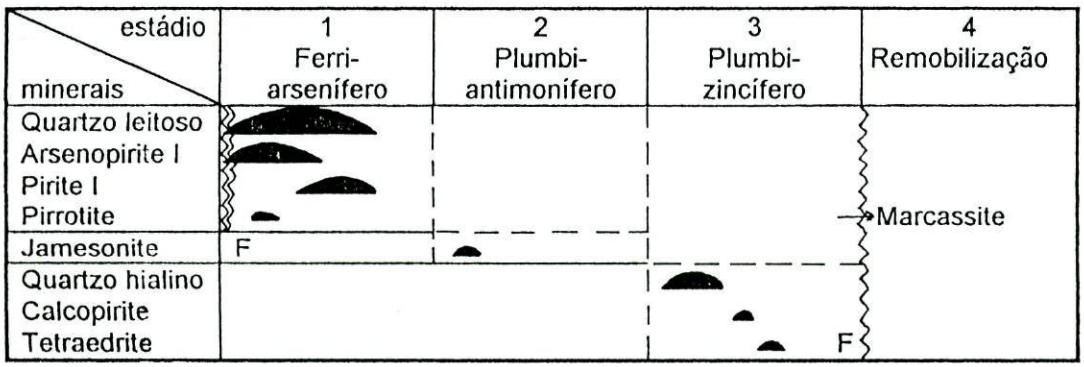
Estudo mineralógico e paragenético

Durante o trabalho de colaboração com o CBD, tivemos ocasião de visitar a mina, tendo assim efectuado a colheita de amostras para o estudo

mineralógico e paragenético. No Quadro 4 (ver 3.1.), assinalamos os minerais por nós identificados. Na ganga, foram assinalados o rútilo e zircão, associados à pirite e à arsenopirite, e grafitóides.

O estudo de uma dezena de superfícies polidas, permitiu assinalar, a ocorrência de um estádio ferri-arsenífero dominante e de um estádio plumbi-antimonífero muito discreto (ver Quadro 18).

Quadro 18 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações da Moirama (Au-As).



Estamos em presença de uma paragénese semelhante à das Banjas (cf. 3.2.4.3.), com três estádios de mineralização primária e um estádio de remobilização, só que bastante incompletos. As arsenopirites têm uma composição semelhante, às arsenopirites primárias dos jazigos de Sb-Au (ver 3.5.1.2.). O estudo à microssonda permitiu verificar que o centro dos cristais é mais rico em As e os bordos mais ricos em Sb. A pirrotite, tetraedrite, calcopirite assim como a jamesonite ocorrem em inclusões na pirite. A marcassite ocorre em pseudomorfoses da pirrotite. A xenotima foi identificada ao MEV e ocorre no quartzo, em cavidades que parecem resultar da dissolução de cristais aciculares (estibina?).

O ouro não foi por nós assinalado. Os teores, segundo análises efectuadas pelo CBD, são baixos, variando entre 1 a 2g de ouro por tonelada com um máximo de 9.4g/t, contrariamente ao que acontece nas Banjas, onde os

teores atingem 500g/t nos veios de quartzo concordantes (Combes et al. 1992). Terá este facto alguma relação com o encaixante, que é de natureza essencialmente quartzítica, na Moirama, e constituído por alternâncias de pelitos e arenitos (vaques e quartzitos), nas Banjas?

3.3.2.PINHEIRINHOS E CORGO (Sb-Au)

As antigas minas da Tapada abrangiam três centros de lavra: a mina da Tapada, também designada por Tapada do Padre, a mina de Vale de Pinheirinhos ou simplesmente Pinheirinhos e a mina do Sítio do Corgo (A. Carvalho 1969) (Fig. 94). O estudo destes três centros é feito separadamente, considerando por um lado as Minas da Tapada propriamente ditas e, por outro, as Minas de Pinheirinhos e Corgo.

A preparação do minério tinha lugar na mina da Tapada, que estava ligada à mina de Pinheirinhos por via férrea. Entre as duas, situa-se a mina do Sítio do Corgo, pertencente, na época, a outra empresa, onde se podem observar actualmente escombreiras com resíduos de tratamento do minério (A. Carvalho 1969). O Catálogo de Secção de Minas (Monteiro & Barata 1889), refere que a produção em 1887 era de 718.3t de antimónio e 2948 gramas de ouro. Segundo Koehler (1939), entre 1880 e 1889 foi de 5268.5t de antimonite e 561t de quartzo aurífero, donde se extrairam 20.8kg de ouro. Cabral (1883) em relatório sobre a mina de Ribeiro da Serra, refere que os quartzos da mina da Tapada, possuem um teor em ouro de 45g/t. O tratamento do quartzo aurífero pela Companhia das minas da Tapada em 1888, indica teores de cerca de 6.2g de ouro por tonelada de quartzo (ver Quadro 19 - anexo 7) Os teores em antimónio obtidos até 1890 não foram muito promissores (ver Quadro 10 - anexo 7). Em Pinheirinhos, os teores foram ainda mais baixos (Quadro 10 - anexo 7). O jazigo da Tapada foi explorado até cerca de 200m de profundidade, sem que houvesse quebra nos teores da mineralização. Em Ribeiro da Serra, Pinheirinhos e Fontinha, jazigos próximos da Tapada, os teores decrescem antes de atingir os 100m, provavelmente, devido à ocorrência de falhas para as quais Rabie já chamara a atenção, podendo a mineralização prosseguir em profundidade (A. Carvalho 1964).

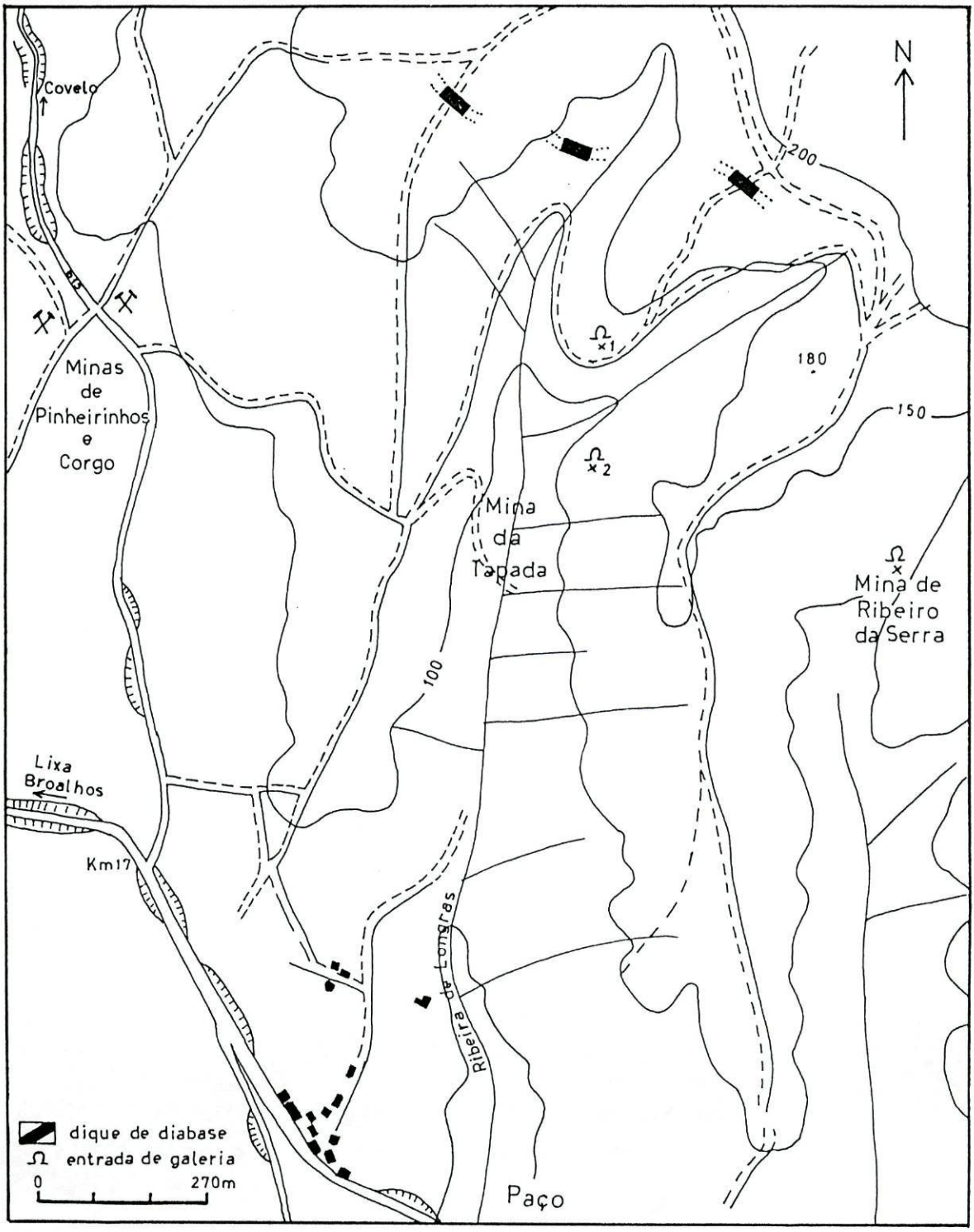


Fig. 94 - Localização dos trabalhos mineiros das minas da Tapada e Pinheirinhos/Corgo.

Gitologia

No anexo 2.12.-A estão representados os trabalhos subterrâneos das Minas de Pinheirinhos (Companhia das minas da Tapada 1885). Devido a ser impossível o acesso às galerias destas minas, os dados apresentados na Tabela 1 - anexo 7, foram obtidos em trabalhos publicados anteriormente ou em relatórios internos não publicados do SFM (A. Carvalho 1969, Rabie 1963, Monteiro & Barata 1889). As superfícies polidas que serviram de base ao estudo paragenético, foram cedidas por Gaspar (DGGM, Porto). A mina foi explorada até uma profundidade de cerca de 90m, com uma extensão longitudinal de 230m (Koehler 1939). Segundo o Catálogo da Secção de Minas (Monteiro & Barata 1889), os filões (Santa Bárbara, S. Jerónimo, Pinheirinhos e Corgo) atingiam possanças de 2.5m ou 3.6m nas partes mais largas na mina de Pinheirinhos e 1.5m na mina de Corgo. As mineralizações encontram-se, essencialmente, encaixadas em conglomerados do Precâmbrico ou Câmbrico (correlacionáveis com a associação litológica superior da Unidade de Montalto).

Os filões poderão ser enquadrados no primeiro (N50/70SE; N70/40-50S), segundo (E-W/25S) e terceiro grupo (N20/25W) de estruturas mineralizadas. Neste caso as inclinações não são tão elevadas como é habitual (<50º), excepto no caso do filão de Pinheirinhos (70ºSE). Segundo os mesmos trabalhos, a sua espessura não ultrapassa metro e meio. Como já referimos (ver 2.4.1.), os filões mais bem mineralizados preenchem fracturas relacionadas com a fase sarda.

Rabie (1963) refere que na área da mina de Pinheirinhos-Corgo, as bancadas de conglomerado pré-Ordovícico N-S estão torcidas de maneira notória, enquanto áreas de estrutura mais regular poucos ou nenhuns trabalhos mineiros apresentam.

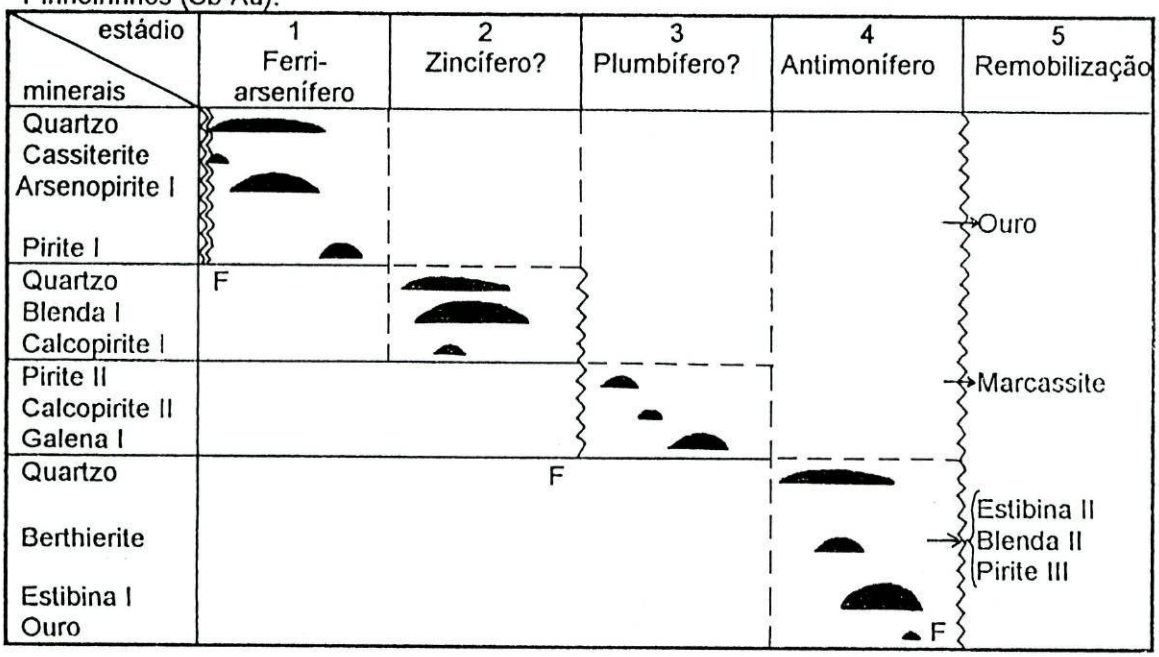
Nos mesmos trabalhos, refere-se que, relativamente ao tipo de preenchimento, os filões são semelhantes aos filões da mina da Tapada.

Estudo mineralógico e paragenético

Gumiel (1982), considera a paragénese essencialmente constituída por estibina, que se apresenta ou deformada com aspecto laminado, ou granular em mosaico sobrepondo-se à primeira. Correspondem provavelmente à estibina I e estibina II definidas no decurso do presente estudo. O autor citado refere, ainda, a arsenopirite em cristais idiomórficos e a pirite, quer em cristais idiomórficos, quer em agregados nodulares de aspecto framboidal, muito frequentes. Não assinalou ouro nas amostras estudadas. Quanto ao modo como a mineralização se dispõe nos filões, refere massas e agregados fibro-radiais no quartzo, brechificações em que a estibina contorna elementos de quartzo, preenchimento de fracturas e vazios do quartzo, além de forrarem drusas e geodes.

Couto et al. (1990) referem os minerais assinalados neste jazigo. O estudo de uma dezena de superfícies polidas permitiu assinalar a ocorrência dos cinco estádios de mineralização (Quadro 20).

Quadro 20 - Sucessão pargenética e evolução geoquímica das mineralizações de Pinheirinhos (Sb-Au).



Nos estudos anteriores sobre este jazigo, nunca foi feita referência à galena e blenda que agora assinalamos, nas superfícies polidas referenciadas como sendo de Pinheirinhos, por isso referimos com uma certas prudência os estádios plumbífero e zincífero. O ouro apenas foi assinalado numa amostra. A sua análise à microssonda não foi possível, uma vez que o ouro ocorre no bordo duma superfície polida de grandes dimensões, não possibilitando a redução de tamanho para poder ser utilizada neste aparelho. Poderá estar associado à arsenopirite ou à estibina, como vamos ver.

Estádio ferri-arsenífero: quartzo + cassiterite + arsenopirite I + pirite I

A cassiterite, muito rara, apresenta-se em cristais precoces no quartzo. A arsenopirite, frequente, ocorre em cristais automórficos, muitas vezes zonados. Apresenta uma composição comum às arsenopirites dos jazigos de Sb-Au (ver 3.5.1.2.). A pirite precoce, menos abundante que a arsenopirite, apresenta-se também bem cristalizada.

Estádio zincífero ?: blenda I + calcopirite I

A blenda I ocorre em placas xenomórficas, por vezes bastante fracturada. A amostra analisada à microssonda não apresenta teores significativos em Fe e Cd, como é habitual nas blendas precoces. Como se apresenta muito fracturada, é de admitir que tenha havido lexiviação destes elementos (ver 3.5.1.3.). A calcopirite ocorre associada à blenda por vezes em inclusões neste mineral, parecendo contemporâneos.

Estádio plumbífero? : quartzo + carbonatos + pirite II+ calcopirite II? + galena I

A galena I, juntamente com a calcopirite II, ocorre em filonetes na blenda I, evidenciando um episódio de fracturação entre os dois estádios. A galena, frequente, ocorre em placas xenomórficas, e é desprovida de antimónio

e prata (ver 3.5.1.4.). A pirite II, mais finamente cristalizada que a precoce, é rara.

Estádio antimonífero: quartzo + berthierite + estibina I + ouro

A berthierite em cristais aciculares é frequente. A estibina I é dominante. O ouro ocorre na ganga no bordo de um cristal de arsenopirite. Poderá ter sido remobilizado desta ou estar associado à estibina que ocorre também na ganga.

Estádio de Remobilização: estibina II + blenda II + pirite III + marcassite

Como é habitual, a berthierite altera-se dando origem à estibina II, blenda II e melnicovite (pirite III). A marcassite, em cristais euédricos, englobados pela galena, parece ter resultado da pseudomorfose da pirite.II.

3.3.3.TAPADA (Sb-Au)

Rabie (1963) efectuou um levantamento geológico - mineiro à escala 1/2.500 da área da Tapada - Ribeiro da Serra.

Gitologia

Na Fig. 94, representam-se alguns trabalhos mineiros assim como afloramentos de diabase, que assinalamos na área da mina. No anexo 2.12. está representada uma planta da área da mina e, no anexo 2.11.-B os trabalhos subterrâneos (Companhia das minas da Tapada 1885). A exploração atingiu uma profundidade de cerca duzentos e setenta metros, numa extensão de meio quilómetro (A. Carvalho 1969).

Monteiro & Barata (1889), referem que o filão Tapada com direcção E-W inclinando 45º para norte, com uma possança média de 0.80m, foi o único filão explorado. Durante o trabalho de campo, assinalámos a ocorrência de um filão de quartzo com estibina com orientação N128/58W, que segue um eixo de dobra pós-Estefaniana (ver 2.2.2. e 2.4.3.), e ao longo do qual foi aberta uma galeria (Fig. 54). Assim, mais uma vez, as mineralizações ocorrem em zonas em

que a estratificação é sub-horizontal. Numa pequena galeria (galeria 3), em que S_0 é paralela a S_P, entre as bancadas de quartzito intercaladas no xisto ocorre filão de quartzo interestratificado, mineralizado no contacto com o quartzito (Fig. 95).



Fig. 95 - Pequena galeria com filão de quartzo mineralizado no contacto com quartzito.

Os filões da mina da Tapada ocorrem em alternâncias de pelitos e arenitos do Precâmbrico ou Câmbrico. Nas proximidades ocorrem diques de diabase com espessuras que atingem cerca de vinte metros (ver Fig. 94).

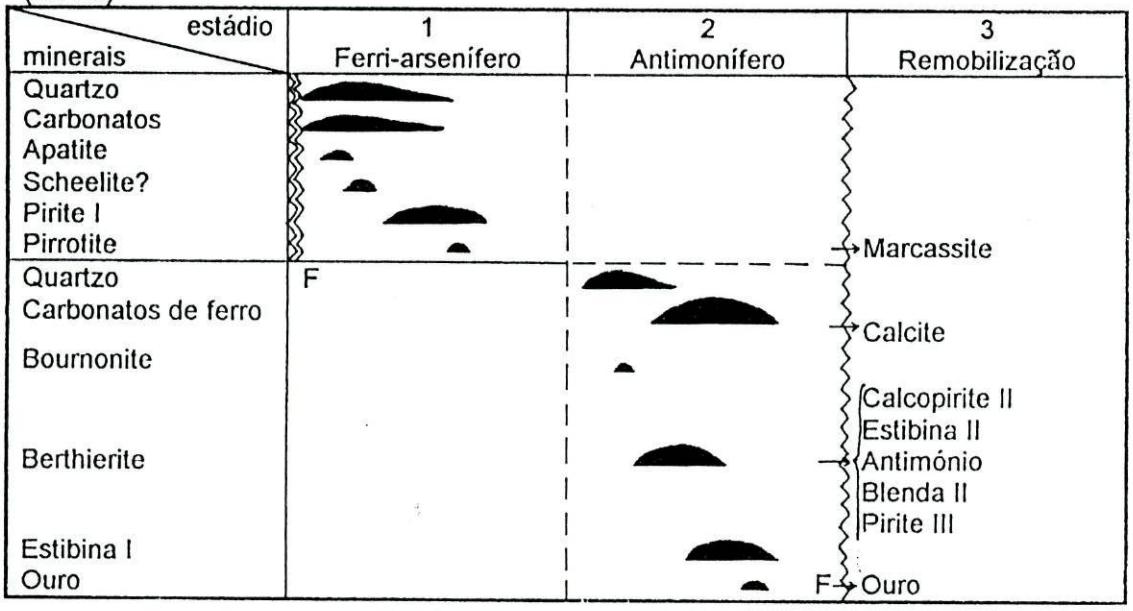
A produção em 1889 era de 406 toneladas de antimonite por 1024 metros de superfície de filão (Koehler 1939).

Estudo mineralógico e paragenético

Os minerais constituintes desta paragénese (Quadro 4 - ver 3.1.), foram já assinalados por Couto et al. (1990). Os resultados que agora se apresentam, resultaram do estudo de duas dezenas de superfícies polidas de amostras colhidas principalmente nas escombreiras. Nos filões assinalados nas galerias a

mineralização é bastante escassa. Assim foram definidos três estádios de mineralização (ver Quadro 21). O estádio antimonífero é dominante.

Quadro 21 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações da Tapada (Sb-Au)



Os carbonatos são abundantes e variados, tendo sido assinaladas, a calcite, siderite, anquerite e dolomite ferrífera (ver 3.5.2.1.). A presença de fibras muito finas de berthierite englobadas pelo carbonato de ferro, dá-lhes uma cor negra com brilho metálico. Em alguns casos o carbonato foi dissolvido sendo possível observar as fibras de berthierite com uma tonalidade esverdeada.

Ocorrem filonetes de carbonatos com berthierite e estibina numa rocha verde, provavelmente correspondente a uma rocha vulcânica muito alterada, que poderá ter sido uma das fontes dos metais (ver 2.4.3.).

Estádio ferri-arsenífero: quartzo + carbonatos + apatite + scheelite? + arsenopirite I + pirite I + pirrotite

A apatite ocorre em cristais aciculares associada aos carbonatos. A composição deste mineral será referida em 3.5.2.3.. O problema da scheelite será debatido em capítulo posterior (ver 3.5.2.4. e 4.5.3.3.), uma vez que não estamos certos da sua origem (filoniana ou estratiforme). Como é habitual, a geração precoce de arsenopirite e pirite, apresentam-se em grandes cristais automórficos no quartzo, sendo a segunda por vezes englobada pela berthierite. Tanto uma como outra são frequentes. A pirrotite, muito rara, ocorre associada à pirite, na ganga, e apresenta-se geralmente em pseudomorfoses de marcassite.

Estádio antimonífero: quartzo + carbonatos de ferro + bournonite + berthierite + estibina I + ouro

Os carbonatos devem ter-se formado ao mesmo tempo, ou logo a seguir à berthierite e estibina, englobando estes sulfuretos. A bournonite, muito rara, foi assinalada ao MEV, numa única amostra, apresentando-se em inclusões na berthierite (Est. 25, foto 1). A berthierite ocorre em cristais aciculares, por vezes alterados em estibina II. A estibina I, também dominante, engloba cristais de berthierite. O ouro associado à estibina apresenta baixos teores em Ag (entre 0.30 e 0.46%) (ver 3.5.1.1.).

Estádio de remobilização: calcite + estibina II + ouro + calcopirite II + blenda II + antimónio + pirite III + marcassite

A calcite, associada ao ouro praticamente desprovido de Ag (Ag$\leq$0.25%) e com Sb quando associado à estibina II (Sb entre 0.20 e 16.2%) (ver 3.5.1.1.) (Est. 30, fotos 5 e 6), engloba cristais de carbonato de ferro (Est. 25, foto 3). A estibina II é frequente, e como é habitual, resulta da desestabilização da berthierite, originando também blenda II e pirite III. A calcopirite II poderá ter resultado da alteração da berthierite com inclusões de bournonite. O antimónio

ocorre em cavidades da estibina I, juntamente com a calcopirite ou em exsoluções na berthierite (Est. 25, foto 2).

Como minerais de alteração supergénica, foi assinalado um mineral de cor amarelo vivo, que por fluorescência de raios X se conclui poder ser piromorfite ($Pb_5(PO_4)_3Cl$) ou mimetite ($Pb_5(AsO_4)_3Cl$) (identificados por Eng. Maria de Lourdes Reis, DGGM, Porto).

Conclusão

Assim, será de realçar algumas características presentes na área da mina da Tapada, nomeadamente :

- a abundância de carbonatos cálcicos, ferríferos e magnesianos no estádio ferri-arsenífero e, principalmente, no estádio antimonífero, associados à berthierite;

- a presença de apatite na ganga dos filões;

- a presença de scheelite (filoniana ou estratiforme?)

- a estratificação sub-horizontal nas zonas mineralizadas;

- a presença de rochas vulcânicas ou eruptivas ("rocha verde" e diabase) nas formações do Precâmbrico ou Câmbrico? encaixante, representando uma possível fonte dos metais e podendo explicar a abundância de carbonatos.

Na mina da Tapada é comum a ocorrência de berthierite com carbonatos, como acontece no Maciço Central Francês (Möelo CRSCM Orléans, comunicação oral). Nas minas vizinhas de Ribeiro da Serra e Alto do Sobrido, os carbonatos não são tão abundantes como aqui.

3.3.4.RIBEIRO DA ESTIVADA (Pb-Zn)

As minas da Estivada abrangiam três concessões (Ribeiro da Estivada, Vale Grande e Cavada do Trigo) (ver Mapa 1 e Fig. 96). Os primeiros trabalhos centraram-se na mina de Ribeiro da Estivada (Monteiro & Barata 1889). Foi nela que o nosso estudo incidiu.

A mina, encontrou-se em actividade entre 1870 e 1900 (Monteiro & Barata 1889), tendo sido posteriormente reaberta em 1966 pelo SFM (A. Carvalho 1966c), durante uma campanha de reconhecimento.

Possuimos alguns dados relativos aos trabalhos mineiros, que acompanham os relatórios de A. Carvalho (1966c), nomeadamente um mapa topográfico com a localização das Minas da Estivada (Fig. 96), uma planta da galeria da mina de Ribeiro da Estivada, uma planta dos trabalhos subterrâneos da mina de Vale Grande (anexo - 4.3.), localizada cerca de 1km a SE da de Ribeiro da Estivada (A. Carvalho 1966c).

Devido à inacessibilidade dos trabalhos mineiros, limitamo-nos a efectuar a colheita de algumas amostras mineralizadas para o estudo metalogenético e a fazer algumas observações sobre a natureza do encaixante (xistos escuros e quartzitos).

As actividades levadas a cabo pela DGGM em 1965/66, mostraram que os trabalhos se estenderam até uma profundidade de cerca de 200m, ao longo de um único filão com direcção N75, inclinando 80º para sul, com uma possança de 20 a 50cm, limitando-se a zona mineralizada a um "ore-shoots" com 120m de extensão, que poderá prolongar-se em profundidade (A. Carvalho 1966c).

O encaixante é constituído por quartzitos com intercalações de xistos, que ocorrem na direcção N10W com uma inclinação de 75ºW, junto à zona de contacto com os xistos ardosíferos (A. Carvalho 1966c). O mesmo autor refere que a zona de contacto dos xistos quartzosos (Arenig) com os ardosíferos (Lanvirniano), limita irremediàvelmente o jazigo.

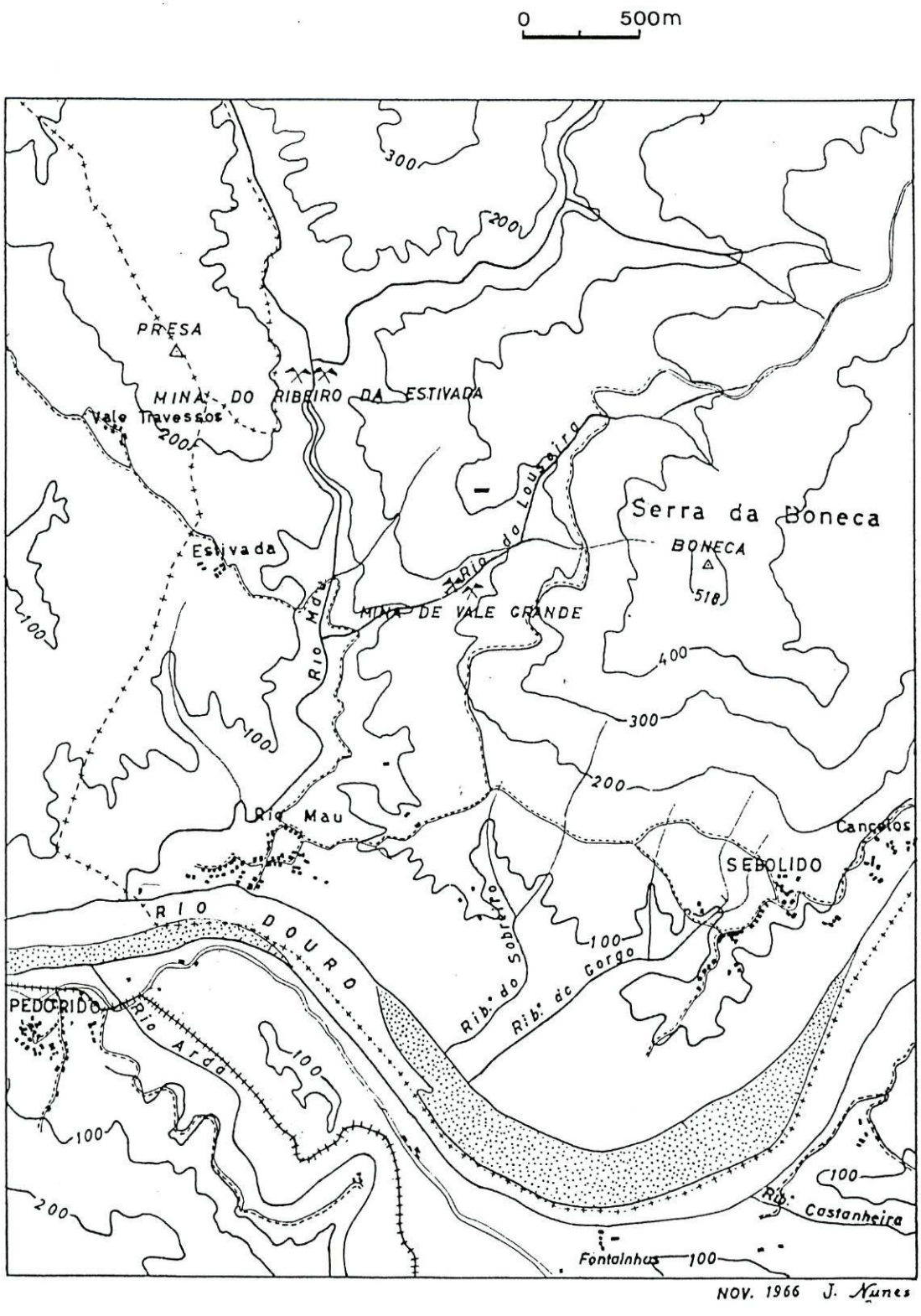


Fig. 96 - Localização da mina de Ribeiro da Estivada (segundo A. Carvalho 1966c).

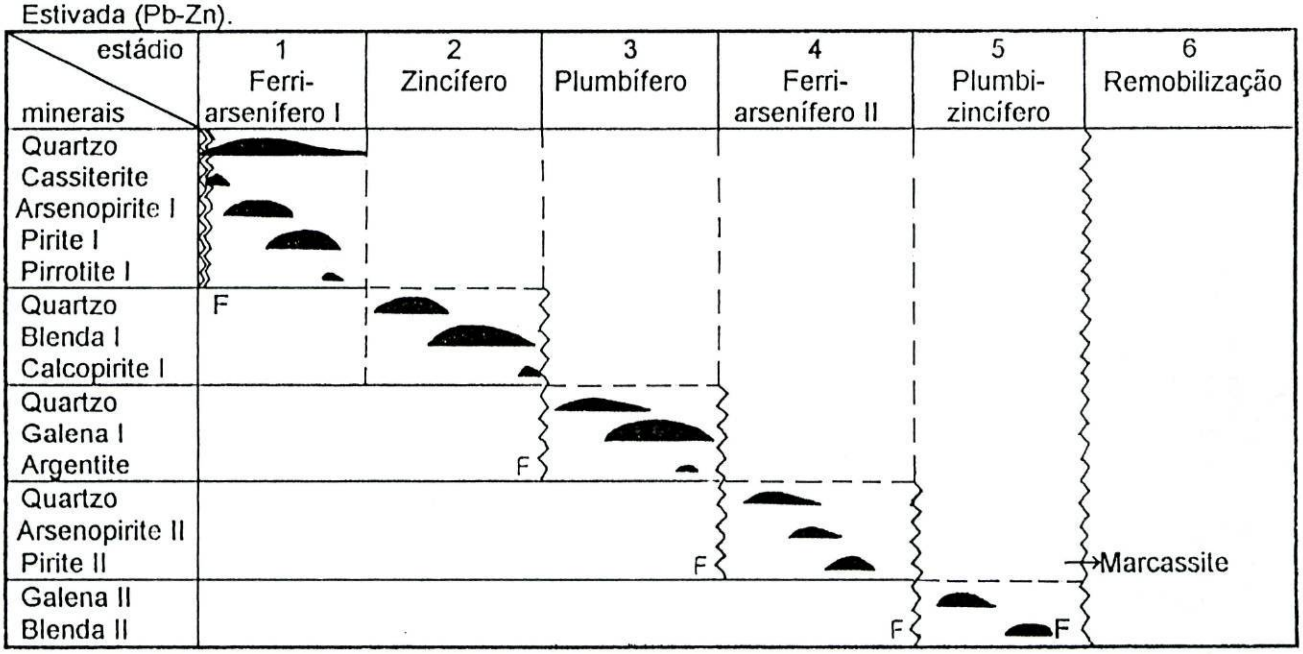
Será interessante referir que A. Carvalho (1966c), em relatório efectuado sobre a mina de Ribeiro da Estivada, a propósito das amostragens efectuadas durante os trabalhos efectuados pela DGGM (SFM), diz que o teor em ouro não é referido, por ser muito variável, da ordem de 1g/t ou em simples vestígios. No anexo 4.3., referente à mina de Vale Grande, localizada a SE da de Ribeiro da Estivada, o ouro é assinalado em valores vestigiais. No Quadro 22 - anexo 7, são referidos os resultados das análises de 64 amostras colhidas no filão das galerias, efectuadas no Laboratório de Química do SFM (segundo A. Carvalho 1966c).

Estudo mineralógico e paragenético

Alguns dos minerais assinalados neste jazigo, foram já citados por Couto et al. (1990). No decurso deste trabalho, foi ainda possível assinalar a ocorrência de pirrotite e de argentite, assim como a presença de grafitóides (os últimos ocorrem na ganga) (Quadro 4 - ver 3.1.).

O estudo de cerca de duas dezenas de superfícies polidas, permitiu estabelecer uma paragénese constituída por seis estádios de mineralização (Quadro 23). O sexto estádio corresponde à sobre-imposição de uma mineralização plumbi-zincífera, sobre uma mineralização auri-antimonífera, ou talvez para sermos mais precisos arseno-aurífera, uma vez que não assinalamos a presença de sulfossais gerados a partir de Sb preexistente. Estamos em presença do mesmo processo metalogénico que ocorreu nos jazigos de Pb-Zn-Ag. A galena e a blenda são dominantes. Nas amostras mineralizadas observa-se a ocorrência de blenda fissural praticamente sem quartzo, no encaixante xistoso. Por vezes a blenda e galena associadas a filonetes de quartzo, cimentam elementos de rocha. Anotamos a presença de, texturas bandadas com blenda, quartzo avermelhado, de grão fino ou em cristais automórficos, assim como a presença de clorite associada a filonetes de galena.

Quadro 23 - Sucessão pargenética e evolução geoquímica das mineralizações de Ribeiro da Estivada (Pb-Zn).



O estudo da composição das arsenopirites (microssonda electrónica), permitiu, identificar uma geração, com composição semelhante à arsenopirite de baixa temperatura (vulcano-sedimentar? - ver 3.5.1.2.), assinalada em Ribeiro da Igreja (Sb-Au) e nas Banjas (Au-As) e outra com elevados teores em Sb semelhante à arsenopirite I dos jazigos de Pb-Zn-Ag (ver 3.5.1.2.). A primeira geração, ocorre em quartzitos cinzentos. Nas amostras das escombreiras, assinalamos a presença de pirite na rocha encaixante, anterior à mineralização plumbi-zincífera. Os resultados do estudo da composição das galenas mostra também a existência de duas gerações, uma desprovida de Sb e Ag comparável à galena I dos jazigos de Sb-Au, a outra anisotrópica com Sb e Ag semelhante à galena epitermal dos jazigos de Pb-Zn-Ag. Estes dados corroboram a existência de dois episódios de mineralização em que o segundo resulta da remobilização dos minerais formados durante o primeiro estádio (hipótese de remobilização anteriormente adiantada).

Estádio ferri-arsenífero: quartzo + cassiterite + arsenopirite I + pirite I + pirrotite

A cassiterite foi assinalada na ganga, quer em grãos no quartzito, quer em cristais maclados. A arsenopirite ocorre em cristais euédricos a subédricos, no quartzo e no quartzito. A pirite em cristais automórficos é bastante anisotrópica. A pirrotite, muito rara foi assinalada em inclusões na galena.

Estádio zincífero: blenda I + calcopirite I

A blenda I, em placas xenomórficas, apresenta-se por vezes bastante fracturada, com reflexões internas alaranjadas no centro e amareladas nos bordos, com inclusões de calcopirite frequentes. Esta última, ocorre também em massas, associada à blenda

Estádio plumbífero: quartzo + galena I + bournonite + argentite

Um episódio de fracturação, entre este estádio e o precedente, é evidenciado pela ocorrência de fracturas da blenda I e da calcopirite I, preenchidas por galena I. A galena I posterior à blenda I e anterior à blenda II, è desprovida de Sb e Ag (ver 3.5.1.4.) e apresenta inclusões de argentite (Ag_2S) (identificada à microssonda). Estas inclusões ocorrem também na galena II, e a argentite estará mais provavelmente relacionada com a galena epitermal rica em Ag.

Estádio ferri-arsenífero II: quartzo + arsenopirite II + pirite II

A arsenopirite II juntamente com pirite II pseudomorfizada em marcassite, ocorrem em pequenos cristais num filonete de quartzo, que corta a blenda I.

Estádio plumbi-zincífero: galena II + blenda II + calcopirite II + marcassite

A galena II é anterior à blenda II. É anisotrópica e o estudo à microssonda electrónica mostrou, que a sua composição é correspondente às galenas com Sb e Ag, típicas dos jazigos epitermais de Pb-Zn-Ag (ver 3.5.1.4.). Como já referimos a propósito da galena I, apresenta inclusões de argentite. A blenda II ocorre em fracturas da galena I e é posterior à galena II. As reflexões internas são esbranquiçadas. A sua composição (análise à microssonda, ver 3.5.1.3.), sem Cd e praticamente desprovida de ferro é típica das blendas tardias. A marcassite resulta da pseudomorfose da pirite II.

Como minerais de alteração supergénica foi assinalada a covelite.

Conclusão

O filão explorado tem uma direcção N75, que se enquadra na orientação dominante das estruturas mineralizadas.

Este jazigo, digamos que, permite correlacionar os jazigos de Sb-Au e Au-As com os jazigos de Pb-Zn-Ag. Ribeiro da Estivada é o único jazigo, onde assinalamos a presença de dois estádios ferri-arseníferos. Assim o estádio ferri-arsenífero 2, corresponderá ao estádio ferri-arsenífero das mineralizações de Pb-Zn-Ag de sobre-imposição. A blenda e galena associadas a filonetes de quartzo, cimentam elementos de rocha, constituindo brechas, como acontece nos jazigos de Pb-Zn-Ag. A presença de quartzo avermelhado de grão fino, ou em cristais automórficos, e de texturas bandadas com blenda, permite também estabelecer uma cronologia com os jazigos de Pb-Zn-Ag.

Os dados obtidos da composição química das arsenopirites, galenas e blendas corroboram esta interligação entre as diferentes mineralizações. Assim assinalaram-se duas gerações de arsenopirite, uma de baixa temperatura provavelmente sin-sedimentar, semelhante a uma das gerações, assinalada nas Banjas (Au-As) e Ribeiro da Igreja (Sb-Au) e duas gerações de galenas, uma

com composição semelhante à dos jazigos de Sb-Au, sem Sb e Ag, a outra onde estes elementos ocorrem com teores consideráveis, com características epitermais, como acontece com as galenas dos jazigos de Pb-Zn-Ag.

3.3.5.RIBEIRO DA LOMBA (Pb-Zn-Ag)

Inicialmente designamos esta mina por mina de Gondarém (Couto et al. 1990), uma vez que se localiza junto à povoação de com o mesmo nome. Na realidade, corresponde à concessão de Ribeiro da Lomba (ver Mapa 1). Localiza-se cerca de quilómetro e meio a norte de Terramonte (Fig. 90).

Gitologia

No anexo 2.13 estão representados os trabalhos subterrâneos da mina de Ribeiro da Lomba (Arquivo do S.F.M., Porto). O Catálogo da Secção de Minas da Exposição Industrial Portuguesa de 1888 (Monteiro & Barata 1889), refere que o jazigo de Ribeiro da Lomba foi explorado em 5 pisos até à profundidade de 90m, tendo apresentado a melhor mineralização no terceiro piso onde chegou a ter dois metros de galena pura em alguns desmontes (ver Fig. 97). Refere ainda que no quinto piso foram abertos dois poços com 8 metros de profundidade que indicaram boa mineralização abaixo deste nível.

Os trabalhos paralizam em 1888, sendo ainda possível observar ruinas das antigas instalações e as escombreiras da mina (Est. 23, foto 3).

Como acontece em Ribeiro da Castanheira, o filão (que não conseguimos observar), tem uma direcção N55 (Carta da zona mineira de Gondarém à escala 1/10.000, segundo Gaspar & Neiva 1967) e a rocha encaixante, parece corresponder, pelo que observamos nas escombreiras e em afloramento, à associação litológica dos xistos carbonosos de Terramonte (ver 2.3.5.1.).

MINA DO RIBEIRO DA LOMBA

Corte do filão na primeira pesquisa efectuada em 1871

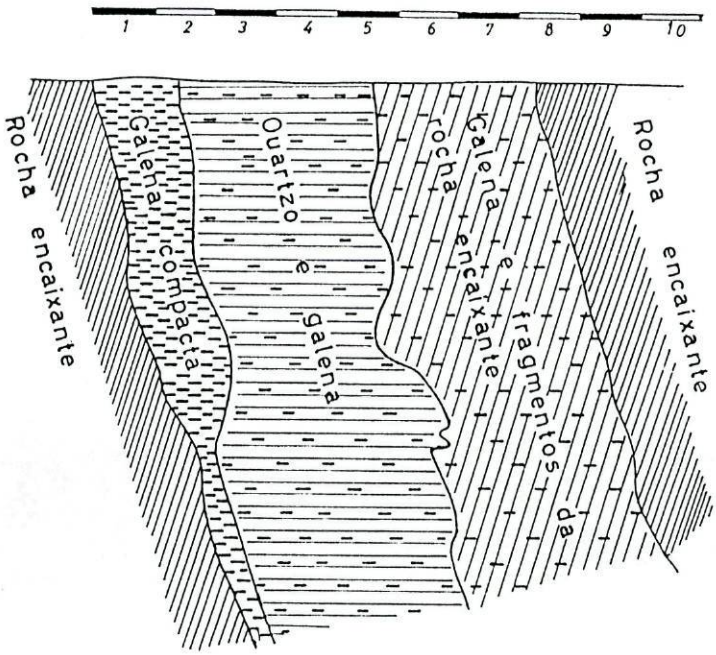


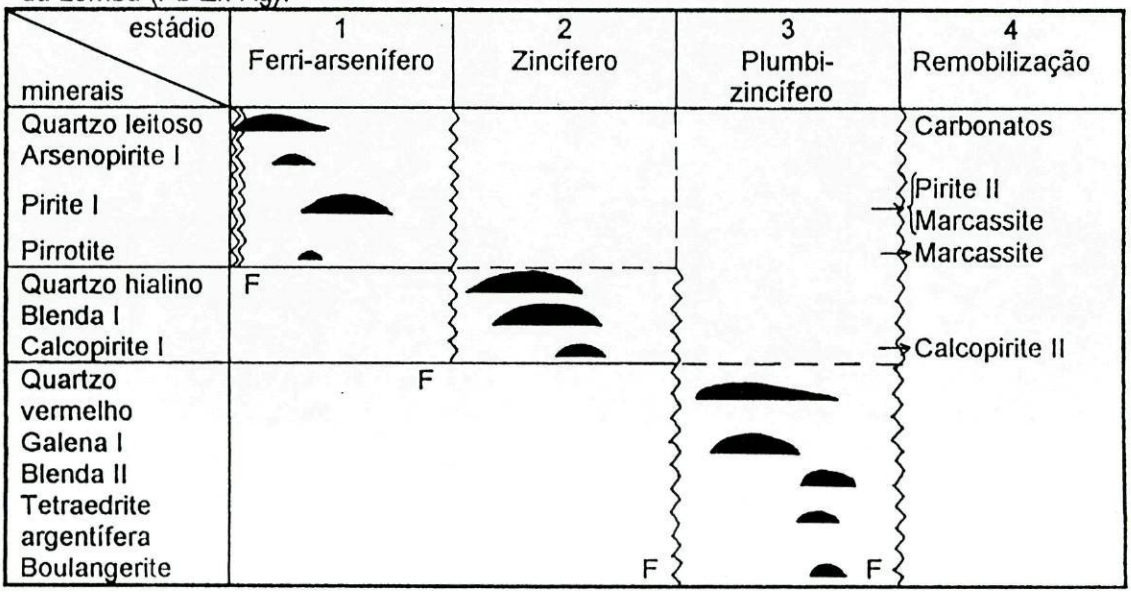
Fig. 97 - Corte do filão da mina de Ribeiro da Lomba (desenho antigo de Eberharde Grimm, datado de 30/04/1871, reproduzido por J. Moreira Nunes em Fevereiro de 1967).

Estudo mineralógico e paragenético

Embora deparassemos com dificuldades de acesso às galerias, actualmente utilizadas como minas de água, foi possível encontrar nas escombreiras amostras bem mineralizadas. Um estudo paragenético preliminar, foi já efectuado, por Couto et al. (1990). Na continuidade deste trabalho foi ainda

assinalada a ocorrência de argentite (Quadro 4 - ver 3.1.). Com base, na observação da relação entre os minerais em amostra de mão e no estudo de cerca de duas dezenas de superfícies polidas, definimos quatro estádios de evolução da mineralização (Quadro 24).

Quadro 24 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Ribeiro da Lomba (Pb-Zn-Ag).



A galena e a blenda são dominantes. A pirite e arsenopirite não são muito abundantes. Como é habitual nos jazigos estudados, existe um primeiro preenchimento brechóide de quartzo estéril. Ocorrem texturas bandadas e em cocardas, mais raras que em Ribeiro da Castanheira, quartzo vermelho e carbonatos tardios. Assinalamos também a presença de brechas de elementos de rocha cimentadas por minério.

Estádio ferri-arsenífero: quartzo leitoso + arsenopirite I + pirite I + pirrotite

A arsenopirite ocorre em pequenos cristais idiomórficos na ganga, ou englobados quer pela blenda, quer pela galena (por vezes corroendo-a). A pirite I, mais abundante que a arsenopirite, ocorre também em cristais idiomórficos no

quartzo, na blenda, ou nos carbonatos, sendo corroída por eles. A pirrotite ocorre em inclusões na blenda, em parte alterada em marcassite.

Estádio zincífero: quartzo hialino + blenda I + calcopirite I

O quartzo, apresenta, frequentemente uma textura sacaróide. A blenda I, ocorre em cristais ou em massas xenomórficas, por vezes apresentando-se bastante fracturada. Apresenta altos teores em Fe ($\bar{x}$=8.3%Fe) (ver 3.5.1.3.), com reflexões internas acastanhadas a avermelhadas. Ao longo das fracturas, as reflexões internas mais amareladas, evidenciam perda de ferro. Apresenta inclusões de calcopirite e pirrotite.

Estádio plumbi-zincífero: quartzo vermelho + galena + blenda II + tetraedrite argentífera + boulangerite?

A galena, apresenta-se geralmente xenomórfica e mais raramente em cristais idiomórficos. É anisotrópica e apresenta uma composição característica das galenas epitermais, embora evidenciando diferentes graus de oxidação, portanto com teores variáveis de Sb e Ag (ver 3.5.1.4.). A blenda II, é posterior à galena, englobando cristais desta ou mesmo preenchendo fracturas e clivagens da mesma. Não anotamos a presença de inclusões. Apresenta reflexões internas amareladas e teores em Fe mais baixos que a blenda I ($\bar{x}$=5.5%Fe) (ver 3.5.1.3.). A tetraedrite, substitui a galena (Est. 25, foto 6). A análise ao MEV mostrou que é rica em Ag. Como já referimos a propósito dos outros jazigos de Pb-Zn-Ag, não conseguimos confirmar a composição, das fibras que dão coloração ao quartzo vermelho, que serão muito provavelmente de boulangerite.

Estádio de remobilização: carbonatos + calcopirite II + pirite II + marcassite

Os carbonatos, abundantes, recortam nitidamente a blenda e a galena, por vezes cimentando estes sulfuretos. Por vezes ocorrem em cristais tapetando géodes de quartzo. O estudo em luminescência de raios catódicos, complementado com o estudo à microssonda, permitiu identificar a dolomite e a

anquerite (ver 3.5.2.1.). A pirite II ocorre em cristais associados aos carbonatos. A calcopirite II, por vezes ocorre em grandes placas visíveis à vista desarmada. Apresenta anisotropia e maclas polissintéticas. É posterior à blenda e à galena corroendo-as. A marcassite ocorre em pseudomorfoses da pirrotite, em cristais nos carbonatos ou em filonetes recortando a blenda, resultante provavelmente da alteração da pirite.

Como mineral de alteração supergénica foi identificada a covelite.

Conclusão

O filão explorado tem uma direcção N55. É de salientar a abundância de carbonatos, a presença de quartzo vermelho associado à galena e a ocorrência de brechas com elementos de rocha e de quartzo, em que os sulfuretos praticamente servem de cimento. Ocorrem texturas bandadas com blenda e galena e cocardas.

3.3.6.RIBEIRO DA CASTANHEIRA (Pb-Zn-Ag)

A área por nós amostrada, corresponde às concessões de Ourais (nº1807) e de Ribeiro da Castanheira (nº1804), localizadas imediatamente a norte da concessão de Terramonte (nº382) (ver Mapa 1). A mina de Ribeiro da Castanheira localiza-se a pouco mais de um quilómetro a norte, da mina de Terramonte (ver Fig. 90).

Foi impossível observar a mineralização "in situ", quer à superfície, quer nos trabalhos mineiros actualmente inacessíveis. Contudo, nas escombreiras, é possível encontrar amostras bem mineralizadas.

Gitologia

Os trabalhos mineiros, por nós assinalados no decurso do presente trabalho estão representados na figura 90.

O filão, que não conseguimos observar, tem uma direcção N55 (Gaspar & Neiva 1967) e a rocha encaixante pelo que pudemos ver nas escombreiras e em afloramento, corresponde à associação litológica dos xistos carbonosos de Terramonte (ver 2.3.4.1.).

Estudo mineralógico e paragenético

Um estudo mineralógico-paragenético do jazigo de Ribeiro da Castanheira, foi já efectuado, no decurso do presente trabalho, por Couto et al. (1990). Assinalamos pela primeira vez a presença de freieslebenite (Quadro 4 - ver 3.1.). O estudo de 17 superfícies polidas permitiu distinguir quatro estádios de evolução da mineralização (Quadro 25): um primeiro ferri-arsenífero, um segundo zincífero importante, seguido por um terceiro plumbi-antimonífero dominante e por fim um estádio de remobilização. São frequentes as texturas bandadas (de semseyite e galena) e em cocardas, assim como o quartzo vermelho (Est. 23, foto 4), o quartzo córneo e carbonatos tardios. Assinalamos também a presença, de brechas de elementos de rocha, cimentadas por minério.

Estádio ferri - arsenífero: quartzo + arsenopirite + pirite + pirrotite.

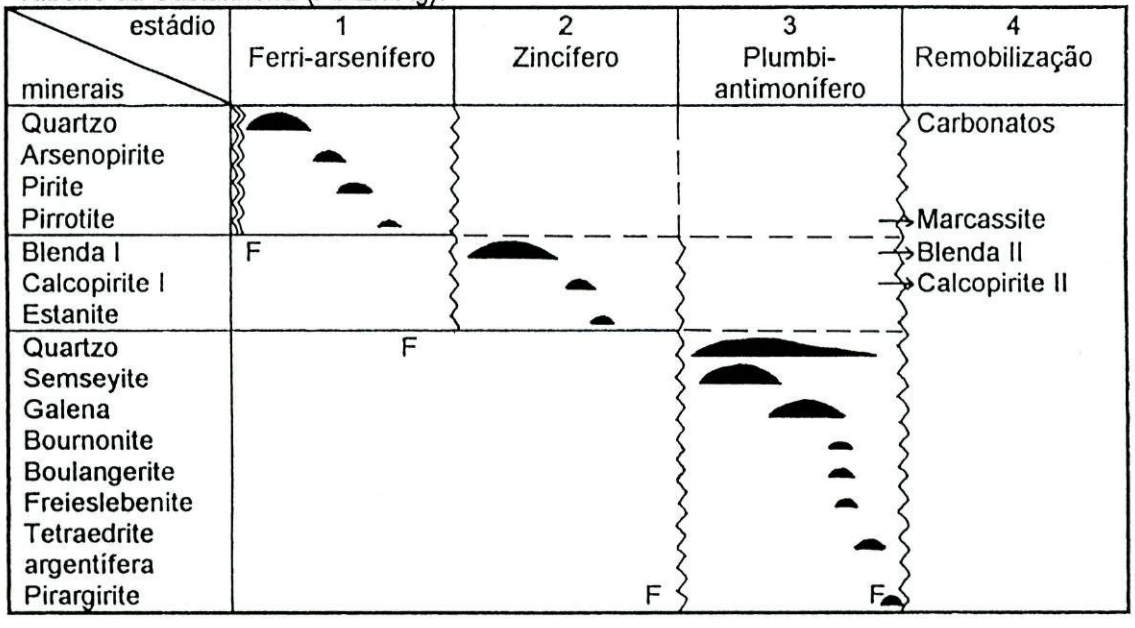
Nos jazigos de Pb-Zn-Ag, este estádio não é tão importante como nos jazigos de Au-As e Sb-Au. A arsenopirite, rara, apresenta-se em pequenos cristais na ganga, na blenda e na galena que a engloba e por vezes corrói (Est. 26, foto 1). A pirite, também em pequenos cristais automórficos, ocorre na ganga ou englobada pela blenda e parece ligeiramente posterior à arsenopirite. A pirrotite apresenta-se completamente substituída pela marcassite em pseudomorfoses.

Estádio zincífero: blenda I + calcopirite I + estanite

Segue o primeiro estádio, depois de um episódio de fracturação, sendo a pirite nitidamente recortada pela blenda em fracturas.

A blenda apresenta-se em massas xenomórficas ou subautomórficas por vezsz bastante fracturadas. Contém "inclusões" de calcopirite, samseyite (que corrói por vezes a blenda), e de estanite (por vezes contornando a blenda). O estudo à microssanda electrónica revelou altos teores em Fe ($\bar{x}$= 7.1 %) (ver 3.5.1.3.).

Quadro 25 - Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Ribeiro da Castanheira (Pb-Zn-Ag).



Estádio plumbi - antimonífero: quartzo + semseyite + galena + bournonite + boulangerite? + freieslebenite + tetraedrite argentífera + pirargirite.

Estes minerais ocorrem frequentemente em cocardas tipícas de paragéneses epitermais.

A semseyite ($Pb_9Sb_8S_{21}$) é um pouco mais precoce que a galena: é possível observar a ocorrência de cristais de semseyite englobados pela galena, por vezes corroídos por este mineral. Durante este estádio, parece haver um rejogo constante, apresentando-se a semseyite bandada.

A análise da galena à microssonda electrónica (ver 3.4.1.4.) permitiu verificar que em geral apresenta altos teores de Sb e alguma prata. Por vezes estes elementos evidenciam uma certa heterogeneidade que se pode explicar por um efeito de oxidação, pela existência de zonamentos, ou pela ocorrência de micro-inclusões de freibergite e freieslebenite. Como acontece em Terramonte (Gaspar 1967), a galena epitermal substitui a marcassite resultante da alteração da pirrotite (Est. 26, foto 5 MEV, CEMUP).

A bournonite ($CuPbSbS_3$) ocorre associada à calcopirite e à boulangerite ($Pb_5Sb_4S_{11}$).

A tetraedrite argentífera substitui a galena (Est. 26, foto 3).

Tivemos dificuldade em confirmar a ocorrência da boulangerite que, muito provavelmente corresponde ao mineral que ocorre em fibras no quartzo avermelhado, como acontece em jazigos do mesmo tipo em França (Möelo 1983). Estas fibras são submicroscópicas e não conseguimos uma superfície polida em que fosse possível analisa-las à microssonda. Contudo estas foram identificadas no jazigo de Terramonte, por Gaspar (1967), como sendo boulangerite (ver 3.2.5.3.). A pirargirite rica em prata (ver Fig. 98) substitui a galena (Est. 26, foto 4 MEV CEMUP).

A freieslebenite ($AgPbSbS_3$) foi identificada à microssonda, numa única amostra ($1RC_1$), substituindo a galena (Est. 26, foto 2).

Fracturas preenchidas por galena, recortam a blenda mostrando a existência de um episódio de fracturação entre este estádio e o precedente.

Estádio de remobilização: carbonatos + calcopirite II + blenda II + marcassite + quartzo.

Como acontece em Terramonte ocorrem carbonatos tardios, frequentemente em cristais, forrando géodes de quartzo. A calcopirite II preenche fracturas da blenda e engloba cristais de semseyite. É posterior à galena, preenchendo clivagens deste mineral.

A blenda II muito pobre em ferro (ver 3.5.1.3.) apresenta por vezes reflexões internas amarelas a esbranquiçadas. Ocorre em clivagens da galena I (Est. 26, foto 6) ou preenche cavidades da semseyite. Apresenta-se por vezes em esferólitos.

A marcassite ocorre em pseudomorfoses de lamelas de pirrotite, ou em cristais automórficos primários.

Como minerais de alteração supergénica foram assinaladas a cerussite e a calcocite.

Conclusão

O filão explorado tem uma direcção N55. Este jazigo apresenta várias características de um jazigo epitermal. São abundantes os carbonatos, os depósitos bandados (de galena e semseyite) ou em cocardas, quartzo córneo, quartzo vermelho, brechas de elementos de rocha, cimentadas por quartzo mineralizado. A semseyite é abundante e apresenta-se em cristais macroscópicos, sendo raras as ocorrências deste tipo (Möelo CRSCM Orléans, comunicação oral). Foram assinaladas duas gerações de blenda, uma anterior a outra posterior à galena.

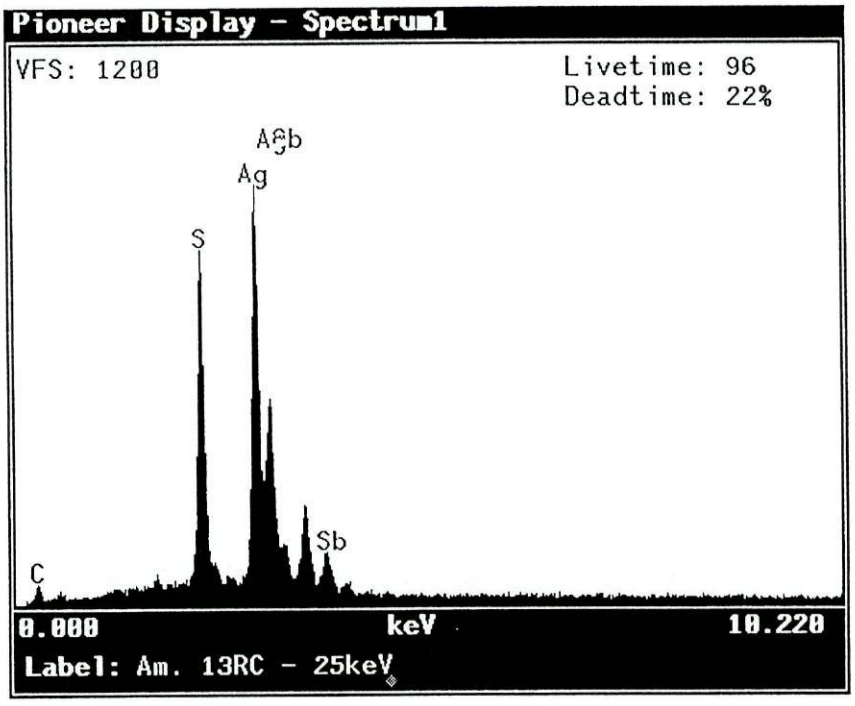


Fig. 98 - Espectro da pirargirite muito rica de prata (obtido ao MEV - CEMUP).

Como acontece em Terramonte e Ribeiro da Lomba não há decréscimo no teor em Pb e um aumento no teor em Sb nos sulfossais, como aconteceria num estádio evolutivo normal, mas sim sulfossais ricos em Pb e galena. Este facto implica a preexistência de Sb, que foi remobilizado por fluidos ricos em Pb, originando galena e por remobilização do antimónio preexistente, sulfossais ricos em Pb. A(s) mineralização(ções) de Sb preexistente(s) não estaria necessariamente "in loco". Poderia localizar-se no encaixante próximo, que foi recortado em profundidade, pela novo preenchimento filoniano, de qualquer modo a curta distância (a um quilómetro ou mais?). No Maciço Central, ainda não foi confirmada, uma tal fonte para um determinado jazigo. Sabe-se apenas,

que este tipo de mineralização, ocorre estreitamente subordinado. a distritos antimoníferos mais antigos (Möelo, CRSCM Orléans, comunicação oral).

Como acontece também nos outros jazigos de Pb-Zn-Ag a mineralização é tipicamente epitermal, com presença de semseyite por vezes abundante e de quartzo córneo avermelhado, comparável ao quartzo com inclusões de microfibras de boulangerite, assinalado por Möelo (1983) no filão Les Anglais - La Rode no distrito antimonífero de Brioude - Massiac. A sucessão paragenética, em que parecem existir 3 ou 4 estádios com a mesma sucessão (cocardas - não representado no quadro paragenético), traduz fenómenos de recorrência paragenética (mineralização bandada e cocardas de semseyite, galena, etc.) (Couto et al. 1990).

Pela composição mineralógica, mais precisamente pela composição dos sulfossais presentes, esta mineralização parece intermédia entre a de Terramonte e a de Ribeiro da Lomba . Esta hipótese é também corroborada pela composição das blendas primárias, com decréscimo dos teores em Fe de Terramonte para Ribeiro da Lomba (ver 3.5.1.3.).

3.3.7.RIBEIRO DA PARADELA; PORTAL; CABRANCA (Sb-Au)

Como já referimos em 2.4.7., a mina de Ribeiro da Paradela localiza-se a norte do Douro e as minas de Portal e Cabranca localizam-se a sul deste rio (ver Figs. 3 e 99).

Gitologia

A mina de Ribeiro da Paradela situa-se na orla de metamorfismo de contacto dos granitos sin-orogénicos biotíticos tardi F_3, com formações do Ordovícico (ver Mapa 2, cf. Fig. 3), constituída por micaxistos estaurolíticos (ver Mapa 2). Na folha 9-D da Carta Geológica de Portugal dos Serviços Geológicos de Portugal na escala de 1/50.000, estas minas vem assinaladas como minas de Pb. Na figura 99, estão representados os trabalhos mineiros, em que foram

assinaladas três galerias e escombreiras com amostras mineralizadas. Assinalamos também alguns filões que pudemos observar.

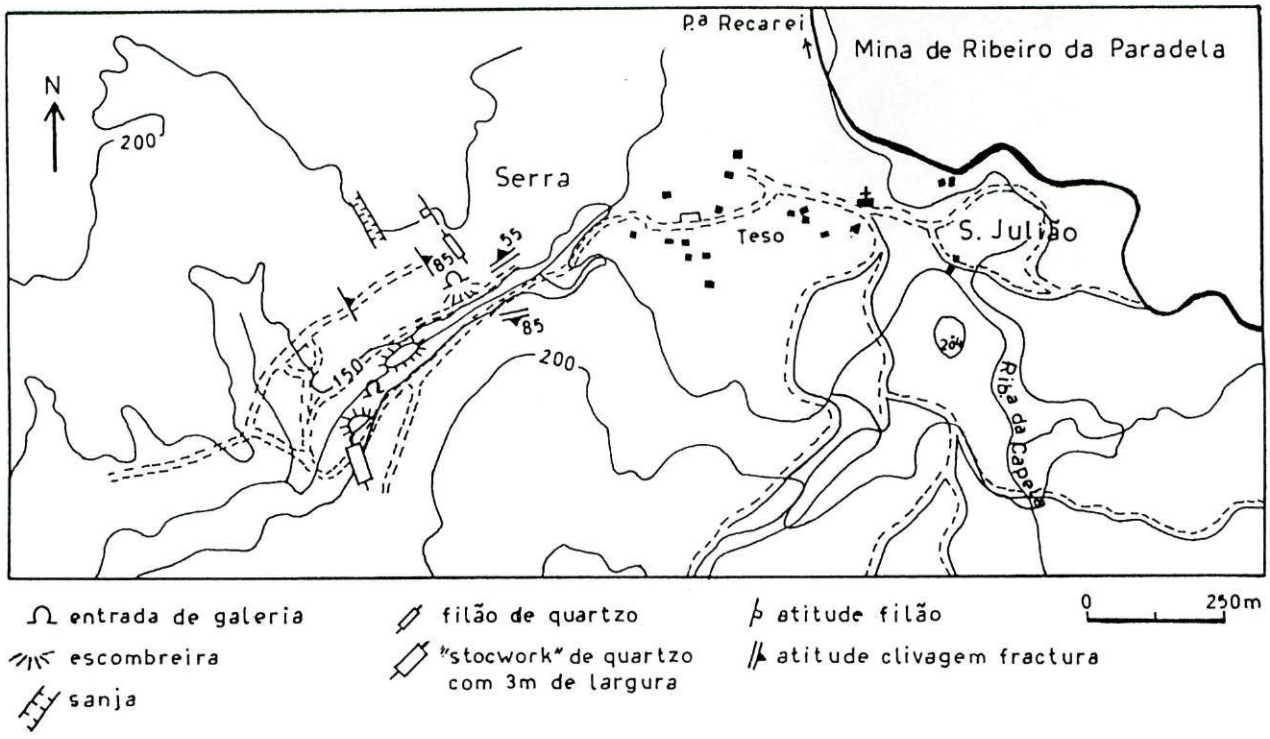


Fig. 99 - Trabalhos mineiros e filões de quartzo da área da mina de Ribeiro da Paradela.

Em Portal, a área da mina encontra-se coberta por campos de cultivo. Guiados por um habitante da aldeia, pudemos observar a ocorrência de três galerias, inacessíveis.

Nas escombreiras, são raras as amostras mineralizadas. No Catálogo Descriptivo da Secção de Minas (Monteiro & Barata 1889), é referido que a galeria nº1 da mina de Portal, cortou sete filões, com orientações N35/SE (3 filões), N50/NW (2 filões) e NS/E (2 filões). Alguns destes, com metalização de antimónio, blenda ou de pirite de ferro, apresentam possanças variáveis entre 0.20 e 0.60 metros, tendo atingido num deles 2.5m. Referem ainda, que na margem direita do ribeiro do Portal, foi encontrado um filão metalizado em

galena, o qual foi seguido por uma pequena galeria. J. Carvalho & Ferreira (1954), referem que segundo Manuel de Correia e Melo, em 1907 apenas se explorava o chumbo, acrescentando que este jazigo fora explorado pelos antigos para ouro e antimónio e que a estibina encontrada nos entulhos, vem confirmar que o filão não é da formação plumbífera, mas sim da "aurífera antimoniosa". Esta mina localiza-se a sul do Douro em formações do Precâmbrico ou Câmbrico? a oeste da ZCD (ver Mapa 2 e Fig. 3).

A mina de Cabranca situa-se a SE da de Portal (ver Mapa 2 e Fig. 3), também em formações do Precâmbrico ou Câmbrico? a oeste da ZCD. A rocha encaixante da mina é um xisto argiloso-silicioso com rumo N20 a 30W (A. Carvalho 1966a). A mina registada em 1884 foi trabalhada na antiguidade para a exploração do ouro (J. Carvalho & Ferreira, 1954). A. Carvalho (1966a), refere que as amostragens efectuadas na galeria 1, durante a campanha de prospecção do SFM não indicam ocorrência de ouro, apenas de vestígios de Ag. O Catálogo Descriptivo da Secção de Minas (Monteiro & Barata 1889), refere a ocorrência de um filão com rumo N140, metalizado em estibina com possança aproximada de 0.30m.

Estudo mineralógico e paragenético

O estudo mineralógico da mina de Ribeiro da Paradela foi efectuado com base no estudo de meia dezena de superfícies polidas. Algumas amostras correspondem a quartzo leitoso preenchido por quartzo mineralizado, outras a quartzo mineralizado em contacto com um greisen. Assinalamos a presença de cassiterite?, arsenopirite dominante, pirite, pirrotite muito rara, blenda, calcopirite muito rara, berthierite, estibina I, estibina II, pirite III, marcassite (Quadro 4 - ver 3.1.). A composição das arsenopirites (estudo à microssonda electrónica, ver 3.5.1.2.), mostra a existência de duas gerações, sendo a de mais baixa temperatura é comparável à arsenopirite I dos jazigos de Sb-Au (baixos teores em Sb), a outra de mais alta temperatura apresenta altos teores em Sb, sendo os teores em As, semelhantes aos das arsenopirites de S. Jorge (estas sem Sb).

Na mina de Portal, como já referimos, actualmente, a mineralização é escassa, tendo o estudo incidido em quatro superfícies polidas provenientes de duas amostras de filão de quartzo mineralizado. Assinalamos a presença de arsenopirite, pirite, blenda rica em Fe, berthierite, estibina e tetraedrite (Quadro 4 - ver 3.1.). As arsenopirites de Portal, analisadas à microssonda electrónica tem uma composição, que corresponde às arsenopirites dos jazigos de Sb-Au com baixos teores em Sb (ver 3.5.1.2.).

Na área da mina da Cabranca devido a alguns imprevistos, nomeadamente a impossibilidade de ter acesso à margem do rio Arda onde se localiza a mina, devido ao mau estado da ponte de madeira que liga as duas margens, não conseguimos encontrar amostras mineralizadas.

Conclusão

As orientações dos filões enquadram-se nos grupos estabelecidos: NE-SW, N-S e NNW-SSE. Com base nos dados mineralógicos e paragenéticos obtidos, poderemos considerar estes três jazigos do tipo Sb-Au em que os estádios ferri-arsenífero, zincífero e antimonífero estão presentes. A presença de galena na mina de Portal poderá? indicar a presença do estádio plumbífero tardio de sobre-imposição, tanto mais que os jazigos de Pb-Zn-Ag se localizam a cerca de 5 km para leste. Contudo os dados que possuimos são insuficientes para o poder comprovar.

3.3.8.COVAS DE CASTROMIL (Au-As)

Estas minas localizam-se a leste de Recarei, a sul de Castromil (ver Figs. 3 e 100).

Gitologia

Efectuamos apenas, um trabalho de reconhecimento, tendo sido assinaladas três galerias (Fig. 100). Numa delas ocorre um filão mineralizado

em arsenopirite e pirite com orientação N100/65N (2º grupo de estruturas mineralizadas). As mineralizações encontram-se na zona de contacto dos granitos com os xistos do Silúrico. Goinhas (1987), refere que as mineralizações de Castromil são de arsénio-ouro e ocorrem em pequenos filões de quartzo sub-horizontais, instalados em diaclases do granito tardi-hercínico, na zona de contacto com os xistos ampelitosos e grafitosos do Silúrico.

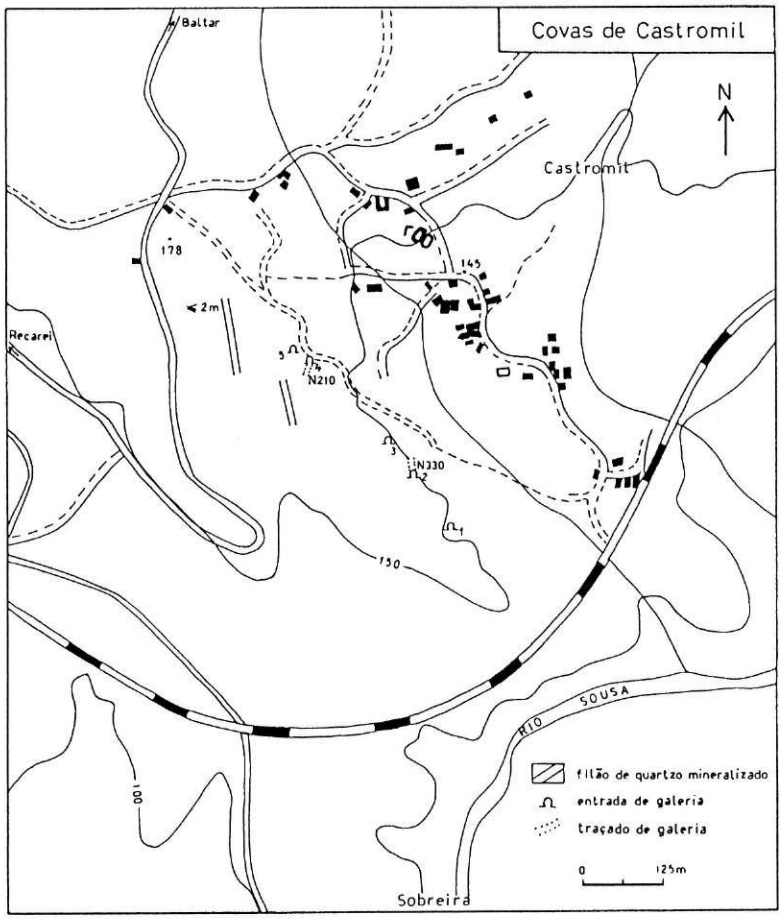


Fig. 100 - Trabalhos mineiros e filões de quartzo assinalados na área da mina de Covas de Castromil.

Estudo mineralógico e paragenético

O estudo foi efectuado sobre uma dezena de superfícies polidas. No Quadro 4 (ver 3.1.) assinalam-se os minerais agora identificados. Foram assim considerados três estádios de mineralização, sendo o ferri-arsenífero dominante, os outros discretos.

O estudo da arsenopirite, à microssonda electrónica, mostra, uma composição (As+Sb=30.7at%) semelhante à da arsenopirite I dos jazigos de Sb-Au, mas desprovida de Sb.

Estádio ferri-arsenífero: quartzo + arsenopirite I + pirite I + pirrotite + "Bi(?)"

A pirite é nitidamente dominante, seguida pela arsenopirite. Ocorrem em cristais automórficos milimétricos atingindo por vezes dimensões centimétricas. A arsenopirite apresenta-se por vezes muito corroída. O ouro poderá estar na rede da arsenopirite e/ou pirite, ou pelo menos associado a este estádio. A pirrotite apresenta-se em inclusões na pirite. Foi assinalada a presença de Bi juntamente com Ag e Pb, correspondendo provavelmente à mistura de um sulfossal de Pb, Bi e Ag? com a galena. A pequena dimensão da ocorrência não permitiu a sua análise exacta.

Estádio zincífero: blenda + calcopirite

A blenda é rara. Ocorre em inclusões na pirite ou em pequenos cristais automórficos no quartzo por vezes associada à calcopirite. Apresenta reflexões internas vermelhas. A calcopirite ocorre em inclusões na pirite, por vezes associada à pirrotite.

Estádio de remobilização: arsenopirite II + galena + ouro.

A arsenopirite II apresenta-se finamente cristalizada, preenchendo por vezes fracturas da arsenopirite I. A galena ocorre tardiamente em fracturas da pirite ou da arsenopirite. O ouro ocorre associado à galena no contacto com a arsenopirite e a pirite. Como acontece nas Banjas a galena parece ter remobilizado parte do ouro associado ao estádio ferri-arsenífero (ver 3.2.4.3.).

Como mineral de alteração supergénica foi assinalada a covelite em cavidades da arsenopirite.

A composição da arsenopirite indica temperaturas de deposição da ordem dos 380ºC. A presença de Bi, indica uma paragénese de relativamente alta temperatura, provavelmente relacionada com o granitóides sin-orogénicos biotíticos tardi F_3 e tardi a pós F_3 , aflorantes.

3.3.9.S.JORGE (W-Sn)

Efectuamos a pesquisa de vestígios mineiros entre S. Jorge e Fiães. Assinalamos a presença de uma sanja, um poço e de escombreiras com amostras mineralizadas, numa concessão designada por Levadas, localizada imediatamente a sul de Fiães (Mapa 1, Fig. 101).

Gitologia

A rocha encaixante é um gneisse ocelado (ocelos de feldspato), com moscovite e biotite, por vezes em grandes palhetas, correspondente a uma fácies de metamorfismo de contacto das formações do Precâmbrico ou Câmbrico? com o granito. Foi observada a ocorrência de turmalinização no contacto do quartzo (e dentro deste) com a rocha encaixante e em fracturas.

Os trabalhos mineiros mais importantes, correspondem a uma sanja com direcção N30. Será importante lembrar que as mineralizações de Sn-W, que circundam o distrito mineiro, ocorrem preferencialmente nas direcções N-S.

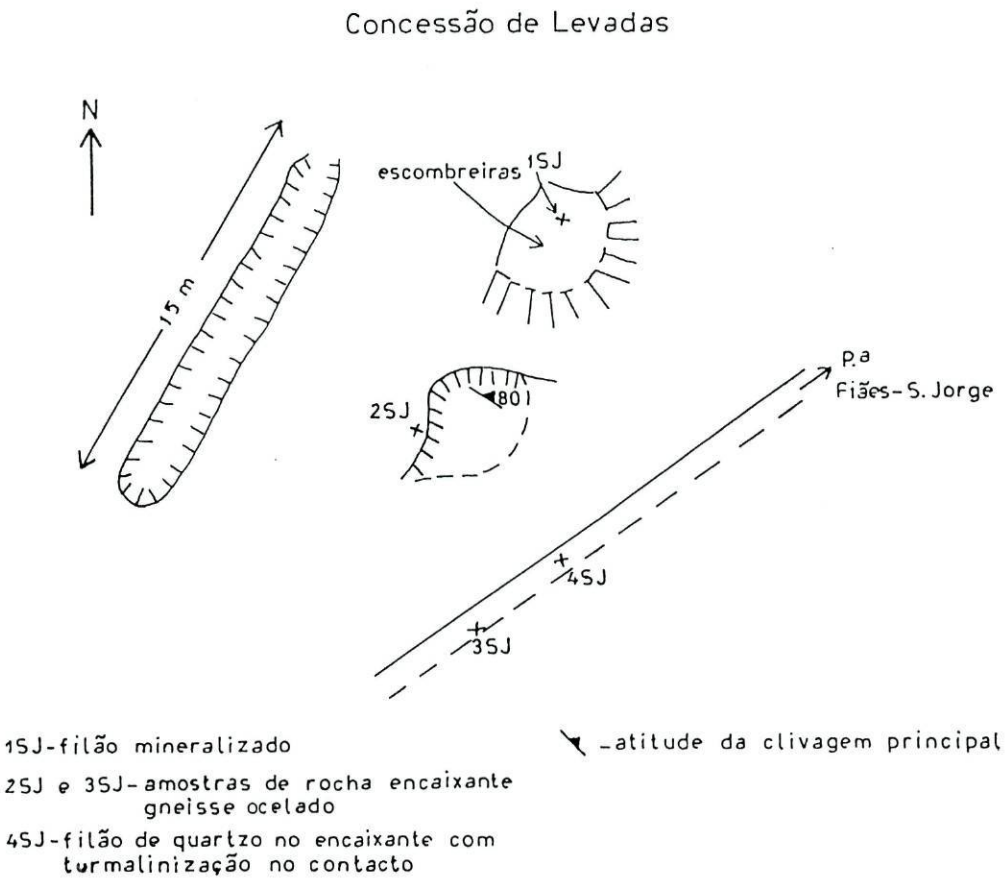


Fig. 101 - Alguns trabalhos mineiros assinalados na concessão de Levadas (S. Jorge), com localização das amostras colhidas para estudo.

Estudo mineralógico e paragenético

Os minerais assinalados neste jazigo foram já referidos por Couto et al. (1990) (Quadro 4 - ver 3.1.). Efectuamos um estudo bastante preliminar de reconhecimento do jazigo, tendo efectuado a colheita de algumas amostras de quartzo mineralizado das escombreiras.

O estudo de cerca de meia dezena de superfícies polidas permitiu assinalar a presença de arsenopirite e pirite dominantes, volframite frequente e pirrotite rara. O estudo da arsenopirite, à microssonda electrónica, mostra, uma composição distinta das arsenopirites dos jazigos de Sb-Au e de Au-As (ver 3.5.1.2.), com altos teores de arsénio, apenas comparáveis aos da arsenopirite de alta temperatura de Ribeiro da Paradela, que está provavelmente, também esta, relacionada com os granitos. De assinalar que em S. Jorge a arsenopirite é desprovida de Sb (o que não acontece em Ribeiro da Paradela) e a sua composição indica uma temperatura de formação do depósito de cerca de 520 a 580ºC. Estamos pois, em presença de uma paragénese de alta temperatura, do tipo Sn-W, em que o Fe e o As são dominantes, relacionada com a intrusão dos granitos espacialmente próximos (tardi a pós-orogénicos).

3.4.CONCLUSÕES SOBRE OS DIFERENTES TIPOS DE MINERALIZAÇÃO

Na região estudada, foram considerados quatro tipos paragenéticos: Sb-Au, Au-As, Pb-Zn-Ag e W-Sn. Os tipos Au-As e Sb-Au resultam de um mesmo processo metalogénico com vários estádios, em que as diferenças mineralógicas derivam do maior desenvolvimento do estádio com Fe-As, no primeiro caso ou, com Sb, no segundo. Os minerais com Sn ou W presentes no estádio precoce de certos filões com Sb-Au e Au-As, sugerem uma relação com as mineralizações filonianas de Sn-W, que ocorrem próximas dos granitos aflorantes. O tipo com Pb-Zn-Ag corresponde a uma sobre-imposição de fluidos plumbi-zincíferos sobre mineralizações de Sb-Au preexistentes.

Os filões do distrito Dúrico-Beirão ocupam, preferencialmente, direcções (E)NE-(W)SW, seguidas pelas direcções E-W, N-S e NNW-SSE. São geralmente pouco extensos (extensão geralmente inferior a quatro centenas de metros), com uma possança variável, desde simples fracturas preenchidas por minério a caixas filonianas em que a espessura máxima assinalada foi de cerca

de quatro metros, sendo a mineralização bastante irregular. Foram explorados até uma profundidade máxima de cerca de duzentos e cinquenta metros. A ganga é essencialmente quartzosa, ocorrendo por vezes carbonatos, que são mais abundantes nos jazigos de Pb-Zn-Ag.

Nos jazigos de Sb-Au, os filões mais frequentes, geralmente mais possantes (atingindo por vezes espessuras métricas) e mais produtivos, são os que apresentam direcção (E)NE-(W)SW em geral muito inclinados. Há, contudo, variações de sector para sector. Assim, na zona periclinal do Anticlinal de Valongo (Ribeiro da Igreja), o filão principal tem uma direcção geral E-W (apesar de localmente a sua direcção ser N70). Filões com esta direcção foram, também, explorados no flanco inverso (Montalto e sector de Tapada - Ribeiro da Serra). Em Montalto, as fracturas NNW-SSE são também particularmente importantes no controlo das mineralizações. Nos jazigos de Au-As, localizados no flanco normal, os filões NE-SW e N-S, são os que atingem maiores espessuras (superiores a um metro), correspondendo às direcções mais exploradas.

Estas variações relativamente às orientações preferenciais da mineralização ocorrem, pois, em cada sector, as fracturas ao longo das quais os fluidos foram ascendendo, estão dependentes da tectónica regional. Assim, os filões NE-SW são controlados por fracturas inicialmente geradas como cisalhamentos da dobra principal. Os filões ENE-WSW e E-W, mais intensamente explorados, são controlados por fracturas de tracção da dobra principal, que foram reactivadas. Em Montalto (Sb-Au), jazigo localizado a oeste do flanco inverso do Anticlinal de Valongo, junto à ZCD, o principal filão explorado, com direcção N135 a N150, é controlado por este grande acidente, embora as falhas E-W, que afectam o Carbonífero, também possam controlar a mineralização. Em Alto do Sobrido (Sb-Au), o enquadramento é semelhante, só que os filões com direcção NE-SW e E-W, encaixam nas formações do Sinclinal Carbonífero, parecendo ser controlados pelas fracturas geradas com a deformação pós-Estefaniana. No jazigo vizinho de Ribeiro da Serra, localizado a oeste da ZCD, em que o encaixante é o Precâmbrico ou Câmbrico?, os filões explorados com uma direcção N-S (de referir que os E-W foram também trabalhados), que não ocorre em Alto do Sobrido, ocupam fracturas provavelmente relacionadas com a fase sarda.

3.5.ESTUDO GEOQUÍMICO DOS MINERAIS

Este estudo envolveu minérios e alguns minerais da ganga.

3.5.1.MINÉRIOS

O estudo da composição do ouro e de alguns sulfuretos, nomeadamente arsenopirite, blenda e galena foi efectuado à microssonda electrónica. No Quadro 34 - anexo 6, são referidas as condições analíticas, utilizadas nas diferentes sessões de análises que efectuamos.

3.5.1.1.Ouro

Durante o período áureo de exploração (1880-1890), os teores médios em ouro foram de cerca de 7g/t para o minério tal e qual e de cerca de 12g/t para os filões de quartzo, com concentrações locais atingindo ou mesmo ultrapassando as 100g/t, nomeadamente na mina de Montalto (A. Carvalho 1969) e na mina das Banjas (análises efectuadas pelo CBD em 1992).

Os primeiros estudos metalográficos efectuados na área, assinalaram a presença de ouro nativo no jazigo Ribeiro da Igreja, quer associado à berthierite e estibina (Andrade & Ferreira 1976) quer associado à pirite (Gumiel 1982) e no jazigo de Alto de Sobrido, associado a óxidos de antimónio (M. Ferreira et al. 1971).

Presentemente o ouro, com maior ou menor percentagem de prata, foi assinalado em oito dos treze jazigos, potencialmente auríferos, estudados. Será conveniente referir que aqueles onde este minério não foi encontrado, correspondem a jazigos em que o número de amostras estudado foi reduzido, pelas razões diversas já apontadas.

O estudo do ouro foi baseado nos métodos clássicos da metalografia, por vezes complementados com observações no microscópio electrónico de varrimento, tendo a análise dos teores em prata sido determinados na microssonda electrónica. Foram analisadas 27 amostras de 5 jazigos de Sb-Au (Ribeiro da Igreja, Montalto, Tapada, Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra) e uma de um jazigo de Au-As (Banjas) (Quadro 26). As condições analíticas são as que se seguem (ver também anexo 7):

voltagem=25kv 25nA

radiação	padrão	radiação	padrão
Ag Lα	Ag (pura)	Cu Kα	Cu (puro)
Sb Lα	Sb_2S_3 (estibina)	Fe Kα	Fe (puro)
Te Lα	Pb-Te sintético	S Kα	FeS_2 (pirite)
Au Lα	Au (puro)	Pb Mα	PbS (galena)
Hg Lα	HgS (cinábrio)	As Lα	As (puro)
Bi Lα	Bi (puro)		

Devido a problemas analíticos resultantes das pequenas dimensões dos grãos de ouro presente em algumas amostras, apresentaremos separadamente estes resultados, em que as análises embora não fechem, apresentam teores relativos Au/Ag válidos (Tabela 10 - anexo 6). As análises de amostras em que os grãos de ouro são de maiores dimensões (e que, por isso, fecham), são apresentadas em tabela separada (Tabela 11 - anexo 6).

Com base no teor em prata e minerais associados, distinguimos seis gerações de ouro (Quadro 26). Cinco delas, já definidas por Couto et al. 1990, são agora reformuladas com base em novos dados. A pureza do ouro é definida pelo seu grau de fineza correspondente à relação Au%x1000/(Au%+Ag%).

Quadro 26 - Gerações de ouro; minerais associados e composição química.

Geração	Minerais associados	n	Ag%			Fineza do ouro Au%x1000 /(Au+Ag)%	Jazigos
			$\bar{x}$	m	M		
0	calcopirite + quartzo + ganga	3	4.1	1.7	5.7	920	Ribeiro da Igreja
	isolado no quartzito	2	11.8	8.9	14.6	878	Banjas
1	arsenopirite + pirite + quartzo	1			4.9	950	Ribeiro da Igreja
		1			2.6	974	Montalto
		1					Banjas*
2	jamesonite + pirite + blenda	20	26.1	17.9	40.3	739	Ribeiro da Igreja
3a	estibina I + arsenopirite + pirite	9	0.60	---	2.0	994	Montalto
3b	estibina I	4	0.40	0.30	0.46	996	Tapada
		2	9.6	9.5	9.8	903	Ribeiro da Igreja
3c	estibina I+ aurostibite	4	0.14	---	0.23	999	Ribeiro da Igreja
		6	0.07	---	0.16	999	Ribeiro da Serra
4a	carbonatos tardios + estibina II	4	0.02	---	0.25	1000	Tapada
4b	pirargirite + fülöppite	26	8.2	5.2	27.1	914	Alto do Sobrido

4c	pirite + arsenopirite + galena	12	40.9	33.5	46.8	611	Banjas
5a	óxidos de antimónio	3	---	---	---	1000	Montalto
		6	10.9	9.8	12.4	886	Alto do Sobrido
5b	galena II	15	10.8	3.7	17.3	891	Ribeiro da Igreja
5c	escorodite	19	22.4	19.0	25.5	768	Banjas

--- Inferior ao limite de detecção; n - número de análises; $\bar{x}$ - média; m - mínimo; M - máximo

Microssonda automatizada Camebax, MHNPUPMC Paris VI (analista M. Soncini), BRGM, Orléans (analista G. Giles), E M F. Fontainebleau (analista M. C. Forette)

*- o ouro das Banjas, associado ao primeiro estádio ferri-arsenífero, foi apenas objecto de uma análise qualitativa ao MEV, correspondendo a ouro praticamente puro sem prata.

Vamos passar à caracterização das diferentes gerações, da mais precoce para as mais tardias:

0 - Ouro singenético

Será importante não esquecer que, provavelmente, algum do ouro poderá ser singenético, ou seja, de origem vulcano-sedimentar, (ver 4.5.3.2.), existindo assim, pelo menos, mais uma geração anterior às já estabelecidas (Couto et al. 1990). Será, muito provavelmente, o caso do ouro assinalado, em Ribeiro da Igreja, numa rocha negra (em alternâncias de arenitos e pelitos do Arenig), associado à calcopirite, quartzo e outros minerais da ganga (Ag=1.7-5.7%) (Est. 28, foto 1) e nas Banjas, num quartzito cinzento laminado do Arenig (Ag=8.9-14.6%).

1 - Ouro associado à arsenopirite e à pirite, com pouca prata.

Possuímos apenas análises pontuais desta geração de ouro. A análise à microssonda electrónica mostrou teores de Ag de 4.9% no jazigo de Ribeiro da Igreja e de 2.6% no jazigo de Montalto (Est. 29, foto 1). No caso das Banjas, assinalamos ao MEV (com analisador) ouro praticamente puro, em micro-inclusões na arsenopirite (associado ao estádio ferri-arsenífero) (Est 20, foto 5).

2 - Ouro associado à jamesonite, rico de prata (electrum).

Observa-se nas mesmas amostras, lado a lado, a presença de electrum associado à jamesonite e de ouro puro associado à galena antimonífera (Est. 3, fotos 2 e 3; Est. 30, fotos 1 a 4). A alteração, provavelmente supergénica, da jamesonite em galena II, é acompanhada pela perda de prata por parte do electrum associado a esta segunda geração, originando ouro puro (geração 5b).

3 - Ouro associado à estibina I, com pouca prata.

Relativamente ao ouro associado ao estádio antimonífero, em Alto do Sobrido, foi possível, como vimos (ver 3.2.3.3.), observar a ocorrência de um episódio de fracturação, entre o preenchimento de quartzo com berthierite, mais precoce, e o preenchimento de quartzo com estibina, que lhe é posterior, estando o ouro associado à estibina. Em Ribeiro da Serra (amostra 2RS), o ouro ocorre em cavidades da berthierite, associado à estibina e à aurostibite (Est. 28, foto 3). Parece-nos, pois, lícito dizer que a terceira geração de ouro estará mais provavelmente associada à estibina que à berthierite.

Nesta geração de ouro associado à estibina, um fenómeno curioso, foi observado nas amostras da galeria 1 de Montalto. As amostras ($6M_G$) foram colhidas a tecto do filão e correspondem ao quartzo branco, cavernoso, mineralizado em estibina, que se apresenta preenchido por óxidos de ferro. Ao microscópio foi possível observar que o ouro, ora se apresenta homogéneo ora esponjoso (Est. 29, foto 2), havendo, inclusivamente, variação da cor dentro do mesmo grão (Est. 29, foto 3). A análise à microssonda permitiu verificar que o

ouro esponjoso é desprovido de prata, enquanto que o mais homogéneo apresenta teores que variam entre 0 e 2% Ag. A variação de cor coincide com a variação dos teores em prata: no bordo de cor alaranjada, entre 0 e 0.11% e, no centro, de cor mais amarela, entre 0.75 e 2%.

É de presumir que o ouro associado à estibina era inicialmente argentífero, tendo-se tornado esponjoso devido à lexiviação da prata. Estas variações da relação Au/Ag, foram consideradas no Quadro 26, uma vez que estamos em presença da geração 3a que, por perda de prata, dá lugar à geração 5a.

4 - Ouro associado a minerais de remobilização.

Nos jazigos de Sb-Au, os teores em prata, inferiores a 27%, variam em função dos minerais associados. Assim, na Tapada, o ouro que ocorre nos carbonatos não tem Sb, mas, quando a estibina II se encontra associada, os teores em Sb variam entre 0.20% e 16.2% (Est. 30, fotos 5 e 6). Em Alto do Sobrido, o ouro associado à fülöppite (Est. 29, foto 4) tem uma percentagem de prata inferior (5.7-10.5% Ag) à do ouro associado à pirargirite + fülöppite (5.2-27.1% Ag) (ver Tabela 11, anexo 6). Nos jazigos de Au-As, os teores em prata muito elevados (≥33.5%), correspondem à composição habitual do ouro associado a um estádio plumbífero tardio (Picot & Marcoux 1987); estes dois processos encontam-se dissociados no tempo, uma vez que a remobilização nos jazigos de Au-As é muito mais tardia.

5 - Ouro, pobre de prata, associado a minerais provavelmente supergénicos (óxidos de antimónio, galena antimonífera, escorodite).

O ouro associado aos óxidos de Sb assinalado em Alto do Sobrido (Sb-Au), com teores relativamente elevados em prata (Ag=9.8-12.4%) (Est. 29, foto 5), terá evoluído muito provavelmente do ouro argentífero associado à fülöppite e à pirargirite e não do ouro associado à estibina, que uma vez que não tivemos

ocasião de analisar neste jazigo, consideramos com uma composição semelhante à do ouro associado ao mesmo estádio noutros jazigos.

No jazigo das Banjas (Au-As) esta geração é bastante mais rica em prata (com 39.2% em média), concordante com a composição habitual do ouro associado a um estádio plumbífero tardio (Picot & Marcoux 1987) Corresponde ao ouro remobilizado pela galena (Est. 28, foto 2) referido por Couto et al. (1990). Em jazigos auríferos franceses, como por exemplo Cros-Gallet, o ouro mais tardio associado à galena, contém 35% de prata (Ahmadzadeh et al. 1984).

O ouro associado à escorodite, também assinalado nas Banjas, com teores da ordem de 19.0-25.5% de prata, corresponde ao ouro que se encontra nos veios de quartzo interestratificados nos níveis negros, em microfracturas (Est. 27, foto 3; Est. 28, fotos 4 e 5) ou em cavidades de dissolução de cristais de arsenopirite e pirite? (Est. 27, fotos 1, 2 e 4). Esta geração de electrum ocorre, frequentemente, associada à escorodite, o que indica que parte do ouro tenha sido exsolvido da arsenopirite (Est. 27, fotos 2 e 5). De referir que esta geração de arsenopirite é de baixa temperatura e, muito, provavelmente sin-sedimentar (ver 3.5.1.2.).

Assim, pelo menos as duas últimas gerações (4 e 5), correspondem a ouro remobilizado. Nas mineralizações de antimónio-ouro, o ouro primário não se exprime num estádio preciso da sequência paragenética. As remobilizações podem originar reconcentrações do ouro primário (singenético-vulcânico?, associado ao estádio ferri-arsenífero, associado à jamesonite, associado à estibina), com teores de prata variáveis, consoante os minerais associados. No caso do jazigo das Banjas, os fluidos plumbíferos tardios são acompanhados por um depósito de ouro muito rico em prata.

3.5.1.2.Arsenopirite

Há dois aspectos a ter em conta na discussão da composição das arsenopirites:

- por um lado, os teores em átomos substitucionais, designadamente, Co, Ni e Sb, que variam das gerações precoces para as tardias;

- por outro, as variações da razão As/S, utilizada como geotermómetro.

Os trabalhos de Kretschmar & Scott (1976), referem que a composição estequiométrica da arsenopirite pode diferir da fórmula estequiométrica FeAsS. As variações referem-se, essencialmente, à relação As/S, pois o Fe pouco varia. Podem ainda ocorrer alguns elementos, como o Co e Ni, em substituição do Fe, e o Sb, que substitui o As.

A utilização da arsenopirite como geotermómetro, tem certas limitações, nomeadamente, quando os teores em Ni, Co e Sb são superiores a 0.2%, ou, ainda, quando os cristais são zonados (Sundblad et al. 1984).

Nas análises efectuadas no BRGM - Orléans, utilizámos, como padrões a amostra Asp 200 (Fe=34.52%; As=44.45%; S=21.03%), proveniente da mina de siderite Helen do Ontário que foi utilizada por Kretschmar & Scott (1976) nos seus estudos, e a amostra Roche-Balue (Fe=34.00%; As=47.05%; S=19.20%) (Möelo et al. 1984). As condições de análise foram as seguintes:

corrente=20kv

Maiores Fe; As; S

	padrão ASP_{200}	radiação	cristal	tempo de contagem
48085	Fe=34.52%	Kα	LiF	10s
37584	As=44.45%	Lα	TAP	20s
61400	S=21.03%	Kα	PET	10s

Menores

44442	Co	Kα	LiF	10s
41182	Ni	Kα	LIF	10s
39290	Sb (Sb_2S_3)	Lα	PET4	20s
66756	Au	Mα	PET1	20s

Nas análises efectuadas na ESM de Fontainebleau, foram utilizados os seguintes tempos de contagem: Fe = 10s; As = 20s; Co, Ni, S, Sb e Bi = 50s, e na última sessão em que também foi analisado o Au, foram utilizados os tempos de contagem: S, Fe, As, Sb, Co, Se = 40s; Au = 60s; Bi, Cu, Pb e Se = 10s, nas seguintes condições:

Corrente=25Kv; 20nA

radiação	padrão	radiação	padrão
Fe Kα	Fe (puro)	Sb Lα	Sb_2S_3(estibina)
Co Kα	Co(puro)	Bi Lα	Bi (puro)
As Kα	As (puro)	Au Lα	Au (puro)
Ni Kα	Ni (puro)	Se Lα	Se (puro)
S Kα	FeS_2 (pirite)		

Tratamento dos dados:

- Eliminação das análises, cujo total fosse inferior a 98.5% ou superior a 101% (Berglund & Ekström 1980, consideram aceitáveis as análises entre 99.0 e 101.5%). Em alguns casos, em que as análises fechavam com valores baixos, considerámos como limite inferior 98.2%.

- Compararação com o padrão (Fe-As-S) e correcção, se necessária

- Para os elementos em traços, eliminar os valores não significativos, aplicando a fórmula:

$N_P \geq N_{BF} - 3x\sqrt{N}_{BF}$

N_P=número de impulsos no pico multiplicado pelo tempo de contagem

N_{BF}=número de impulsos no ruído de fundo multiplicado pelo tempo de contagem

- Adicionar Fe+Ni+Co(+Au) at%

- Adicionar As+Sb at%;

- controlar a abundância dos elementos traço (Sb, Ni, Co) e a existência eventual de zonações à escala do cristal (os teores em Co, Ni ou Sb>0.2% podem dificultar a utilização da arsenopirite como geotermómetro);

- verificar se existem teores significativos em ouro camuflado;

- projectar os pontos no diagrama triangular Fe-As-S, calculando o desvio padrão;

- estimar as temperaturas calculadas a partir do diagrama de Kretschmar & Scott (1976);

- procura de uma zonalidade geoquímica entre jazigos.

Os resultados obtidos encontram-se nas Tabelas 12A-12M - anexo 6 (13 tabelas de 13 jazigos).

No caso presente o Ni foi ocasionalmente detectado, geralmente em baixos teores nos jazigos de Ribeiro da Igreja ($\bar{x}$=0.01at%; Tabela 12-C), Montalto (C_{max}<0.09at%; Tabela E), Tapada (pontualmente atinge 2.86at%, $\bar{x}$=0.26at%; Tabela 12-F), Pinheirinhos (0.2at% 1 ponto em 20; Tabela 12-G), Portal ($\bar{x}$=0.04at%; Tabela 12-I), Ribeiro da Paradela ($\bar{x}$=0.05at% na arsenopirite I e $\bar{x}$=0.04at% na arsenopirite II; Tabela 12-H), Banjas ($0<\bar{x}<0.02$at% na arsenopirite I e $0<\bar{x}<0.01$at% na arsenopirite II; Tabela 12-K) e Moirama, onde das 3 amostras analisadas o Ni foi detectado apenas num ponto (at%=0.04) (Fig. 102).

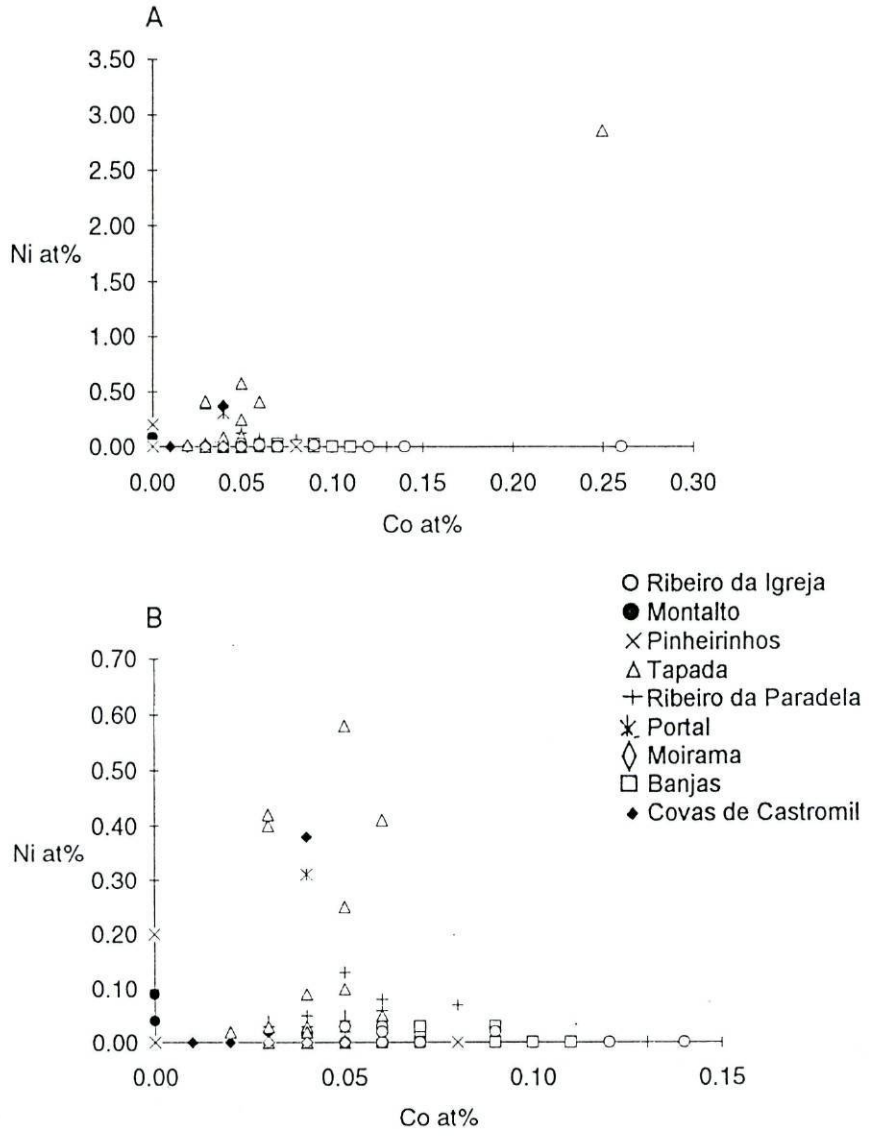


Fig. 102 - Diagrama de correlação Ni-Co (concentrações atómicas) nas amostras contendo Ni ou Co. A - todos os pontos analisados; B - exclusão dos pontos com teores anormalmente elevados.

O Co apresenta-se de uma maneira geral em teores mais elevados que o Ni (geralmente abaixo de 0.1 at%) e é mais constante (ver Tabelas 12A-12M e Fig. 102). Os teores mais elevados, que pontualmente atingiram 0.25at% ($\bar{x}$=0.05 at%) na Tapada, 0.13at% ($\bar{x}$=0.05 at%) em Ribeiro da Paradela. Na mina das Banjas os teores detectados nas arsenopirite I ($0<\bar{x}<0.09$at%) são

semelhantes aos teores detectados nas arsenopirites II ($0<\bar{x}<0.11$at%). O mesmo acontece em Ribeiro da Paradela. Em Terramonte, Ribeiro da Estivada, S.Jorge, Vale do Inferno, Montalto e amostra 3B das Banjas não foi detectado. No entanto, tal poderá ser devido aos tempos de contagem utilizados em Orléans, terem sido muito inferiores (t=6 e 10s) aos utilizados em Fontainebleau (t= 40 ou 50s).

Não parece existir qualquer relação evidente entre o Ni e o Co (Fig. 102). No caso dos jazigos de Ribeiro da Paradela e Banjas, não existe qualquer variação significativa dos teores em Ni e Co, nas duas gerações de arsenopirite assinaladas. A propósito, note-se que Lardeau (1989), refere que a ocorrência de Ni está relacionada com as arsenopirites tardias ou reequilibradas.

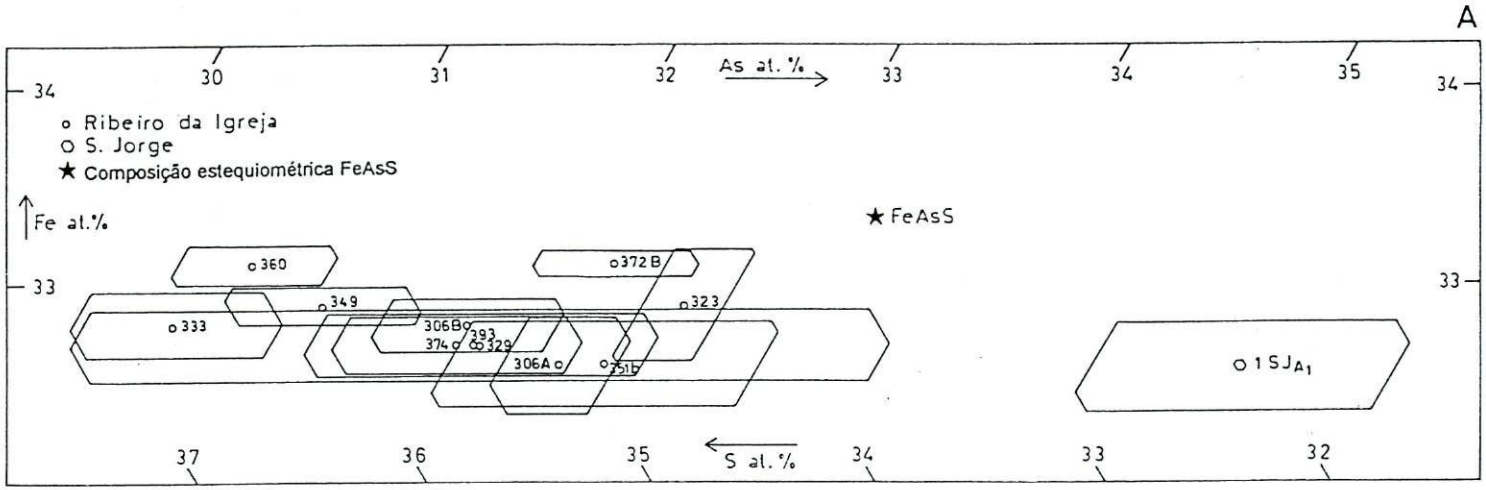
O ouro foi detectado em arsenoprites dos jazigos de Ribeiro da Igreja (Sb-Au) e no jazigo das Banjas (é de referir, contudo, que o ouro apenas foi analisado em duas das sete sessões de microssonda efectuadas). No primeiro caso, foi detectado nas amostras 351b (um ponto com 0.1 at% em seis dos pontos analisados) e 306C ($\bar{x}$=0.02 at% detectado em sete dos catorze pontos analisados) No jazigo das Banjas, o ouro foi assinalado em três amostras: em duas delas ($36B_3$-c2 e $36B_4$-c2), pontualmente, com teores de 0.02 at%, nos dois casos; na amostra 30B1, por sua vez, o ouro foi detectado com maior regularidade, embora em baixos teores ($\bar{x}$=0.01 at% assinalado em seis pontos dos doze analisados). Quer neste jazigo, quer na amostra 306C de Ribeiro da Igreja, as arsenopirites auríferas têm uma composição bastante afastada da estequiometria, com teores de As entre 27.5 e 29.5 at%. Esses teores poderão ser indicadores de baixa temperatura de formação, e designaremos essa arsenopirite por arsenopirite II. Serão provavelmente como vimos (3.2.4.3.) arsenopirites singenéticas (relacionadas com os processos vulcano-sedimentares) ou relacionadas com processos metamórficos. A primeira hipótese seria viável no caso das Banjas, em que a arsenopirite aurífera ocorre nos veios de quartzo concordantes que poderão ter tido uma origem vulcano-sedimentar (ver 2.3.4.1.). Em Ribeiro da Igreja (amostra 306c), a composição da arsenopirite é semelhante à das Banjas. Será possível que a arsenopirite da amostra 6PN2 de Ribeiro da Estivada seja da mesma geração? Será interessante analisar de novo a arsenopirite desta amostra com um tempo de contagem maior para o Au e ver se é aurífera.

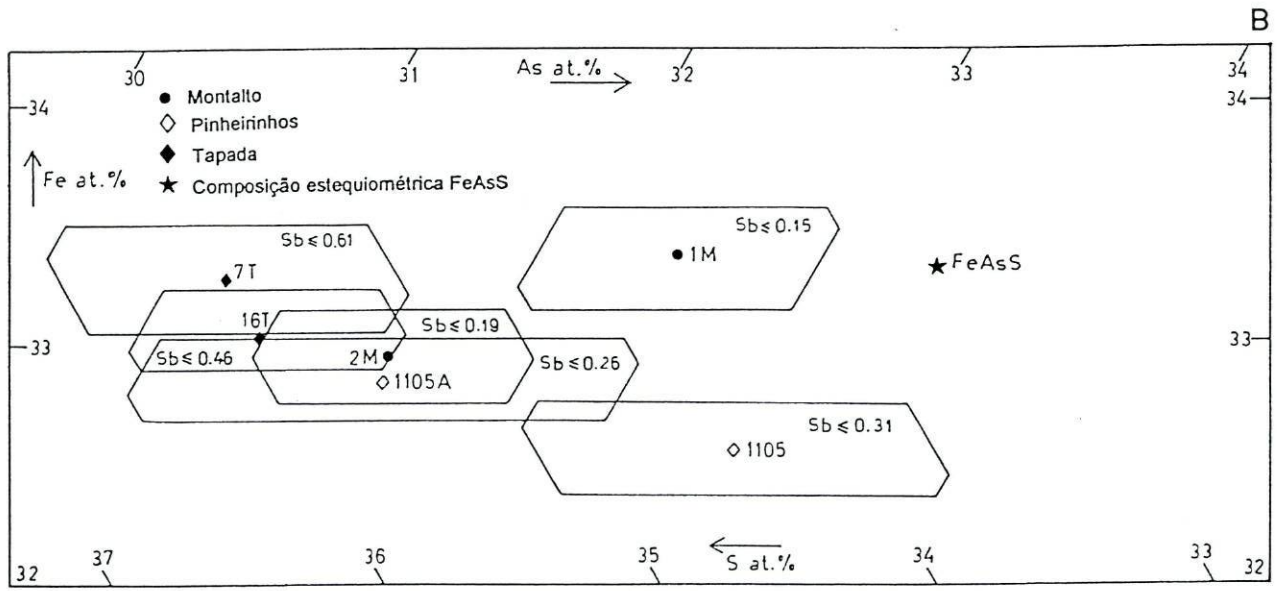
O antimónio foi frequentemente detectado, excepto no caso do jazigo de S. Jorge (Tabela 12-A). Os teores são, em média, inferiores a 0.80 at%, excepto nas arsenopirites de Ribeiro da Estivada (Pb-Zn) (Tabela 12-L), onde, embora os minerais de Sb sejam acidentais, as arsenopirites tardias são das mais ricas de Sb ($C_{máx}$=1.7 at%), Terramonte (Pb-Zn-Ag) (Tabela 12-M) onde Sb atinge os teores mais elevados ($C_{máx}$=2.5 at%) e em Ribeiro da Paradela (Sb-Au) (Tabela 12-H), onde ocorre uma geração de arsenopirite com altos teores em As ($\bar{x}$=35 at%) e altos teores em Sb ($C_{máx}$=1.5 at%). A presença de antimónio na arsenopirite de jazigos antimoníferos foi assinalada em várias regiões (Marignac 1976, Picot & Johan 1977, Fouquet 1980, Ayora et al. 1981, Bril et al. 1981, Munoz & Möelo 1982). Bril (1985) em relação às mineralizações de antimónio do distrito de Brioude Massiac (Maciço Central Francês) verificou que o antimónio estava sistematicamente presente na arsenopirite, atingindo teores de 1.2 at%.

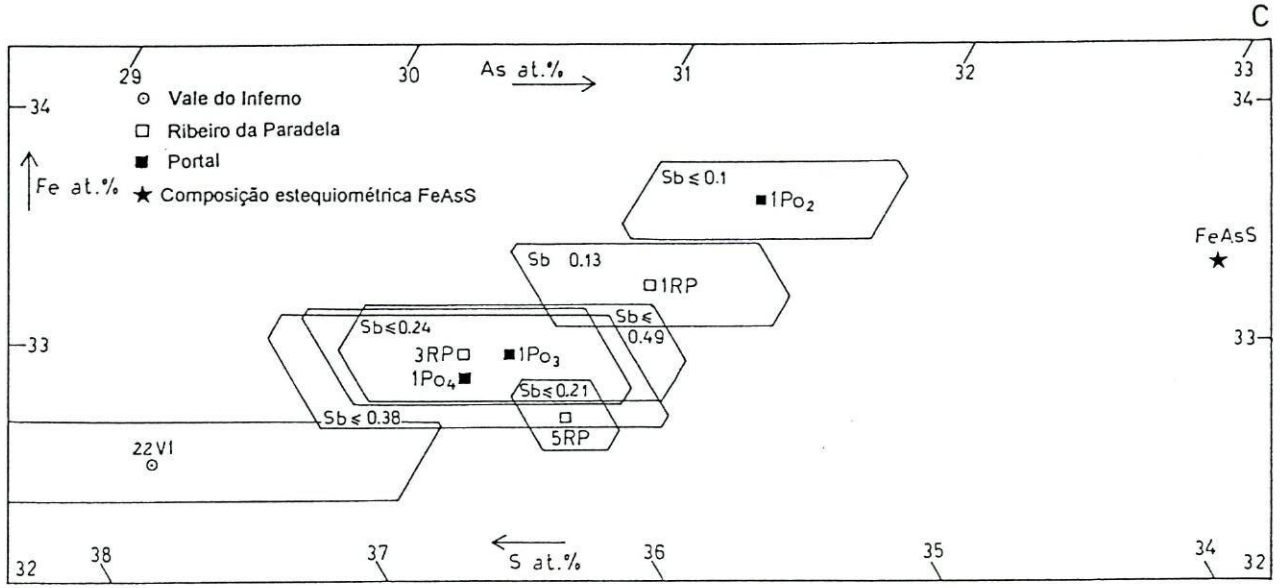
A projecção das análises (Tabela 13 - anexo 6) no diagrama triangular Fe-As-S (Fig. 103 A-G) faz ressaltar os seguintes aspectos:

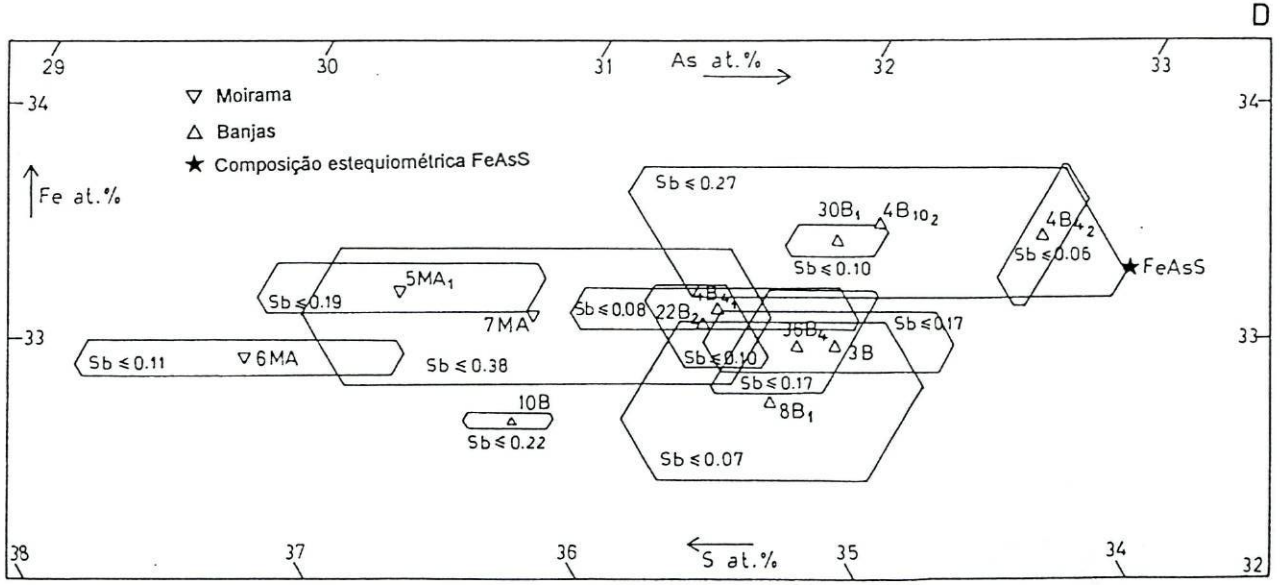
- É nítida a distinção entre a arsenopirite do jazigo de W de S.Jorge (x=35.3 at% As+Sb), juntamente com a arsenopirite precoce do jazigo de Ribeiro da Paradela (1RP - x=34.3 at% As+Sb; 3RP - x=34.5 at% As+Sb; 5RP - x=35.5 at% As+Sb), as arsenopirites I dos jazigos de Sb-Au e Au-As (teores médios aproximados de As+Sb entre 30 e 33 at%) e as arsenopirites de baixa temperatura de Ribeiro da Igreja (Sb-Au), Banjas (Au-As) e Ribeiro da Estivada (Pb-Zn) (com teores de As+Sb entre 27.5 e 29.6 at%, auríferas nos dois primeiros casos, em que o Au foi analisado).

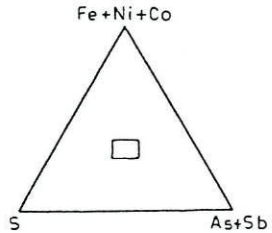
- As análises das arsenopirites dos jazigos de Pb-Zn-Ag de Terramonte e de Pb-Zn de Ribeiro da Estivada, sobrepõem-se às arsenopirites I dos jazigos de Sb-Au e de Au-As, diferenciando-se pelo teor em Sb, muito mais elevado em Terramonte (C_{max}=2.5at%) e em Ribeiro da Estivada (C_{max}=1.7at%), do que em Ribeiro da Igreja (C_{max}=0.84at%), Montalto (C_{max}=0.19at%), Tapada (C_{max}=0.61at%), Pinheirinhos (C_{max}=0.31at%), Ribeiro da Paradela (arsenopirite de mais baixa temperatura C_{max}=0.24at%), Portal (C_{max}=0.49at%), Vale do Inferno, onde o Sb atinge os teores mais elevados dos jazigos de Sb-Au (C_{max}=1.1at%), ou nas Banjas (C_{max}=0.27) e Moirama (C_{max}=0.38at%).


A
30
31
32
As at. %
33
34
35
34
o Ribeiro da Igreja
O S. Jorge
★ Composição estequiométrica FeAsS
Fe at.%
★ FeAsS
o360
o372B
o349
o323
o333
306B o
393
374 o
329
306A o
351b
o 1 SJ$_{A_1}$
33
33
37
36
35
S at. %
34
33
32

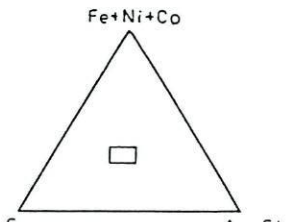

B
30
31
As at.%
32
33
34
34
● Montalto
◇ Pinheirinhos
◆ Tapada
★ Composição estequiométrica FeAsS
Fe at.%
Sb ≤ 0.61
◆7T
Sb≤ 0.15
● 1M
★FeAsS
16T
Sb ≤ 0.19
33
33
Sb ≤ 0.46
2M
◇1105A
Sb ≤ 0.26
Sb ≤ 0.31
◇ 1105
32
37
36
35
S at.%
34
33
32


C
As at.%
Fe at.%
S at.%
Vale do Inferno
Ribeiro da Paradela
Portal
Composição estequiométrica FeAsS
Sb ≤ 0.1
1Po2
FeAsS
Sb 0.13
1RP
Sb≤0.24
3RP
1Po3
1Po4
Sb≤ 0.49
Sb≤0.21
5RP
Sb≤ 0.38
22V1

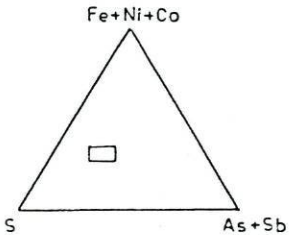

D
As at.%
Fe at.%
S at.%
Moirama
Banjas
Composição estequiométrica FeAsS
Sb ≤ 0.27
30B1
4B10 2
4B4 2
Sb ≤0.06
FeAsS
Sb ≤0.10
5MA1
Sb ≤0.19
7MA
Sb ≤0.08
4B4 1
22B2
35B4
3B
Sb ≤0.17
Sb ≤0.11
6MA
Sb ≤0.38
Sb ≤0.10
Sb ≤0.17
8B1
10B
Sb ≤0.22
Sb ≤0.07


Fe+Ni+Co
S
As+Sb

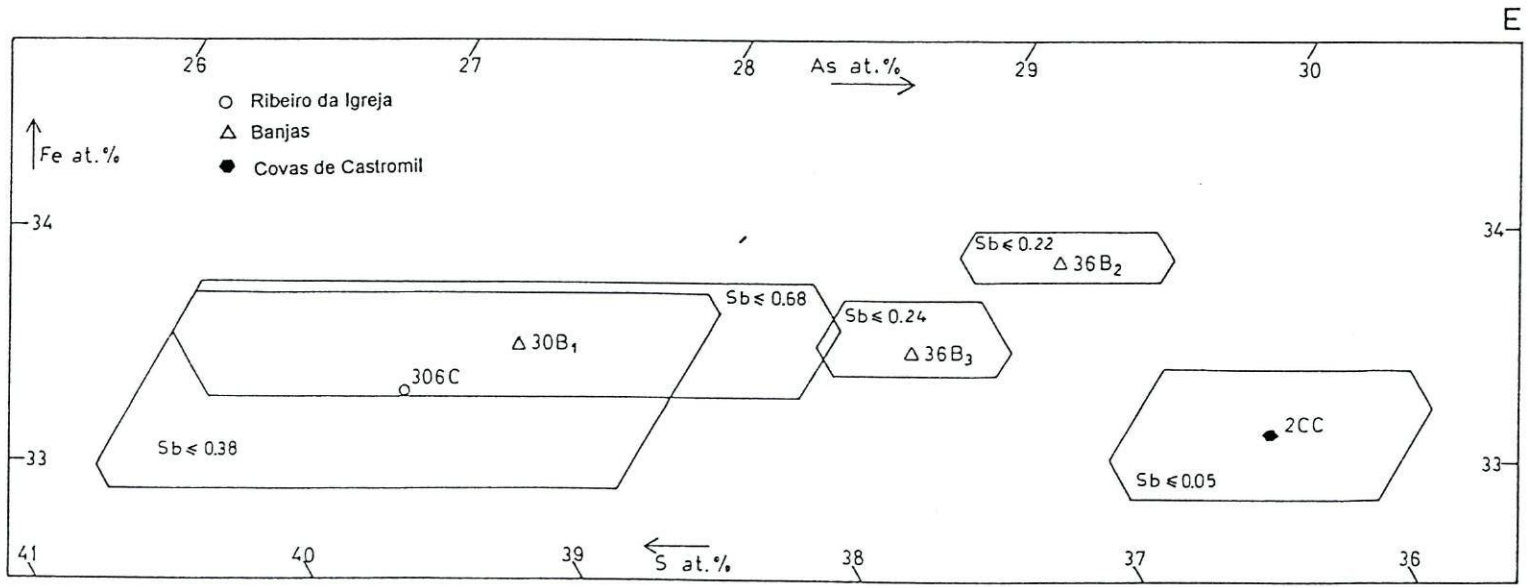
A B F


Fe+Ni+Co
S
As+Sb

C D G


Fe+Ni+Co
S
As+Sb

E


E
26
27
28
As at.%
29
30
Ribeiro da Igreja
Banjas
Covas de Castromil
Fe at.%
34
Sb≤ 0.22
Δ 36B2
Sb≤ 0.68
Sb≤ 0.24
Δ 30B1
Δ 36B3
306C
2CC
Sb≤ 0.38
Sb≤0.05
33
41
40
39
S at.%
38
37
36

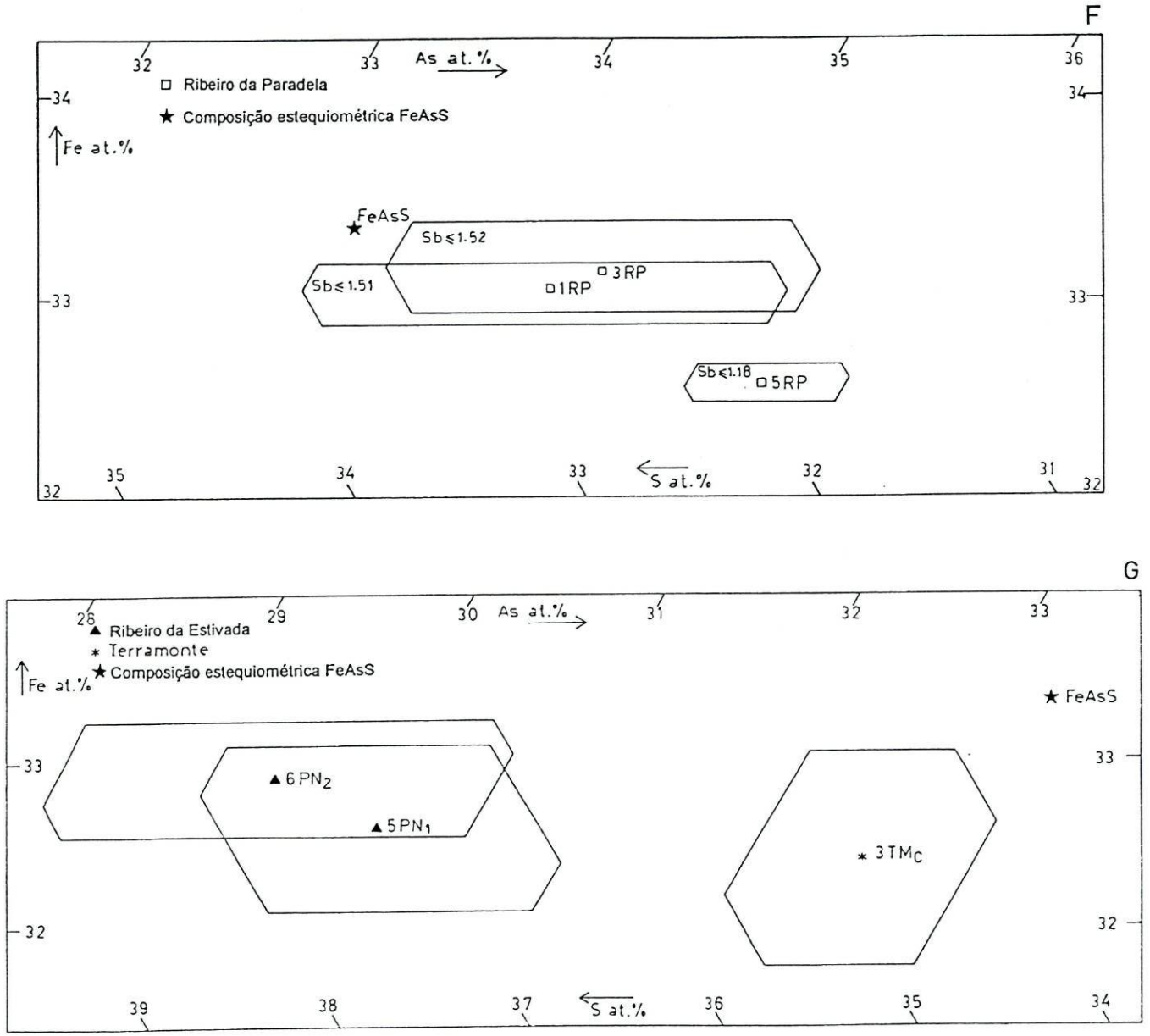


Fig. 103 - Composição (médias e desvios padrões) da arsenopirite no diagrama Fe(+Ni+Co)/As(+Sb)/S; jazigos de Sb-Au (Ribeiro da Igreja - A e E, Vale do Inferno - C, Montalto - B, Tapada - B, Pinheirinhos - B, Ribeiro da Paradela - C e F, Portal - C); jazigos de Au-As (Covas de Castromil - E, Moirama - D, Banjas - D e E); jazigos de Pb-Zn (Ribeiro da Estivada - G); jazigos de Pb-Zn-Ag (Terramonte - G); jazigos de W-Sn (S. Jorge - A).

Como vimos, em alguns jazigos de Sb-Au e Au-As observa-se a ocorrência de duas gerações de arsenopirite, nomeadamente, em Ribeiro da Igreja, Ribeiro da Paradela, Banjas e Ribeiro da Estivada.

Em Ribeiro da Igreja (Sb-Au,) a geração mais rica de arsénio (arsenopirite I do estádio ferri-arsenífero) apresenta teores de As+Sb entre 32.5 e 30.5 at%, em média, e teores de Sb inferiores a 0.8 at%. A geração mais pobre de As (As+Sb=27.5 at%), com Sb ($C_{máx}$=0.4 at%) e Au ($C_{máx}$=0.1at%) é, portanto, de mais baixa temperatura.

Nas Banjas (Au-As) foi possível observar uma arsenopirite em cristais fracturados e corroída, com baixos teores de antimónio ($C_{máx}$=0.27 at%) com As+Sb entre 31.4 e 33 at% e outra em cristais automórficos, com uma composição muito afastada da estequiometria, com mais baixos teores de As (As+Sb entre 27.8 e 29.6 at%), com Sb ($C_{máx}$=0.68 at%) e Au ($C_{máx}$=0.1at%) de temperatura mais baixa.

Em Ribeiro da Estivada (amostra 6PN2), existe, também, uma geração de arsenopirite de baixa temperatura (com As+Sb=29.5 at%) e com Sb ($C_{máx}$=0.29 at%), que estabelece um elo de ligação entre os jazigos de Sb-Au, Au-As e Pb-Zn.

A geração de baixa temperatura, assinalada nas Banjas, Ribeiro da Igreja e Ribeiro da Estivada, poderá corresponder a uma arsenopirite de origem vulcânica ou metamórfica não relacionada com os processos hidrotermais que geraram a arsenopirite I do estádio ferri-arsenífero, que corresponde à geração de mais alta temperatura. Nas Banjas, pudemos verificar que a arsenopirite I mais rica de arsénio ocorre nas estruturas filonianas e nos veios de quartzo concordantes, de origem sedimentar (ver 3.2.4.3.), o que não é de estranhar uma vez que o quartzo filoniano penetrou ao longo dos planos de estratificação misturando-se com o quartzo de origem sedimentar, enquanto a arsenopirite de baixa temperatura, foi assinalada, apenas, nos veios de quartzo concordantes, de origem sedimentar, ou metamórfica associada ao electrum. Esta arsenopirite das Banjas é mais rica de arsénio (mais pobre de S) do que a arsenopirite I dos outros jazigos. Este facto poderá ser explicado pela frequente associação à pirrotite (que aparece no início da cristalização da arsenopirite), mineral que se forma em meios pobres em S, tornando-se o As mais elevado. A arsenopirite de

Ribeiro da Estivada ocorre em cristais automórficos, em quartzitos de cor cinza, apontando, também, para uma origem semelhante. Seria interessante analisar o ouro nesta arsenopirite, que como a das Banjas e Ribeiro da Igreja poderá ser aurífera.

Em Ribeiro da Paradela (Sb-Au) uma geração de arsenopirite (arsenopirite I dos jazigos de Sb-Au) apresenta teores de As+Sb entre 30.8 e 31.4 at %, com baixos teores de Sb ($C_{máx}$=0.24 at%). A outra apresenta dos mais elevados teores de As observados (média de As+Sb entre 34.5 e 35.5 at%) e elevados teores de Sb ($C_{máx}$=1.5 at%). Difere da arsenopirite do jazigo de tungsténio de S. Jorge, pois esta é desprovida de Sb.

Na figura 102, os teores em As+Sb abaixo de 29.5at% dizem respeito às arsenopirites de baixa temperatura e os teores acima de 34.5at% referem-se às arsenopirites de alta temperatura. Entre estas situam-se as arsenopirites I (associadas ao primeiro estádio de mineralização ferri-arsenífero, das mineralizações de Sb-Au).

Com a evolução das arsenopirites, há um aumento do teor em Sb e um decréscimo do teor em As, observado quer nas arsenopirites dos jazigos de Sb-Au, quer nos de Au-As e Pb-Zn(Ag) (Fig. 104A e B). Em Ribeiro da Igreja e Ribeiro da Paradela (Sb-Au) (Fig. 104A) e Banjas (Au-As) esta tendência é bem visível, pois os pontos apresentam grande dispersão. O diagrama Sb-As mostra que as concentrações máximas em antimónio variam no mesmo sentido que as concentrações em enxofre, ao passar de 33 a 38 at% S, a concentração máxima em antimónio passa de 0 a 1%.

Para os outros jazigos esta tendência não é tão evidente, embora, por exemplo em Vale do Inferno (Sb-Au), Ribeiro da Estivada e Terramonte (Pb-Zn(Ag)), apesar de se dispor de menos pontos de análise, essa tendência também é visível. No caso do jazigo de tungsténio de S. Jorge (W-Sn) (Fig. 104B) e da geração de alta temperatura de Ribeiro da Paradela (Sb-Au) (Fig. 104A - As$\geqslant$34at%), as arsenopirites são muito pouco evoluídas, com altos teores em arsénio indicativos de elevadas temperaturas.

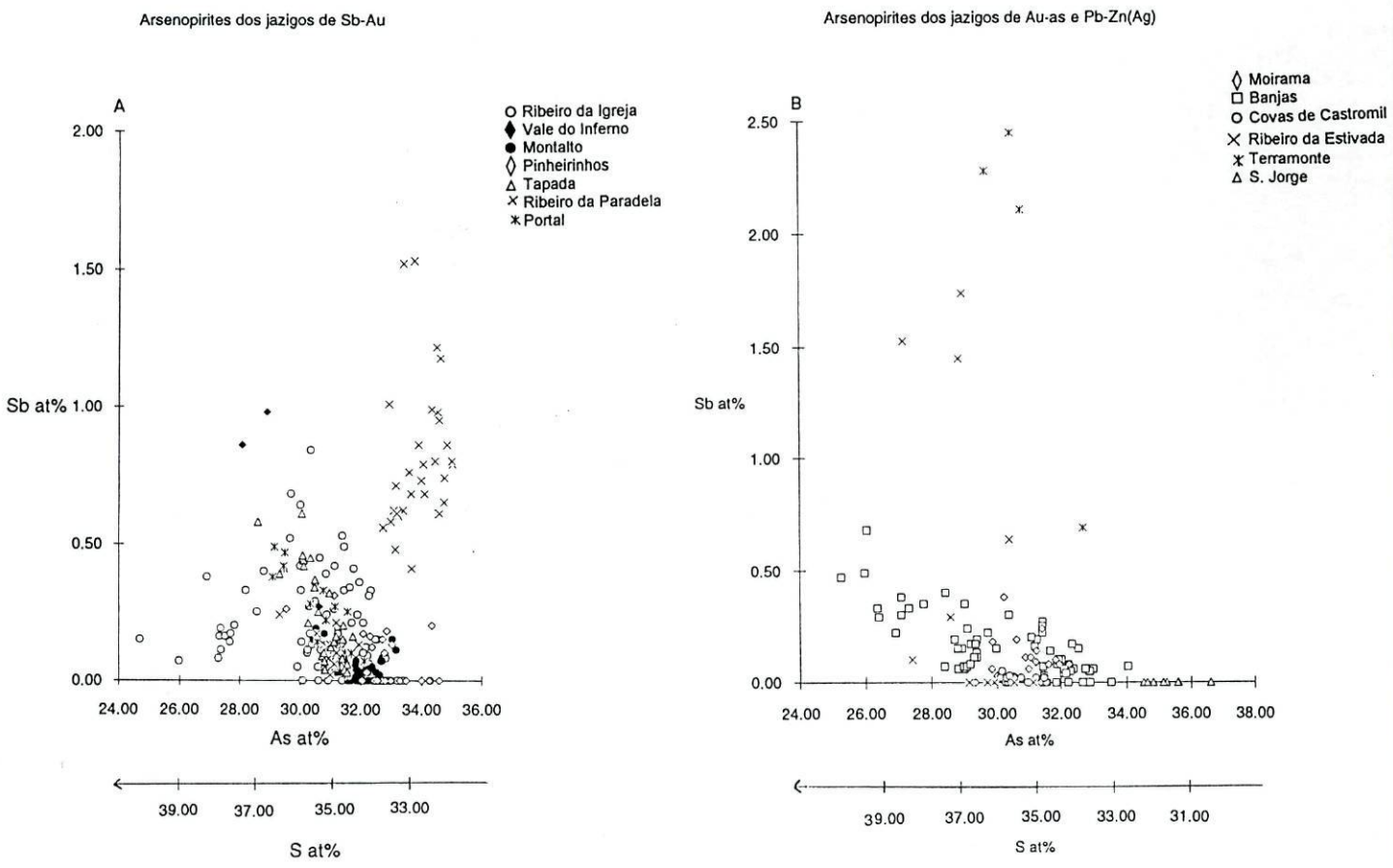


Fig. 104 - Diagramas de correlação Sb-As (concentrações atómicas) na arsenopirite. A - Jazigos de Sb-Au; B - Jazigos de Au-As e de Pb-Zn(Ag).

Aplicando o diagrama de Kretschmar & Scott (1976) (Fig. 105), podemos estimar as temperaturas de cristalização da arsenopirite, particularmente no caso em que este mineral cristalizou na proximidade do equilíbrio pirite-pirrotite (os dados referentes aos teores médios encontram-se na Tabela 13 - anexo 6). Por outro lado, como já referimos, o método não pode ser aplicado a arsenopirites com teores em Co, Ni e Sb superiores a 0.2% (Sundlab et al. 1984). Nas amostras estudadas, os teores em Ni e Co são, como já vimos, geralmente baixos. Já no que diz respeito ao Sb, foram registados

teores superiores ou iguais a 0.2% em Vale do Inferno, Tapada, Terramonte, Montalto (amostra 2M), Moirama, Ribeiro da Estivada (amostra $5PN_1$), assim como em Ribeiro da Igreja (em cerca de 90% dos pontos), Ribeiro da Paradela (entre 46 pontos, apenas em 5, Sb<0.2%), Portal (80%) e Banjas (69%).

Arsenopirite com teores em Ni, Co e Sb inferiores a 0.2%, ocorrem no jazigo de S.Jorge (n=8), Covas de Castromil (n=17), Montalto (amostra 1M, n=22).

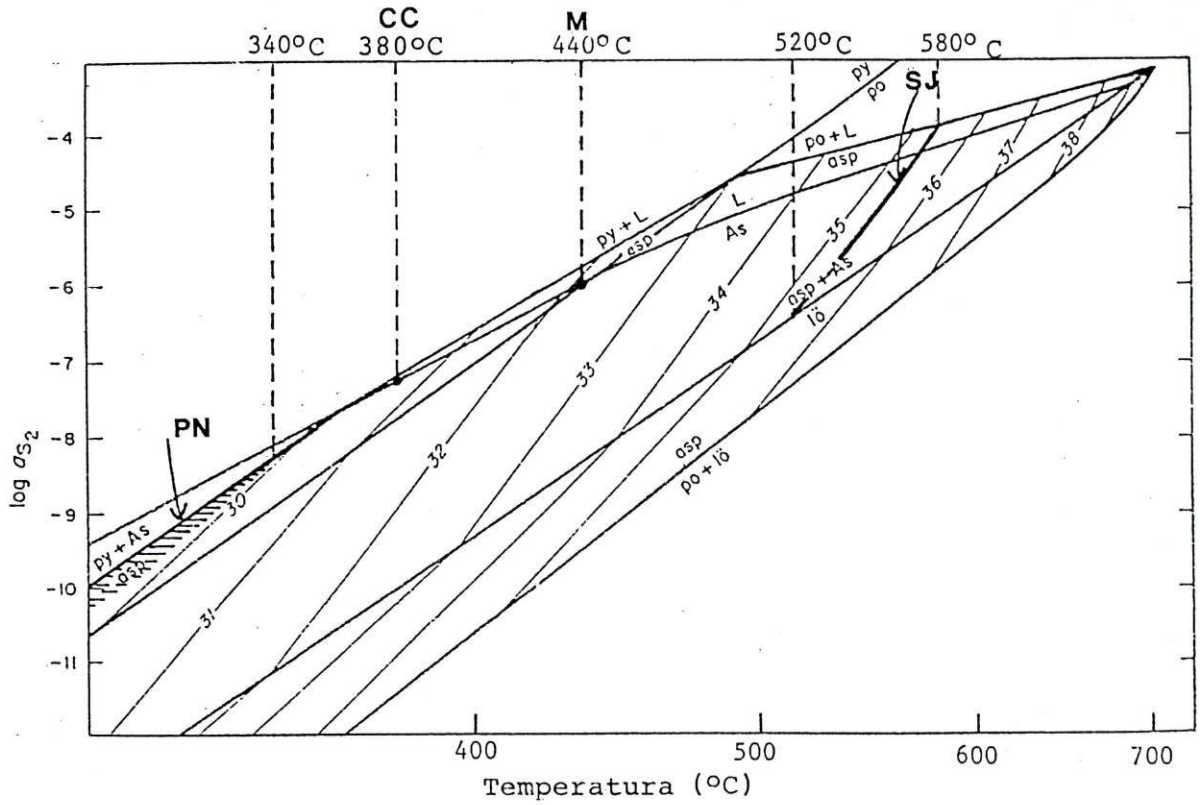


Fig. 105 - Diagrama log aS_2 - Temperatura da arsenopirite, Kretschmar & Scott (1976). Jazigo de Sn-W: SJ=S. Jorge ($\bar{x}$; n=8); Jazigo de Sb-Au: M=Montalto ($\bar{x}$; n=53); Jazigo de Pb-Zn: RE=Ribeiro da Estivada (amostra 6PN; n=7).

As temperaturas aproximadas são calculadas a partir das médias das concentrações atómicas em arsénio (Fig. 105). O domínio de temperaturas mais elevadas (520 a 580ºC) corresponde ao jazigo de Sn-W de S. Jorge. No caso do jazigo de Au-As de Covas de Castromil a temperatura é de cerca de 380ºC. Esta arsenopirite parece ser equivalente à arsenopirite I (estádio ferri-arsenífero) dos jazigos de Sb-Au e de Au-As. Em Montalto (Sb-Au) a temperatura terá sido ligeiramente superior a 400ºC.

As temperaturas estimadas para as amostras em que Sb>0.2%, nos jazigos de Sb-Au, variam entre cerca de 360ºC na Tapada, 390ºC em Portal, 480ºC em Ribeiro da Paradela, nos jazigos de Au-As as temperaturas são de 385º na Moirama e 450ºC nas Banjas no caso do jazigo de Pb-Zn de Ribeiro da Estivada são de 340ºC, em Terramonte, jazigo de Pb-Zn-Ag onde ocorrem os mais elevados teores de Sb, as temperaturas indicadas pelo diagrama são de 475ºC, não esquecendo que estes valores são provavelmente falseados pelos elevados teores em Sb.

As temperaturas de depósito do estádio antimonífero, calculadas a partir da não estequiometria da arsenopirite, apontam para valores bastante elevados, que devem ser consideradas apenas de um modo relativo, tendo em conta os dados fornecidos pelo estudo das inclusões fluidas (ver 3.6.). O último estudo mostrou que nas mineralizações de Sb-Au, o depósito do estádio ferri-arsenífero, se efectuou a uma temperatura minína de cerca de 350ºC, facto que podemos considerar compatível, com os dados obtidos a partir da estequeometria das arsenopirites, para Montalto, Tapada, Portal e Moirama. Nas mineralizações de Pb-Zn-Ag, foi de 360 a 370ºC, o que mostra, que no jazigo de Terramonte em que existem elevados teores de Sb na arsenopirite, os resultados obtidos a partir da composição deste mineral, sobre-estimam bastante a temperatura. Foi já demonstrado por alguns autores, nomeadamente na região de Pedra-Luz (Maurel-Palacin 1985, Almeida & Noronha 1988) e no distrito de Brioude-Massiac, Maciço Central francês (Bril 1982b, 1985) que o primeiro método tende a exagerar os valores.

3.5.1.3.Blenda

Foram efectuadas seis séries de análises à microssonda electrónica, em trinta e sete superfícies polidas de sete jazigos. Nas primeiras, efectuadas no BRGM, Orléans, foram analisados, elementos maiores, menores e em traços: Zn, S, Cd, Fe, Mn, Hg, Cu, Ag, (Ge), (Ga), (In), (Sn). As condições do programa utilizado foram as seguintes, com os tempos de contagem de 6 segundos para o Zn e S, 10s para o Ge, Ga, In, Sn, Cd, Fe, Mn, Cu e 20s para o Hg:

20Kv; 20nA

PET	LIF	TAP	PET
S Kα	Zn Kα	Ga Lα	Cd Lα
Hg (Mα)	Cu Kα	Ge Lα	Sn Lα
	Fe Kα		In Lα
	Mn Kα		

Nas restantes sessões, efectuadas no MHNPUPMC Paris VI, apenas se analisaram aqueles elementos que foram detectados com maior frequência nas análises anteriores, nomeadamente Zn, S, Ga, Hg, Fe, Cu, Ag, Cd, Mn, Sn, Ge. As condições de análise foram 15Kv; 12nA e o tempo de contagem foi de 6s, para todos os elementos.

Os resultados das análises (concentrações ponderais e concentrações atómicas) apresentam-se nas Tabelas 14A-14F (anexo 6).

O estudo quantitativo efectuado à microssonda electrónica permitiu pôr em evidência variações de teores em ferro consideráveis, desde 0% até 11 % (Quadro 27).

As blendas ricas de ferro, com reflexões internas vermelhas ou alaranjadas, consoante o teor em ferro, correspondem *grosso modo* às gerações precoces e ter-se-iam formado a altas temperaturas, enquanto as blendas tardias pobres de ferro, geralmente esferolíticas, com reflexões internas amarelas, ou em placas com reflexões internas brancas, como acontece em Ribeiro da Estivada ($10PN_2$), teriam cristalizado a baixas temperaturas. As blendas com teores em Fe intermédios correspondem nos jazigos de Sb-Au a

blendas fracturadas que, por lexiviação, vão perdendo o Fe. Nos jazigos de Pb-Zn-Ag (Ribeiro da Lomba) o estudo paragenético indica que se trata de uma geração diferente. Este estudo forneceu preciosas informações sobre as relações entre as paragéneses auri-antimoníferas e as plumbi-zincíferas.

As blendas tardias, mais pobres de ferro, foram assinaladas em Ribeiro da Igreja (amostras 3RI e 357), Pinheirinhos (amostra 1247), Ribeiro da Estivada (amostra $10PN_1$) e Ribeiro da Castanheira (amostra $1RC_2$). Na maior parte dos casos, as análises não fecham (total=89.1% a 98.0%), provavelmente, devido à sua textura esferolítica. Mesmo assim, achamos importante tê-las em conta.

As blendas precoces foram analisadas em Ribeiro da Igreja, Pinheirinhos, Banjas, Ribeiro da Estivada, Ribeiro da Lomba, Ribeiro da Castanheira e Terramonte (Quadro 27).

Quadro 27 - gerações de blenda assinaladas nas mineralizações da região Dúrico-Beirã

teores em Fe	> 5.5%		2% - 5.5%		< 2%	
jazigos	$\bar{x}$ Fe%	FeS%	$\bar{x}$ Fe%	FeS%	Fe%	FeS%
Ribeiro da Igreja	5.8-8.4*	9.1-12.3	2.9-3.4*	3-4.6	0.1-0.2***	0.1-0.2
Pinheirinhos					0.4-1.0*	1.1
Banjas	6.3*	9.9	3.7*	5.8		
Ribeiro da Estivada	8.4*	12.3			0-0.5***	0.2
Ribeiro da Lomba	6.5-8.3*	12.2-13.1	3-5.5**	7.2-8.8		
Ribeiro da Castanheira	6.5-8.2*	10.2-12.9			0.05***	0.05
Terramonte	6.2-11.0*	9.5-17.3				

* - blendas precoces mais ou menos lexiviadas
** - blenda de composição intermédia
*** - blendas tardias

No jazigo de antimónio-ouro de Ribeiro da Igreja, a blenda I, quando não afectada por fenómenos de fracturação e de remobilização tardios, caracteriza-se por apresentar teores significativos em Fe e Cd. No diagrama Cd-Fe (Fig. 106) pode observar-se que, *grosso modo*, existe uma correlação

negativa entre estes dois elementos. Em Pinheirinhos, a blenda é do mesmo tipo, mas os pontos de análise incidiram em zonas mais fracturadas.

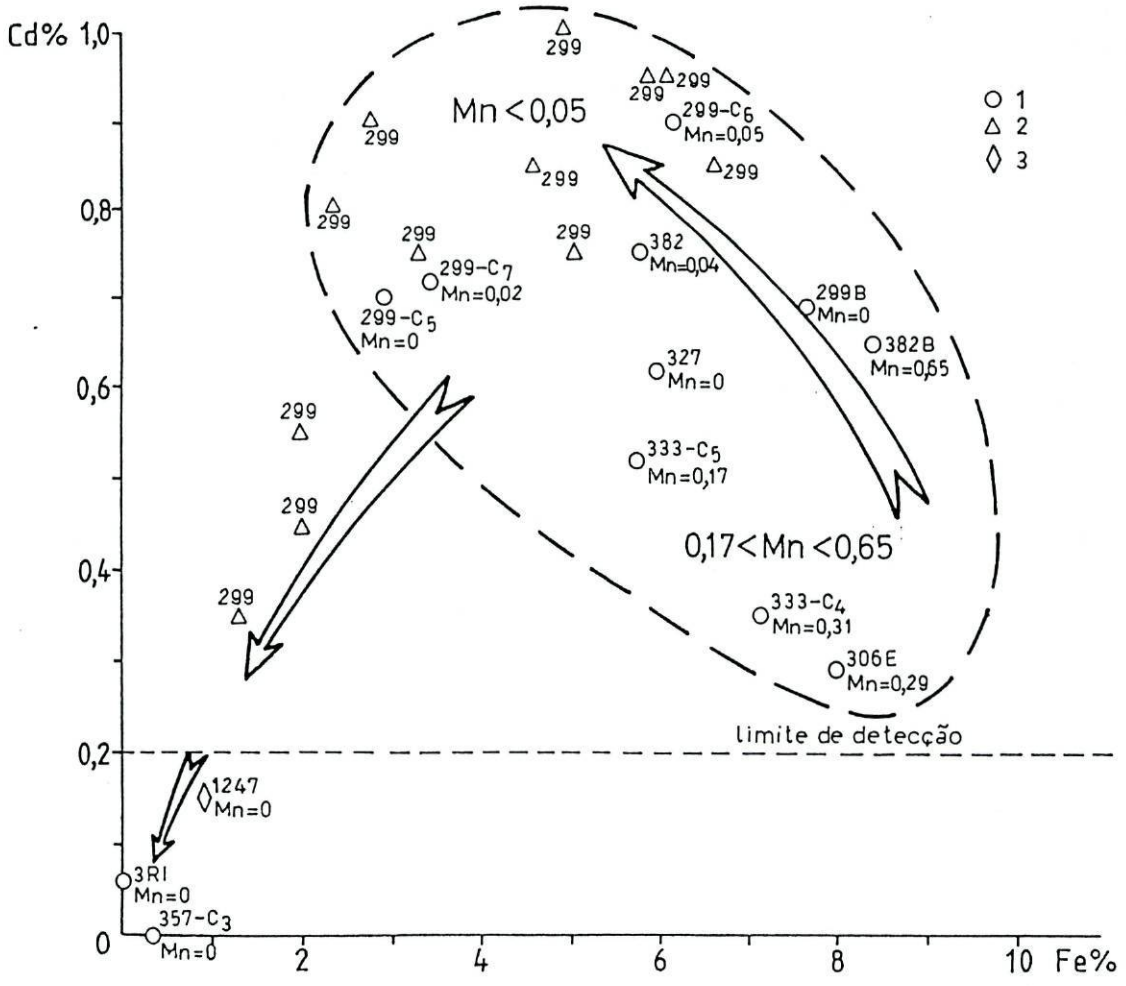


Fig. 106 - Diagrama Cd (%) vs Fe (%) aplicado às blendas dos jazigos de Sb-Au: 1 - Ribeiro da Igreja (médias; n=2 a 7); 2 - Ribeiro da Igreja - amostra 299 - análise pontual; 3 - Pinherinhos (média; n=4).

As blendas mais ricas de Mn (0.17% a 0.65%) e de Fe (6% a 8%), apresentam teores em Cd mais baixos do que a maioria das blendas desprovidas de Mn e, geralmente, mais pobres de Fe (2% a 7%), cujos teores

em Cd podem atingir 1%. Estas variações parecem traduzir uma evolução dos fluidos mineralizadores no decurso do estádio cupro-zincífero (provavelmente, no sentido do empobrecimento de Fe e Mn, com enriquecimento de Cd). A blenda II do estádio de remobilização, assinalada em Ribeiro da Igreja, Pinheirinhos, Ribeiro da Estivada e Ribeiro da Castanheira (Quadro 27), é pelo contrário, muito pura. Ela é, praticamente, desprovida de Cd, Fe e Mn. Foi também possível constatar que a blenda I foi afectada por este processo de remobilização, registando-se nas proximidades das fracturas mais tardias, uma descida conjunta dos teores em Cd e Fe. Assim, a análise detalhada das blendas I e II da amostra 299 (Ribeiro da Igreja) mostra que as blendas tardias são extremamente pobres de Fe. O empobrecimento em Cd e Fe, ao passar das blendas precoces para as tardias, poderá traduzir uma lexiviação progressiva destes dois elementos num estádio tardio (provavelmente no estádio 5 de remobilização). A blenda analisada em Pinheirinhos, com características de blenda precoce (cristalização, hábito, inclusões) apresenta-se muito fracturada, tendo havido lexiviação do Fe e Cd.

A análise das blendas dos jazigos de Pb-Zn-Ag (Terramonte, Ribeiro da Castanheira, Ribeiro da Lomba) mostra uma grande dispersão dos teores em Fe e Cd (Fig. 107). Os teores máximos são comparáveis aos da blenda I dos jazigos de Sb-Au, embora atinjam teores em Fe mais elevados (11% em Terramonte, 13% em Gondarém). Além disso, ocorrem vários pontos desprovidos de Cd, com teores em Fe normais (3 a 11%). Contudo, se utilizarmos os valores médios, contrariamente ao que acontece nos jazigos de Sb-Au, nos de Pb-Zn-Ag parece haver uma correlação positiva entre os teores de Cd e de Fe (Fig. 108). O Mn nunca foi detectado (limite de detecção =0.2%). Em alguns casos, foi possível detectar variações nos teores em Fe, que podem caracterizar gerações diferentes. Nestes jazigos, nem sempre é fácil ver as relações entre a blenda e a galena, devido aos fenómenos de recorrência. Em Ribeiro da Lomba (amostra $2G_1$), o estudo ao microscópio metalográfico parecia indicar a existência de duas blendas, uma anterior à galena e outra posterior. Assim no círculo 2 (ver Tabelas 14A-14F), a blenda que parece ser mais precoce apresenta, em média, 8.3% Fe. No círculo 1, a blenda que engloba um cristal de galena apresenta teores de 5.5% Fe, em média. Relativamente a Terramonte, é interessante verificar que nas amostras colhidas no filão (ver Mapa 7), há uma diminuição do teor em Fe, da parte central, mais mineralizada,

para o muro ($6TM_B$=11% Fe; $6TM_A$=10.9% Fe; $3TM_B$=8.4% Fe) (ver Quadro 27). Relativamente à amostra $1TM_A$, a distribuição do Fe é bastante heterogénea, devido, provavelmente, à existência de inclusões de pirite, arsenopirite e calcopirite. Além disso, a blenda apresenta-se bastante fracturada, podendo ter perdido algum ferro.

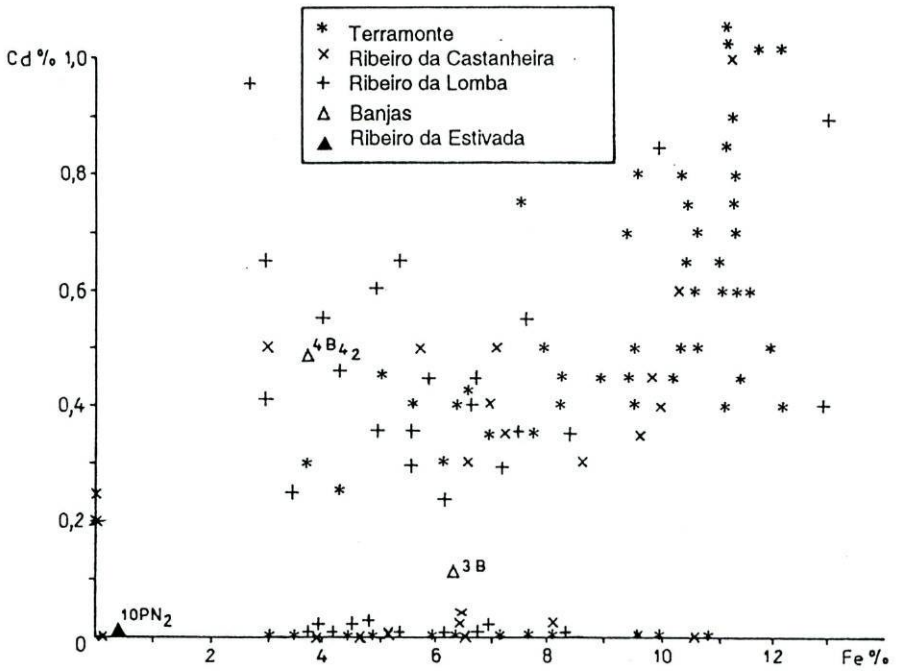


Fig. 107 - Diagrama Cd (%) vs Fe (%) das blendas dos jazigos de Pb-Zn(Ag) (análise pontual) e Au-As (médias: 3B - n=30 e $4B4_2$ - n=4).

As características químicas das blendas dos filões de Pb-Zn de Ribeiro da Estivada e dos filões de Au-As das Banjas, são análogos aos das blendas dos jazigos de Pb-Zn-Ag (Fig. 107). Nestes jazigos a blenda é, também, desprovida de Mn. Foram ocasionalmente detectados Ag, Sn e Cu.

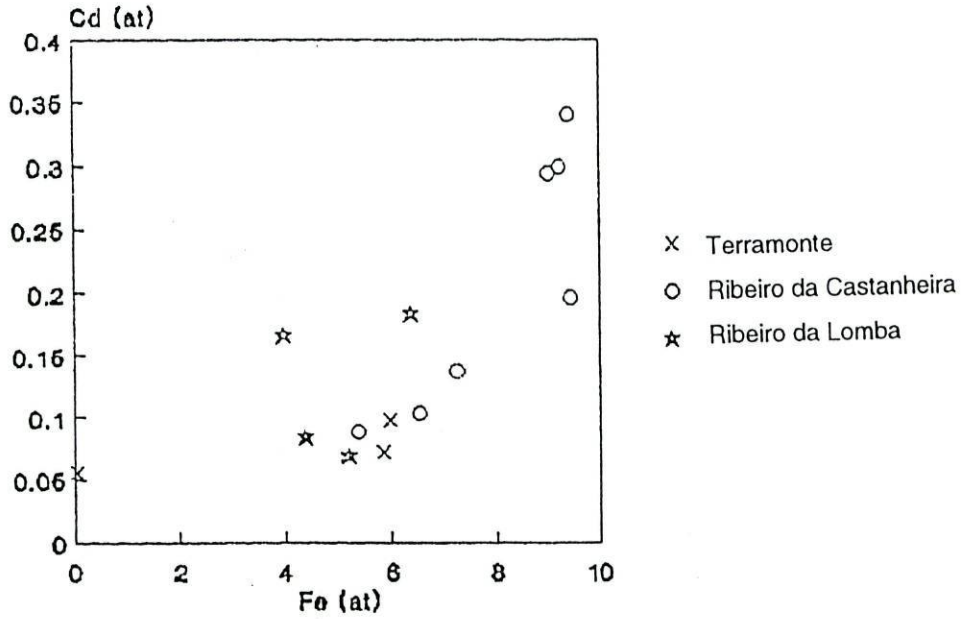


Fig. 108 - Diagrama Cd (at) vs Fe (at) das blendas dos jazigos de Pb-Zn(Ag) (médias).

O cobre foi detectado (Tabela 14 - anexo 6) em Ribeiro da Igreja, Banjas, Terramonte, Ribeiro da Castanheira e Gondarém, muitas vezes com teores que se situam abaixo do máximo contido em blendas associadas à pirite, calcopirite e pirrotite, estudadas por Wiggins & Craig (1980) (0.5% Cu segundo estes autores). Provavelmente, nestas amostras (382, 299, 3B 1 ponto, 2G1-c1, 4G2, 6G, 5RC2, $1TM_B$, $6TM_B$, $6TM_C$), o cobre ocorre em solução sólida na blenda. Pontualmente, os teores em cobre são mais elevados, correspondendo a inclusões de calcopirite de muito pequenas dimensões, não visíveis ao microscópio (306E-c4=3.1%, 333-c4=4.3% em que a blenda apresenta também inclusões de calcopirite observáveis ao microscópio, $4G_2$-c5=1.2% em que a blenda ocorre associada à galena com inclusões de calcopirite e estanite observáveis ao microscópio, 5RC1-c1 trata-se de uma blenda com inclusões de calcopirite, observáveis ao microscópio, em que um dos nove pontos analisados contém 1.85% Cu, enquanto nos outros a percentagem deste elemento varia de 0 a 0.70).

A prata só foi detectada nos jazigos de Pb-Zn-Ag, apresentando teores inferiores a 0.40% (é de salientar que em 5RC1, a prata foi detectada em nove pontos dos dezassete analisados e que num deles atingiu 1.85%).

O estanho foi detectado, pontualmente, nas Banjas (3B - 0.20%), Terramonte ($1TM_A$ - 0.15% e $6TM_A$ - 0.20%), Ribeiro da Castanheira ($5RC_1$ - 0.20%) correspondendo provavelmente a pequenas inclusões de minerais, assim como os traços de In, Hg (detectado em Ribeiro da Igreja, Ribeiro da Lomba, Ribeiro da Castanheira e Terramonte, tendo atingido os maiores teores nos dois últimos jazigos - ver Tabela 14 - anexo 6), Ge, Ga (apenas detectado em Terramonte em teores inferiores a 0.30%, excepto num ponto da amostra $3TM_B$, onde o teor é de 2.22% - gallite?-$CuGaS_2$).

Em resumo, podemos salientar que as blendas primárias (não fracturadas) dos jazigos de Sb-Au se caracterizam por apresentarem Fe, Mn e Cd em teores significativos, com uma correlação inversa entre os dois elementos; as blendas dos jazigos de Pb-Zn-Ag, podem possuir ou não Cd sendo ligeiramente mais ricas em Fe que as anteriores, ocorrendo uma correlação positiva entre estes dois elementos; as blendas dos jazigos de Pb-Zn de Ribeiro da Estivada e do jazigo de Au-As das Banjas são semelhantes às blendas dos jazigos de Pb-Zn-Ag, também desprovidas de Mn. As blendas tardias assinaladas um pouco por todos os jazigos são muito pobres em Fe ($\leqslant$1.0 %). Nos jazigos de Pb-Zn-Ag, foram detectadas duas gerações de blenda primária, uma delas com uma percentagem média de ferro de 8.3%, a outra com 5.5% (Quadro 27).

Scott & Barnes (1971), obtiveram, para blendas em equilíbrio com a pirite e pirrotite, um teor em FeS de 21%. Munoz & Möelo (1982), obtiveram para tais blendas um teor de 7 a 13% FeS. No nosso caso, os valores de FeS variam entre 9.1 e 17.3% (ver Quadro 27)

3.5.1.4.Galena

O estudo das galenas à microssonda electónica foi efectuado no BRGM Orléans e na ESMF em Fontainebleau.

No primeiro caso as condições de análise foram as seguintes:

corrente de 20Kv
O tempo de contagem foi de 6 segundos para todos os elementos.

No segundo, as análises foram efectuadas com:

uma corrente de 25Kv,
25nA, tendo sido utilizados os seguintes padrões:

radiação	padrão	radiação	padrão
Fe Kα	Fe (puro)	Sb Lα	Sb_2S_3 (estibina)
Cu Kα	Cu (puro)	S Kα	Fe S_2 (pirite)
Zn Kα	ZnS (blenda)	Pb Mα	PbS (galena)
Ag Kα	Ag (pura)	Bi Mα	Bi (puro)
In Kα	InP sintético		

O tempo de contagem foi de 40 segundos para todos os elementos.

O estudo foi efectuado em dezoito amostras de sete jazigos. Dos elementos menores, apenas foram detectados Sb e Ag. Os resultados apresentam-se na Tabela 15 - anexo 6. Estes dados foram confrontados com os resultados do estudo paragenético.

Foi possível verificar que, na maior parte dos casos, quando existe prata, existe também antimónio e que os teores do primeiro elemento (Ag) são normalmente, inferiores aos do segundo (Sb).

O único caso em que a prata foi detectada sem antimónio (amostra 2RI) ocorre em teores de Ag que variam entre 0 e 0.30%, correspondendo provavelmente a micro-inclusões de um mineral de prata. Apenas num caso o teor em prata é superior ao de Sb, correspondendo a micro-inclusões de argentite. Tal acontece em Ribeiro da Estivada (amostra $11PN_2$-c3) (Fig. 109A).

Relativamente aos jazigos de Sb-Au, mais precisamente em Ribeiro da Igreja, foi possível constatar que além da galena I, já referida (amostra 2RI), ocorre uma galena tardia, anisotrópica (amostras 299A e 306C), com altos teores de Sb (5.7 a 6.3 %) e Ag (0.9 a 3.9 %) (Fig. 109A). Ela terá, provavelmente, resultado, como já fora previsto no estudo paragenético, da

alteração supergénica da jamesonite, com remobilização de prata existente no meio (Möelo et al. 1980) (jamesonite + electum>galena II + Au).

No jazigo de Pinheirinhos (amostra 1247) a composição da galena, desprovida de Sb e Ag, poderá corresponder à galena I de Ribeiro da Igreja, onde a prata, provavelmente resultante da presença de micro-inclusões, ocorre em baixos teores ($\bar{x}$=0.30 %). Esta mesma geração de galena, ocorre em Ribeiro da Estivada (amostra $10PN_2$ - c2 e $10PN_1$ - c1=ponto 70) (Fig. 109B).

No caso dos jazigos de Pb-Zn-(Ag), parece ser de considerar a existência de duas gerações (Fig. 109B).

Assim, em Ribeiro da Estivada, foi possível identificar, como já referimos a propósito do estudo paragenético, uma galena I desprovida de Ag e Sb (10PN2 c_2 e 10PN1), ou em que Sb e Ag estão presentes em solução sólida (10PN1 c_2) e uma segunda, com altos teores de Sb (2PN $C_{máx}$=1.6%; 11PN2 c_1 $C_{máx}$=1.9%) e alguma prata, comparável à das galenas anisotrópicas, tardias, epitermais, dos jazigos do Maciço Central francês e de Marrocos Central (Möelo et al. 1980).

A amostra 2PN corresponde a uma galena epitermal oxidada (posterior à blenda), em que o centro dos cristais é mais rico de Sb que os bordos, e os filonetes, em que também ocorre, apresentam mais baixos teores em Sb, indicando que estas variações são devidas à lexiviação dos elementos. Na amostra $11PN_2$, o Sb deu, pontualmente, baixos teores, comparativamente à média já referida. O ponto onde se registou o teor mais baixo (Sb=0.36%) situa-se no bordo da galena, tendo havido lexiviação do Sb, devido, possivelmente, à oxidação deste mineral. Na mesma amostra, no circulo 3, a galena ocorre em massas de pequenas dimensões, que, por oxidação, perderam Sb (teores muito inferiores aos da galena de maiores dimensões do círculo 1), correspondendo os pontos com altos teores de Ag a micro-inclusões de argentite (Fig. 109A).

Em Ribeiro da Lomba (amostras 2G, 9G1 e 11G) a galena apresenta teores de Sb e Ag intermédios (Quadro 28, Fig. 109B).

Trata-se de uma galena anisotrópica epitermal, que perdeu Sb e Ag por oxidação. Na amostra $9G_1$ foi possível verificar no microscópio electrónico de varrimento, diferentes fases de oxidação da galena.

Quadro 28 - Concentrações em Sb e Ag nas galenas de Ribeiro da Lomba

Amostra	Sb %			Ag %		
	$\bar{x}$	M	m	$\bar{x}$	M	m
2G1	0.75	1.0	0.55	0.30	0.15	0.60
9G1	0.65	0.90	0.50	0.35	0.45	0.20
11G2	0.45	0.85	0.0	0.15	0.60	0.0

$\bar{x}$ - média aritmética; m=mínimo; M=máximo

Em Ribeiro da Castanheira, as galenas são também epitermais. Em alguns casos ocorrem Sb e Ag em teores semelhantes, portanto em solução sólida (3RC$_2$ $\bar{x}$=0.4%Sb; $\bar{x}$=0.3%Ag). Algumas amostras apresentam valores heterogéneos, resultantes de variadas fases de oxidação ou heterogeneidades de crescimento (1RC1 $C_{máx}$=1.3%, 7RC$_2$ $C_{máx}$=1.5% e 14RC $C_{máx}$=1.7%), ocasionalmente com inclusões de freibergite e freieslebenite (amostra 1RC1 - ponto 130) (Fig. 109B).

Em Terramonte a galena epitermal, apresenta elevados teores de Sb (6TM$_A$ $C_{máx}$=2.0%Sb e 6TM$_D$ $C_{máx}$=1.5%Sb) e com alguma prata (6TM$_A$ $C_{máx}$=1.2% e 6TM$_D$ $C_{máx}$=0.8%), como acontece com a galena epitermal de Ribeiro da Estivada (2PN e 11PN), ocorrendo alguns pontos em que os teores de Ag são equivalentes ou superiores aos de Sb, correspondentes a inclusões tetraedrite argentífera (6TM$_A$ - pontos 65, 67, 242). Scneiderhohnm (**in**: Gaspar 1967) atribui a maior parte de Ag à tetraedrite e à argentite, inclusas na galena sob a forma de exsoluções ou finas dispersões . Em 6TM$_D$ (c1) a variação dos teores de ponto para ponto, deve-se mais uma vez à oxidação da galena, bem evidenciada ao microscópio electrónico de varrimento (cf. Est. 25, foto 5). Em 6TM$_D$ (c$_3$) a galena ocorre em inclusões e filonetes na blenda, contém algum antimónio e alguma prata, tendo havido, provavelmente, perda destes elementos. Em 3TM$_C$, a galena apresenta-se ainda mais oxidada, em relíquias e filonetes, com algum Sb (x=0.17 at%Sb) e desprovida de Ag, tendo havido lexiviação destes elementos com completo desaparecimento da prata (Est 25, foto 4). Na amostra 6TMA foi também possível observar uma alteração progressiva da galena (MEV), sendo alguns pontos desprovidos de Sb e ou Ag, devido à oxidação.

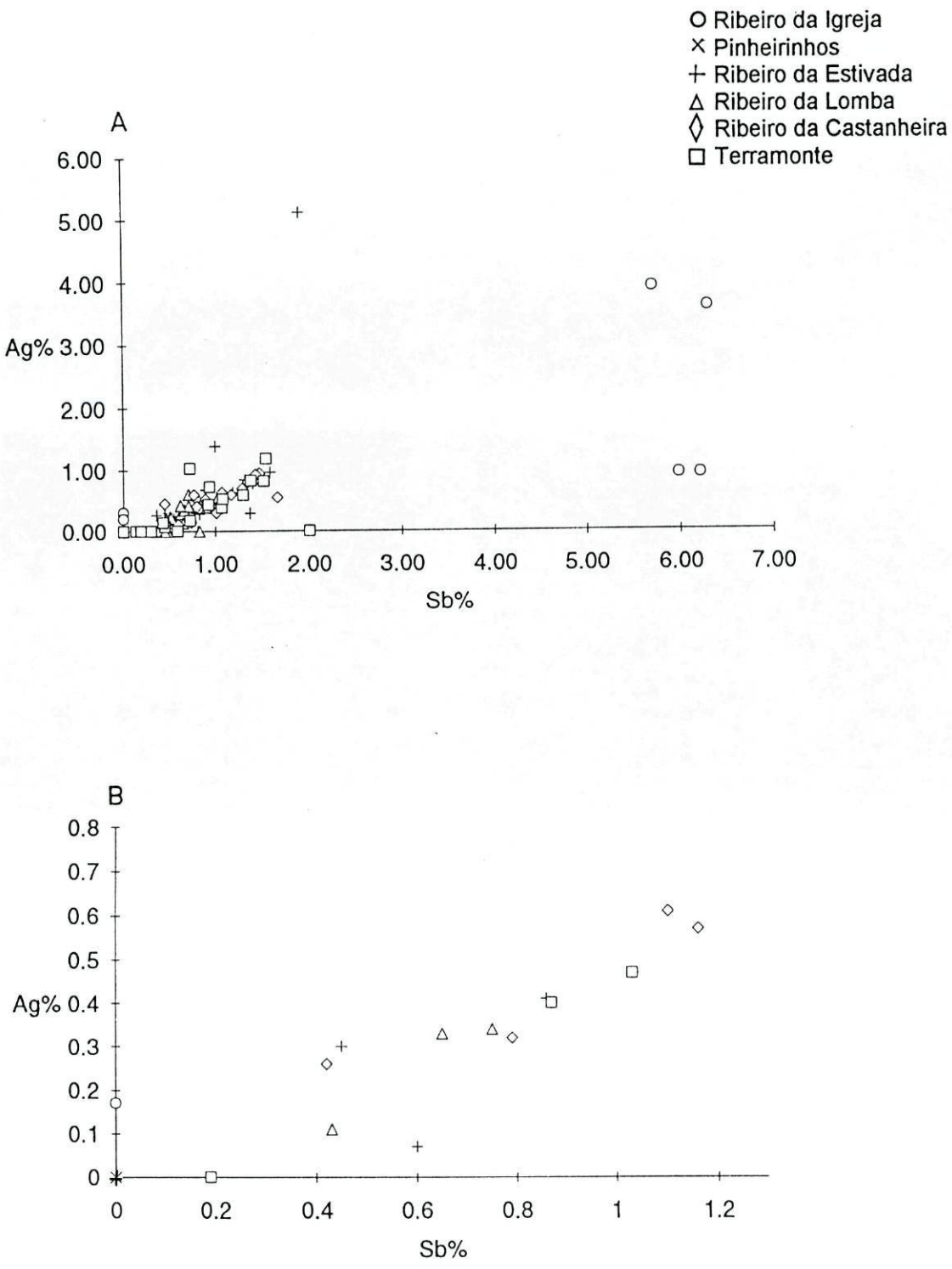


Fig. 109 - Correlação entre as concentrações ponderais de Sb e Ag nas galenas. A - análise pontual; B - médias, com exclusão da galena resultante da alteração supergénica da jamesonite.

Poderemos assim tirar as seguintes conclusões relativamente às características geoquímicas das galenas:

1.Nos jazigos de Sb-Au (Ribeiro da Igreja e Pinheirinhos) as galenas primárias são, praticamente, desprovidas de Sb e Ag. Em Ribeiro da Igreja, as galenas anisotrópicas tardias, resultantes da alteração da jamesonite apresentam altos teores em Sb e Ag, com Sb em mais baixos teores que nas galenas epitermais, tardias, dos jazigos de Pb-Zn-(Ag)

2.No jazigo de Pb-Zn de Ribeiro da Estivada, localizado entre os de Sb-Au e os de Pb-Zn-Ag, foi possível observar a ocorrência da uma geração de galena desprovida de Sb e Ag, semelhante à galena I dos jazigos de Sb-Au e de uma geração com elevados teores de Sb e alguma Ag, equivalente à galena epitermal dos jazigos de Pb-Zn-Ag.

Poderemos, pois, concluir que a galena tardia, anisotrópica, com altos teores de Sb e alguma Ag, típica dos jazigos de Pb-Zn-Ag, ocorre também no jazigo de Pb-Zn de Ribeiro da Estivada, localizado a norte do Douro, nas proximidades do jazigo das Banjas. Relativamente à galena das Banjas, possuimos apenas 5 pontos de análise, efectuadas em Orléans com um tempo de contagem de 6 segundos, portanto com um limite de detecção muito mais elevado que em Fontainebleau (t=40 segundos) onde foram analisadas as galenas epitermais dos jazigos de Pb-Zn-Ag. A galena das Banjas, que se apresenta em finos filonetes, poderá corresponder a uma galena epitermal com Sb (e Ag?) não detectados devido ao limite de detecção muito alto. É provável que assim seja, pois nas análises efectuadas ao MEV, o Sb foi detectado na galena das amostras 3B, $4B_9$, e na amostra $36B_5$, tendo sido também possível verificar que a galena se apresenta oxidada. Assim o mais provavel é que a galena das Banjas, seja uma galena rica em Sb e (Ag?) do tipo da dos jazigos de Pb-Zn-Ag, como acontece no jazigo vizinho de Ribeiro da Estivada, mas empobrecida em elementos traço devido à oxidação. Contudo, esta conclusão deverá ser confirmada por outras análises à microssonda, utilizando um tempo de contagem mais longo.

As galenas anisotrópicas, tardias, epitermais, assinaladas nos jazigos do Maciço Central françês e de Marrocos Central (Möelo et al. 1980) tem também arsénio, elemento no caso presente não analisado, mas a anisotropia

constitui um critério para assinalar fenómenos de remobilização de Sb e As. Embora esta galena seja, em geral, desprovida de prata, a ocorrência de baixos teores, que apenas compensam uma pequena parte do antimónio, foi também assinalada por Möelo et al. (1980) em La Bousole (Pirinéus Leste - França). Os teores em Sb e Ag não são, em alguns casos, homogéneos, facto que poderá ser explicado pela oxidação da galena com lexiviação destes elementos, ou pela existência de zonamentos. Estas galenas resultam de um processo de rejuvenescimento, resultante da circulação de fluidos plumbo-zincíferos sobre as pré-concentrações de Sb e Ag, herdando estes elementos em maior ou menor percentagem.

Nos jazigos de Pb-Zn-Ag, admitindo a hipótese de que, com a evolução das galenas, há um empobrecimento em prata (e tendo em conta os efeitos provocados pela oxidação), as galenas mais precoces serão as de Terramonte e Ribeiro da Castanheira (pontos com maiores teores em Ag) e a mais tardia, a de Ribeiro da Lomba. Assim sendo, o foco plumbífero estaria situado a sul, havendo uma ascensão dos fluidos para norte, até Ribeiro da Estivada ou Banjas. Estes dados corroboram as teorias avançadas pelo estudo paragenético (ver 3.4. e 4.1.)

3.5.2.MINERAIS DA GANGA

O estudo textural e químico-mineralógico dos minerais da ganga (carbonatos, quartzo, apatite, scheelite) foi efectuado com a ajuda do microscópio polarizante, microscópio electrónico de varrimento, luminescência de Raios Catódicos e em alguns casos microssonda electrónica.

Amieux (1982), refere que nos carbonatos, as cores de luminescência de raios-catódicos (CL), dependem da origem das soluções que precipitam, assim como da evolução diagenética dos depósitos sedimentares e dos cimentos. Mais recentemente Machel (1985), considera que, a luminescência nos carbonatos é essencialmente provocada pela presença de elementos-traço em solução sólida e em menor percentagem por deformações na superfície do cristal, na sua estrutura interna, heterogeneidades de composição, impurezas e variações de carga a nível dos átomos. No estudo por nós efectuado foi possível

constatar, em vários casos, que a variação de luminescência está relacionada com o teor de alguns elementos.

Este estudo efectuado na UPMC Paris VI incidiu sobre vários minerais, nomeadamente, quartzo, carbonatos, apatite e scheelite, tendo sido esta última identificada, graças à fluorescência observada. Foram estudadas dezanove amostras de cinco jazigos:

Sb-Au{Ribeiro da Igreja - 7RI, 10RI, 11RI$_c$, 14RI
Montalto - 14M
Tapada - 8T, 11T, 12T, 13T, 14T
Ribeiro da Serra - 3RS

Pb-Zn-Ag{Ribeiro da Lomba - 7G, 12G, 17G, 18G, 20G, 21G, 22G

As condições de análise foram as seguintes: voltagem de 17 a 21V (para carbonatos), tensão do feixe electrónico de 20Kv (para minerais mais difíceis), intensidade até 450μA.

Em todas as dezanove lâminas observadas existem minerais luminescentes. Foi possível observar a ocorrência de texturas que não são observáveis ao microscópio. Este estudo foi complementado com a microssonda electrónica (UPMC Paris VI, analista M. Fialin) (apenas em agumas amostras - 10RI, 8T, 3RS, 7G), e com o MEV (UPMC Paris VI, analistas P. Blanc, N. Botelho e G. Roger) permitindo evidenciar diferentes gerações de minerais assim como a sua identificação (Quadro 29).

3.5.2.1.Carbonatos

Assim foi possível distinguir diferentes gerações de carbonatos. Uma, cuja luminescência varia de vermelho não luminescente, passando por vermelho alaranjado a amarelo luminescente (Est. 31, fotos 3, 4 e 5). Estas variações de luminescência manifestam-se muitas vezes em zonamentos que, como já referimos, não são detectados ao microscópio. Verificamos tratar-se de dolomite ou anquerite, em que as cores de luminescência estão relacionadas com o teor em Fe e Mg. Assim quando a luminescência é mais baixa (vermelho não

Quadro 29 - Luminescência dos minerais em função da sua composição.

MINERAL	COR	ACTIVADOR
CALCITE	vermelho alaranjado	Zn?
ANQUERITE $CaCO_3$	vermelho escuro	Mn
DOLOMITE $CaCO_3$	vermelho não luminescente vermelho alaranjado amarelo luminescente	-Fe +Mg +Fe -Mg
APATITE $Ca_5(PO_4, CO_3)$ (F, OH, Cl)	rosa amarelado amarelo-esverdeado vivo	 Mn
QUARTZO SiO_2	sem CL azul violeta vermelho escuro rosa cinza avermelhado amarelo	 Mn?? Mn? (+ ou - luminescente consoante o teor em Cl)
SCHEELITE $CaWO_4$	azul céu luminescente	

luminescente), o teor em Fe é mais elevado e o teor em Mg mais baixo e quando a luminescência aumenta (amarelo luminescente), diminui o teor em Fe e aumenta o teor em Mg. Quando a luminescência é intermédia (vermelho alaranjado), os teores destes elementos encontram-se entre os anteriores. Amieux (1982) considera a luminescência alaranjada da dolomite relacionada com o Mn^{2+} que no caso presente foi detectado ao MEV em baixos teores.

Assim na amostra 3RS, a anquerite é menos luminescente que a dolomite apresentando cor laranja escuro com teores em MnO à volta de 0.7% (Est 31, foto 3). Na amostra 8T foi também assinalada anquerite que luminesce em vermelho escuro, corresponde a uma anquerite que apresenta Mn em traços (MnO=0.3%) em teores inferiores aos que ocorrem na amostra 3RS, o que mostra que o Mn será um elemento activador.

Foi possível verificar no estudo à microssonda electrónica, que a calcite assinalada nas amostras 10RI e 8T contém Zn em traços (0.3% em média no 1º caso e 0.2% no segundo). A cor de luminescência neste mineral é vermelho alaranjado.

3.5.2.2.Quartzo

O método foi aplicado ao quartzo tendo sido possível distinguir diferentes gerações de quartzo (amostras 13T, 18G, 21G), que em alguns casos não luminesce, noutos apresenta-se com variadas cores de luminescência (azul Mn?, violeta, vermelho escuro, amarelo, cinzento avermelhado e rosa). Verificamos que as gerações que luminescem em amarelo (Est. 31, foto 4) e em vermelho escuro apresentam zonas menos luminescentes, mais ricas em Cl e zonas mais luminescentes em que o quartzo é mais puro, com baixos teores em Cl (Quadro 29). Segundo Amieux (1982) esta luminescência é devida ao Mn. Nas amostras estudadas o Mn só foi detectado em baixa quantidade ao MEV com analisador (análise semi-quantitativa).

Em alguns casos foi possível detectar texturas (nomeadamente zonamentos) imperceptíveis pela microscopia óptica permitindo precisar em detalhe a cronologia dos depósitos em cada estádio de preenchimento filoniano. Este factor permite orientar a escolha de amostras para estudo das inclusões fluidas.

3.5.2.3.Apatite

Foi efectuado um estudo em luminescência de raios catódicos, complementado com a análise à microssonda electrónica (UPMC Paris VI) das seguintes apatites:

1. apatites dos filões de antimónio-ouro de Ribeiro da Igreja e da Tapada;

2. apatites de um filão de aplito-pegmatito com estanho de Lagares;

3. apatites de um granito evoluído também de Lagares.

O estudo teve por finalidade relacionar as mineralizações de antimónio-ouro com as de estanho-tungsténio. Os resultados estão indicados no Quadro 29.

À partida, foi possível individualizar dois tipos de apatite com base nas cores de fluorescência (ver 3.4.2.3.), Uma de Ribeiro da Igreja, que luminesce em amarelo-esverdeado vivo (Est. 31, foto 6), geralmente, em grandes cristais zonados, apresentado zonas de cor mais escura, quando tem Fe (da pirite?), outra que luminesce em rosa malva (Est 31, foto 3), geralmente em pequenos cristais alongados, assinalada na Tapada (Quadro 29). No estudo à microssonda electrónica verificamos que a primeira apresenta elevados teores em Mn e a segunda teores baixos ou nulos e maiores teores em Si. Amieux (1982), concluiu que a luminescência em rosa é devida à existência de Sm^{3+}+Dy^{3+} e a amarela devida à presença de Mn. O Mn é também segundo Roeder et al. (1987), responsável pela luminescência amarela da apatite.

Apatites dos filões de Sb-Au de Ribeiro da Igreja

Foram analisadas as amostras 7RI e 18RI, do "stockwork", colhidas na galeria 1 e 2, respectivamente (ver anexos 2.1. e 2.2.).

As apatites de Ribeiro da Igreja apresentam-se em grandes cristais (por vezes centimétricos), que fluorescem em amarelo esverdeado vivo, apresentando zonação com bandas mais escuras (Est. 31, foto 6).

Apatites dos filões de antimónio-ouro da Tapada

Foi analisada a amostra 11T das escombreiras, em que ocorre fractura preenchida por carbonatos com mineralização.

Os cristais de apatite ocorrem em "baguettes", são mais pequenos que os anteriores e luminescem em rosa malva (Est. 31, foto 3). Ocorrem alguns raros fragmentos de cristais que luminescem em amarelo-esverdeado.

Aplito-pegmatito de Lagares
(filão aplito-pegmatítico com cassiterite)

A apatite ocorre em grandes cristais zonados, que fluorescem em amarelo-esverdeado, semelhantes aos de Ribeiro da Igreja (Est. 31, foto 2).

Granito evoluído de Lagares

A apatite ocorre, dominantemente, em pequenos cristais, com fluorescência amarelo-esverdeada (Est. 31, foto 1).

Foi, também, observada apatite que luminesce em rosa-malva, mais rara.

Podemos assim verificar que:

- a apatite que fluoresce em amarelo-esverdeado caracteriza-se por apresentar altos teores em Mn ($\geq 1\%$).

- a apatite que fluoresce em rosa-malva, apresenta baixos teores em Mn (ou mesmo nulos) e maiores teores em Si.

Além disso, foi possível verificar que:

- não existe Y (ausente em todos os casos)

- Os teores em terras raras são muito baixos (no limite de detecção)

- Si aparece, essencialmente, nos cristais que luminescem em rosa-malva.

Como vimos a análise à microssonda electrónica da apatite mostrou que a luminescência amarela está relacionada com elevados teores em Mn (≤0.7% em Ribeiro da Igreja, ≤6.9% no aplito-pegmatito de Lagares). A apatite que luminesce em rosa malva apresenta teores em Mn muito baixos ou nulos e teores relativamente elevados em Si (Si≤2% em Tapada).

Assim, a apatite do granito evoluído pós-Carbonífero e do filão de aplito-pegmatito de Lagares, mineralizado em cassiterite, é caracterizada por uma luminescência amarelo vivo, devida à presença de fortes teores em Mn. A mesma assinatura geoquímica, foi encontrada para a apatite do filão de Ribeiro da Igreja: luminescência amarelo vivo e elevados teores em Mn (embora estes teores não atinjam valores tão elevados como no aplito pegmatito). Esta riqueza em Mn, não foi observada na apatite predominante no filão da Tapada, cuja flurescência rosa malva coincide com uma maior riqueza em Si. Parece portanto que a assinatura geoquímica característica das fácies graníticas pós-Carboníferas mais diferenciadas (e das concentrações em Sn que as acompanham) seja ainda visível na apatite do filão de Ribeiro da Igreja, e desapareça no filão da Tapada, em proveito de uma assinatura mais "hidrotermal" e menos próxima do estádio pegmatítico. Este estudo será completado oportunamente. É de referir que Neiva (1975), num estudo sobre as moscovites de pegmatitos e granitos do Norte de Potugal, verificou que o W e o Mn aumentam simultâneamente, predominando estes elementos nas moscovites dos pegmatitos.

3.5.2.4.Scheelite

A scheelite assinalada na mina da Tapada apresenta uma luminescência muito particular, distinta de todos os outros minerais observados, azul céu muito intenso (Quadro 29), tendo sido confirmada a sua identificação ao MEV. A luminescência não é uniforme. Nas zonas mais escuras, parecem ocorrer baixos teores em Mo, enquanto nas zonas mais claras este elemento parece não existir (a confirmar). Sem este estudo passaria despercebida no meio dos carbonatos. Amieux (1982) observou branco azulado e azul esverdeado, como cor de luminescência da scheelite

3.5.2.5. Rútilo, ilmenite, zircão e leucoxena.

Efectuámos a análise ao MEV e à microssonda electrónica de minerais que ocorrem, com certa frequência, nas rochas encaixantes e que foram, também, assinalados no decurso do estudo petrográfico das mesmas (ver 2.3.). Foram analisadas duas amostras de Ribeiro da Igreja (amostras 325 e 330A). Confirmou-se tratar-se de rútilo e zircão, geralmente associados à pirite I e anteriores a ela. Por vezes, os cristais destes minerais apresentam-se fracturados e preenchidos por óxidos de ferro, ocorrendo ilmenite, como resultado da reacção destes com o rútilo. A leucoxena foi também assinalada. Relativamente ao rútilo, foram assinaladas duas gerações: uma mais precoce, em que este mineral se apresenta com uma textura cariada; outra, em que ocorre bem cristalizado. O rútilo foi também identificado ao microscópio electrónico de varrimento, com analisador, nas Banjas (amostras 103B, $8B_2$).

3.6.ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS

Tendo em vista a obtenção de alguns dados complementares, relativamente aos obtidos por recurso aos geotermómetros clássicos (nomeadamente dados obtidos à microssonda electrónica, sobre a composição das arsenopirites - ver 3.5.1.2.), foi efectuado um estudo das inclusões fluidas em quartzos representativos de diferentes estádios de mineralização tendo por finalidade caracterizar as condições físicas e químicas dos fluidos associados a cada episódio mineralizante. Contudo este estudo deve ser encarado como preliminar e será desenvolvido posteriormente.

Foram estudadas 6 amostras provenientes de quatro jazigos:

Jazigos de Sb-Au
- Ribeiro da Igreja (amostras 2RI e 25RI)
- Montalto (amostra 17M)
- Alto do Sobrido (amostra 24AS; 18AS)

O estudo textural e petrográfico do quartzo, permitiu a definição de diferentes gerações, e serviu de base ao estudo das inclusões fluidas. Nas amostras dos jazigos de Sb-Au, a observação foi efectuada no quartzo contemporâneo do terceiro estádio de mineralização plumbi-antimonífero (associado à jamesonite) e no quartzo do estádio antimonífero (associado à estibina II/berthierite; associado à estibina e ouro). Nas amostras dos jazigos de Pb-Zn-Ag, foi estudado o quartzo vermelho, com microfibras de boulangerite, correspondente ao segundo estádio do episódio metalogenético plumbífero tardio.

Para o estudo das inclusões foram utilizados métodos não destrutivos nomeadamente a microtermometria e a microssonda Raman (Noronha 1990)

O estudo microtermométrico foi efectuado no Centro de Geologia da Universidade do Porto-Instituto Nacional de Investigação Científica, tendo sido utilizada uma platina Chaix-Meca nas operações de criometria (Poty et al. 1976) e uma platina Linkan PR600 (Shepherd 1981) nas operações de quente. Os dados obtidos encontram-se no Quadro 30 - anexo 6. Na figura 110 estão representados os histogramas referentes às medições microtermométricas efectuadas.

3.6.1.TIPOS DE INCLUSÕES E CARACTERÍSTICAS DOS FLUIDOS

No decurso do estudo efectuado, foi possível distinguir três tipos de inclusões:

Tipo A - inclusões trifásicas

Neste grupo incluimos inclusões com duas fases líquidas - CO_2 e H_2O - e uma fase vapor - CO_2 (Est. 32, fotos 1-3), à temperatura ambiente ou depois de um ligeiro arrefecimento. Inclusões deste tipo foram assinaladas no quartzo

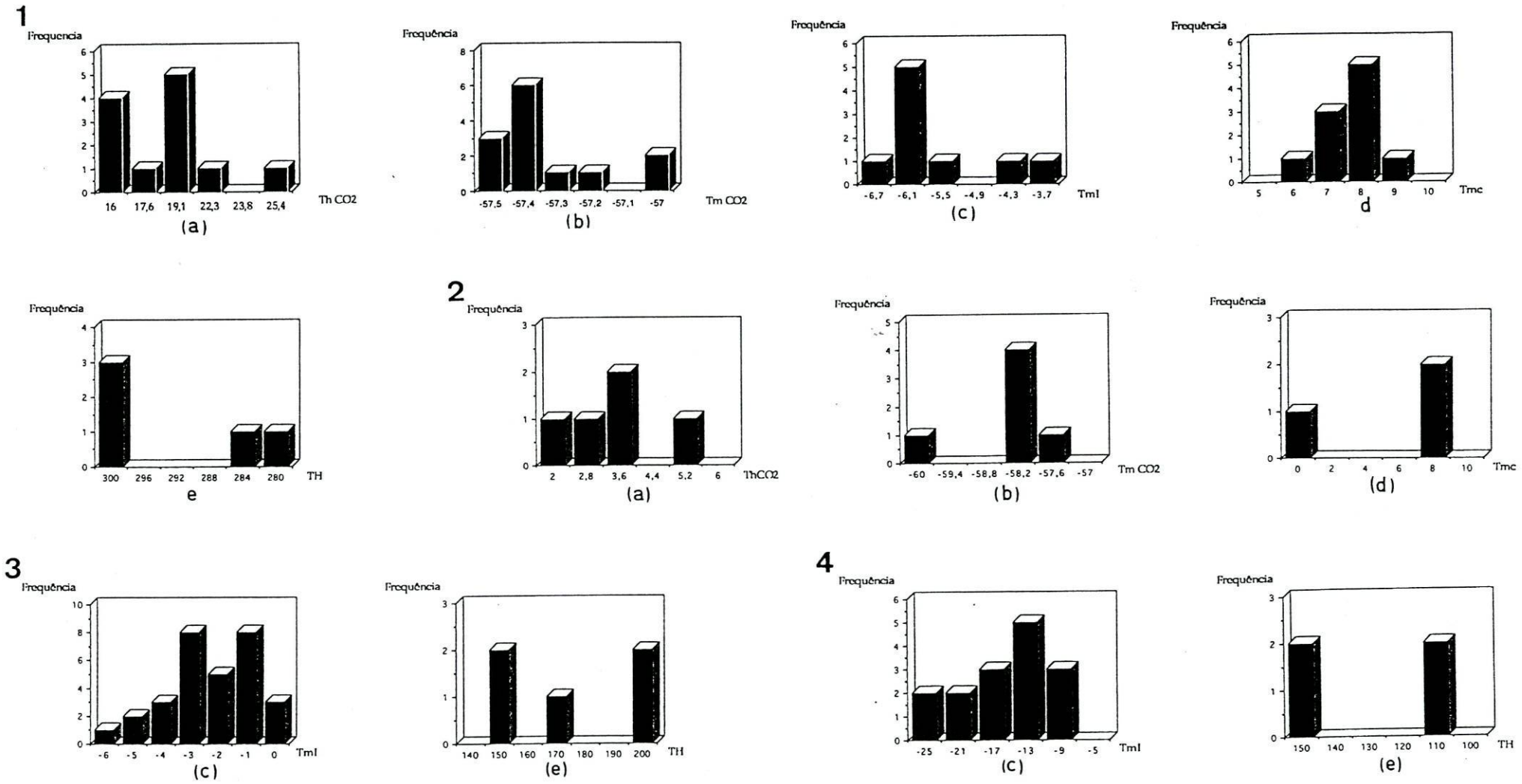


Fig. 110 - Histogramas referentes às medições microtermométricas (°C). 1. quartzo anterior à jamesonite (amostras 2RI e 25RI); 2. quartzo anterior à estibina e ouro (amostras 17M e 24AS); 3. quartzo associado ao estádio antimonífero (amostras 17M, 18AS e 24AS); 4. quarzo vermelho com boulangerite; (a) temperaturas de homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$); (b) temperaturas de fusão do CO_2 ($TmCO_2$); (c) temperaturas de fusão do gelo (TmI); (d) temperaturas de fusão dos clatratos (Tmc); (e) temperaturas de homogeneização total (TH).

hialino associado ao estádio plumbi-antimonífero ligeiramente anterior à jamesonite (amostra 25RI), à qual ocorre associado electrum. Estes fluidos anteriores ao terceiro estádio plumbi-antimonífero estarão próximos do estádio mais precoce ferri-arsenífero. O mesmo tipo de inclusões foi assinalado no quartzo (estádio ferri-arsenífero?) precoce em relação à estibina e ouro de Montalto e Alto do Sobrido.

As inclusões ocorrem isoladas. A relação volumétrica Flw varia entre 0.40 e 0.90 (ver Quadro 30 - anexo 6). As dimensões das inclusões vão de 40 a 150μ, apresentando-se isoladas ou em grupos, com formas variadas (cristal negativo e arredondadas são as mais comuns).

Nas inclusões do quartzo anterior à jamesonite, a fase volátil contém CO_2 quase puro, com temperaturas de fusão entre - 56.9 e - 57.5°C (Fig. 110).

O estudo à microssonda Raman, permitiu verificar, que a fase volátil destas inclusões é dominantemente constituída por CO_2 (92 a 93 moles% de CO_2, 1.7 a 2.17 moles% de CH_4 e 3.75 a 5.79 moles% de N_2) (ver Tabela 16 - anexo 6). A salinidade determinada a partir do diagrama de Collins (1979) varia entre 1.8 e 7.6% eq. NaCl. A homogeneização em fase vapor do CO_2, entre 16 e 25.4°C permite calcular uma densidade para o fluido carbónico entre 0.74 e 0.83g/cm³ (segundo Vulakovich & Altunin 1968). Como podemos ver a composição molar (%) mostra que os fluidos são constituídos por 83.9% de H_2O, 13.3% de CO_2, 2.2% de NaCl e 0.32% de N_2. A composição global e a densidade global deste tipo de inclusões é referida na Tabela 17. Na figura 111, representamos a isócora deste fluido (H_2O-NaCl-CO_2-CH_4-N_2). A homogeneização total em fase líquida, dá-se entre 275 e 350°C. Á temperatura miníma de aprisionamento do fluido de 275°C corresponde uma pressão miníma de cerca de 2000bar.

No caso das inclusões do quartzo anterior à estibina e ouro, os teores em CO_2 da fase volátil são mais baixos, com temperaturas de fusão entre -57.0 e -59.3°C (Fig. 110). O CH_4, varia entre 3.1 e 3.6 mole% (segundo Heynen et al. 1982, **in**: Shepherd et al. 1985). As temperaturas de homogeneização do CO_2 bastante mais baixas que no primeiro caso, variam entre 2.2 e 3.6°C, podendo a homogeneização dar-se na fase líquida ou vapor. A salinidade determinada a partir do diagrama de Collins (1979) é de cerca de 2% eq. NaCl. As

temperaturas de homogeneização total de cerca de 280ºC enquadram-se na mesma gama das anteriores.

Tabela 17 - Composição global e densidade das inclusões do tipo A, associadas a um quartzo ligeiramente anterior à jamesonite (amostra 25RI).

Jazigo	Tipo de inclusão	X_{H_2O} x10²	X_{NaCl} x10²	X_{CO_2} x10²	X_{CH_4} x10²	X_{N_2} x10²	d
Ribeiro da Igreja	A	83.86	2.16	13.29	0.32	0.37	0.90

X_i - fracção molar do componente i na inclusão; d - densidade global da inclusão

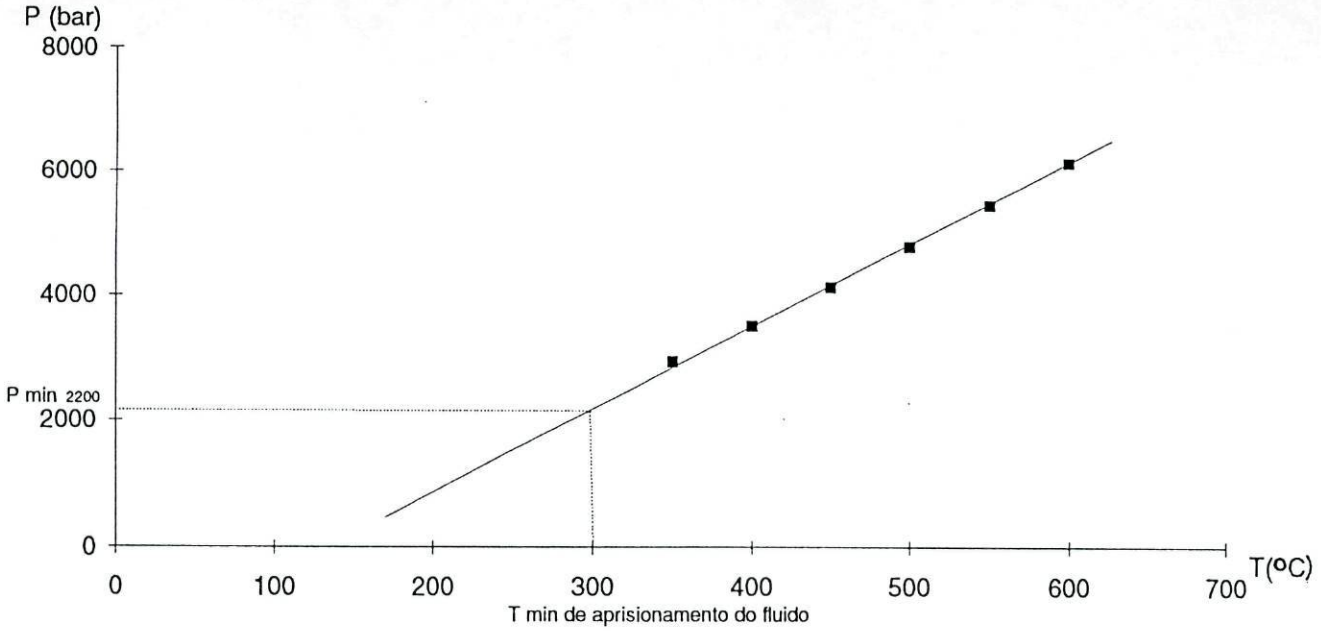


Fig. 111 - Isócora do fluido H_2O-NaCl-CO_2-CH_4-N_2.

Tipo B - inclusões trifásicas (com fase sólida)

As inclusões tipo B são trifásicas, mas uma das fases é sólida. São constituídas por uma fase aquosa, uma fase gasosa e uma fase sólida. Foram assinaladas nos quartzos dos filões de Pb-Zn-Ag. São inclusões pseudo-secundárias.

Este tipo de inclusão ocorre no quartzo avermelhado com agulhas de boulangerite. A dimensão média é de 22μ. A fase sólida de cor negra (Est. 32, foto 6) é de dimensões superiores à fase gasosa. A temperatura de fusão do gelo varia entre -6.8 e -14.3°C.

Tipo C - inclusões bifásicas

Foram considerados dois subgrupos:

C1 - inclusões com H_2O+NaCl

Foram assinaladas no quartzo hialino mineralizado em berthierite e estibina II, no quartzo hialino mineralizado em estibina I e ouro (Est. 32, foto 4) e no quartzo vermelho com boulangerite dos filões de Pb-Zn-Ag. Ora se apresentam alinhadas (pseudo-secundárias), ora isoladas no quartzo. Contém uma fase constituída por uma solução aquosa mais ou menos concentrada em sais e uma fase gasosa. O coeficiente de preenchimento é geralmente elevado (entre 0.70 e 0.90). Estas inclusões, podem atingir maiores dimensões do que as inclusões do tipo A. Apresentam frequentemente forma de cristal negativo, mas por vezes são irregulares.

A salinidade varia entre 4 e 8.3% eq. NaCl no caso dos jazigos de Sb-Au, sendo mais elevada nos jazigos de Pb-Zn-Ag em que os teores de NaCl variam entre 10.3 e 16.9%. As temperaturas de homogeneização total variam entre 150 e 200°C no primeiro caso (filões de Sb-Au) atingindo valores bastante mais elevados entre 350 e 386°C, no segundo (estádio ferri-arsenífero? dos filões de Pb-Zn-Ag) (Fig. 110).

Foram também assinaladas, nos quartzos associados à estibina e ouro, inclusões metastáveis, em que o volume de gaz é muito pequeno (Flw>0.90) e que depois de arrefecidas nem sempre reaparece a fase gasosa. Este tipo de inclusão não foi estudado pois não fornece resultados fiáveis.

C2 - inclusões com H_2O + sais de catiões bivalentes de Ca^{2+} e Mg^{2+}

Foram assinaladas nos filões de Pb-Zn-Ag. Estas inclusões com baixos valores de TH e Tml (Est. 32, foto 5), são equivalentes às inclusões descritas por Noronha (1974, 1983, 1984, 1990), no quartzo filoniano do jazigo da Borralha. Contém catiões de Ca e Mg, além de Na e K. Apresentam-se quer alinhadas, quer isoladas e no 1º caso apresentam uma orientação claramente diferente da orientação das inclusões do tipo C1. Este tipo foi apenas observado no quartzo vermelho com agulhas de boulangerite, dos filões de Pb-Zn-Ag. As inclusões atingem dimensões entre 30 e 65μ. As temperaturas de fusão do gelo são muito baixas (entre -14 e -21ºC). Como foi referido por Noronha (1974), os valores de Tml inferiores à temperatura do eutético do sistema $NaCl-H_2O$, sem presença de cubos de sal, derivam provavelmente da presença do catião bivalente Ca^{2+}. Homogeneizam no estado líquido a baixas temperaturas entre os 109 e os 150ºC (ver Quadro 30 - anexo 6).

3.6.2. CONCLUSÃO

No quadro 31 caracterizam-se os fluidos associados a diferentes estádios de mineralização. A partir dos dados obtidos podemos verificar que nos **jazigos de Sb-Au**:

- o depósito inicia-se por um estádio ferri-arsenífero em que a temperatura minína de aprisionamento dos fluidos, atingiu mais de 350ºC, descendo para menos de 280ºC no estádio plumbi-antimonífero e para 150 a 200ºC no estádio antimonífero.

- a temperatura miníma de aprisionamento dos fluidos de cerca de 275ºC, indica uma pressão miníma de cerca de 2000bar, correspondente à transição do estádio ferri-arsenífero para o estádio plumbi-antimonífero; os fluidos associados ao primeiro estádio (ferri-arsenífero) dos jazigos auríferos franceses de Cros Gallet-Le Bourneix foram também aprisionados a altas pressões (2000bar) e temperaturas de cerca de 400±50ºC (Touray et al. 1989). Mawer (1986) chegou a pressões da mesma ordem nos jazigos de Meguma Group, Nova Escócia;

- o CO_2 foi assinalado em maior percentagem nos primeiros estádios de mineralização;

As inclusões ligadas aos **filões de Pb-Zn-Ag** (fluidos mais tardios que remobilizaram mineralizações de Sb-Au preexistentes), caracterizam-se pela ausência de CO_2, e elevados teores em NaCl que variam entre 10% e mais de 17%. As temperaturas de homogeneização atingem os 350 a 390°C no primeiro estádio ferri-arsenífero, decrescendo para 109 a 150°C no estádio plumbo-zincífero (Quadro 31).

Quadro 31 - características microtermométricas dos fluidos associados a diferentes estádios de mineralização, das mineralizações hercínicas de Sb-Au e das mineralizações pós-hercínicas de Pb-Zn-Ag.

Tipo paragenético	estádios de mineralização	Tipo de inclusões	composição química dos fluidos	salinidade %wt NaCl (Collins 1979)	temperatura de homogeneização total
Sb-Au	estádio ferri-arsenífero	A	$CO_2+CH_4+N_2+H_2O$	1.8-7.6% eq. NaCl	275-350°C
	estádio plumbi-antimonífero				
	estádio antimonífero	C1	H_2O+NaCl	4-8.3% eq. NaCl	150-200°C
Pb-Zn-Ag	estádio ferri-arsenífero	C1	H_2O+NaCl	10.3-16.9% eq. NaCl	350-390°C
	estádio plumbi-antimonífero	C2	H_2O+NaCl+sais de catiões bivalentes de Ca?		109-150°C
		B	H_2O+NaCl+fase sólida negra		

Assim os dados microtermométricos mostram a existência de fluidos de composição diferente, uns associados aos filões de Sb-Au e Au-As inicialmente com altos teores em CO_2 e baixos teores em NaCl, os outros associados aos

filões de Pb-Zn-Ag, sem CO_2 e teores mais elevados em NaCl. Estes resultados são semelhantes aos obtidos por alguns autores noutras áreas.

O depósito da mineralização terá resultado da mistura de um fluido pobre em NaCl e rico em CO_2, com um fluido aquoso (águas meteóricas?) que terá provocado uma diluição e um arrefecimento. O estádio final de remobilização está relacionado com a circulação de fluidos com Pb-Zn-Ag, ricos em NaCl e desprovidos de CO_2.

3.6.3. COMPARAÇÃO COM OUTROS JAZIGOS.

Como vimos, podemos caracterizar os fluidos auri-antimoníferos, por apresentarem NaCl em baixas percentagens ($\leq$9.4% eq. NaCl), comparativamente com os teores dos fluidos plumbíferos tardios que originaram os jazigos de Pb-Zn-Ag. Estes fluidos com temperaturas de aprisionamento entre 275 e 350ºC, são ligeiramente anteriores à jamesonite. Os dados fornecidos pelo estudo à microssonda da arsenopirite, mostram que por exemplo em Montalto (Sb-Au), as temperaturas de deposição são da ordem dos 400ºC. É portanto provável que, estas inclusões ligeiramente anteriores à jamesonite sejam mais próximas do estádio ferri-arsenífero. Inicialmente, os fluidos apresentam teores significativos em CO_2 (13.3 moles %), algum CH_4 e N_2 (ver Tabela 17) tornando-se depois aquosos. Noronha (1988), considera que a presença de CH_4 e N_2 nos fluidos, sugere um possível papel da matéria orgânica na metalogenia do tungsténio e que a origem de CH_4, N_2 e CO_2 poderá resultar da intervenção de fluidos não magmáticos, enriquecidos nestes compostos, verficando-se um decréscimo de CO_2 com a evolução do fluido. Segundo Noronha (1984), no jazigo de W da Borralha, as soluções hidrotermais com uma salinidade média de 10% eq. NaCl, são inicialmente aquo-carbónicas (até 11 moles% CO_2), tornando-se depois puramente aquosas.

Bril (1982a) fez o estudo das inclusões fluidas do distrito filoniano polimetálico de Brioude-Massiac, tendo concluido que, as mineralizações resultaram de dois tipos de fluidos mineralizantes. O primeiro que gerou por um lado as mineralizações de Sn-W-Au e por outro as mineralizações de estibina, tinha uma constituição carbónica complexa, pouco cloretada tendo-se

depositado a temperaturas elevadas: cerca de 350ºC para as paragéneses de Sn-W-Au, acima de 260ºC para as parageneses com estibina. O segundo ciclo gerou mineralizações de mais baixa temperatura, com Pb-Zn dominantes, depositados entre 100 e 150ºC a partir de fluidos muito cloretados, diferentes dos primeiros e que remobilizaram o antimónio, que se depositou com o chumbo nestes filões do segundo ciclo, sob a forma de sulfossais. O mesmo autor verificou que os fluidos tardios com Pb e Zn, não contém CO_2 e apresentam alta salinidade ($\geq$17.5% eq. NaCl). Associados ao Na e ao K, ocorrem outros catiões em baixas concentrações.

Roedder (1984) refere que os fluidos associados ao ouro são frequentemente ricos de CO_2, particularmente os de origem metamórfica ou os associados a depósitos turbidíticos (tipo Carlin), embora a sua presença nem sempre seja registada.

Ramboz et al. (1985) concluem que nos jazigos de volframite do Maciço Central francês, os fluidos primários constituídos por H_2O-CO_2-CH_4 a temperaturas de 550$\pm$50ºC, arrefecem para temperaturas de 450-400ºC, sendo progressivamente diluidos por H_2O, com concomitante aumento de densidade.

Boiron (1987) considera que a presença de CO_2 nos fluidos depende do contexto geológico específico, podendo ser um indicador de um ambiente geológico e não um elemento associado especificamente ao transporte e ao depósito do arsénio ou do antimónio, uma vez que a sua presença não é sistemática nos fluidos associados. Refere que, por essa razão a presença de CO_2 não é um critério para a aquisição de fortes teores com interesse económico, sendo mais um testemunho das condições específicas presentes, por exemplo nos primeiros estados de actividade das "shear zones" e será provavelmente um factor importante na mobilidade precoce do ouro a alta temperatura.

O estudo das inclusões fluidas dos quartzos dos filões da área de Mirandela (Trás-os-Montes), mostra que os fluidos associados aos filões com W e sulfossais de Pedra Luz e Lombo da Veiga, apresentam uma baixa salinidade (3.5 a 4% eq. NaCl) e CO_2 em teores variáveis (13.67 a 28.70%), enquanto nos fluidos associados aos filões de Pb-Zn-Ag-Au de Freixeda o CO_2 não foi assinalado, tendo contudo sido detectado algum CH_4 e algum N_2. As

temperaturas minímas de aprisionamento dos fluidos decrescem de 400 a 310ºC (Almeida & Noronha 1988).

Boiron et al. (1990), num estudo sobre os fluidos auríferos hercínicos, consideram que os fluidos iniciais aquo-carbónicos são de origem metamórfica, evoluindo para fluidos aquosos tardios provavelmente relacionados com a migração de fluidos meteóricos, que afectaram o soco no final da orogenia hercínica. Consideram ainda que, o grande leque de temperaturas de homogeneização (150-350ºC) observado nos fluidos associados aos filões auríferos dos jazigos hercínicos franceses (La Bellière, distrito de Montanha Negra, Villeranges, distrito de Châtelet e província de Limousin), sugere repetidas reaberturas das fracturas e aprisionamento de fluidos ligados a vários estádios. Consideram que a presença de CO_2 e CH_4 nos estádios iniciais será condicionado pelas condições redutoras a altas temperaturas, que favorecem a produção destes compostos.

Comparando os dados dados agora obtidos, com os dados fornecidos por Wu et al. (1990), sobre a composição da fase gasosa das inclusões fluidas associadas aos fluidos auríferos de Le Châtelet (Creuse, França) e de L'Aurieras (Haute Vienne, França), em termos composicionais as análises obtidas aproximam-se mais do jazigo de L'Auriéras em que as temperaturas de fusão do CO_2, variam entre -57.6 e -59.7, as temperaturas de homogeneização entre 281 e 356ºC, xCO_2%=71-96, xCH_4%=2-29 e xN_2%=0-15. Em Le Châtelet os teores de CH_4 são mais elevados. As temperaturas de homogeneização das inclusões associadas ao estádio plumbi-antimonífero e antimonífero, variam entre 180 e 280ºC.

Munoz et al. (1991), num trabalho sobre os jazigos antimoníferos franceses, concluem que o primeiro estádio de mineralização ferri-arsenífero precipitou de fluidos aquosos carbónicos. O estádio intermédio e o último, depositaram a partir de fluidos aquosos. A salinidade é em geral baixa e constante nos diferentes estádios (até 6%NaCl). A tendência geral da temperatura de homogeneização, revela um decréscimo de 400 a 150ºC, com temperaturas de homogeneização entre 260 e 150ºC para o estádio antimonífero. Referem que a pressão à qual a estibina cristalizou pode ser estimada a partir dos dados de pressão de vapor, como sendo de cerca de

0.1kbar, para uma profundidade de cerca de 1000m? e de 800bar para o estádio ferri-arsenífero (Munoz & Shepherd 1987, Marcoux et al. 1988)

Como foi sugerido por Ortega et al. (1991), para os fluidos associados à mineralização de ouro e estibina da mina Mari rosa, Caceres (Espanha), a abundância de matéria carbonosa nas rochas encaixantes, do distrito mineiro do Douro, nomeadamente nos xistos negros, pode indicar uma origem biogénica para o azoto e o carbono.

4.DISCUSSÃO

4.1.EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA E QUÍMICO-MINERALÓGICA

O estudo metalográfico e químico-mineralógico permitiu distinguir diferentes associações paragenéticas bem caracterizadas: W-Sn, Au-As, Sb-Au, Pb-Zn(Ag) (ver 3.1.). Estas quatro associações correspondem fundamentalmente a duas sequências paragenéticas distintas:

- uma mineralização hercínica, dominada pela associação Sb-Au, constituída por 4 estádios mais um estádio de remobilização; ou pela associação Au-As, em que o estádio 1 ferri-arsenífero é dominante, estando os outros estádios ausentes, ou ocorrendo de uma forma discreta; nestas, podem estar presentes no primeiro estádio de mineralização ferri-arsenífero, o W-Sn;

- uma mineralização pós-hercínica, com Pb-Zn ou Pb-Zn-Ag, mais tardia, sobre-imposta segundo as mesmas direcções filonianas, que retomou o antimónio das mineralizações preexistentes;

Nos filões com Sb-Au, em que a evolução paragenética é mais completa, a sequência paragenética, constituída por quatro estádios (mais um quinto de remobilização), obedece a um esquema clássico de evolução das mineralizações filonianas peribatolíticas (Oelsner 1965). Esta sucessão traduz uma ordem bem definida do depósito dos metais sob forma sulfurosa;

- o ferro exprime-se no primeiro estádio, decrescendo a sua concentração relativa para o final do depósito, estando ainda presente no quarto estádio sob a forma de berthierite;

- o cobre e zinco, característicos do segundo estádio, nos outros exprimem-se discretamente sob a forma de tetraedrite;

- o chumbo, com um pouco de prata, ocorre no terceiro estádio, acompanhado pelo Sb (sulfossais);

- o antimónio domina o quarto estádio.

Do ponto de vista paragenético e geoquímico, esta evolução mostra um evidente paralelismo com outros jazigos hercínicos, como por exemplo o de Bournac (Montanha Negra, Hérault, França) que apresenta igualmente um 5º estádio de remobilização discreto com formação de zinkenite, andorite e fülöppite (Munoz & Möelo 1982), como acontece no jazigo de Alto do Sobrido (ver 3.2.3.3.). Em Bournac, o ferro exprime-se essencialmente sob a forma de pirrotite, no primeiro estádio, desaparecendo praticamente para o terceiro. No 4º estádio, a berthierite não ocorre, apenas existe estibina. Segundo Munoz (1981), esta mineralização, encaixada em xistos do Câmbrico superior, está espacialmente relacionada com o maciço granítico de Faoulat, apresentando um caracter telescópico. Existem também semelhanças com a evolução geoquímica dos jazigos do Cap Sizun no maciço Armoricano (Munoz & Möelo 1982), encaixados em granitos e migmatitos, e relacionadas com o Cisalhamento Sul Armoricano. Uma vez que os contextos gitológicos são muito diferentes, esta semelhança entre as paragéneses poderá traduzir um parentesco geoquímico das fontes dos metais, como foi defendido por Munoz & Möelo (1982) no caso dos maciços franceses.

No que diz respeito ao Pb-Zn, exprime-se no estádio plumbi-zincífero, da evolução paragenética principal, auri-antimonífera, além de ocorrer como resultado de um fenómeno de rejuvenescimento, em que fluidos ricos de Pb actuaram sobre as mineralizações antimoníferas preexistentes, com remobilização de alguns elementos. No primeiro caso, como é normal numa mesma tedência evolutiva, os primeiros minerais a formar-se, são os mais ricos em Pb, havendo um aumento do teor em Sb para o final do depósito, originando assim uma mineralização rica em Sb, com estibina, sulfossais pobres de Pb e galena rara. No segundo caso, temos uma mineralização mais tardia, com sulfossais ricos de Pb (resultantes da remobilização do Sb por fluidos plumbíferos) e galena. A prata, ocorre na estrutura da galena e em alguns sulfossais (freibergite, pirargirite, freieslebenite).

A presença de antimónio nos jazigos de Pb-Zn-(Ag), sob a forma de sulfossais localmente abundantes, traduz uma contaminação em profundidade, dos fluidos plumbíferos, por depósitos antimoníferos preexistentes. Como vimos (3.3.6.), a mineralização (ou mineralizações) de Sb preexistente não estaria necessariamente "in loco", mas poderia localizar-se no encaixante próximo, que

foi recortado em profundidade, pela novo preenchimento filoniano. Por comparação com jazigos do mesmo tipo no Maciço Central francês, apesar de tal uma tal fonte, não não ter ainda sido confirmada, de facto este tipo de mineralização, ocorre associado a distritos antimoníferos mais antigos. Trata-se de um fenómeno de sobre-imposição de Pb sobre Sb (Möelo et al. 1982). O foco plumbífero estaria localizado a sul do Douro, (ver Fig. 112), na área dos jazigos de Pb-Zn-Ag (Terramonte, Ribeiro da Castanheira e Ribeiro da Lomba), tendo os fluidos mineralizantes alcançado, provavelmente, alguns filões do distrito auri-antimonífero. Assim, parte destes fluidos ricos de Pb e Zn, terá chegado a Banjas, onde o estádio hercínico ferri-arsenífero é dominante, tendo a galena remobilizado parte do ouro camuflado nos sulfuretos (arsenopirite e pirite) e contido nos níveis negros A circulação tardia de fluidos ricos em chumbo e zinco, ocorreu também em Covas de Castromil, onde o mesmo processo de concentração do ouro pela galena, ocorre, como nas Banjas, de um modo discreto, e em Alto do Sobrido, tendo originado sulfossais ricos de chumbo. A composição das galenas (ver 3.5.1.4.) permitiu verificar que, por exemplo, no jazigo de Ribeiro da Estivada (Pb-Zn), situado a norte do rio Douro, entre os jazigos de Sb-Au e os de Pb-Zn-Ag (ver Fig. 112), ocorrem duas gerações, uma precoce, gerada pelos fluidos com Sb-Au, a outra tardia com uma composição semelhante à galena dos jazigos de Pb-Zn-Ag mais tardios. A composição das blendas dos filões de Pb-Zn de Ribeiro da Estivada e dos filões de Au-As das Banjas (ver 3.5.1.3.) são semelhantes, permitindo também correlacionar as mineralizações de Pb-Zn com as de Au-As, corroborando a hipótese anteriormente adiantada (ver Fig. 112).

O estudo da composição das arsenopirites e o estudo das inclusões fluidas forneceram precisões sobre a evolução das condições de depósito no decurso dos processos mineralizantes.

A deposição das mineralizações de Sb-Au inicia-se por um estádio ferri-arsenífero de alta temperatura (mais de 400ºC a partir da composição da arsenopirite, temperatura miníma de aprisionamento dos fluidos entre 275 e 350ºC, com base no estudo das inclusões fluidas). Segue-se um estádio zincífero, um estádio plumbi-antimonífero e o estádio antimonífero principal (para o qual as temperaturas minímas de aprisionamento dos fluidos, se escalonam de 150 a 200ºC).

Os fluidos associados às mineralizações de Au-As e Sb-Au, caracterizam-se por apresentar NaCl em baixas percentagens (≤8.3eq.%NaCl), e CO_2 em quantidades apreciáveis principalmente nos primeiros estádios da mineralização. As inclusões associadas ao estádio plumbi-antimonífero, estudadas na microssonda Raman apresentam uma fase gasosa com teores de CO_2 superiores a 90 moles%, e contêm CH_4 (≅2 moles%) e N_2 (entre 4 e 6 moles%).

Os fluidos associados às mineralizações de Pb-Zn-Ag não têm CO_2 e são mais ricos de NaCl (10.3%eq.NaCl a 16.9%eq.NaCl). Iniciam-se, também, por um estádio ferri-arsenífero, com uma temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos entre 350 e 390ºC, portanto ligeiramente mais elevada que nas mineralizações de Sb-Au e Au-As. Segue-se um estádio zincífero e depois um estádio plumbífero, com uma temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos entre 109 e 150ºC, de mais baixa temperatura que nos jazigos de Sb-Au. Estes jazigos formaram-se em condições epitermais, como é evidenciado pela abundância de semseyite e pela textura dos depósitos.

As variações de temperatura, entre o primeiro e o último estádio de deposição, terão sido mais importantes nos filões de Pb-Zn-Ag do que nos filões de Sb-Au e Au-As.

O depósito da mineralização terá resultado da mistura de um fluido pobre de NaCl e rico de CO_2, com um fluido aquoso que terá provocado uma diluição e um arrefecimento. O estádio final de remobilização está relacionado com a circulação de fluidos com Pb-Zn-Ag, ricos de NaCl e desprovidos de CO_2.

Alguns autores (Wood et al. 1987, Krupp 1988), consideram que o funcionamento dos processos mineralizantes, pode ser estimado à luz de processos experimentais sobre a solubilidade da estibina, o seu transporte e certos processos de deposição Para valores de pH abaixo de 7 (neutros ou ácidos) e qualquer que seja o modo de complexação do Sb, o abaixamento de temperatura de 300 para 200ºC conduziria a uma diminuição da solubilidade de Sb, de pelo menos um factor de 10. Outros processos, tais como a variação da actividade do enxofre, exercem também um papel importante como demonstrou Munoz (1990), no estudo do jazigo de Bournac (Montanha Negra), onde as condições parecem muito semelhantes às do distrito Dúrico-Beirão. Munoz et al.

(1991), com base em dados experimentais, verificaram que a solubilidade do antimónio decresce rapidamente com o abaixamento de temperatura e que para uma determinada actividade de H_2S (entre 10^{-2} e 10^{-3}), espécie sulfurosa dominante nas condições em que Sb é solúvel, a solubilidade do antimónio aumenta rapidamente com a temperatura.

À semelhança do que acontece no distrito aurífero Monte Rosa (NW Alpes-Itália) (Lattanzi 1990), a associação ubiquista do ouro aos sulfuretos, sugere que o decréscimo da fugacidade do enxofre devido à precipitação dos sulfuretos, pode ter sido a principal causa da precipitação de ouro no distrito antimonífero do Douro

4.2.COMPORTAMENTO DO OURO NO PROCESSO METALOGENÉTICO

O ouro está, em grande parte, ligado às mineralizações de Sb-Au e Au-As, como vimos associado a diferentes minerais. Contudo a sua origem não é somente hidrotermal e/ou metamórfica, pois o comportamento do ouro em algumas rochas encaixantes (ver 2.5.) permite deduzir a existência de pré-concentrações, em alguns casos de origem vulcânica, noutros, de origem detrítica (ver.4.5.3.2.).

À semelhança do que foi referido por outros autores (Daintree 1866; Logan et al. 1863) para jazigos do mesmo tipo- "turbidite-hosted gold deposits", que ocorrem noutros locais (Nova Escócia, Canada, Austrália são os mais característicos) e de acordo com o esquema paragenético proposto, há indicações de que tenha havido uma pré-concentração aurífera nas rochas encaixantes em que foram assinaladas formações vulcano-sedimentares (ver 4.4.2.), particularmente, nos níveis negros carbonosos com veios de quartzo contendo sulfuretos. Nestes níveis, os estudos efectuados indicam a presença de matéria orgânica, a qual terá contribuído para a precipitação do ouro e, talvez, da sílica e dos sulfuretos, de acordo com o esquema proposto por Boyle (1986).

O ouro está presente em certas mineralizações de Pb-Zn tardias, mas em baixos teores (<1g/t no jazigo de Ribeiro da Estivada, nas Banjas, uma parte do ouro é remobilizado pela galena).

4.2.1.OURO LIVRE FILONIANO

Nos filões de Sb-Au e Au-As, o ouro primário, com teores em prata variáveis ($\bar{x}$=0 a 40.9%, Quadro 26), exprime-se em diferentes estádios, exceptuando o estádio 2 plumbi-zincífero. Reconcentrações locais, mais ou menos argentíferas, foram também observadas no estádio supergénico.

As concentrações mais importantes ocorrem associadas ao primeiro estádio ferri-arsenífero, como é evidente nos jazigos de Au-As, particularmente nas Banjas, onde o ouro ocorre essencialmente associado à arsenopirite. Esta geração pouco argentífera (Ag≤4.9%) sofre um enriquecimento em prata ao ser remobilizada pelos fluidos plumbíferos (33.5%≤Ag≤46.8%). Em segundo lugar temos o ouro associado ao estádio antimonífero, que em alguns jazigos (Alto do Sobrido) está particularmente associado à estibina (separada da berthierite por um episódio de fracturação). Este ouro apresenta teores muito baixos em Ag ($\bar{x}$≤10%) e, ao ser remobilizado, por alteração supergénica, torna-se praticamente puro. Algum ouro, bastante argentífero (electrum - 18%≤Ag≤40%), ocorre também associado à jamesonite do estádio plumbi-antimonífero, nomeadamente em Ribeiro da Igreja. Com a alteração (supergénica) há um descréscimo do teor em Ag. Assim, o ouro associado à galena II, resultante da alteração supergénica da jamesonite, apresenta teores em Ag, que variam entre 4 e 17%. O ouro remobilizado no quarto estádio, apresenta teores em Ag variáveis e que dependem dos minerais circundantes (ver 3.5.1.1.). O ouro associado aos minerais de alteração supergénica torna-se mais fino, perdendo prata. Os teores em Ag dependem, neste caso, dos teores contidos na geração primária. Assim, em Montalto, o ouro esponjoso supergénico associado aos óxidos de Sb, resultante do ouro associado à estibina, é desprovido de Ag (fineza=1000).

Assim, podemos distinguir dois processos de evolução distintos:

A. evolução do depósito primário, com enriquecimento progressivo em Ag;

B. remobilizações, podendo originar um ouro muito puro (cf. ouro esponjoso), quando ligadas a alterações supergénicas, ou pelo contrário, um ouro rico de Ag, quando ligadas a circulações de fluidos com Pb-Zn-Ag.

A fineza do ouro varia entre 611 (ouro associado à galena) e 1000 (ouro associado a óxidos de antimónio), sendo na maior parte dos casos superior a 900 (ver Quadro 26 - págs. 312-313). De uma maneira geral, com a remobilização supergénica, há uma perda do teor em prata, tornando-se o ouro mais fino. No caso da remobilização pelos fluidos plumbíferos tardios, há, pelo contrário, um enriquecimento em Ag, como já foi constatado por outros autores (Picot & Marcoux 1987). Será importante relembrar que o ouro associado ao segundo estádio plumbi-antimonífero (mais precisamente, à jamesonite) é bastante argentífero. Em relação ao ouro remobilizado (geração 4), parece-nos, em alguns casos, haver contaminação pelos minerais circundantes (ver 3.5.1.1.).

Estabelecendo uma comparação com outros distritos auri-antimoníferos, podemos verificar que a principal concentração de ouro pode ocorrer em qualquer estádio, sem regra geral. Em Pedra-Luz-Freixeda (Trás-os-Montes), ocorre uma zonalidade comparável à do distrito Dúrico-Beirão, com um estádio de W precoce muito desenvolvido e um estádio plumbífero mais discreto (Maurel-Palacin et al. 1987), o ouro exprime-se nos diferentes estádios e concentra-se principalmente no estádio mais tardio com Pb-Zn-Ag. No sector de Val de Ribas (Pirinéus - Espanha), o ouro exprime-se, pelo contrário, precocemente, no segundo estádio de uma sucessão paragenética, constituída por quatro estádios: Fe-As, Cu-Bi-Au, Pb-Zn-Ag e Sb (Hg) (Robert 1980). Ainda nos jazigos espanhóis, o ouro acompanha o estádio precoce ferri-arsenífero, quer na paragénese com Sb-Au, quer na paragénese com Sb-Zn-Ag (Gumiel & Arribas 1987). Em La Lucette (Maciço Armoricano), onde foram assinaladas concentrações importantes, o ouro está ligado à arsenopirite, pirite e estibina (Machairas 1970). Segundo Vanhille & Picot (1981) o ouro associado à arsenopirite e pirite é menos puro (Ag=8.5%) do que o ouro associado à estibina (Ag=0.5-2%), fenómeno contrário ao enrequecimento progressivo em Ag na evolução da mineralização primária. Em Le Châtelet, a mina francesa mais

produtiva, o ouro ocorre completamente incorporado na rede da arsenopirite (Picot & Marcoux 1987). Nas mineralizações do Maciço Central, o ouro ocorre associado ao Sn-W (Touray et al. 1989), nomeadamente em Le Bourneix, associado à scheelite em traços, e em Brioude-Massiac (Bril 1983). Nas mineralizações auríferas do distrito Benevent L'Abbaye-Lauriere (Maciço Central Francês), o estudo metalográfico evidenciou três tipos paragenéticos, estando o ouro presente no primeiro (As-Au) e no segundo tipo (Sb-Au) (Nenert 1986).

A permanência da precipitação de ouro, no decurso de um processo hidrotermal, foi também evidenciada noutro contexto, nos depósitos de sulfuretos polimetálicos submarinos actuais, onde as maiores concentrações em ouro (>1200ppb) se correlacionam com elevados teores em Sb, As, Pb e Ag (Hannington et al. 1986).

Smirnov (1951) refere que o ouro aparece associado aos sulfuretos, pois estes precipitam-no das soluções. Considera três hipóteses para a dissolução do ouro na zona de oxidação: sob a forma de cloridos (segundo este autor a hipótese mais aceitável), dissolução pela acção do solvente $Fe_2(SO_4)_3$ na presença de oxigénio; solução em forma coloidal em condições existentes na zona de oxidação; solução por águas contendo substâncias húmicas, na ausência de oxigénio e de electrólitos.

Os mecanismos de deposição do ouro variam muito, consoante o modo de complexação: a sua solubilidade, depende em parte da temperatura, mas o efeito do pH é oposto, consoante o ouro em solução se apresente sob a forma de cloretos, ou de tio-complexos (complexos bissulfurados) (Seward 1982). Depois de uma revisão detalhada dos dados disponíveis, Boiron et al. (1989), parecem privilegiar o papel de uma diminuição do fO_2 e do pH. Disnar & Sureau (1990) referem que dados petrográficos, isotópicos e o estudo das inclusões fuidas, geralmente complementados por estudos de geoquímica orgânica, mostram que a maior parte dos depósitos "sedimentares" são, de facto, epigenéticos, formados a partir de fluidos hidrotermais, funcionando as camadas ricas de matéria orgânica como meios redutores e/ou barreiras hidrodinâmicas.

Segundo Hayashi & Ohmoto (1991), a solubilidade do ouro em fluidos mineralizantes em equílibrio com a pirite e/ou pirrotite, entre 250 e 350°C, varia entre 0.1ppb e 1ppm Au, transportados essencialmente sob forma de complexos

bissulfurados. Consideram que os principais mecanismos que provocam a precipitação deste metal quando transportado sob a forma bissulfurada são o aumento de $a_{H_2\,(aq)}$ e o decréscimo de $a_{H_2S\,(aq)}$.

Hutchinson (**in**: Viewing 1984), pôs a hipótese de que, quando o CO_2 das águas era reduzido para CO se produziam complexos, que dissolveriam o Au, Ag, W, Cr, Ni, Pd.

4.2.2.OURO CAMUFLADO NA PIRITE E NA ARSENOPIRITE

No jazigo de Le Châtelet (Creuse, França), o ouro não tem expressão mineralógica, ocorrendo camuflado na rede da arsenopirite. Vanhille & Picot (1981) consideram que o ouro extraído na antiguidade dos chapéus de ferro, em alguns jazigos do Maciço Armoricano ("Redon-Angers" e parte de Château Gontier), resultou de reconcentrações deste metal, contido inicialmente na rede da pirite e da arsenopirite, ou sob a forma de micro-inclusões nestes sulfuretos.

Leuschner (1903), diz ter averiguado que as pirites de Ribeiro da Serra, contêm uma importante quantidade de ouro. Segundo este autor, cada tonelada de ganga produz 25kg de pirites e cada tonelada de pirite, contém 153g de ouro, o que deduzindo 10% para perdas, equivale a 3.442g de ouro por tonelada de ganga.

Uma geração de pirite das Banjas (vulcano-sedimentar?), deu teores significativos em Au (0.6 g/t), que podem indicar a presença deste metal, seja sob a forma de micro-inclusões camuflado na rede, ou em solução sólida.

O estudo ao microscópio electrónico de varrimento da arsenopirite I (estádio ferri-arsenífero) de Montalto e das Banjas, permitiu detectar a existência de micro-inclusões de ouro, quer puro, quer de electrum (ver 3.5.1.1.).

Relativamente ao ouro que ocorre em cavidades de dissolução da arsenopirite, ou associado à escorodite, como é o caso do ouro associado aos veios de quartzo na mina das Banjas, à partida e pelos dados obtidos à microssonda electrónica sobre a composição das arsenopirites (ver 3.5.1.2.),

tudo indica que se trata de uma geração de arsenopirite não contemporânea dos processos hidrotermais filonianos, não sendo de excluir uma origem vulcano-sedimentar (portanto precoce em relação à arsenopirite I), ou relacionada com os processos metamórficos, com ouro camuflado em teores que variam entre 300 e 1200 ppb. O ouro primário seria mais fino (Ag<5%, veja-se a composição do ouro associado à arsenopirite da amostra $4B10_2$ em 3.5.1.1.), tendo havido posteriormente um enriquecimento de prata (ver teor do ouro associado à escorodite com Ag=19 a 25.5%) ao ser remobilizado. O seu aspecto em alguns casos é esponjoso (como se tivesse sido exsudado da alteração da arsenopirite, por remobilização meteórica), mas, na maior parte dos casos, apresenta-se em inclusões de ouro livre no estádio residual, tendo resultado portanto de uma remobilização, pelos fluidos que vieram a originar os filões.

Será necessário um estudo mais aprofundado sobre a existência de ouro camuflado na rede ou sob a forma de micro-inclusões na pirite e arsenopirite.

4.2.3.OURO REMOBILIZADO PELO ESTÁDIO PLUMBI-ZINCÍFERO

Já fizemos referência, aquando da discussão sobre o ouro filoniano, ao ouro remobilizado pela galena do estádio plumbífero tardio. Não existem argumentos que nos indiquem se os fluidos plumbi-zincíferos com prata, apenas remobilizam parte do ouro já existente, tornando-o mais argentífero, ou se estes fluidos contêm ouro. Se compararmos com outras mineralizações auríferas, podemos verificar que, por exemplo, em Pedra-Luz-Freixeda, a maior concentração de ouro explorado ocorre em Freixeda, associado ao Pb-Zn-Ag (Maurel-Palacin 1985). Neste caso, uma remobilização sem um "stock" de ouro, não poderia enriquecer a mineralização preexistente. Na região Dúrico-Beirã, a hipótese de os fluidos tardios com Pb-Zn-Ag conterem ouro não é incompatível com o facto desses fluidos remobilizaram o ouro já existente. O facto de as concentrações em ouro serem baixas faz pensar numa remobilização parcial.

4.2.4.OURO NÃO FILONIANO ASSOCIADO À CAMADA NEGRA NAS BANJAS

Na mina das Banjas, a camada negra foi intensamente explorada. Os teores em ouro ainda existentes mostram a riqueza deste metalotecto. Dentro desta camada, aquele metal ocorre essencialmente em veios de quartzo concordantes, associado a uma geração de arsenopirite de baixa temperatura, que, como vimos, poderá ser de origem vulcano-sedimentar ou metamórfica (ver 3.2.4.3.). A camada negra foi também assinalada mais a norte, em Ribeiro da Igreja e Vale do Inferno, e como vamos ver a sua origem é provavelmente detrítica e/ou vulcano-sedimentar (ver 4.5.3.). Assim, o ouro que lhe possa estar associado poderá ter várias origens como já referimos (remobilizado das margens da bacia, origem vulcânica, relacionado com processos metamórficos).

4.2.5.PRÉ-CONCENTRAÇÕES AURÍFERAS

Os dados obtidos na análise de elementos traço, mostram a existência de fortes anomalias em ouro na brecha de base do Carbonífero e nas alternâncias vulcano-sedimentares do Arenig (ver 2.5.). Este assunto será debatido mais aprofundadamente no capitulo sobre a fonte dos metais (ver 4.5.3.).

Wilson (1893), conclui que a considerável quantidade de ouro contida nos filões da mina de Ribeiro da Serra está associada não só ao quartzo e antimónio, mas também ao xisto, matriz dos filões, estando mais concentrado no xisto e na estibina que no quartzo (ver 3.2.3.1.).

A exploração efectuada na mina das Banjas, assim como os teores em ouro ainda observáveis na camada negra, particularmente associado à arsenopirite (vulcano-sedimentar ou metamórfica), mostra que estas pré-concentrações originaram concentrações com interesse económico. Assim as pré-concentrações correspondem a uma fonte provável dos metais, mas a relação genética entre elas e os jazigos filonianos será um problema a resolver.

4.3.RELAÇÃO ENTRE AS DIFERENTES PARAGÉNESES

Um dos objectivos do presente trabalho, foi estabelecer a relação entre os diferentes tipos de mineralização e detectar a eventual existência de uma zonalidade, podendo fornecer guias de prospecção.

Como já foi referido (ver 4.1.), com base nas observações metalográficas e químico-mineralógicas, foi possível estabelecer duas sequências paragenéticas distintas. Na primeira distinguimos duas associações paragenéticas dominantes com Au-As e Sb-Au, e uma terceira discreta, com W-Sn. Na segunda assinalamos a associação Pb-Zn ou Pb-Zn-Ag. Ao fazer o estudo jazigo por jazigo, o esquema é mais complicado, uma vez que os fluidos mineralizantes foram evoluindo e sucedendo-se no espaço e no tempo, tendo remobilizado depósitos precedentes, originando assim associações mineralógicas bastante complexas, dependentes da sua repartição espacial.

4.3.1.PARAGÉNESES

A dissociação espacial, entre as mineralizações de Sb-Au/Au-As por um lado e as de Pb-Zn-Ag por outro, não permite estabelecer uma relação entre as duas, pela observação de relações geométricas entre os filões. Outros argumentos existem que levam a considerar as mineralizações Sb-Au/Au-As e as de Pb-Zn-Ag, como resultantes de dois processos metalogénicos distintos, em que as segundas se sobrepõem às primeiras. Poderemos utilizar argumentos cronológicos indirectos, por comparação com outros distritos antimoníferos hercínicos, particularmente em Espanha (Gumiel 1983), Marrocos Central (Kosakévitch et Möelo 1982) e no Maciço Central francês: Brioude-Massiac (Bril 1983), Pontvieux-Labessette (Marcoux et al. 1985), Les Borderies (Marcoux et al. 1988), distrito cévenol (Roger 1971, 1972; Ahmadzdeh et al. 1988). Em todos eles os filões com Pb-Zn(Ag) representam um episódio metalogénico posterior às mineralizações de Sb-Au.

No caso do distrito Dúrico-Beirão temos, por um lado, uma mineralização rica de Sb, com estibina e sulfossais pobres em chumbo -

mineralização auri-antimonífera, e por outro uma mineralização mais tardia, com galena e sulfossais ricos de chumbo, que resultaram da remobilização do antimónio anteriormente existente, por fluidos plumbíferos - mineralização plumbi-zincífera rica de Ag.

Poderemos utilizar argumentos cronológicos indirectos, por comparação com outros distritos antimoníferos hercínicos.

À semelhança do que acontece no distrito de Brioude-Massiac em França (Roger 1969, Bril 1983, Bril et al. 1991), posteriormente à formação dos filões com estibina, houve chegada de fluidos tardios, provavelmente pós-hercínicos, ricos de chumbo, que reagiram com as mineralizações preexistentes. Enquanto nos jazigos franceses, as direcções dos filões de Sb, diferem das direcções dos filões de Pb-Zn, no distrito Dúrico-Beirão as mineralizações mais tardias, retomaram as direcções filonianas hercínicas.

Nos jazigos de Val de Ribas - Pirinéus Catalães (Robert 1980), paralelemente à evolução mineralógica e geoquímica das concentrações metálicas, ocorre uma evolução da natureza da ganga, que nas mineralizações ferri-arseníferas, de mais alta temperatura, é constituída por feldspato e clorite e nas antimoníferas é essencialmente quartzosa, enquanto nas mineralizações que resultaram de sobre-imposição a ganga é constituída por quartzo e carbonatos. No distrito Dúrico-Beirão, verificamos que nos jazigos de Sb-Au e Au-As, os carbonatos não ocorrem em grandes quantidades (exceptuando a mina da Tapada, onde estes minerais, são abundantes e poderão estar relacionados com a presença de diabases também frequentes na área). Nos filões de Pb-Zn-Ag, os carbonatos são abundantes e a presença de quartzo vermelho com fibras de boulangerite, associado à semseyite, corresponde a uma associação muito rara de características epitermal, típica de filões tardios posteriores aos filões de antimónio hercínicos do Maciço Central francês (distrito de Brioude-Massiac e Cévennes, Möelo 1983). A galena presente nestes filões, apresenta características semelhantes às galenas epitermais dos jazigos do Maciço Central francês e de Marrocos Central. A circulação de fluidos ricos de Pb sobre pré-concentrações de Sb e Ag, remobilizou parte destes elementos originando galenas com Sb e Ag e sulfossais com um aumento crescente do teor em Pb. Mesmo em jazigos de Sb-Au, como é o caso de Alto do Sobrido (ver 3.2.3.2.), a presença de sulfossais da série da plagionite testemunha a

ocorrência de fenómenos de sobre-imposição metalogénica, que provocaram a reacção dos novos fluidos com as mineralizações de Sb preexistentes, à semelhança do que acontece em jazigos hercínicos franceses e marroquinos (Möelo et al 1978a). Assim, como acontece nos jazigos do Maciço Armoricano de "l'île de Sein" e cabo Sizun (Finistére) (Chauris et al. 1977), em Bestrée (cabo Sizun-Finistére) (Möelo et al. 1978b), no jazigo de Bournac (Montanha Negra, Hérault França) (Munoz & Möelo 1982), em jazigos de Marrocos Central (Möelo 1977, Kosakévitch & Möelo 1982), a sucessão de sulfossais com uma relação Pb/Sb crescente, com deposição de fülöppite, zinkenite, plagionite e semseyite indica um processo hidrotermal que começa pela dissolução pronunciada da estibina, por soluções plumbi-zincíferas (Kosakévitch 1973). Será que estes fluidos tardios têm a mesma génese dos fluidos plumbi-zincíferos tardios que originaram os jazigos de Pb-Zn-Ag? (ver Fig. 112). É provavel que assim seja, pois espacialmente o jazigo de Alto do Sobrido, fica situado a menor distância destes que o próprio jazigo das Banjas (ver 4.1.) onde estes fluidos tardios chegaram. Só que nas Banjas houve formação de galena e não de sulfossais, uma vez que o antimónio é escasso. Além disso, Alto do Sobrido localiza-se numa área bastante fracturada, junto à ZCD, por onde poderão ter sido drenados os fluidos tardios. Por analogia com as paragéneses francesas (Bestrée, cap Sizun, Finistére) e marroquinas (Tamenjerioul) do mesmo tipo, tratar-se-á de um processo hidrotermal de baixa temperatura ($\leq 100^{o}C$) (Möelo 1977, Möelo et al. 1978a).

O estudo das inclusões fluidas corrobora estas analogias. Foi possível verificar que os fluidos associados aos filões de Sb-Au e Au-As, inicialmente com altos teores em CO_2 e baixos teores em NaCl, apresentam uma composição diferente da dos fluidos associados aos filões de Pb-Zn-Ag, sem CO_2 e teores mais elevados em NaCl. Estes resultados são semelhantes aos obtidos para as mineralizações de W e Ag-Au da área de Pedra-Luz e Lombo da Veiga em Mirandela (Almeida & Noronha 1988) em que os fluidos associados ao W e sulfossais apresentam CO_2 e os fluidos associados ao Pb-Zn-Ag-Au não apresentam CO_2. O mesmo acontece nos jazigos do Maciço Armoricano e do Maciço Central francês, em que os fluidos hercínicos associados às mineralizações de Sb-Au possuem CO_2 e baixas quantidades de NaCl, enquanto os fluidos alpinos associados às mineralizações de Pb-Zn-Ag, não apresentam CO_2 e os teores em NaCl são bastante mais elevados (ver 3.6.).

Do ponto de vista mineralógico, foi possível observar semelhanças entre a paragénese com Sb-Au/Au-As e a paragénese com Pb-Zn-Ag, que comprovam também a existência de fenómenos de sobre-imposição metalogénica, que provocaram a reacção dos fluidos ricos de Pb-Zn, com as mineralizações de Sb-Au/Au-As. Assim, o quartzo, rosado, bandado, dos filões e das massas das Banjas (Au-As), com galena e blenda, tem todas as características de um quartzo epitermal e é muito semelhante ao quartzo bandado que ocorre nos filões de Pb-Zn-Ag. Um tipo de quartzo semelhante ocorre em Alto do Sobrido (Sb-Au) (com anomalia em Zr - ver 3.2.3.3.). Outro argumento que permite a correlação deste jazigo com os de Pb-Zn-Ag, é o facto de o último estádio de mineralização, corresponder a um fenómeno de rejuvenescimento em que fluidos com Pb, Zn e Ag, reagem com uma mineralização de Sb preexistente, herdando parte dos elementos existentes.

A composição das blendas, arsenopirites e galenas evidenciam também dois processos metalogénicos diferentes.

A paragénese com Pb-Zn-Ag é caracterizada quer por uma composição mais pura da blenda, sem Mn e evoluindo para valores de Cd insignificantes, quer pelo enriquecimento em Sb da arsenopirite, com empobrecimento correlativo em As, quer por uma composição das galenas com altos teores de Sb e Ag características de jazigos epitermais. Como referimos em 4.1. o jazigo de Pb-Zn de Ribeiro da Estivada, localizado entre os de Sb-Au; Au-As e os de Pb-Zn-Ag, apresenta duas gerações de blenda e duas gerações de galena, correspondentes à blenda e galena precoce dos jazigos de Sb-Au e à blenda e galena tardia dos jazigos de Pb-Zn-Ag, estabelecendo assim uma ligação entre os dois tipos de paragénese.

Nalguns jazigos, nomeadamente em Ribeiro da Estivada esta sobreposição do domínio auri-antimonífero pelo plumbi-zincífero, manifesta-se pela ocorrência de dois estádios ferri-arseníferos, o primeiro correspondente às mineralizações de Sb-Au e Au-As e o segundo correspondente às mineralizações de Pb-Zn-Ag, duas gerações de galena, uma sem Sb e Ag com composição análoga à galena dos jazigos de Sb-Au, a outra epitermal com Sb e Ag, como a dos jazigos de Pb-Zn-Ag. Nos jazigos de Pb-Zn-Ag não foi assinalado ouro nem estibina, mas há uma hipótese destes minerais existirem a

maior profundidade, uma vez que, como vimos, existem factos que implicam a preexistência de Sb.

As mineralizações de Pb-Zn-Ag, apresentam, fenómenos de recorrência, com texturas bandadas e em cocardas, presença de semseyite localmente abundante, e de quartzo vermelho características que evidenciam a sua origem epitermal. As galenas com Sb e Ag, por vezes em elevados teores, anisotrópicas, são tipicamente epitermais.

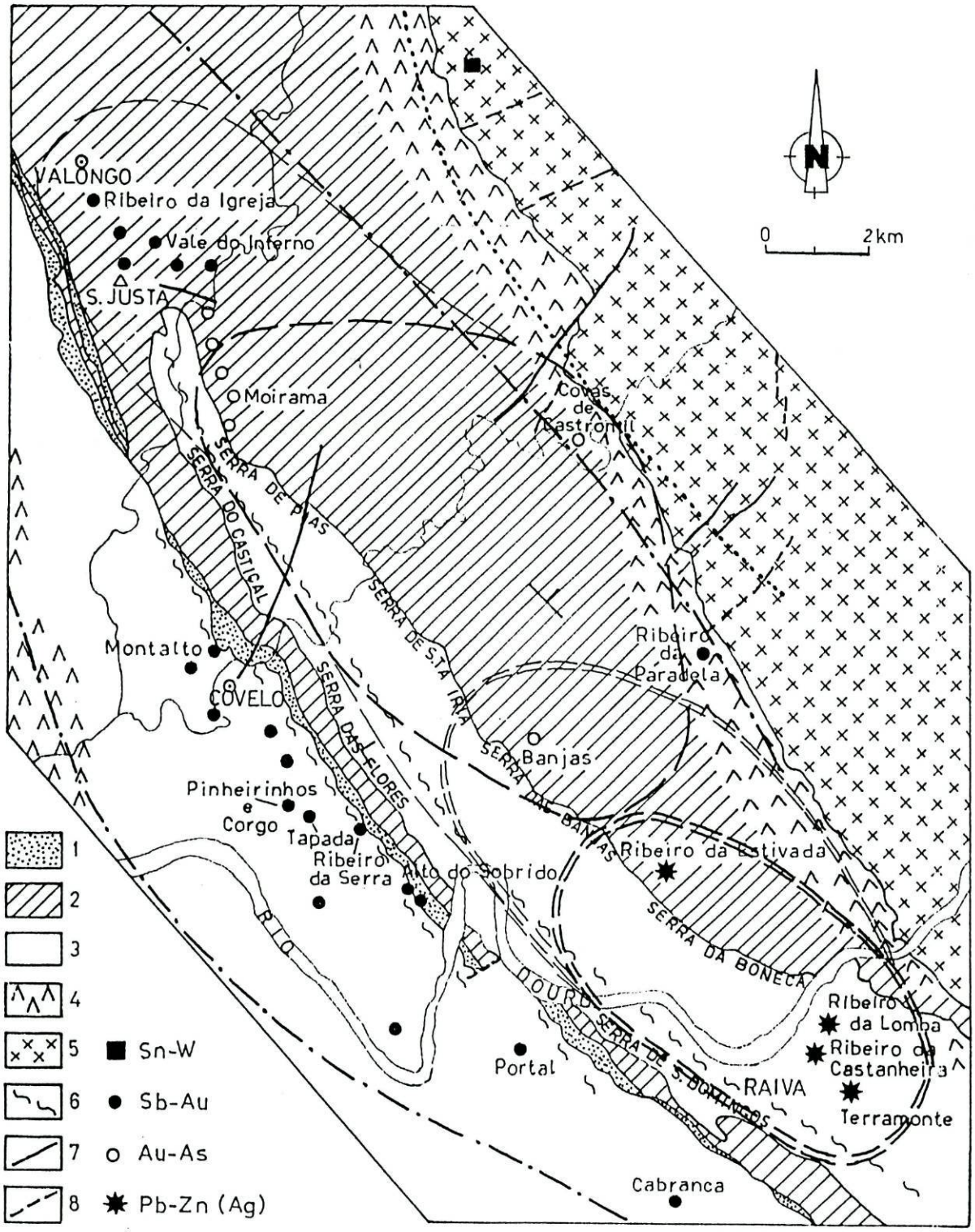
Poderemos pois concluir, que assim como acontece noutros distritos, também na região Dúrico-Beirã, os filões com Pb-Zn(Ag), representam um episódio metalogénico posterior às mineralizações de Sb-Au e Au-As. A presença de antimónio, nos filões de Pb-Zn (Ag), traduz uma contaminação em profundidade dos fluidos plumbíferos pelos depósitos antimoníferos pré-existentes.

Em alguns dos distritos franceses, nomeadamente em Brioude-Massiac (Roger 1972, Bril 1983), os filões de Pb-Zn tem uma direcção diferente dos filões de Sb, sendo possível estabelecer uma cronologia relativa a partir do cruzamentos dos filões. No distrito Dúrico-Beirão as mineralizações de Pb-Zn-Ag, retomaram as mesmas direcções filonianas, remobilizando o Sb e o Au.

No distrito de Brioude-Massiac (Marcoux & Bril 1986, Bril et al. 1991) e no filão de Borderies (Marcoux et al. 1988) os dados fornecidos pelos isótopos de chumbo, indicam uma idade hercínica para as mineralizações antimoníferas e uma idade liássica para as mineralizações plumbíferas. As analogias anteriormente referidas, entre estas mineralizações e as do distrito Dúrico-Beirão sugere que também no nosso caso os filões de Sb-Au sejam tardi hercínicos e os filões de Pb-Zn-Ag sejam pós-hercínicos, hipótese que seria de todo o interesse confirmar pelo pelo método isotópico (datações absolutas).

4.3.2.DISTRIBUIÇÃO DAS PARAGÉNESES - ZONALIDADE

Como podemos observar na figura 112, é possível observar uma zonalidade horizontal, ocorrendo as mineralizações com W-Sn na proximidade dos granitos que circundam o distrito, as de Sb-Au e Au-As mais afastadas



- domínio do tipo Sb-Au; - domínio do tipo Au-As; - prolongamento provavel do tipo Au-As; - domínio do tipo Pb-Zn(Ag); - prolongamento provavel do tipo Pb-Zn(Ag).

Fig. 112 - Zonalidade metalogénica na região Dúrico-Beirã, com distribuição dos tipos paragenéticos Sb-Au, Au-As, Pb-Zn(Ag) e W-Sn. Legenda geológica - ver figura 1.

destes, encaixadas nas formações paleozóicas do Anticlinal de Valongo. Mas, as mineralizações auri-antimoníferas estarão mais relacionadas com granitos não aflorantes, existindo uma zonalidade vertical (ver Fig. 113). Segundo Koehler (1939), fazendo referência a relatórios do século passado sobre as minas de antimónio de Ribeiro da Serra, Fontinha, Pinheirinhos e Montalto, entre outras, o teor em ouro dos filões de antimónio aumentou consideravelmente entre 120 e 160m de profundidade. Será que este aumento do teor tem a ver com a zonalidade vertical, uma vez que o ouro parece ser dominante no estádio ferri-arsenífero, que será mais profundo? Em Ribeiro da Igreja os filões N-S parecem ser mais profundos, pois apenas foram assinalados na galeria 1 a níveis mais inferiores. Se tivermos em conta que a direcção predominante das mineralizações filonianas de W-Sn é aproximadamente, N-S e que a volframite foi assinalada em Ribeiro da Igreja, poderemos pensar numa zonalidade vertical a partir de granitos não aflorantes. Esta hipótese é também corroborada pela ocorrência de apatite em quantidade apreciável no "stockwork" deste jazigo. Todos estes factos apontam para a existência de granitos em profundidade nesta área. Assim sendo e em função da distribuição das mineralizações de Au-As e Sb-Au, o apex granítico estará localizado aproximadamente a meia distância entre Ribeiro da igreja e Banjas, ocorrendo na parte central das formações Paleozóicas, a paragénese Au-As, com o estádio ferri-arsenífero dominante e para norte e sul a paragénese auri-antimonífera, seguindo um esquema clássico de zonamento. À semelhança do que acontece nas mineralizações auríferas do Maciço Armoricano Este (Vanhille & Picot 1981), o facto de os filões auri-antimoníferos se localizarem principalmente nas áreas sinclinais (proximidades do Sinclinal Carbonífero-ZCD a oeste e base do flanco do Anticlinal de Valongo a este) e os filões auríferos nas áreas anticlinais (flanco este e zona periclinal do Anticlinal de Valongo), poderá ser explicado por uma pseudo-zonalidade perigranítica, com os filões auri-antimoníferos, mais afastados de um apex granítico não aflorante, nos sinformas e os filões auríferos, mais próximos dos granitos nos antiformas (Fig. 113, cf. Fig. 112). Esta pseudo-zonalidade resulta das condições de deposição das mineralizações, traduzindo uma ordem geral de cristalização dos minerais em função da temperatura, decrescente em relação a uma fonte de calor, que não será necessariamente um granito. A mesma zonalidade poderia existir na hipótese de circuitos convectivos que não estariam na periferia de plutões

graníticos, com arrefecimento e deposição escalonada ao longo dos trajectos ascendentes.

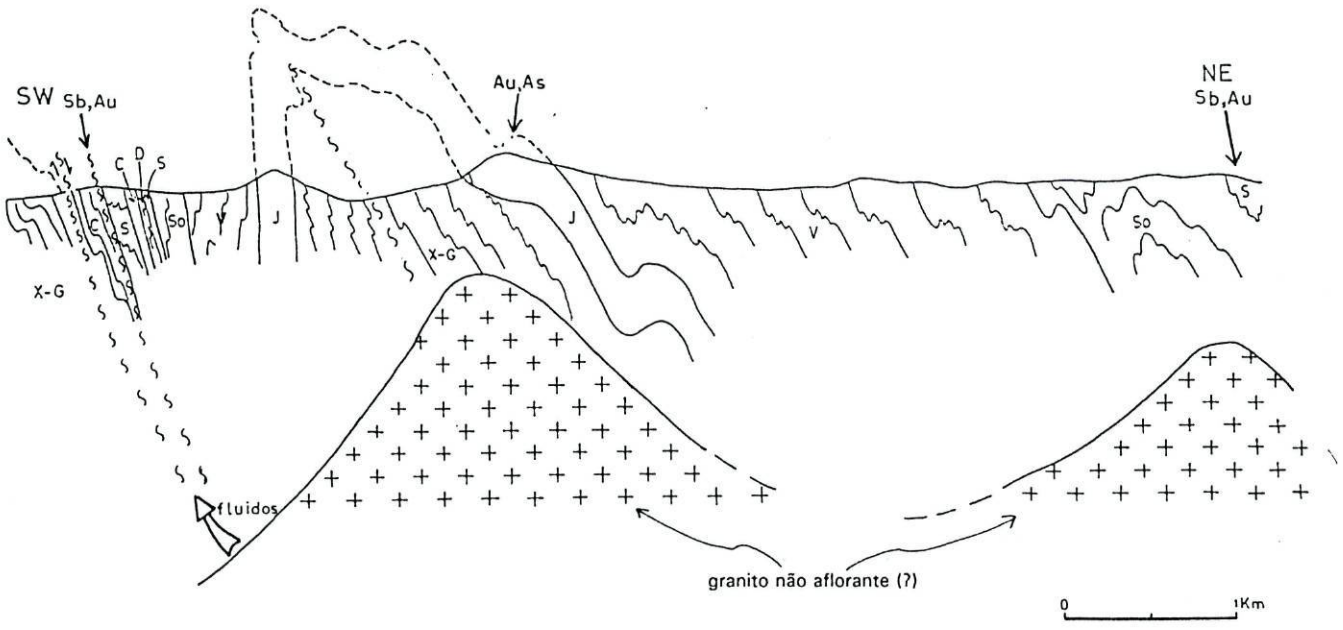


Fig. 113 - Hipótese da repartição do ouro e antimónio, num esquema de zonalidade periplutónica (em relação a um hipotético granito não aflorante). Legenda geológica - ver figura 6.

No caso de existir realmente um granito, ele poderá ter gerado os fluidos que, ascendendo ao longo da ZCD, poderão ter remobilizado alguns metais, nomeadamente antimónio e ouro. O antimónio poderá também resultar de uma evolução dos fluidos mineralizantes. Robert (1980), considera que a origem peribatolítica dos jazigos de Val de Ribas (Pirinéus Catalães), não exclui a existência de antigo "stock" metálico ligado aos estratos, nem regenerações ou remobilizações a partir destas pré-concentrações singenéticas relacionadas com a actividade hidrotermal tardi-magmática, hercínica.

O Pb e Zn sobreimpõe-se na extremidade SE do distrito de Sb-Au, apresentando os filões características mais superficiais (texturas bandadas ou em cocardas, fenómenos de recorrência da blenda e galena). A composição da galena anisotrópica (ver 3.5.1.4.) indica também uma paragénese de baixa temperatura (Möelo et al. 1982)

Esta zonalidade poderá fornecer um guia de prospecção possível, podendo o distrito auri-antimonífero prolongar-se para SE do distrito de Pb-Zn(Ag), pois nesta direcção reaparecem os filões com W-Sn junto aos granitos (sector de Viseu). Será que, conforme o esquema da figura 112, poderemos pôr a hipótese de existir um aumento dos teores em Au em profundidade?, ao aproximar-se da fonte granítica? De certa maneira esta hipótese, parece contrariar o facto referido por alguns autores, de que o ouro se concentra mais superficialmente, diminuindo os teores em profundidade. O que realmente pensamos é que este último argumento é válido para o as concentrações residuais (ouro de remobilização) na zona de oxidação (alteração supergénica), que poderá corresponder a grandes concentrações, não se aplicando ao ouro primário (com teores mais importantes no estádio 1 ferri-arsenífero). O esquema de zonalidade dos filões leva a supor, um aumento dos teores em ouro primário, em profundidade.

4.4.CONTROLOS DA MINERALIZAÇÃO

Como foi referido por Munoz & Möelo (1982), o tipo paragenético de uma mineralização é fortemente determinado pelos processos geoquímicos fontes dos metais, enquanto o tipo gitológico correspondente a essa mineralização, é muito mais tributário de factores geológicos locais que controlam o depósito desses metais.

Já em 1963, Rabie nos seus estudos efectuados na região Dúrico-Beirã, considera existir controlo da mineralização, por domínios em que as camadas sofrem curvaturas para W e onde ocorrem falhas NNE dextras (Rabie 1963). Refere, ainda, que os filões mais ricos, explorados na antiguidade, se situam nas zonas de falhas transversais com espelhos de atrito nítidos, plicaturas e rejeição das camadas.

M. Ferreira et al. (1971), em relação à mina de Alto do Sobrido, consideram que a mineralização antimonífera é controlada por factores estruturais e litológicos, havendo, de uma maneira geral, melhores teores nas proximidades da intersecção de filões; nas zonas mais abertas das estruturas de acordo com movimentação esquerda e direita.

4.4.1.CONTROLOS ESTRUTURAIS

Consideraremos dois tipos de controlos estruturais: por um lado, as dobras, e, por outro, a influência das direcções de fractura.

O controlo estrutural das mineralizações de antimónio-ouro da região Dúrico-Beirã é evidenciado por um lado, pelo controlo por fracturas relacionadas com o dobramento anticlinal, quer da fase principal, quer da fase tardia (sendo os preenchimentos com mineralização pós-Estefanianos, como referimos, ver 2.2.) e por outro, pelo controlo condicionado pelas zonas de cisalhamento, nomeadamente os bordos do Sinclinal Carbonífero, zonas intensamente tectonizadas e ao longo das quais terão ascendido fluidos hidrotermais mineralizantes, que poderão também ter remobilizado alguns minerais pré-concentrados nos sedimentos (ver 4.3.).

Assim, verificou-se um pouco por todo o distrito mineiro que as ocorrências mineralizadas estão preferencialmente localizadas em zonas em que a estratificação é sub-horizontal, evidenciando um controlo por antiformes, em que os filões se instalaram quer em fracturas transversas, quer em fracturas radiais. Este controlo foi assinalado em Ribeiro da Igreja, Vale do Inferno, Ribeiro da Serra, Moirama, Banjas e Terramonte. Os jazigos filonianos ocupam fracturas de direcção dominantemente (E)NE-(W)SW e E-W transversais ao Anticlinal de Valongo e ao Sinclinal Carbonífero.

O grande acidente tectónico designado por Zona de Cisalhamento do Douro (ZCD - bordo W do Sinclinal Carbonífero), com direcção N150, activado ao longo das sucessivas fases de deformação, controla particularmente os jazigos de Sb-Au, localizados na sua proximidade. As mineralizações de Montalto e de Alto do Sobrido são, em grande parte, condicionados por este acidente (ver 2.3.2.2. e 2.3.3.2.).

A maioria dos filões está relacionada com fracturas que, embora geradas durante a fase de deformação ante-Estefaniana, foram reactivadas durante a deformação pós-Estefaniana, tendo-se os filões com Sb-Au e Au-As, instalado durante este episódio de deformação (ver 2.2.3.). Poderemos assim considerar estas mineralizações como tardi-hercínicas.

Foi possível verificar (ver 4.1.) que o W-Sn ocorre essencialmente associado às direcções NS, direcção dominante dos filões de W-Sn que bordejam o distrito auri-antimonífero Dúrico-Beirão. Assim, a volframite assinalada em Ribeiro da Igreja, poderá ser associada aos filões N-S, que neste jazigo se vê que, são os mais profundos (zonalidade vertical - ocorrem na galeria mais inferior e parecem desaparecer nas outras), e a volframite assinalada nas Banjas (pelo CBD) ocorre associada a filões N170. Como vimos (3.4.), os filões mais frequentes, mais possantes e mais produtivos são os que apresentam direcção (E)NE-(W)SW, em geral muito inclinados.

Relativamente às mineralizações de Pb-Zn-Ag, ainda mais tardias, foram as mesmas fracturas, anteriormente preenchidas pelos fluidos com Sb-Au, que controlaram a instalação dos filões, ao serem rejogadas posteriormente à orogenia hercínica. No jazigo de Terramonte, o filão ocupa fracturas geradas provavelmente por tracção, durante a deformação ante-Estefaniana, que rejogaram como cisalhamentos esquerdos, aquando da deformação pós-Estefaniana e voltaram a rejogar posteriormente (movimento direito?) aquando do preenchimento pelos fluidos com Pb-Zn-Ag (pós-hercínicos). Segundo M. Ferreira (1971), uma fractura com direcção N55, previamente preenchida, teria sido cisalhada em fase posterior à primeira fase de mineralização, para em parte ganhar o rumo da zona de cisalhamento dextrógira N70.

4.4.2.CONTROLO LITOESTRATIGRÁFICO

4.4.2.1.Controlos

A importância do controlo litoestratigráfico fora já referida, como vimos inicialmente, por outros autores, nomeadamente Rabie (1963) e M. Ferreira et al. (1971). M. Ferreira & Andrade 1970, em relatório sobre a mina de Alto do Sobrido, consideram que a mineralização antimonífera é controlada por factores estruturais e factores litológicos, havendo de uma maneira geral melhores teores em zonas de alternâncias de bancadas mais e menos competentes e em alguns níveis de grauvaques quartzosos, que são preferenciais para a impregnação antimonífera, terminando a mineralização quando as estruturas atingem as bancadas de xistos grafitosos do Carbonífero.

Como podemos verificar, observando o Quadro 32 - anexo 7, a grande maioria dos jazigos localiza-se em encaixantes constituídos por alternâncias de rochas de diferente competência, quer em formações do Ordovícico inferior (Arenig), quer do Precâmbrico ou Câmbrico?. Além disso, em alguns casos, as mineralizações encontram-se associadas a determinadas rochas, como é o caso do ouro na camada negra das Banjas, do Ordovícico inferior (Arenig) e de pré-concentrações de alguns elementos metálicos evidenciadas na brecha (ver 2.5).

Nas formações do Precâmbrico ou Câmbrico?, ocorrem mineralizações de Sb-Au e de Pb-Zn-Ag. Sete dos jazigos de Sb-Au estudados, encaixam em alternâncias de pelitos, vaques e arenitos quártzicos (Tapada, Ribeiro da Serra) ou em conglomerados com percentagem de matriz variável e intercalações de pelitos (Montalto, Pinheirinhos, Corgo, Portal e Cabranca), em que foi assinalado vulcanismo ácido (Unidade de Montalto), com intercalações de diabases (ver 2.1.1.). Os jazigos de Pb-Zn-Ag, encaixam em unidades estratigráficas mais inferiores (Unidade de Terramonte) (ver 2.1.1.). Nestes, o controlo litoestratigráfico não é tão evidente, pois estas mineralizações ocorrem, quer nas alternâncias da associação litológica superior da Unidade de Terramonte (Terramonte), quer nas alternâncias da associação litológica inferior da mesma Unidade (Ribeiro da Castanheira e Ribeiro da Lomba) (ver 2.1.), evidenciando apenas um controlo mecânico. No entanto, é de referir que na

área onde se localizam estes jazigos, mais precisamente na associação litológica superior (ver 2.3.5.1.), ocorrem indícios de uma fonte vulcânica, no Precâmbrico ou Câmbrico?, evidenciados pela presença de epiclastitos, abundância de plagioclases, ocorrência de pirofilite, etc.

Os restantes jazigos de Sb-Au (Ribeiro da Igreja e Vale do Inferno) e os jazigos de Au-As (Moirama e Banjas), ocorrem nas alternâncias do Ordovícico inferior (Arenig), onde foram assinalados níveis vulcano-sedimentares que apresentam anomalias em ouro e antimónio (ver 2.5.). A maior parte dos trabalhos romanos (concentrados na Serra de Santa Justa e Serra de Pias) situa-se também nestas formações. A espessura das alternâncias é bem menor na área de Alto do Sobrido (flanco inverso) que na área das Banjas (flanco normal). No primeiro caso, o jazigo é do tipo filoniano e, à semelhança do que acontece em Cévennes (Maciço Central francês), é provável que no flanco inverso, em que a estratificação se apresenta muito inclinada, os filões mineralizados tenham um maior desenvolvimento vertical do que no flanco normal onde os níveis que controlam os filões são sub-horizontais (charneiras anticlinais) (Roger 1971, 1972). Na realidade, os jazigos essencialmente filonianos localizam-se no flanco inverso. No que diz respeito aos jazigos do tipo estratiforme/filoniano (caso das Banjas) além de termos mineralização em estruturas filonianas, o ouro ocorre também associado a determinados estratos (designadamente as camadas negras), que aqui atingem um maior desenvolvimento, não só pelo facto de se localizarem no flanco normal, mas também provavelmente por corresponderem a sedimentos mais proximais (ver 4.5.3.). De referir que em Ribeiro da Estivada (Pb-Zn), as mineralizações ocorrem no contacto das formações do Arenig com as do Lanvirniano.

Assim, a hipótese de existência de uma fonte aurífera e antimonífera nesta série vulcano-sedimentar é provável. A importância do controlo litoestratigráfico das mineralizações antimoníferas, pela sequência vulcano-sedimentar do Arenig, agora assinalada na área, foi já referida por outros autores na zona Centro-Ibérica (Gumiel & Arribas 1990). A hipótese de remobilização de antimónio a partir de riolítos Cambro-Tremadocianos, tem sido apontada por alguns autores (Roger 1971, 1972, Boyer 1974, Picot et al. 1981, Marcoux et al. 1984) para os jazigos do Maciço Central e Maciço Armoricano (França). Guillou (1971), considera que, as mineralizações sin-sedimentares de

antimónio dos níveis carbonatados do Paleozóico inferior do Geossinclinal Asturiano, estão associadas a um vulcanismo riolítico e albitofírico.

A importância do vulcanismo como fonte dos metais será debatida em 4.5.3.

No que diz respeito às camadas negras das Banjas, que ocorrem intercaladas nas alternâncias do Arenig, elas estão nitidamente associadas ao ouro. A origem destas camadas, assim como a sua relação como ouro, serão discutidas no capítulo referente à fonte dos metais (ver 4.5.3.).

Outro metalotecto a ter em conta é a brecha de base do Carbonífero, que deu teores anómalos em Au e Sb (ver 2.5.), e que nos indica a existência de uma geração de ouro anterior ao Carbonífero, que foi retomada posteriormente. Como já foi referido em 2.5. o ouro parece estar relacionado com a presença de liditos, mas o papel desta rocha como fonte dos metais será discutido em 4.5.3.).

4.4.2.2.Interpretação do controlo

Os **factores mecânicos** que se relacionam com a competência das rochas é evidente. Em alguns casos, nomeadamente em Alto do Sobrido, os filões instalam-se nas rochas mais competentes que originam fracturas mais abertas (brecha de base do Carbonífero), diminuindo de espessura para os vaques de cor cinzenta, e terminam-se ao chegar aos níveis mais incompetentes (xistos do Carbonífero). Noutros casos, em que o encaixante é constituído por alternâncias de rochas de diferente competência (pelitos vaques e quartzitos do Precâmbrico ou Câmbrico e do Ordovícico - Arenig) os contactos entre estratos de composição diferente funcionam como zonas de fraqueza, propícias à circulação de fluidos. A porosidade de alguns níveis nomeadamente dos quartzitos, facilita a circulação e ascensão dos fluidos mineralizantes que são aprisionados pelas camadas mais competentes.

Relativamente aos **factores químicos**, teremos de ter em conta, por um lado as pré-concentrações em ouro, antimónio e talvez noutros metais (As, Pb) (ver 2.5.) e, hipoteticamente, o papel do enxofre e do cloro da camada negra.

Quanto à existência de pré-concentrações, elas poderão estar relacionadas quer com a actividade vulcânica, quer com concentrações detríticas tipo "paleo-placer" ou, ainda, com a presença de sulfuretos que poderão ser de origem vulcânica ou metamórfica (ver 4.5.3.).

No que diz respeito à camada negra que ocorre nas alternâncias vulcano-sedimentares do Arenig, com características muito peculiares (ver 2.3.4.1. e 3.2.4.3.), guia intensamente seguido nos trabalhos efectuados no início do século, na mina das Banjas, terá tido outros papéis possíveis. Será necessário ter em conta a importância desta camada, pelo menos nos seguintes aspectos (ver 4.5.3.):

1-reacção topoquímica - a precipitação do ouro, pode ter sido provocada pela variação da concentração do enxofre do meio, quando se formaram os grandes cristais de arsenopirite e pirite que ocorrem nesta camada. O S provoca a precipitação do ferro sobre forma de pirite na matéria orgânica redutora. A actividade do enxofre aumenta, quando os fluidos hidrotermais actuam na rocha ou pela evolução da matéria orgânica. Assim, o meio rico de matéria orgânica e de enxofre terá provocado a precipitação de metais sob a forma de sulfuretos (essencialmente pirite), podendo o ouro ter precipitado no estado nativo, ou ter sido aprisionado na rede destes minerais (Daintree 1866, Radtke & Scheiner 1970). Hayashi & Ohmoto (1991), referem que quando o ouro é transportado em soluções hidrotermais sob a forma de complexos bissulfurados ($HAu(HS)_2^0$ ou $Au(HS)_2^-$), um decréscimo do teor de H_2S (aq) pode provocar a precipitação deste metal. O decréscimo do teor em H_2S (aq) pode ser provocado pela precipitação de sulfuretos (por exemplo FeS_2, ZnS, $CuFeS_2$) ou pela mistura com soluções deficitárias em H_2S (aq) (por exemplo águas meteóricas, água do mar).

Cook & Chryssoulis (1990), consideram que o ouro substitui o ferro trivalente na rede da arsenopirite. Segundo os mesmos autores o ouro é incorporado na rede da pirite, como resultado da perda de mobilidade eléctrica derivada da substituição de pares de aniões $|AsS|^{-3}$ por pares de aniões $|S_2|^{-2}$.

Huston et al. (1992) concluem que o ouro é incorporado nos sulfuretos, em condições de a_{H_2S} e f_{O_2} mais elevadas, e exprime-se sob a forma nativa quando a_{H_2S} e f_{O_2} são mais baixas.

2- presença de cloro - o cloro foi detectado, ao microscópio electrónico, na camada negra das Banjas. Este elemento pode também estar associado a outros minerais como a turmalina, apatite, filitos, etc. apesar de haver ainda uma certa controvérsia relativamente ao papel deste elemento como solvente do ouro, alguns autores nomeadamente Emmons (1917), consideram que o anião $AuCl_4^-$ solúvel na água, se forma quando o ouro é exposto a uma fonte de cloro. Este elemento pode formar-se na zona de oxidação, em presença de H_2SO_4 e NaCl nas águas, caso existam altos teores de óxido de Mn, segundo a reacção:

$$MnO_2+2NaCl+3H_2SO_4=2H_2O+2NaHSO_4+MnSO_4+Cl_2$$

O cloro forma-se, dissolvendo o ouro sob a forma daquele anião, transportando-o.

Habitualmente o ouro pode ser transportado sob a forma bissulfurada ($AuHS_2^-$) que é a mais comum ou sob a forma cloretada ($AuCl_2^-$), predominante em fluidos que contenham altos teores em Cl e concentrações em enxofre anormalmente baixas, ou em fluidos com potencial de oxidação elevado (Seward 1982). Em relação ao transporte sob forma bissulfurada ($AuHS_2^-$), o transporte sob a forma cloretada, implica em particular temperaturas mais elevadas (>280ºC), fluidos mais ácidos (pH<4 aproximadamente), uma maior salinidade (Large 1992). Os principais factores de precipitação do ouro e dos sulfuretos, são o aumento de pH, a diminuição da temperatura, a diminuição de salinidade (por exemplo mistura com um aquífero), um meio redutor.

Hayashi & Ohmoto (1991) a partir de dados experimentais, para soluções contendo NaCl e H_2S a temperaturas entre 250 e 350ºC, concluiram que, a solubilidade do ouro está dependente da actividade do Cl^- e do H^+ das soluções, indicando que os complexos cloretados não são importantes. Referem ainda que, a solubilidade do ouro aumenta com o aumento da actividade de H_2S (aq), indicando a dissolução do ouro essencialmente sob a forma de complexo bissulfurado ($HAu(HS)_0^2$ para pH inferiores a 5.5 e $Au(HS)_2^-$ para condições de pH mais elevados). Segundo os mesmos autores, a solubilidade do ouro em fluidos mineralizantes em equílibrio com a pirite e/ou pirrotite, entre 250 e 350ºC, varia entre 0.1ppb e 1ppm Au, transportados essencialmente sob forma de complexos bissulfurados. Os complexos cloretados, estão presentes apenas no caso de os fluidos serem pobres em H_2S, ricos em cloretos e para condições de

pH inferiores a 4.5. O aumento de $a_{H_2\,(aq)}$ e o decréscimo de $a_{H_2S\,(aq)}$ são também factores importantes na precipitação deste metal, quando transportado sob a forma bissulfurada. Nesta gama de temperaturas (entre 250 e 350ºC) um simples arrefecimento (em sistema fechado) ou aquecimento não intervém na precipitação do ouro.

A caulinite presente nos filões da mina das Banjas implica fluidos ácidos (pH~3.5 a 4.5) (cf. Large et al. 1989), correspondendo mais provavelmente a um transporte sob forma cloretada do que bissulfurada.

4.4.3.CONCLUSÃO

Em face do que foi observado, poderemos considerar que os controlos litoestratigráficos são importantes nas mineralizações de ouro e de antimónio. Assim, entre os metalotectos a ter em conta, temos no Precâmbrico ou Câmbrico? os conglomerados da associação litológica superior da Unidade de Montalto, com pré-concentração em Sb, os níveis vulcânicos da associação litológica inferior da Unidade de Montalto, no Ordovícico, os níveis vulcano-sedimentares do Arenig, com pré-concentrações em Au e Sb e no Carbonífero, a brecha de base que apresenta os teores mais elevados em Au, Sb e Pb, entre os litótipos analisados.

No que diz respeito ao controlo estrutural manifesta-se pelas falhas transversais às estruturas principais (Anticlinal de Valongo e Sinclinal Carbonífero) e por zonas de cisalhamento. No caso dos jazigos do tipo Sb-Au, é de particular importância, a Zona de Cisalhamento do Douro (N150), que parece exercer um controlo importante sobre estas mineralizações. Os jazigos mais importantes de antimónio, ao qual aparece também associado algum ouro, localizam-se ao longo, ou nas proximidades do contacto do Sinclinal Carbonífero com o Precâmbrico ou Câmbrico?, que corresponde a esta Zona de Cisalhamento.

No maciço Armoricano, os jazigos de antimónio-ouro situam-se num contexto tectono-estratigráfico semelhante ao do distrito Dúrico-Beirão. Distribuem-se ao longo de grandes acidentes (Chauris et al. 1977) e estão espacialmente ligados a estreitas bacias Carboníferas, que traduzem as zonas

de distensão. São controladas por alinhamentos NS a NNE-SSW e embora a faixa aurífera Leste Armoricana seja transversal às grandes estruturas Armoricanas, no seu interior os jazigos são controlados por alinhamentos hercínicos (Vanhille & Picot 1981). No Maciço Central, as mineralizações auríferas são essencialmente controladas por acidentes com direcção NE-SW que rejogaram ao longo das fases hidrotermais mais tardias (Picot et al. 1981). No jazigo de Borderies (Maciço Central francês), os filões encaixam no soco, a leste de um cisalhamento dextro do Sinclinal Carbonífero (Marcoux et al. 1988). O distrito de Pontgibaud (Maciço Central), extende-se numa extensão de cerca de 40km, paralelamente a uma bacia Carbonífera (Bril et al. 1991).

Também em Espanha, se verifica a associação dos jazigos de Sb a bacias Carboníferas. Nas Astúrias, alguns jazigos de Hg, Sb e As estão associados a bacias Carboníferas do Vestefaliano. Nos Pirinéus orientais os filões de Sb encaixam em formações do Estefaniano associadas a um vulcanismo riodacítico.

Assim, poderemos propor os seguintes guias para prospecção do ouro e antimónio:

- alternâncias de rochas de diferente competência
- camadas negras interestratificadas nas alternâncias do Ordovícico inferior (Arenig)
- proximidade de bacias Carboníferas
- sequências turbidíticas
- vulcanismo ácido do Precâmbrico ou Câmbrico? e do Ordovícico inferior (Arenig)
- charneiras de anticlinais, embora com provável limitação da extensão vertical dos filões pela espessura da formação que os controla.
- proximidade de falhas importantes, ou zonas de cisalhamento

Poderemos dizer que toda a estrutura anticlinal a sul do Douro poderá ser considerada como uma extensão dos jazigos de antimónio-ouro, bem

conhecidos a norte do mesmo. Esta hipótese é corroborada pela existência de filões de Sb-Au a sul do distrito própriamente dito (jazigos de Portal e de Cabranca) e pela descoberta pelo Serviço de Fomento Mineiro (M. Ferreira et al. 1972) de quatro zonas de anomalias antimoníferas a sul do Douro (Fig. 114).

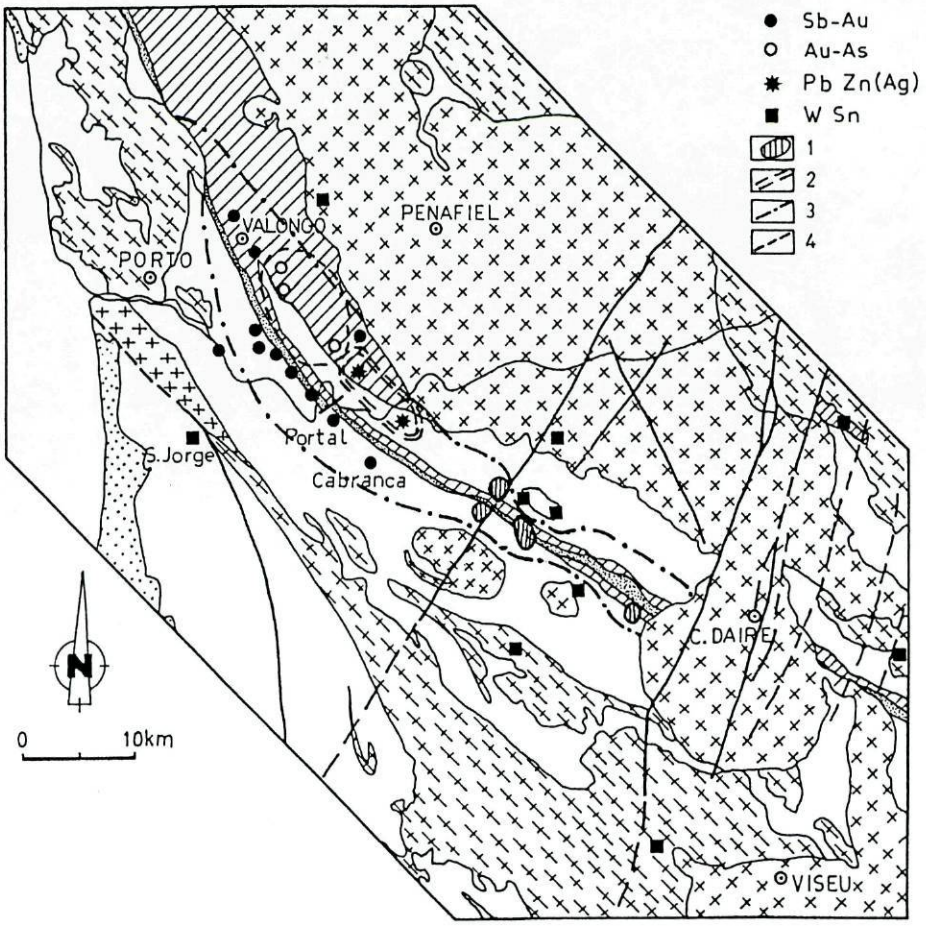


Fig. 114 - Mapa de distribuição dos jazigos de Sb-Au, Au-As, Pb-Zn(Ag) e W-Sn. Relações espaciais com os granitos e prolongamento possível do distrito auri-antimonífero para sudeste. 1 - anomalias antimoníferas; 2 - domínio do tipo paragenético Pb-Zn(Ag); 3 - domínio do tipo paragenético Sb-Au; 4 - domínio do tipo paragenético Au-As. Legenda geológica - ver figura 1.

4.5.TIPOLOGIA E HIPÓTESES GENÉTICAS

4.5.1.TIPOLOGIA

Existem várias classificações referentes aos jazigos auríferos e/ou antimoníferos, das quais citamos alguns exemplos: Maclaren 1908, Launay 1913, Emmons 1937, 1950, Geffroy 1955, Raguin 1961, Routhier 1963, Fedorchuk 1964, Magakien 1968, Smirnov 1976, Ziserman & Serment 1976, Boyle 1979, 1987, Bache 1980, 1982. Algumas baseiam-se no contexto geo-estrutural e na morfologia, outras na paragénese, na relação com rochas eruptivas associadas, outras ainda na temperatura de formação.

Routhier (1963) refere, que já em 1913, Launay no seu tratado introduz a noção de "tipos de jazigos". Segundo o mesmo autor, Raguin em 1949, ao defenir uma classificação metalogénica, baseada nas associações mineralógicas presentes nos jazigos e nas relações petrográficas entre estes e certas rochas eruptivas ou sedimentares, utiliza já o essencial da noção de tipo que é aceite actualmente. Mas só em 1955, Blondel organizou fichas de jazigos tendo tentado o primeiro ensaio sobre os tipos de jazigos de ferro. O autor acima citado classifica os jazigos em 5 grupos: jazigos encaixados em rochas sedimentares sem relação visível com plutões; jazigos associados a plutões graníticos (intra-plutónicos ou periplutónicos; jazigos em rochas básicas e ultra-básicas geralmente de origem vulcânica; jazigos associados principalmente ao vulcanismo calco-alcalino pós-orogénico das cadeias terciárias; jazigos em formações metamórficas, sem relacção visível com plutões.

Bache (1980) propõe uma classificação dos jazigos em função do contexto geo-estrutural, natureza do encaixante e associação mineralógica (ver Quadro 33 - anexo 7). Os jazigos da região Dúrico-Beirã enquadram-se segundo este esquema, no 1º grupo de jazigos vulcano-sedimentares pré-orogénicos (jazigos associados a formações vulcano-sedimantares), no 2º grupo de jazigos plutono-vulcânicos pós-orogénicos (jazigos filonianos) e talvez acessoriamente no 3ºgrupo de jazigos detríticos (tipo "paleo-placer" na génese da brecha de base do

Carbonífero). Segundo este autor, o ouro explorado pelos Romanos no NW da Península Ibérica, estava associado a jazigos detríticos do tipo "placers" (depósitos de "piedmonts").

Para Routhier (1963), a definição dos tipos de jazigos, depende de caracteres intrínsecos ao próprio jazigo (paragénese e sucessão, alteração superficial e minerais supergénicos resultantes, composição química e teores do minério, tonelagem de metal extraído e se possível reservas) e de factores relacionados com o contexto dos jazigos (natureza litológica e estratigrafia das rochas encaixantes, forma dos jazigos em relacção com as estruturas das rochas encaixantes, rochas plutónicas e/ou vulcânicas próximas, idade do jazigo e história geológica da região). Em função dos caracteres observados, podemos verificar que as mineralizações do distrito antimonífero Dúrico-Beirão correspondem à sobreposição de diferentes tipos (ver Quadro 32 - anexo 7). De salientar que os cinco tipos definidos assentam em bases de classificação diferentes, havendo por vezes sobreposição entre eles:

- filoniano - em todos os jazigos estudados, ocorrem filões e/ou "stockworks";

- peri - graníticos - possível zonalidade em relação a granitos não aflorantes (ver Fig. 113 e cf. discussão sobre a relação com os granitos - 4.5.2.);

- estratiforme - de uma maneira geral as mineralizações encontram-se associadas a níveis vulcano-sedimentares, quer do Precâmbrico ou Câmbrico?, quer do Ordovícico inferior. Além disso, nos jazigos de Au-As (particularmente em Banjas), assim como em alguns jazigos de Sb-Au (Ribeiro da Igreja e Vale do Inferno) o controlo da mineralização pelos níveis negros, ou mais precisamente pelas camadas negras, intercaladas nos níveis vulcano-sedimentares do Arenig é evidente. Estes jazigos correspondem ao tipo que se segue, pois existe uma associação entre as formações vulcano-sedimentares e os depósitos de origem turbidítica pouco profunda;

- encaixante turbidítico ("Turbidite-hosted gold deposits") - são também depósitos estratiformes associados a sedimentos de origem turbidítica pouco profunda, do Arenig, nos quais se intercalam formações vulcano-sedimentares. Segundo Boyle (1986), os depósitos auríferos associados a

turbiditos incluem veios, filões, zonas cisalhadas, "sadle reef" e fracturas, entre outros. Nas Banjas, as estruturas mineralizadas são do tipo filoniano (filões e massas) e do tipo "saddle reef" (Combes et al. 1992). Como vimos em 3.2.4.3., a sucessão mineralógica que ocorre neste jazigo, não só no que diz respeito aos minerais metálicos, mas também em relação aos minerais da ganga, assim como os caracteres geoquímicos, coincidem com a constituição de jazigos associados a turbiditos, descritos por Boyle. A associação das mineralizações auríferas, encaixantes nas alternâncias do Arenig da região Dúrico-Beirã, a este tipo de jazigos foi sugerida por Combes et al. 1992. Como acontece em geral, as mineralizações da região Dúrico-Beirã encontram-se em rochas encaixantes, cujo metamorfismo é de baixo grau (ver 2.2.4.). Várias origens têm sido atribuídas a estes depósitos, incluindo processos igneos, hidrotermais, singenéticos e secreções laterais e metamórficas, sendo a última mais aceite (Boyle 1986);

- zonas de cisalhamento particularmente importantes nos jazigos de Sb-Au, que se encontram na proximidade da ZCD no bordo oeste do Sinclinal Carbonífero, nomeadamente em Montalto e Alto do Sobrido que se localizam neste acidente (ver 4.4.1.). Bonnemaison (1986) salienta a importância das zonas de cisalhamento na remobilização do ouro. Distingue neste tipo de jazigos vários estádios, caracterizados por diferentes modos de expressão do ouro: um estádio precoce com ouro camuflado na arsenopirite, um estádio intermédio com ouro fino e pouco argentífero e um estádio tardio com ouro argentífero em pepitas (Bonnemaison 1987). Demonstra o importante papel dos fenómenos de cisalhamento, na remobilização e concentração de mineralizações auríferas singenéticas, ligadas ao vulcanismo e/ou ao hidrotermalismo sin-sedimentar. No Maciço Central francês, a mineralização de Le Châtelet, anteriormente considerada de tipo filoniano, corresponde a uma zona de cisalhamento aurífera de direcção submeridiana em relação espacial com o acidente tectónico Nantes-Marches, que terá tido um papel de maior importância na metalogénese dos jazigos de ouro de Creuse (Bonnemaison & Marcoux 1987, 1989). O jazigo de Sb-Au de Le Bourneix (Maciço Central francês), é também deste tipo (Touray et al. 1989).

Concluindo, poderemos dizer que o distrito Dúrico-Beirão ilustra bem a dificuldade de aplicação das classificações metalogenéticas. Referimo-nos essencialmente a classificações de jazigos auríferos, embora o distrito mineiro

tenha sido explorado para o ouro e antimónio. Os filões de Sb-Au encaixariam melhor numa classificação de jazigos antimoníferos, no mesmo grupo dos do Maciço Central francês com os quais apresentam numerosas analogias. Por outro lado, este exemplo mosta que não devemos tentar aplicar as classificações de uma maneira rigída. Gumiel (1982), alertou para a dificuldade em estabelecer uma classificação dos jazigos de antimónio baseada em critérios genéticos, quer pelo facto deste metal poder depositar-se longe da fonte, sendo difícil estabelecer relações genéticas, quer porque as associações paragenéticas não são muito variadas, sendo dificil diferenciá-los, quer ainda porque os critérios morfológicos são de difícil aplicação, pois, por vezes, há sobreposição de diferentes tipos. As mineralizações da região Dúrico-Beirã são essencialmente do tipo filoniano, mas uma parte dos jazigos auríferos, em particular na mina das Banjas é estratiforme. Um mesmo distrito metalífero pode também conter vários metais essenciais que as classificações teriam mais tendência para separar (no presente caso Sb e Au). Por outro lado, o exemplo do distrito mineiro do Douro mostra que jazigos com características de "tipos" diferentes se podem sobrepor num mesmo distrito.

4.5.2.RELACÇÃO COM OS GRANITOS

Ferreira et al (1971) consideram existir uma zonalidade em relação aos granitos pós-tectónicos que afloram a NE. Não existe ligação espacial próxima entre os filões de Sb-Au e Au-As e os granitos aflorantes.

Será que efectivamente esta ligação não existe, ou estaremos em presença de filões peri-graníticos em relação com granitos não aflorantes?

Alguns argumentos favorecem a segunda hipótese, nomeadamente:

- A ocorrência de Sn e W , embora discretos, no primeiro estádio de mineralização ferri-arsenífero, como acontece nos filões de Sn-W geneticamente relacionados com os granitos intrusivos pós-Carboníferos, nomeadamente em Lagares, em que a cassiterite ocorre num filão de aplito-pegmatito na bordadura de uma intrusão granítica polifásica (Derré et al. 1987) e em Pedra Luz, onde os filões de W-Au-Sb se encontram no prolongamento imediato de um pequeno apex

leucogranítico (Maurel-Palacin 1985). Goinhas (1987), considera, que as mineralizações de W e Sn da ZCI estão associadas aos granitos tardi-hercínicos, e que, na província metalogénica de estanho tungsténio (que se sobrepõe às unidades geo-estruturais da Sub-Zona de Galiza Média - Trás-os-Montes e à Zona Centro-Ibérica), o ouro e a prata, aparecem frequentemente, associados aos sulfuretos, principalmente de arsénio e antimónio, distribuídos segundo uma certa zonalidade à escala regional em relação ao tungsténio.

- A presença de apatite, que poderá ser proveniente dos fluidos finais da evolução granítica, presente em quantidade apreciável no "stockwork" da mina de Ribeiro da Igreja, e em menor quantidade nos filões da Tapada (ver 3.4.2.3. e 4.3.)

- A presença de turmalina não detrítica, quer em Alto do Sobrido (Sb-Au), quer em Terramonte (Pb-Zn-Ag) (ver 2.3.3.1. e 2.3.5.1.) poderá ser uma evidência da proximidade de apex graníticos não aflorantes.

- A possível zonalidade vertical, evidenciada pela maior profundidade dos filões N-S, direcções preferenciais do Sn-W (ver 4.3.).

- A distribuição das mineralizações de Sb-Au, mais afastadas do possível apex granítico não aflorante e as de Au-As mais centrais (ver Fig. 113, cf. Fig. 112).

- Evolução paragenética dos filões com Sb-Au, comparável à doutros sectores da cadeia hercínica, nomeadamente portugueses, franceses, espanhóis e marroquinos, para os quais é admitida uma certa relacção com os granitos, que terão tido pelo menos acção como fonte de calor.

Em Portugal, muitas das ocorrências auríferas estão relacionadas com granitos. Segundo Noronha & Ramos (1991), num estudo preliminar sobre as mineralizações auríferas do NW português (Minho), umas são de mais alta temperatura e as soluções mineralizantes teriam estado relacionadas com os granitóides biotíticos tardi a pós-tectónicos, enquanto outras de mais baixa temperatura estariam relacionadas com os granitos de duas micas sin a tardi-tectónicos. B. Sousa & Ramos (1991), consideram que o ouro da região de

Penedono-Tabuaço (Viseu) está associado à circulação profunda de fluidos em zona de cisalhamento, tendo sido remobilizado de rochas intermédias a básicas, por fluidos hidrotermais relacionados com a implantação de magmas graníticos evoluidos. Relativamente ao jazigo de Jales, explorado mais recentemente (até 1992), C. Neiva & Neiva (1989) referem que os filões hidrotermais auríferos preenchem fracturas hercínicas NNE-SSW, NE-SW e WNW-ESE e estão provavelmente relacionados com o granito de Jales.

Robert (1980) refere que a repartição dos jazigos auri-antimoníferos de Val de Ribas (Pirinéus Catalães) se integra numa zonação metalogénica regional, centrada sobre o granito pós-cinemático de Costabonne ou de um plutão satélite subjacente, cuja existência seria atestada pela escama granito-diorítica de Ribas. Considera a hipótese de remobilização de metais, a partir de concentrações singenéticas, pelos fluidos hidrotermais. Guitard (1955) reconheceu também na vertente francesa, a relação dos jazigos com granitos circunscritos tardi-hercínicos (Costabonne, Batère).

Ainda, como vimos em 4.1., podemos propor um esquema de zonalidade vertical, relacionado com um granito não aflorante, semelhante ao proposto por Vanhille & Picot (1981), para as mineralizações auríferas do Maciço Armoricano. Touray et al. (1989), consideram que apesar de não estar provada a ligação directa dos fluidos mineralizantes com o magmatismo, nos jazigos do Maciço Central francês, existe uma relação entre a mineralização aurífera e os últimos estádios de implantação do granito, evidenciada pela associação do ouro ao Sn-W, o que indicará uma possível relação genética entre as ocorrências de Sn-W controladas pelos granitos e os depósitos auríferos.

Huvelin et al. (1978) consideram também existir uma relação genética entre as mineralizações do campo filoniano polimetalífero de Roc-Blanc, J. Haimer (Marrocos central) e os granitos hercínicos, evidenciada pela zonalidade das mineralizações em volta do granito.

O papel desempenhado pelo granito pode ter sido apenas como uma fonte de calor, originado circuitos convectivos, fazendo circular as águas superficiais e aquecendo-as em profundidade, enriquecendo-as em metais e

enxofre por lexiviação das pré-concentrações das rochas encaixantes. À medida que vão ascendendo ao longo de fracturas, vai havendo um abaixamento de temperatura, com deposição progressiva do conteudo metálico.

4.5.3.FONTE DOS METAIS (E DO ENXOFRE)

Como vamos ver, os metais presentes nas mineralizações da região Dúrico-Beirã, poderão ter origens variadas. Entre elas, iremos abordar como possíveis fontes, os níveis vulcano-sedimentares, a brecha de base do Carbonífero, as diabases e os fluidos de origem magmática.

Como vimos, existe controlo litoestratigráfico, por certos níveis da série encaixante, nomeadamente pelos níveis vulcano-sedimentares do Precâmbrico ou Câmbrico? e do Ordovícico inferior (Arenig) e ainda pela brecha de base do Carbonífero. O controlo pelo vulcanismo do Silúrico não foi por nós assinalado, uma vez que nos sectores seleccionados existem poucos afloramentos de rochas desta idade. A hipótese da existência de pré-concentrações de metais nestes níveis, advém do facto de terem sido detectadas por análise química anomalias relacionadas com estas rochas (ver 2.5.). Podemos constatar que existe uma sobreposição das áreas vulcano-sedimentares da base do Ordovícico, com a faixa de jazigos auríferos no flanco leste, do Anticlinal de Valongo, onde os estratos com esta origem atingem maiores espessuras.

Uma mesma génese dos metais, para jazigos do mesmo tipo noutras áreas, tem sido avançada por alguns autores (Gumiel 1982, Guillou 1971, Boyer 1974, Vanille & Picot 1981, Gumiel & Arribas 1980 entre outros). Alguns autores admitiram já, para as mineralizações da região Dúrico-Beirã a hipótese de uma fonte dos metais relacionada com o vulcanismo do Silúrico, nomeadamente M. Ferreira et al. (1972), que consideram que existir uma relação entre a mineralização antimono-mercurífera e o vulcanismo essencialmente básico do Silúrico.

Thadeu (1977) refere que, no Xisto-Grauváquico da ZCI, os vulcanitos ácidos ocorrem na parte mais superior, tendo sido considerados de idade

Câmbrica Inferior (563Ma), com base em dados isotópicos (método do Rb/Sr) (Conde 1971).

A presença do vulcanismo evidencia uma certa instabilidade durante o Paleozóico (Precâmbrico ou Câmbrico?, Ordovícico inferior e Silúrico). Boyer (1974), no seu estudo sobre o vulcanismo ácido Paleozóico do Maciço Armoricano, refere-se à instabilidade na zona leste deste Maciço, supondo a existência de uma grande zona de fraqueza da crosta terrestre de direcção NNE-SSW, com ocorrência de uma zona vulcânica activa ligada a esta deslocação, durante todo o Paleozóico.

Assim, podemos citar alguns exemplos de jazigos do Maciço Armoricano, relacionados com formações vulcano-sedimentares. Em La Lucette, as mineralizações encaixam em arenitos, ou alternâncias de shales e arenitos, correspondentes ao limite Ordovícico-Silúrico, Em Château Gontier e La Bellière, o encaixante é constituído por arenitos finos a grosseiros, com intercalações mais ou menos numerosas e espessas, de xistos argilosos do Brioveriano (Vanhille & Picot 1981).

Guigues et al. (1969) constataram que os jazigos de antimónio do Maciço Central francês podem estar associados ao vulcanismo Devónico-Dinanciano em Beaujolais e que nos Pirinéus orientais espanhóis (região de Ribas de Fresser), os filões de antimónio, encaixados em formações do Estefaniano, estão associados a um vulcanismo riodacítico.

Pouit (1988) faz referência a algumas mineralizações auríferas epitermais submarinas e aéreas. As mineralizações da Península do Alaska, relacionadas com formações vulcânicas ácidas submarinas, do Jurássico Inferior, as mineralizações epitermais do campo geotérmico de Taupo, na Nova Zelândia, activas actualmente, e o aparelho, vulcânico ácido, localizado em arco insular Eocènico em Vancouver (Columbia Britânica).

A lexiviação de pré-concentrações metálicas nos níveis vulcano-sedimentares por fluidos durante os seus circuitos convectivos representa uma fonte possível dos metais. Estes fluidos podem igualmente enriquecer-se por

lexiviação doutras formações litológicas encaixantes: níveis ricos de matéria orgânica, diabases.

Como já foi referido, é frequente a associação espacial entre os jazigos de Sb-Au e as bacias Carboníferas. Já em 1939, Koehler num relatório sobre os jazigos de antimónio do Norte de Portugal, chama a atenção para o facto de haver relação entre as formações do Carbonífero e os teores mais elevados em Au. Assim, nas minas de Montalto, Tapada e Ribeiro da Serra, a mineralização mais produtiva foi observada a mais de 100m de profundidade. Apesar de tal facto poder ser explicado, ou pela lexiviação do ouro da zona de oxidação para a zona de cimentação, ou até porque, a esta profundidade, podemos estar em presença do minério primário, num nível inferior ao nível hidrostático, Koehler observa que próximo desta profundidade, ocorre o contacto dos xistos Precâmbricos com o Carbonífero.

Os níveis ricos de matéria orgânica, presentes em particular nas alternâncias do Arenig, são susceptiveis de concentrar metais e podem igualmente ser mais ou menos ricos em enxofre. Devido às suas características redutoras, estes níveis são, por outro lado, capazes de favorecer o depósito dos metais transportados pelos fluidos oxidantes.

Diabases - Alguns diques de diabase interestratificados nas formações do Precâmbrico ou Câmbrico? foram assinalados no decorrer deste trabalho, no sector de Montalto (ver Mapa 4 e Fig. 94). Rabie (1963), cartografou um número importante destas diabases entre Ribeiro da Serra e norte de Montalto. Refere que estes diques ocorrem no pré - Ordovícico, habitualmente com a mesma direcção e inclinação destes estratos e que algumas das minas (Montalto, Tapada e Ribeiro da Serra), estão precisamente nos locais, em que tais diques se alargam, torcem ou repentinamente cruzam as camadas. Segundo o mesmo autor, embora seja difícil ver a relação entre estes e os filões devido á escassez de afloramentos, na Tapada existe um filão desmontado próximo do contacto com um destes diques.

Medeiros (1964) chama também a atenção para os filões de rochas com disjunção esferóidal, quase sempre alteradas que ocorrem entre Covelo e

Broalhos, em formações do Complexo Xisto-Grauváquico próximo de explorações de antimónio (minas de Montalto, minas do Corgo, minas da Ribeira, etc). O mesmo autor refere que só em Vale do Melro (Covelo), um pequeno afloramento com aspecto filoniano encaixa em formações do Carbonífero. Segundo o mesmo autor a direcção geral é próxima de N-S, com variações locais e a espessura varia entre 1 e 8 metros.

A idade destes diques não está ainda bem definida. Soen (1970) refere que os diques de diabase se instalaram depois dos períodos de metamorfismo orogénico e antes ou durante o período de plutonometamorfismo.

Segundo Thadeu (1977), estes diques comuns no cinturão hercínico, estão geralmente relacionados com as falhas mais tardias, sendo a sua cronologia incerta, tendo-lhes sido atribuídas duas idades, uma anterior, outra posterior aos "Younger granites" (280±11Ma segundo Mendes 1968 e Priem et al. 1970).

No maciço Armoricano foram também assinalados filões de dolerito (golfo Normano Breton), cuja idade vai do Devónico superior ao Carbonífero inferior, correspondentes a raízes de derramamentos basálticos (Vanhille & Picot 1981).

Assim, os diques de diabase, particularmente frequentes no sector da Tapada, podem ser responsàveis não só pela existência de grande quantidade de carbonatos que ocorrem na área, mas também pelo antimónio e ouro (ver 4.5.2.2.). A acção de fluidos hidrotermais sobre estas rochas, pode ter lexiviado os carbonatos e os metais. Por outro lado, os carbonatos podem ter provocado a precipitação do ouro. Os trabalhos experimentais de Brokau mostraram que a calcite precipita rapidamente o ouro, a partir de soluções em que se encontra dissolvido em ácido, na presença de Cl e Mn (Emmons 1917).

Por outro lado, a relacção genética entre os filões de antimónio-ouro e uma fonte granítica não aflorante foi evidenciada. quer pela zonalidade (ver Fig. 112), com as mineralizações de Sn-W na proximidade dos granitos e as de Sb-Au mais afastadas (estando presentes o W e o Sn de um modo discreto no 1º estádio), quer pela afinidade qeoquímica entre as apatites ligadas a mineralizações de Sn-W de um granito e de um aplito-pegmatito e da apatite

presente nos filões de Sb-Au (ver 4.5.2.). Portanto, parte das mineralizações poderá estar relacionada com fluidos magmáticos. É provável que os metais se encontrem mais ou menos concentrados nestes fluidos hidrotermais (o Sn e o W concentram-se no decurso da diferenciação de magmas graníticos e as fases fluidas do fim da diferenciação, são provavelmente muito ricas destes metais). É possível que outros metais (Sb, Au, Pb?...) se concentrem igualmente nas fases fluidas residuais no final da diferenciação de magmas graníticos.

Vamos, agora, analisar separadamente o antimónio, o ouro e o tungsténio.

4.5.3.1.Antimónio

A análise química de algumas rochas encaixantes (ver 2.5.) permitiu verficar a existência de anomalias de Sb em alguns litótipos, nomeadamente, nos conglomerados e nas alternâncias do Precâmbrico ou Câmbrico?, nas formações vulcano-sedimentares do Ordovícico inferior (Arenig) e na brecha de base do Carbonífero (ver 2.5.).

Os teores mais significativos (entre 201 e 1731ppm) que correspondem, como vimos em 2.5. à existência de pré-concentrações de Sb nos sedimentos, dizem respeito à brecha de base do Carbonífero, em que este elemento ocorre concentrado juntamente com o Au, As e Pb, num depósito tipo placer antigo. A associação entre jazigos de Sb-Au e as bacias Carboníferas é um facto, a nível mundial.

Nos conglomerados da Unidade de Montalto e nas alternâncias do Arenig, embora ocorra em baixos teores, apresenta uma distribuição lognormal, correspondendo também provavelmente a pré - concentrações.

De uma maneira geral, os diferentes autores, admitem, que as mineralizações antimoníferas do Paleozóico estão muitas vezes relacionadas com vulcanismo ácido (Gumiel & Arribas 1990).

M. Ferreira & Andrade (1970), referem a propósito da mina de Alto do Sobrido, que as mineralizações de mercúrio (Rabie **in:** A. Carvalho 1966a) assinala apresença de mercúrio em Jovim) e antimónio que ocorrem em situações geológicas semelhantes às da área, tem sido interpretadas como originadas por concentrações bióstasicas-resistásicas e exalativas, salientando que ainda não se conhecem indícios seguros de tais fenómenos. M. Ferreira et al. (1972) consideraram a hipótese de as mineralizações de Sb da região Dúrico-Beirã estarem relacionadas com o vulcanismo básico do Silúrico.

Os indícios de vulcanismo, agora encontrados, vêm dar suporte a esta hipótese. Assim, quer o vulcanismo ácido reconhecido na série alternante do Ordovícico inferior (Arenig), quer os exalitos do Precâmbrico ou Câmbrico? (Associação litológica inferior da Unidade de Montalto) podem ter sido uma das fontes do antimónio. Numerosos filões de Sb-Au ocorrem encaixados nestas formações vulcano-sedimentares (ver 4.4.2. e Quadro 32 - anexo 7).

A pesquisa de pré-concentrações, particularmente de Au e Sb, é um trabalho que deverá ser prosseguido e aplicado também a formações do Silúrico e Devónico, praticamente não aflorantes nos sectores cartografadas no decurso do presente trabalho, mas que existem na área e onde ocorreu também (a nível da Zona Centro-Ibérica) actividade vulcânica (Saupé 1971, 1973; Gutiérrez-Marco et al. 1990, Gumiel & Arribas 1990).

Guigues et al. (1969), que fazem referência aos jazigos portugueses, consideram o vulcanismo ácido ou "espilítico-queratófiro" (bimodal ácido-básico) um guia para a prospecção do antimónio.

Segundo Guillou (1971), as mineralizações sin-sedimentares de antimónio dos níveis carbonatados do Paleozóico inferior do Geossinclinal Asturiano, estão associadas a um vulcanismo riolítico e albitofírico.

A hipótese de remobilização de antimónio, a partir de riolítos Cambro-Tremadocianos, foi defendida, como já referimos por alguns autores (ver 4.4.2.1.), para os jazigos do Maciço Central e Maciço Armoricano. Vanhille & Picot (1981), referem que, no Maciço Armoricano, existe uma perfeita sobreposição entre a zona com vulcanismo dominante e a faixa auri-antimonífera. Picot et al. (1981)

defendem, também, uma génese vulcânica, para os jazigos de antimónio e ouro do maciço Armoricano e, talvez, do Maciço Central. Segundo os mesmos autores, o ouro Brioveriano está ligado ao vulcanismo básico e o antimónio é Câmbrico, estando relacionado com o vulcanismo ácido.

Gumiel (1982) retomou as hipóteses de Maucher (1976), segundo as quais a maioria dos jazigos de Sb-W-Hg (associação de estibina com scheelite e por vezes cinábrio) são do tipo estratóide, apresentam marcado controlo litológico, encontrando-se em séries metassedimentares que pertencem na sua maior parte ao Paleozóico inferior.

Gumiel & Arribas (1990) consideram que, na Zona Centro-Ibérica, o vulcanismo foi o principal responsável pelas mineralizações de antimónio e mercúrio da Península Ibérica. Segundo estes autores, desde o Paleózoico Inferior ao Carbonífero inferior (Gumiel 1982; Gumiel & Arribas 1987), ocorreram várias etapas de vulcanismo pré-orogénico (pré-Hercínico), dando origem a depósitos exalativos de antimónio:

-No Ordovícico Inferior (Arenig), ocorreu intensa actividade vulcânica, félsica e máfica por toda a área (Mina Nazarena - Alcudian Valley). Pudemos constatar a ocorrência de vulcanismo ácido nas formações do Arenig em Ribeiro da Igreja, Vale do Inferno, Alto do Sobrido, Banjas, como já referimos.

-Na transição do Ordovícico para o Silúrico, os mesmos autores responsabilizam o vulcanismo pré orogénico do Ordovícico tardio pela ocorrência de alguns depósitos de Sb e Hg do Ordovícico Superior e do Silúrico Inferior, nomeadamente os jazigos de estibina do Quartzito Criadero (do Landoveriano), perto de Almadén, que correspondem a depósitos exalativos.

-No Devónico, consideram o vulcanismo particularmente importante, uma vez que está relacionado com o maior depósito de antimónio da Península (San Antonio - Badajoz).

A relação das mineralizações antimoníferas com rochas ígneas, particularmente granitos, tem sido apontada para o Maciço Central francês,

nomeadamente em Cévennes e distrito de Brioude -Massiac (Périchaud 1971, Bouladon 1960). Segundo Roger (1972), a estibina não se associa ao microgranito, como fora anteriormente referido, mas ocorre em filonetes de quartzo secantes àquele. Assim, é mais tardia que o microgranito e pode ter sido apenas guiada por nova fracturação, devida a um rejogo das falhas, ao longo das quais se instalaram os microgranitos. Não existe zonalidade evidente em relação aos plutões graníticos aflorantes. O mesmo autor defende o controlo litoestratigráfico dos filões antimoníferos por níveis de natureza vulcano-sedimentar. Assinalou a presença de anomalias antimoníferas regionais nestes níveis e no conjunto das formações metamórficas. Identificou minerais portadores de antimónio nas rochas metamórficas, principalmente óxidos de Fe-Ti (até 7.5%Sb_2O_3).

4.5.3.2.Ouro

A análise química de algumas rochas encaixantes permitiu assinalar a ocorrência de anomalias em ouro, nas alternâncias do Precâmbrico ou Câmbrico? da Unidade de Alto do Sobrido (488-787 ppb), nas formações vulcano-sedimentares do Ordovícico inferior (Arenig) (0-30 ppb) e na brecha de base do Carbonífero (253-2083 ppb). Pontualmente, foram detectadas anomalias nos conglomerados do Precâmbrico ou Câmbrico? da Unidade de Montalto (entre 13 e 41 ppb) e nos depósitos fluviais anastomosados do Carbonífero (entre 18 e 33 ppb). A interpretação dos resultados permitiu atribuir as anomalias em ouro e arsénio das alternâncias do Ordovícico inferior, a uma pré-concentração, provavelmente relacionada com o vulcanismo e as anomalias da brecha de base do Carbonífero, a uma pré-concentração, provavelmente relacionada com a presença de liditos (ver 2.5.) do tipo "paleo-placer".

Embora em alguns casos, o ouro esteja associado à presença de rochas básicas, como é o caso de alguns jazigos franceses para os quais Picot et al. (1981) referem o vulcanismo básico do Brioveriano, responsável pelo ouro do soco do Maciço Central, em Portugal há ocorrências de ouro associado a vulcanismo ácido no Precâmbrico ou Câmbrico?, ouro associado a magmatismo

ácido nos jazigos da Faixa Piritosa (Zona Sul Portuguesa) e nos filões de Pedra Luz-Freixeda (Maurel-Palacin 1985; Maurel-Palacin et al. 1987).

Na região Dúrico-Beirã os diques de diabase podem ser responsáveis pela existência de grande quantidade de carbonatos (Tapada, Montalto) e por algum ouro?. Como já tivemos ocasião de referir, Rabie (1963), considera que as maiores minas (Montalto, Tapada e Ribeiro da Serra), estão espacialmente associadas a diques de rochas básicas, deformados.

Goinhas (1987) destaca a importância do contexto vulcano-sedimentar, nas concentrações auríferas associadas aos sulfuretos, nas regiões de Trás-os-Montes, Beira-Baixa e Alentejo, referindo ser importante fazer a prospecção deste tipo de mineralização noutras zonas potencialmente auríferas.

B. Sousa & Ramos (1991) consideram, como vimos, que o ouro da região de Penedono-Tabuaço (Viseu) estava pré-concentrado nas rochas encaixantes, tendo sido remobilizado por fluidos hidrotermais relacionados com a implantação de magmas graníticos evoluidos

Na região Dúrico-Beirã, verifica-se que a maior parte dos jazigos auríferos da região, incluindo os trabalhos romanos, se localiza no flanco leste do Anticlinal de Valongo em formações do Arenig, mais precisamente na zona das alternâncias localizadas imediatamente abaixo dos quartzitos maciços, onde foram identificados níveis de origem vulcano-sedimentar. No flanco inverso, ocorrem também estas formações, só que apresentem muito menor espessura aparente do que as do flanco normal. Pensamos que esta diferença de espessura não se deve apenas à maior inclinação dos estratos da flanco oeste (ver Fig. 115). De acordo com outros autores (Conde 1966; Ribeiro 1979b), a análise de paleocorrentes, a diminuição da espessura dos sedimentos gresosos com aumento da espessura dos sedimentos lutíticos, nos afloramentos mais ocidentais, indica que a trangressão Ordovícica avançou de oeste para este. Este facto foi confirmado pelo diacronismo do grés Armoricano, mais antigo a oeste (Arenig em Valongo), que a leste (Landeiliano em Vimioso) (Ribeiro 1979b). As camadas negras intercaladas nas alternâncias do Arenig são constituídas, entre outros elementos, por restos de briozoários que foram arrastados para

fundos anóxicos. Estes organismos bentónicos, que vivem em meios oxidantes, são provavelmente provenientes de zonas menos profundas, mais próximas da margem da bacia localizada a leste. Estes factos poderão explicar a menor espessura das alternâncias do Arenig no flanco oeste, assim como o provável desaparecimento das camadas negras (uma vez que, pelo menos até agora, não foi detectada neste flanco).

A propósito destas camadas negras, que de certa maneira estão relacionadas (intercaladas) com as formações vulcano-sedimentares, são outra fonte possível do ouro que poderá em função da teoria avançada ser proveniente da margem da bacia (transportado em solução coloidal?) e/ou vulcano-sedimentar ou apenas concentrado pela matéria orgânica. Será que houve uma pré-concentração nos sedimentos? Esta hipótese poderá ser baseada no facto de o ouro aparecer, ao menos espacialmente, ligado aos níveis negros com matéria orgânica. Mas será de origem singenética ou será que a matéria orgânica apenas funcionou como armadilha? Os dois casos são também possíveis. Na mina das Banjas, grande parte do ouro encontra-se associado aos niveis negros com matéria orgânica. Dentro destes níveis ele concentra-se essencialmente nos veios de quartzo interestratificados (antigos quartzitos recristalizados por fluidos hidrotermais? ou de origem metamórfica?), mais precisamente em microfracturas e cavidades de dissolução de sulfuretos, nomeadamente da arsenopirite, embora também tenha sido observado no seio da camada negra e na interface desta com os veios de quartzo. A análise destas arsenopirites, mostra que esta geração, que se encontra nos veios de quartzo ou em quartzitos (ver 3.4.1.2.), é de baixa temperatura e aurífera, provavelmente sin-sedimentar (vulcânica) ou metamórfica. Como já referimos o electrum ocorre por vezes associado à escorodite, o que indica que parte deste tenha sido exsolvido da arsenopirite (ver 3.2.4.3.).

A associação frequente do ouro à arsenopirite, ou à escorodite e a presença de ouro livre nas cavidades de dissolução dos cristais de arsenopirite, poderiam levar a supor duas hipóteses:

A. Poderia ter havido um efeito de topoquimismo em que a dissolução da arsenopirite provocasse a precipitação de ouro a partir dos complexos que o transportam em solução.

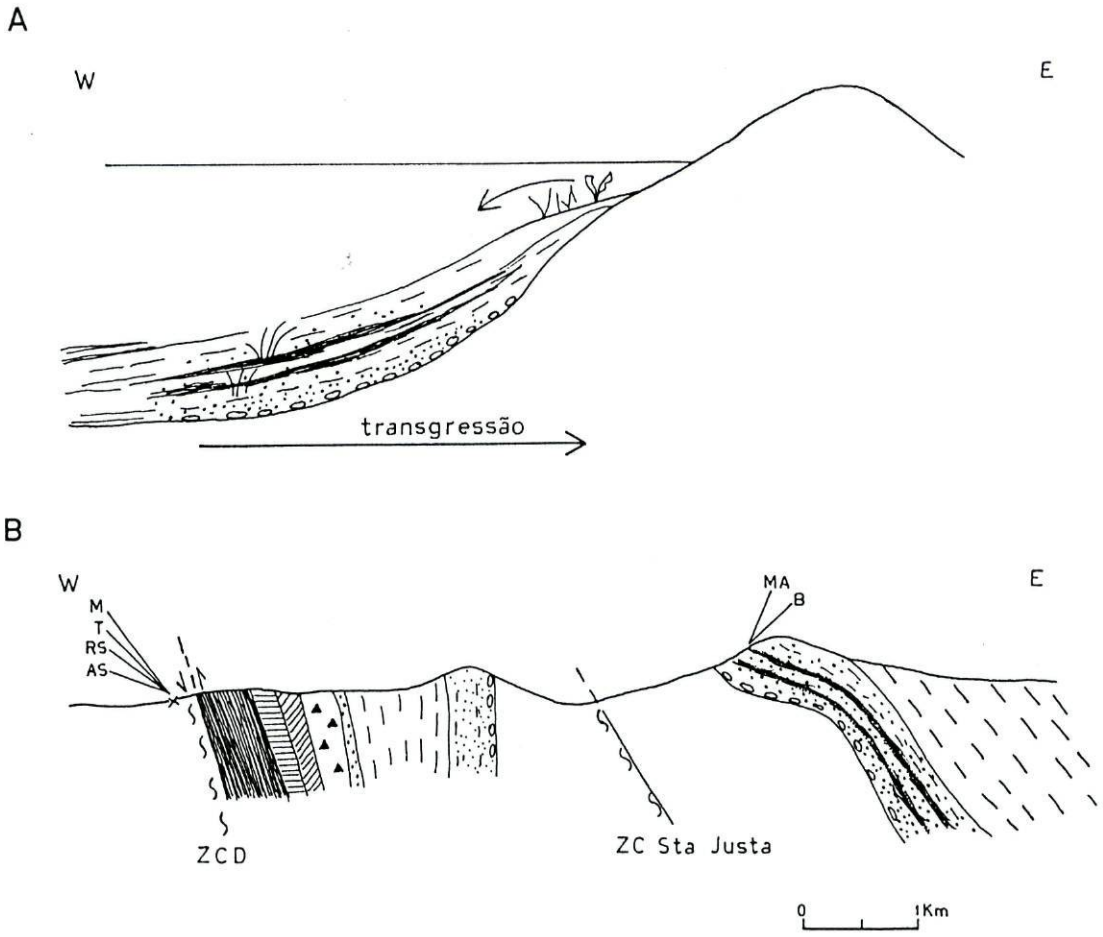


Fig. 115 - Esquema interpretativo da génese das camadas negras.
A - Deposição dos sedimentos da base do Ordovícico
B - Perfil tranversal ao Anticlinal de Valongo. A camada negra foi apenas assinalada no flanco normal, provavelmente devido ao facto de se ter depositado apenas na proximidade das margens da bacia, localizada nessa época, a leste.

B. O ouro estaria concentrado na arsenopirite, sendo libertado pela dissolução desta.

Contudo, os teores em ouro detectados na análise à microssonda da arsenopirite dos veios de quartzo (ver 3.4.1.2.), embora baixos, indicam que parte do ouro foi remobilizado da arsenopirite (existiria na rede sob forma de solução sólida=não detectado por métodos de microscopia óptica), que poderá ser de origem vulcânica ou metamórfica. A análise da pirite da camada negra das Banjas que forneceu teores em Au de 600 ppb indica que a pirite é aurífera. Esta pirite, de aspecto muito peculiar, apresenta numerosas lacunas de crescimento. O ouro não foi observado ao microscópio. Terá havido, também, um contributo por parte de soluções hidrotermais.

Já em 1883, Cabral referia, a propósito da mina de Ribeiro da Serra, que o ouro, muitas vezes, era acompanhado de perto pelas pirites arseniacais, que parecem ter sido o principal veículo daquele metal. Além disso, verificou que o quartzo que não acompanha o antimónio sulfurado, não contém ouro aproveitável. Como já foi referido Leuschner (1903), verificou que as piritesde Ribeiro da Serra continham importante quantidade de ouro (não visível).

Rabie (1963) afirma que é nas pirites que aparece o ouro, bem como nas gangas de todos os filões. A maior parte dos autores considera que a arsenopirite é o principal portador de ouro (A. Carvalho 1964). Segundo o mesmo autor, é nas pirites que aparece o ouro, bem como na ganga dos filões, sendo os teores muito variáveis, atingindo no quartzo 15g/t e em certas pirites os 300g/t. Refere ainda que, apesar de haver uma certa controvérsia relativamente ao papel da estibina como fonte do ouro, todos os autores são unânimes em considerar a arsenopirite como principal portador deste metal.

Outros autores defendem que o ouro pode ser aprisionado na rede da arsenopirite e da pirite, nomeadamente Picot & Marcoux (1987). Gutierrez-Claverol et al. (1991), a propósito das mineralizações auríferas do NE do Maciço Ibérico, concluem que o ouro está principalmente associado à pirite e à arsenopirite, nas paragéneses meso e epitermais.

Leblanc (1989) refere que a mina de Salsigne, o maior depósito aurífero de França, assim como outras ocorrências de ouro (La Valmy), se encontram associadas a processos exalativos vulcano-sedimentares de idade Câmbrica-Ordovicíca, que em geral incluem horizontes de shales negros com pirites auríferas, que poderão ter sido uma fonte aurífera para os veios de arsenopirite hercínicos.

Em Le Châtelet, o maior jazigo aurífero do Maciço Central francês, o ouro é submicroscópico, encontrando-se camuflado na rede da arsenopirite (Picot & Marcoux 1987). A distribuição do ouro na rede da arsenopirite foi demonstrada por espectroscopia Mossbauer (Marion et al. 1986). Quanto à estibina, embora alguns autores a considerem aurífera, outros, como Rigaud (1903), referem que este mineral não contém Au.

Contudo as quantidades de ouro presentes, nas camadas negras da mina das Banjas, terão que ter outra fonte além dos sulfuretos, que poderá ser, como já referimos, quer proveniente das margens, quer relacionado com o vulcanismo e com a matéria orgânica.

A hipótese de existir ouro detrítico proveniente da margem da bacia (ver Fig. 115), será também de ter em conta. Robbins et al. (1990) admitem que parte do ouro dos depósitos auríferos (tipo Carlin) de Jerritt Canyon, Nevada (U.S.A.), pode ter sido activamente introduzido, por correntes drenadas dos complexos Câmbricos e Precâmbricos da margem da bacia. Routhier (1980), refere que, no jazigo aurífero de Witwatersrand (África do Sul), o ouro associado aos conglomerados conserva a sua morfologia detrítica (achatamento devido à maleabilidade, enrolamento das partículas achatadas, riscos), tendo sofrido curto transporte. Acrescenta que a este ouro detrítico se junta uma pequena quantidade de ouro depositado por processos químicos ou bioquímicos, hipótese também provável no caso da mina das Banjas.

Embora haja teorias bastante contraditórias relativamente ao papel da matéria orgânica na génese de jazigos auríferos (Disnar & Sureau 1990; Ebert et al. 1990; Robbins et al. 1990), há cada vez maior tendência para a reconhecer como fonte potencial do ouro. Robbins et al. 1990, admitem que parte do ouro dos

depósitos auríferos (tipo Carlin) de Jerritt Canyon, Nevada (U.S.A), pode ter sido passivamente depositado da água, por acção bacteriana. Os tecidos mortos podem ter servido como substrato orgânico às bactérias putrefacientes redutoras de sulfatos, que produziram gases metabólicos (CH_4, HCN, H_2S, CO_2), que provocaram a precipitação do ouro solúvel. A precipitação do ouro provocada por acção bacteriana é também defendida por outros autores. Beveridge (1978), Beveridge & Murray (1976, 1980), Beveridge et al. (1982), referem que cristais microscópicos (da ordem do angstrom) de ouro, precipitam nas paredes das células das bacterias. Só que neste caso, o ouro incorporado nos tecidos bacterianos, portanto muito disperso, apenas daria acumulações com valor económico se ocorressem processos de degradação dos tecidos. Ebert et al. (1990), num estudo sobre as camadas carbonosas e rochas associadas do distrito aurífero de Witwatersrand (Àfrica do Sul), em formações do Proterozóico inferior, verificaram por difractometria de raios X, que o ouro ocorre na forma elementar, sendo pouco provável que ocorra quimicamente, ligado ou intercalado entre os planos de carbono (assinalaram a presença de semi-antracite).

Neybergh et al. (1991), utilizaram como técnica de prospecção de jazigos auríferos, a concentração de uma bactéria nos solos. O estudo foi aplicado aos jazigos de Cèvennes e Limousin em França e a jazigos do Sul do Sudão, que mostraram que a localização dos índices auríferos coincide com o aumento do número de *Bacillus cereus* no solo. Um estudo mais aprofundado será necessário para definir com precisão o campo de aplicação do método.

Será ainda de referir que Robbins et al. (1990) identificaram em Jerrit Canyon um mineralóide de cor negra, que designaram por protografite (em XRD não é grafite e é semelhante à antracite), cujo teor é directamente proporcional ao teor em Au. Segundo estes autores uma porção significativa do ouro não visível estaria na protografite. Na região Dúrico-Beirã os grafitódes e partículas fusinitizadas (ver 2.3.4.1. pág. 5), que ocorrem nas rochas de cor negra do Ordovícico inferior, em particular na camada negra, poderão também ter contribuido para a concentração do ouro.

Assim, nas Banjas, podemos ter:

- ouro "detrítico" drenado das margens da bacia
- ouro singenético da arsenopirite de baixa temperatura - origem vulcânica ou metamórfica
- ouro concentrado pela matéria orgânica
- ouro associado aos fluidos do estádio ferri-arsenífero

As análises efectuadas mostram que os maiores teores se associam à arsenopirite.

4.5.2.3.Estanho-tungsténio

O tungsténio nunca foi detectado (limite de detecção=10 ppm) nas análises químicas efectuadas (ver 2.5.). O estanho não foi doseado. Contudo, assinalámos a ocorrência de volframite (nos filões), de scheelite (filoniana ou estratiforme?) e de cassiterite (associada à arsenopirite e no encaixante).

Em alguns casos, foi possível verificar a relação destas mineralizações com granitóides. Derré et al. (1987), num trabalho sobre as mineralizações filonianas de Sn-W da região de Bragança, Mirandela, Viseu e Fundão, concluiram que a mineralização se encontra sempre associada a granitos pós-Carboníferos, e em particular às fácies mais diferenciadas. O Sn e o W têm tendência para se concentrar nos fluidos no decurso da cristalização fraccionada; o Sn conserva o seu comportamento hidromagmáfilo até ao final da evolução, enquanto a diminuição dos teores em tungsténio nas fácies mais evoluidas pode ser interpretado como o resultado de uma extracção por fases fluidas residuais antes do fim da evolução. Em Lagares, a cassiterite ocorre num filão de aplito-pegmatito na bordadura de uma intrusão granítica polifásica. Em Pedra Luz (Maurel-Palacin 1985), os filões de W-Au-Sb encontram-se no prolongamento imediato de um pequeno apex leucogranítico.

Ribeiro & Pereira (1982), referindo-se à génese do estanho e tungsténio, consideram que o processo foi bastante complexo e multifásico, contrapondo-se à hipótese clássica de ligação genética com os granitóides postectónicos. Admitem que alguns destes jazigos possam estar relacionados com granitos mais antigos, hipótese que é corroborada pelos estudos petrográficos. Estudos efectuados levaram estes autores a admitir a existência de uma pré-concentração por processos sedimentares para a cassiterite e/ou vulcânicos para a scheelite ("erosão de antigos jazigos de estanho e volfrâmio, com posterior concentração em "paleo-placers" e em armadilhas condicionadas por via química, com remobilização ligada ao plutonismo pré-orogénico e aos processos de metamorfismo regional e plutonismo sin-orogénico, com fixação final da mineralização em domínios favoráveis do ponto de vista estrutural".

Relativamente ao estanho, a existência de "paleo-placers" com cassiterite será admissível, admitindo a possibilidade de ter existido um controlo paleogeográfico das mineralizações de Sn-W portuguesas, com alimentação a partir de plataformas estabelecidas no fim do Precâmbrico, sobre a Zona de Ossa Morena e Zona Cantábrica, que terão fornecido minerais detríticos e concentrações químicas provenientes de uma província metalogénica estano-volframítica mais antiga (Ribeiro & Pereira 1982)

Admite-se, também, a existência de pré-concentrações de cassiterite nos sedimentos, por exemplo em Montesinho (Pereira 1981), onde este mineral ocorre na forma detrítica, em xistos pelíticos carbonosos do Lanvirniano-Landeiliano.

No que diz respeito aos minérios de W, Ribeiro & Pereira (1982), consideram que, a sua ocorrência em "paleo-placers" ou eluviões é improvável devido às suas características físicas e que a existirem pré-concentrações, deverão ser de origem química ou exalativa-sedimentar. Noronha (1976), conclui que os níveis de scheelite que ocorrem na zona tungstífera da Borralha, interestratificados numa série de metassedimentos de idade silúrica, testemunham a existência de uma pré-concentração em W, anterior à instalação final da mineralização. Considera que a scheelite, como fase mineral acessória, ocorre como produto de metamorfismo regional, ocorrendo o W necessário à sua formação, pré-concentrado em determinados estratos, tendo sofrido

remobilização, aquando do metamorfismo. Em alguns casos a scheelite ocorre associada a fácies vulcânicas do Silúrico, nomeadamente em Telões (Pereira 1987, 1989), no jazigo de Cravezes (Viegas et al. 1976), e no skarn de Valdarcas (Bayer 1968). Coelho (1990), considera que a série Paleozóica da área de Covas não foi alvo de uma comparticipação vulcano-sedimentar significativa, e que o jazigo tungstífero de Covas se formou por metassomatose.

Ramos & Viegas (1980) referem ainda, que no Complexo Xisto-Grauváquico da região do Douro, são frequentes as ocorrências de scheelite, em níveis de rochas calco-silicatadas. Estas localizam-se nas zonas afectadas por metamorfismo termal induzido por granitóides sincinemáticos, com especialização estanífera, tendo dado lugar a concentrações com interesse económico. Uma vez que os granitóides pós-tectónicos, associados espacialmente a filões de quartzo com volframite (Schermerhorn 1956), se encontram por vezes muito afastados desses jazigos, pode-se supor a existência de pré-concentrações de origem vulcânica e/ou sedimentar, tendo os granitóides sincinemáticos remobilizado as concentrações pré-existentes (Ribeiro & Pereira 1982).

Gumiel & Arribas (1990), consideram um grupo individualizado de depósitos estratiformes de scheelite, tipo skarn que ocorrem no Complexo Xisto-Grauváquico de idade Precâmbrica Superior. Segundo estes autores, a mineralização está relacionada com o metamorfismo regional.

Como referimos inicialmente, assinalámos, na região Dúrico-Beirã, a presença de volframite e de cassiterite nos filões, cuja origem será provavelmente hidrotermal. Outra geração de cassiterite foi assinalada em grãos na rocha encaixante, tendo provavelmente uma origem detrítica. A génese da scheelite, assinalada nas escombreiras da mina da Tapada, suscita dúvidas, uma vez que, se por um lado possa ser sedimentar (como acontece no Complexo Xisto-Grauváquico do Douro), pois apresenta um aspecto estratiforme, interestratificada com carbonatos, por outro lado os carbonatos foram assinalados nos filões da mina da Tapada, podendo portanto ser uma amostra do filão. Segundo B. Sousa (1985), as mineralizações de scheelite no Grupo do Douro, poderão ter resultado da remobilização de pré-concentrações pela acção da granitização hercínica. Gumiel (1982) refere que a associação de estibina com scheelite e, às vezes, com

cinábrio é tipica dos jazigos de tipo estratóide caracterizados pela paragénese Sb-W-Hg.

4.5.4.CONCLUSÃO

O estudo efectuado permitiu, assim, constatar que existem sem dúvida várias fontes que deram o seu contributo para as mineralizações da região Dúrico-Beirã.

Se a existência de pré-concentrações em metais, relacionadas com a actividade vulcânica submarina, não deixa dúvidas, outros argumentos indicam que, quer os fluidos ligados às intrusões graníticas, quer os fluidos ligados ao metamorfismo poderão também ter fornecido metais, ou pelo menos ter actuado como fonte de calor, aquecendo a água existente nos sedimentos, lexiviando os elementos pré-concentrados e transportando-os. Assim poderemos considerar fontes múltiplas, quer para a origem dos metais, quer para a origem dos fluidos. Qual terá sido o papel de cada uma delas é o que vamos tentar avançar, propondo uma hipótese genética, que terá em conta os dados obtidos no decurso do presente trabalho. Assim, pensamos que há dois factos fundamentais a ter em conta:

A - a evidência de anomalias ou pré-concentrações em ouro, antimónio, arsénio e outros metais em determinados níveis das rochas encaixantes, nomeadamente nos níveis vulcano-sedimentares que exercem um controlo sobre as mineralizações. Esta observação permite sugerir que estas formações encaixantes serão uma das fonte dos metais. Contudo, no estado actual de conhecimentos, a lexiviação parcial destas anomalias para os filões não está provada e também não se exclui a hipótese de que existam várias fontes dos metais (os fluidos das fases finais da evolução magmática podem também ser portadores de um "stock" de metal). Será de ter em conta que as formações do Ordovícico inferior, onde foram registados fenómenos de vulcanismo (alternâncias do Arenig), são também de origem turbidítica. Boyle (1986) defende que o ouro

associado aos "turbidite hosted gold deposits" poderá ser de origem detrítica, evidenciada por anomalias nos conglomerados, grauvaques e grés. Considera que estes sedimentos e as rochas negras com pirite contêm todos os elementos que se encontram nos jazigos deste tipo, correspondendo provavelmente à fonte dos elementos. Morávek & Pouba (1987) referem que os últimos conceitos do ouro associado com granitóides hercínicos foram revistos e as concentrações auríferas explicadas em termos de mobilização do ouro das unidades vulcano-sedimentares por processos metamórficos e por granitização. Annels & Roberts (1989) propõem que, durante o metamorfismo progressivo, associado com os estádios mais precoces da orogenia Caledónica, os fluidos circularam através do soco, sob a margem sudeste da bacia Welsh e lexiviaram o ouro e outros metais associados de rochas igneas ou vulcânicas. Mawer (1986) considera que o ouro contido nos estratos do Grupo Meguma (Nova Escócia), foi a fonte das concentrações exploradas, tendo sido lexiviado por fluidos dessas rochas. Estes fluidos, poderão ter resultado do colapso da porosidade original, de reacções de desidratação metamórfica (Fyfe et al. 1978, Walther & Orville 1982), da perda de voláteis de intrusões igneas (Fyfe et al. 1978, Clemens 1984), ou da acção conjunta de dois ou três destes processos.

B - a presença, nos filões de Sb-Au (Ribeiro da Igreja e Tapada), de minerais que habitualmente se encontram em rochas do cortejo granítico: apatite (em Ribeiro da Igreja com características geoquímicas semelhantes à apatite do granito evoluído pós-Carbonífero e do filão de aplito-pegmatito com cassiterite de Lagares). Esta observação leva a pensar que os fluidos ligados aos processos finais de diferenciação do magma granítico entraram em jogo, mas não implica, que não existam outros fluidos e nada adianta sobre a fonte dos metais e do enxofre.

A comparação com outras mineralizações, quer em Portugal, quer noutros países, permite-nos estabelecer certas analogias:

- A presença de minerais de Sn-W no primeiro estádio de mineralização ferri-arsenífero permite estabelecer uma analogia com os filões de Sn-W conhecidos nas proximidades da região Dúrico-Beirã. Alguns destes estão associados a granitos intrusivos pós-Carboníferos. Este será um segundo

argumento em favor da hipótese de ligação genética, entre os filões mineralizados da região Dúrico-Beirã e granitos não aflorantes.

- A comparação com outros distritos mineiros auríferos e auri-antimoníferos permite-nos tirar certas ilações. Como já referimos (ver 4.5.2.), são vários os autores que defendem que as mineralizações auríferas e auri-antimoníferas de diferentes locais da cadeia hercínica estão na dependência de granitos tardios, que podem ter sido portadores dos metais ou ter apenas actuado como fonte de calor fazendo circular os fluidos. Por outro lado (como vimos em 4.5.3.), vários autores consideram existir uma pré-concentração de metais (Au, Sb e outros) nas formações vulcano-sedimentares encaixantes, assim como nas formações de origem turbidítica. O reconhecimento de formações vulcano-sedimentares no Arenig, assim como a analogia com jazigos associados a turbiditos nas mesmas formações, vem corroborar a hipótese destes sedimentos serem uma das fontes dos metais.

O trabalho efectuado pretende dar o seu contributo para um melhor conhecimento da história das mineralizações de antimónio ouro da região Dúrico-Beirã. O estudo tectónico-estratigráfico efectuado inicialmente permitiu pôr em evidência determinados controlos relacionados com as mineralizações. Os controlos estratigráficos foram confirmados pelo estudo geoquímico das rochas. O estudo mineralógico-paragenético possibilitou a reconstituição da evolução paragenética e a diferenciação de quatro tipos paragenéticos, possibilitando também estabelecer relações entre eles. Com base no estudo das inclusões fluidas e nos métodos químico-mineralógicos (composição da arsenopirite, blenda e galena) foi possível conhecer a evolução das condições de depósito, nomeadamente em termos de temperatura, pressão, composição e possível origem dos fluidos que transportaram os metais. O estudo do ouro, à microssonda electrónica, possibilitou diferenciar a existência de quatro gerações associadas aos estádios de mineralização e outra associada às rochas encaixantes. Por fim, foi possível estabelecer um esquema metalogenético, chegar a previsões sobre a idade das mineralizações e por em evidência guias de pesquisa com interesse estratégico.

5.1.PRINCIPAIS RESULTADOS

1) Evolução paragenética, químico-mineralógica e expressão do ouro nos diferentes estádios

O estudo metalográfico e químico-mineralógico permitiu distinguir quatro associações paragenéticas W-Sn, Au-As, Sb-Au, Pb-Zn(-Ag) (ver 3.1.), que correspondem, fundamentalmente, a duas sequências paragenéticas distintas:

- uma mineralização hercínica, dominada ou pela associação Sb-Au, em que a evolução paragenética é mais completa, constituída por 4 estádios mais um estádio de remobilização, ou pela associação Au-As, em que o estádio 1 ferri-arsenífero é dominante, estando os outros estádios ausentes, ou

5.CONCLUSÕES

ocorrendo de uma forma discreta; o W-Sn pode ocorrer no primeiro estádio ferri-arsenífero;

- uma mineralização pós-hercínica, com Pb-Zn ou Pb-Zn-Ag, mais tardia, que retomou o antimónio das mineralizações pré - existentes, seguindo as mesmas direcções filonianas;

Nas mineralizações de Sb-Au e Au-As, o ouro exprime-se em todos os estádios, à excepção do segundo, com teores em prata muito variáveis (0 a cerca de 45%). Não excluimos a hipótese de que os fluidos com Pb-Zn (Ag) pós-hercínicos, tenham sido portadores de ouro. A associação frequente da galena tardia ao electrum no jazigo das Banjas mostra que os fluidos com Pb-Zn (Ag) concentram o ouro e não põe de parte a hipótese de que tenha havido um novo contributo deste metal.

2)Sobre-imposição do Pb-Zn (Ag)

Em 1951, Thadeu surge, pela primeira vez, com a hipótese de que os jazigos de Pb-Zn-Ba da região da Beira-Baixa estão relacionados com a orogenia alpina. Mais tarde, Medeiros (1964) defende a mesma génese para os filões quartzosos mineralizados por chumbo, prata e zinco, da região de Gondarém, a sul do Douro (jazigos de Terramonte, Ribeiro da Castanheira e Ribeiro da Lomba), referindo que esta orogenia, além de originar novas fracturas, afectou as existentes. Mais adianta, que, à mineralização hercínica, representada pela volframite e, provavelmente, pela antimonite e pelo ouro, parece sobrepor-se, na região, uma mineralização alpina a que deve pertencer o chumbo, a prata e o zinco. Em 1977, Thadeu, num trabalho sobre as mineralizações do Maciço Ibérico, volta a defender que os jazigos de Pb-Zn-Ag são pós-hercínicos. As características mineralógico-texturais, atribuídas pelo autor a estes jazigos do sul, são muito semelhantes àquelas que encontramos nos jazigos de Pb-Zn-Ag de Terramonte, Ribeiro da Castanheira e Ribeiro da Lomba, em particular a presença de carbonatos, as brechificações, as estruturas bandadas e em cocardas. Como argumento importante, Thadeu cita o facto de em alguns locais, ser possível observar falhas com mineralização em Pb-Zn-Ba, que recortam os filões de Sn-W, mostrando assim que as

mineralizações são de idades diferentes, sendo as de Pb-Zn-Ba pós-hercínicas. Nas mineralizações da região Dúrico-Beirã não foi possível observar relações directas entre os filões de Sb-Au/Au-As e os filões de Pb-Zn-Ag. Contudo os factos por nós observados no decurso do presente trabalho, nomeadamente a evolução paragenética, a textura dos depósitos, a composição química da blenda e da galena e os resultados obtidos no estudo das inclusões fluidas, apontam para que na realidade as mineralizações de Pb-Zn-Ag se tenham sobreposto às mineralizações de Sb-Au e Au-As tardi-hercínicas (ver 4.1 e 4.3.). Como refere Thadeu (1982), as mineralizações tardias de Pb-Zn-Ba, seguem uma fracturação tardi-hercínica. Como vimos, também os jazigos de Pb-Zn-Ag se instalaram em fracturas activas durante a orogenia hercínica, que foram rejogadas posteriormente. Kelly & Wagner (1977), com base no estudo das inclusões fluidas e nos "traços de fissão", concluiram que a mineralização de Pb e Zn da Panasqueira (Beira-Baixa), tem uma idade de 152Ma (Jurássico Superior) ou 79Ma (Cretácico superior). A idade mais antiga corresponderia à abertura do Atlântico Norte e a mais recente poderá estar relacionada com as intrusões subvulcânicas de Sintra, Sines e Monchique e com as erupções basálticas da região de Lisboa (Thadeu 1982). Ribeiro & Almeida (1981) sugerem que a génese destes jazigos poderá estar relacionada com a actividade sísmica. Estes autores referem que Sibson et al. (1975) tentaram relacionar a génese de jazigos hidrotermais com o mecanismo de bombagem sísmica: quando o sismo ocorre ao longo da falha, inicia um processo de circulação de fluidos, que se pode manter, mesmo em períodos de inactividade, compreendidos entre os eventos sísmicos (Kilty et al. 1979). Os mesmos autores consideram que este mecanismo pode ser estendido a um espectro mais largo de fenómenos, permitindo assim relacionar sismicidade, neotectónica, geotermia, hidrologia e metalogenia dos jazigos hidrotermais, tendo aplicação em Portugal, quer a nível do Quaternário, quer no período compreendido entre os tempos tardi-hercínicos e a actualidade.

Para Thadeu (1982), a contribuição dada pelas intrusões subvulcânicas está de acordo com a idade que foi possível atribuir à mineralização, enquanto o mecanismo de bombagem sísmica poderá explicar a deposição em fases sucessivas. Poderá corresponder à ocorrência das estruturas bandadas e em cocardas, características dos jazigos de Pb-Zn-Ag (Terramonte, Ribeiro da Castanheira e Ribeiro da Lomba - ver 4.3.) ou ao que foi observado no depósito

de semseyite de Ribeiro da Castanheira, em que esta se apresenta orientada evidenciando um rejogo constante (ver 3.3.6.)

Assim, de acordo com as hipóteses avançadas por Thadeu (1951, 1977, 1982) e Medeiros (1964) relativamente à idade dos jazigos de Pb-Zn portugueses e por Möelo (1983), Marcoux et al. (1988), Bril et al. (1991) nos jazigos do Maciço Central francês, defendemos também, com base nos argumentos referidos ao longo deste estudo, que as mineralizações de Pb-Zn-Ag, estão provavelmente relacionados com a abertura do Atlântico.

Thadeu (1982) deixa em aberto o problema da origem das mineralizações de Pb-Zn situadas mais a norte de Portugal, referindo que, se no caso dos jazigos de Cu, predominantes no Sul de Portugal, a sua génese pode ser explicada pela remobilização de jazigos de sulfuretos complexos vulcano-sedimentares da faixa piritosa e no caso dos jazigos de Pb e Zn, da remobilização de jazigos, também vulcano-sedimentares, incluidos nos níveis dolomíticos do Câmbrico, a mesma origem não pode ser atribuída aos jazigos situados mais a norte. A presença de formações com uma fonte vulcânica (epiclastitos), agora assinalada na área de Terramonte, poderá dar suporte a uma relação das mineralizações, com formações vulcânicas, mas o facto mais saliente é o de que as mineralizações de Pb-Zn-Ag terão resultado da remobilização de mineralizações preexistentes de Sb-Au (estas com uma fonte vulcano-sedimentar além de outras - ver 4.5.3.) por fluidos com Pb-Zn tardios (ver 4.3.), relacionados com a abertura do Atlântico. Estas soluções poderão ter, também, remobilizado alguns metais do encaixante. Este episódio mineralizante tardio, sobre-imposto (Pb-Zn-Ag), pode também estar relacionado com os jazigos uraníferos, que segundo Goinhas (1987) são tardi-hercínicos (datação da pechblenda). No maciço da Boémia, Morávek & Pouba (1987), mencionam a sobre-imposição de Ag-Pb-Zn e U sobre as mineralizações auríferas.

3)Relações com os granitos não aflorantes

Como vimos, não existe ligação espacial próxima entre os filões de Sb-Au/Au-As e os granitos aflorantes, mas alguns argumentos levam a pensar na relação com granitos não aflorantes, nomeadamente:

- a ocorrência de Sn e W no primeiro estádio de mineralização;

- a presença de apatite nas estruturas filonianas das minas de Ribeiro da Igreja e Tapada (ver 3.4.2.3. e 4.3.), com a mesma assinatura geoquímica da apatite do aplito com estanho de Lagares e da apatite de granitos evoluídos;

- a possível zonalidade vertical, evidenciada pela maior profundidade dos filões N-S, direcções preferenciais do Sn-W (ver 4.3.);

- a distribuição espacial das mineralizações de Au-As nas proximidades de possíveis apex graníticos, não aflorantes e as de de Sb-Au, mais afastadas, o que traduziria uma zonalidade vertical ;

- a evolução paragenética dos filões com Sb-Au, comparável à doutros sectores da cadeia hercínica, nomeadamente os jazigos franceses, espanhóis e marroquinos, para os quais é admitida uma certa relação com os granitos, que terão tido pelo menos, acção como fonte de calor, originado circuitos convectivos, fazendo circular as águas superficiais e aquecendo-as em profundidade, enriquecendo-as em metais e enxofre, por lexiviação das pré-concentrações das rochas encaixantes.

4)Concentração do ouro ligado às camada negras de Banjas

Na mina das Banjas, o ouro ocorre preferencialmente associado às camadas negras com matéria orgânica. Nestas, o ouro concentra-se em veios de quartzo associado a uma geração de arsenopirite de baixa temperatura, não relacionada com os processos hidrotermais que geraram os filões (possível origem vulcânica e/ou metamórfica). Os trabalhos mineiros do início do século seguiram essencialmente estes níveis.

5)Pré-concentrações metálicas (Au, Sb, Pb), nas sequências vulcano-sedimentares e na brecha de base do Carbonífero

As sequências vulcano-sedimentares do Ordovícico inferior (alternâncias do Arenig) (2.3.3.1. e 2.3.4.1.), os exalitos da Unidade de Montalto (ver 23.2.1.) e os epiclastitos da Unidade de Terramonte do Precâmbrico ou

Câmbrico? (2.3.5.1.) são pela primeira vez assinalados na região Dúrico-Beirã. Alguns autores, por comparação com outras mineralizações do mesmo tipo, haviam já feito referência à sua possível existência.

Foi evidenciado o controlo litoestratigráfico, por certos níveis vulcano-sedimentares e pela brecha de base do Carbonífero. A hipótese da existência de pré-concentrações de metais, nestes níveis, advém do facto de terem sido detectadas por análise química, anomalias relacionadas com estas rochas (ver 2.5.). A geração mais precoce de ouro, assinalada no estudo à microssonda (ver 3.5.1.1.), está provavelmente associada ao vulcanismo do Arenig. Podemos constatar que existe uma sobreposição das áreas vulcano-sedimentares da base do Ordovícico com a faixa de jazigos auríferos (Au-As) no flanco leste,do Anticlinal de Valongo, onde os estratos com esta origem atingem maiores espessuras.

As anomalias da brecha de base do Carbonífero, correspondem a uma pré-concentração do tipo "paleo-placer", provavelmente relacionada com a presença de liditos (ver 2.5.).

6)Factores estruturais

O controlo dos filões por falhas que representam armadilhas para os fluidos mineralizantes é evidentemente muito importante; a rede filoniana apresenta direcções muito variadas, que reagrupamos em famílias, com uma certa correlação entre as direcções e o tipo de preenchimento filoniano

O conjunto da rede filoniana pode ser interpretada como falhas de cisalhamento e falhas de tracção, no campo de tensões pós-Estefaniano, e, por vezes, pelo rejogo de certas direcções de fractura relacionadas com a fase ante-Estefaniana.

Numerosos filões são controlados por anticlinais, quer da fase ante, quer da fase pós-Estefaniana.

A relação espacial entre os filões de Sb-Au e o Sinclinal Carbonífero, resulta de factores estruturais (além da fonte possível de metais, que

representam as pré-concentrações na brecha de base do Carbonífero): as grandes zonas de cisalhamento seriam estruturas antigas que teriam controlado em primeiro lugar a deposição da bacia Carbonífera, depois rejogado aquando dos dobramentos, para constituir zonas de fracturação intensa capazes de drenar os fluidos.

7)Guias de prospecção

Como guias para prospecção do ouro e antimónio, referiremos os seguintes:

- No que diz respeito ao encaixante, a ocorrência de vulcanismo ácido (do Precâmbrico ou Câmbrico?, do Ordovícico inferior - Arenig, e do Silúrico), de sequências turbidíticas, de alternâncias de rochas de diferente competência, de estratos de litologia particular, (nomeadamente camadas negras com matéria orgânica interestratificadas nas alternâncias do Arenig) e proximidade de bacias Carboníferas.

- Relativamente ao contexto tectónico, salientamos as charneiras de anticlinais, proximidade de falhas importantes, nomeadamente zonas de cisalhamento.

- O esquema de zonalidade observado entre os jazigos de W-Sn mais profundos e mais próximos dos granitos tardi a pós-Fase 3 e os jazigos de Sb-Au/Au-As mais superficiais e mais distanciados dos granitos, deve também, ser tido em conta. Este facto implica que o distrito auri-antimonífero se possa prolongar para SE em direcção a Castro-Daire. Esta hipótese é corroborada pela existência de filões com Sb-Au a sul do distrito propriamente dito (jazigos de Portal e de Cabranca), assim como pela descoberta pelo Serviço de Fomento Mineiro (M. Ferreira et al. 1972, J. M. Oliveira 1978) de quatro zonas de anomalias antimoníferas (Fig. 114).

Em relação ao possível interesse económico destes jazigos, poderemos salientar o seguinte:

- se nos referirmos às classificações tipológicas existentes, os jazigos de Sb-Au e de Au-As, correspondem à sobreposição de vários tipos: filoniano em formações com baixo grau de metamorfismo, talvez relacionadas com granitos não aflorantes, turbidítico, relacionado com formações vulcano-sedimentares;

- as concentrações filonianas são precedidas por pré-concentrações em diferentes formações da série encaixante;

- o jazigo aurífero das Banjas é, em parte, filoniano, e, em parte, estratiforme: camada negra numa formação vulcano-sedimentar de idade Arenig. Este facto mostra a possibilidade de descobrir na região concentrações não filonianas com interesse económico.

Além disso, segundo Ziserman & Serment (1976), os jazigos estratóides são os de maiores dimensões e, segundo Bache (1982), no que diz respeito à tonelagem explorada e reservas, os jazigos de ouro vulcano-sedimentares aparecem em segundo lugar (19.5%), depois dos detríticos (67.5%)

Os jazigos da região Dúrico-Beirã resultam, pois, da interacção e sobreposição de vários tipos, além do filoniano (ver 4.5.1.). Salientamos os jazigos estratóides (associação a sequências turbidíticas e formações vulcano-sedimentares), que podem, de acordo com os autores acima citados, ser responsáveis por grande parte dos teores em Sb e Au. Assim uma pesquisa virada para este tipo de controlo poderá revelar novas ocorrências com interesse económico.

5.2.HIPÓTESE GENÉTICA

Os jazigos metálicos estudados resultam da conjugação de vários metalotectos, podendo considerar-se o seguinte esquema metalogénético (ver Fig. 116):

Fontes dos metais e do enxofre:

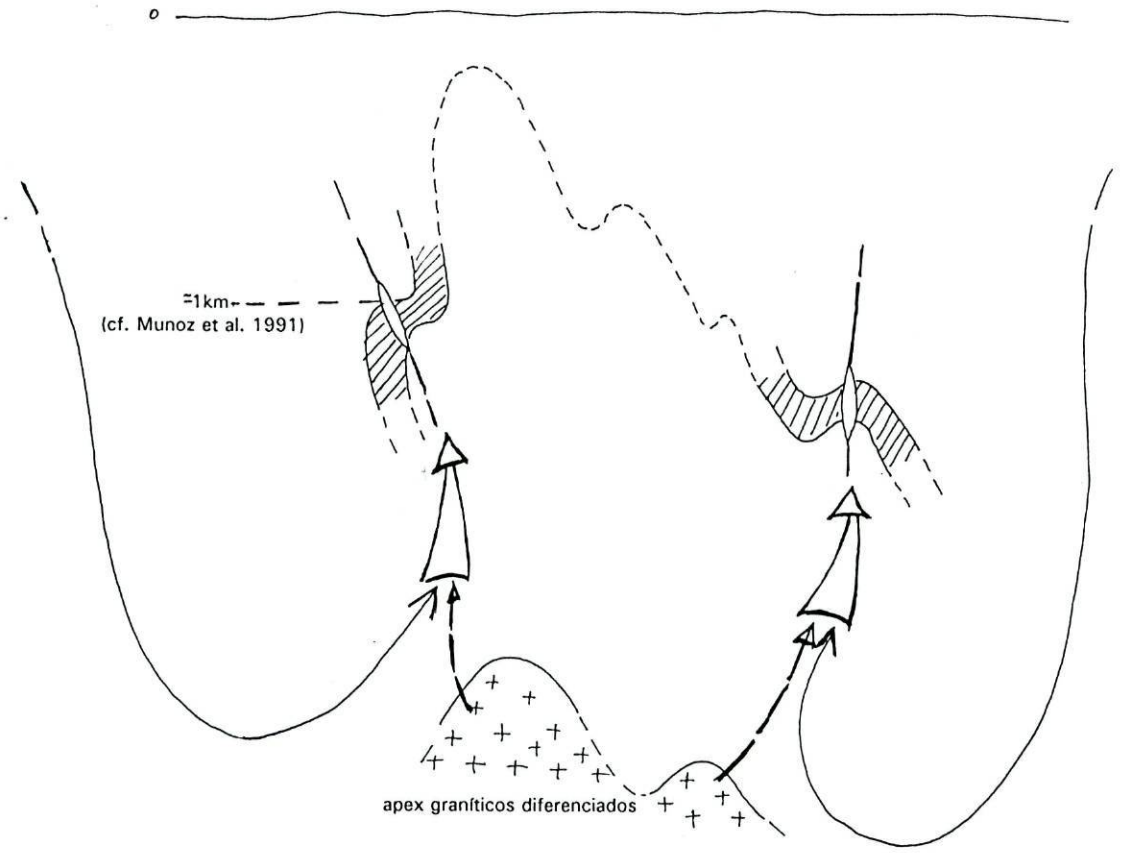
- Durante a sedimentação do Precâmbrico ou Câmbrico? ao Carbonífero, concentração de metais, matéria orgânica e S em alguns litótipos. A concentração de metais foi gerada por vários processos:

1.Origem turbidítica (detrítica e de precipitação química) - Boyle (1986), refere que os sedimentos clásticos de origem turbidítica (conglomerados, grauvaques e grés), podem conter ouro de origem detrítica. Não pomos de parte a hipótese de que algum ouro das alternâncias do Ordovícico inferior (Arenig) e até do Precâmbrico ou Câmbrico? tenha tido esta origem, tendo sido transportado das margens da bacia, sob a forma detrítica ou sob forma colóidal.

2.Actividade vulcânica submarina (no Precâmbrico ou Câmbrico?, no Ordovícico inferior e no Silúrico), originando pré-concentrações em metais (Au, Sb, As etc), nas formações vulcano-sedimentares;

3.Pré-concentrações de Au e Sb, do tipo "paleo-placers", na brecha de base do Carbonífero

Durante este período, houve actuação das fases de deformação ante-Estefaniana e pós-Estefaniana, que geraram fracturação importante, relacionada quer com cisalhamentos, quer com fracturas de tracção, o que possibilitou a drenagem dos fluidos. A deformação foi acompanhada por um metamorfismo de baixo grau (epizona). Os fluidos metamórficos terão,



fluidos magmáticos residuais do final da diferenciação
=fonte de Fe, As, Au, W, (Sn), (Pb)....

fluidos de origem metamórfica ou meteórica, aquecidos em profundidade, particularmente ao nível dos apex graníticos, lexiviando pré-concentrações nas séries metamórficas (nomeadamente níveis vulcano-sedimentares)=fonte de Au, Sb, Pb, W...

fluidos mineralizantes resultantes da mistura dos precedentes, drenados por fracturas, (nomeadamente nos anticlinais), depositando as mineralizações no decurso do seu trajecto ascendente. Depósito controlado por abaixamento de temperatura e de pressão, aumento do pH, descida de fO_2, aS_2....

filões mineralizados com preenchimento polifásico (os estádios de deposição podem depender de uma sucessão de colmatagens e de novas fracturações). Os filões mais próximos dos apex graníticos seriam alimentados mais directamente por fluidos magmáticos, donde a presença de apatite na sua ganga (Ribeiro da Igreja, Tapada).

Fig. 116 - Esquema metalogenético.

provavelmente, contribuido para a circulação dos metais. A intrusão de granitos tardi a pós orogénicos pode ter contribuído, pelo menos, como fonte de calor, fazendo circular os fluidos.

Assim teremos como **Fonte dos fluidos (estes poderiam também conter alguns metais):**

- fluidos associados a intrusões graníticas diferenciadas, não aflorantes, pós-Estefanianas, contendo elementos como F, P, B, Cl, S e talvez metais, ou apenas remobilizando os metais pré-concentrados, transportando-os e depositando-os durante a fase hidrotermal (Sn e W e talvez Sb, Au, Pb, etc);

- metamorfismo regional de baixo grau, gerando fluidos que lexiviaram os metais, concentrando-os;

- mais tardiamente, fluidos ricos de Pb-Zn-Ag, relacionados provavelmente com a deformação associada à abertura do Atlântico (ver 5.1.), instalam-se ao longo das fracturas com as mesmas orientações das anteriormente preenchidas pelos filões auri-antimoníferos.

Os processos que podem ter intervindo na dissolução dos metais pelos fluidos são variados.

O antimónio, como é sabido, é um elemento com grande mobilidade, sendo facilmente transportado na forma de iões complexos sulfurados, em soluções alcalinas (essencialmente sódicas) aquosas (Tunell 1964, Arnston et al. 1966, Gumiel 1982). Mossman et al. (1991), consideram que o Au e o Sb podem ser transportados como bissulfuretos complexos, podendo o último também ser transportado sob a forma de hidroxilo. As condições são: temperaturas abaixo dos 350ºC e soluções neutras a alcalinas. Munoz et al. (1991) referem que o antimónio é transportado em solução, sob a forma $Sb_2S_2(OH)_2^0$ segundo Krupp (1988) ou $Sb(OH)_3^0$ segundo Spycher & Reed (1989), para condições de pH não superior a 7 e temperaturas entre 150 e 350ºC. Nestas condições, a ausência de senarmontite (Sb_2O_3), na paragénese, indica uma fugacidade de oxigénio da solução baixa, na qual H_2S é a espécie sulfurosa dominante. Dados experimentais mostram que para uma determinada actividade de H_2S (entre 10^{-2} e 10^{-3}), a solubilidade do antimónio aumenta rapidamente com a temperatura.

O ouro, no seu estado natural, é altamente inerte e insolúvel, mas na presença de certos agentes complexantes (o monóxido de carbono - CO é um bom reagente) e/ou um pouco de oxigénio, torna-se altamente reactivo e solúvel (Fyfe 1991). Nos sistemas hidrotermais, o mecanismo para a dissolução do ouro é oxidante e para a precipitação é redutora (Foster 1984). O ouro pode ser transportado sob a forma bissulfurada ($AuHS_2^-$) que é a mais comum ou sob a forma cloretada ($AuCl_2^-$), predominante em fluidos que contenham altos teores em Cl e concentrações em enxofre anormalmente baixas, ou em fluidos com potencial de oxidação elevado (Seward 1982), tendo provavelmente ocorrido, pelo menos em alguns casos (existência de caulinite no meio implicando fluidos ácidos) o transporte sob forma cloretada (Large et al. 1989) (ver 4.2. e 4.4.2.). Mossman et al. (1991) referem que o estudo das inclusões fluidas permitiu constatar que nos depósitos de Sb-Au, estes metais são transportados sob a forma de bissulfuretos complexos e que a sua distribuição é principalmente controlada no estádio hidrotermal pela química dos fluidos, como foi verificado pelos níveis moderados a elevados de f_{S_2} e pH, e baixo f_{O_2}.

Será de ter em conta que, a forma mais solúvel a temperaturas elevadas (>300ºC), p_H baixos (<4.5), f_{O_2} moderado a elevado é $AuCl_2^-$ e a temperaturas mais baixas (150-300ºC), pH mais elevados (4.5 a 6) e f_{O_2} moderado é o $Au(HS)_2$.

No que diz respeito à natureza dos fluidos mineralizantes, tendo em conta, que:

- os diferentes estádios de mineralização traduzem, essencialmente, uma ordem de deposição, a temperatura decrescente, de um mesmo processo metalogénico, que resultou da circulação e evolução dos mesmos fluidos mineralizantes;

- o preenchimento filoniano é efectuado por impulsos, uma vez que à medida que vai havendo deposição há colmatação das falhas ou fracturas, que tende a impedir a circulação dos fluidos, que prosseguirá se ocorre nova fracturação

Provavelmente, os fluidos hidrotermais magmáticos, por um lado, e os fluidos metamórficos e meteóricos por outro, misturam-se antes de se iniciar a

deposição dos filões. Os metais associados aos primeiros estádios de mineralização, podem ter sido transportados por fluidos da fase final de diferenciação de um magma granítico, que são geralmente ricos nos elementos do estádio precoce com Fe-As-Au-W(-Sn), mas podem também ter sido enriquecidos por lexiviação das pré-concentrações no decurso dos seus trajectos convectivos, ou remobilizados das rochas encaixantes, pelos fluidos metamórficos.

Os dados obtidos no estudo das inclusões fluidas associadas aos filões de Sb-Au (ver 3.6.) e o estudo da cristalinidade dos filitos (ver 2.2.4.) permitem-nos, também, tecer algumas considerações sobre a origem destes fluidos. Os de mais alta temperatura, com CO_2, algum CH_4 e N_2 (compostos que derivaram, provavelmente, das rochas encaixantes com matéria orgânica) (ver 3.6.) evoluem para fluidos aquosos de mais baixa temperatura, possivelmente devido à mistura com águas meteóricas. Esta mistura provoca uma diluição e acelera o arrefecimento, intervindo no processo de deposição. Assim sendo, provavelmente os fluidos associados ao estádio ferri-arsenífero, com uma temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos estimada a 350ºC e ao estádio plumbi-antimonífero, com uma temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos estimada entre 240 e 280ºC, seriam resultantes da mistura de fluidos hidrotermais e de fluidos metamórficos, enquanto os fluidos associados ao estádio antimonífero, com uma temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos estimada entre 180 e 203ºC, poderão ter uma maior intervenção das águas meteóricas. A temperatura do pico de metamorfismo, que se estimou como sendo ligeiramente abaixo de 300ºC, é compatível com este esquema

Relativamente aos mecanismos que intervieram na deposição dos metais, além do abaixamento de temperatura e pressão dos fluidos provocada quer pela sua ascensão, quer pela diluição por águas meteóricas (como mostrou o estudo das inclusões fluidas), salientamos certas condições fisico-químicas locais, favorecendo a precipitação dos sulfuretos e elementos nativos, nomeadamente os níveis com matéria orgânica que funcionaram como armadilhas (meio redutor).

Como vimos em 4.5.2.2., as bactérias putrefacientes redutoras de sulfatos, produzem gases metabólicos (CH_4, HCN, H_2S, CO_2) que poderão ter contribuído para a precipitação do ouro solúvel. O S, abundante nos estratos

com matéria orgânica, pelas suas características redutoras contribui para a precipitação dos metais. Como já referimos (ver 4.2.), os mecanismos de deposição do ouro variam muito, consoante o modo de complexação: a sua solubilidade, depende em parte da temperatura, mas o efeito do pH é oposto, consoante o ouro em solução se apresente sob a forma de cloretos, ou de tiocomplexos (Seward 1982). Boiron et al. (1989), consideram que a diminuição do fO_2 e do pH são particularmente importantes na precipitação do ouro. A diminuição do teor em CO_2 com a evolução dos fluidos (ver 3.6.) pode também ser importante na precipitação deste metal, pois provoca alterações no comportamento químico dos fluidos, nomeadamente provocando um aumento de pH. A diminuição de temperatura e da salinidade, por mistura com fluidos aquosos meteóricos, são também factores que contribuem para a precipitação do ouro e dos sulfuretos.

Relativamente ao Sb, Munoz et al. (1991) concluiram que a solubilidade do antimónio decresce drasticamente com o abaixamento de temperatura e que, nos fluidos antimoníferos hercínicos tardios, a temperatura de precipitação da estibina varia entre 270 e 150ºC. Os dados obtidos para os fluidos (ver 3.6.) antimoníferos da região Dúrico-Beirã, enquadram-se dentro destes limites (entre 203 e 180ºC).

Durante a circulação e ascensão dos fluidos, a deposição dos metais foi, também, condicionada por factores lito-estratigráficos e estruturais que contribuiram para o seu aprisionamento. Assim, as alternâncias de rochas de diferente competência, reflectindo anisotropias mecânicas (como os planos de estratificação, entre estratos de composição diferente) e favoráveis ao aparecimento de fracturas, a porosidade de algumas rochas, a litologia particular de determinados níveis como é o caso das camadas negras com matéria orgânica, são preferenciais à mineralização. As estruturas anticlinais foram também alvos preferenciais. A mineralização pode concentrar-se nas charneiras ou seguir ao longo das fracturas radiais. Segundo Cassard et al. (1990), num trabalho sobre as mineralizações auríferas do Arenig de Valongo, este controlo pode ser explicado tendo em conta a atitude do contacto das alternâncias com os xistos do Lanvirniano, que se comporta como uma barreira de permeabilidade, originando nas zonas de charneira dos anticlinais, locais de aprisionamento dos metais, que migram dos flancos das dobras para as

charneiras. Ziserman & Serment (1976), referem que nos jazigos de Sb encaixados em rochas sedimentares, os metais são aprisionados nas charneiras anticlinais e sob "shales" negros, ou em zonas de cisalhamento.

5.3.COMPARAÇÃO COM OUTROS DISTRITOS MINEIROS

Rabie (1963) refere, no seu estudo sobre os filões de antimonite das concessões de Gondomar, que estes parecem ser todos de natureza transversal e, apesar de os teores serem mais baixos do que em Murchison (Tranval), as condições de estrutura profundamente dobrada são, como neste jazigo, favoráveis à persistência ou reaparecimento da mineralização a profundidades maiores do que aquelas a que as mineralizações foram exploradas.

Vimos que são grandes as analogias, quer do ponto de vista mineralógico e paragenético, quer mesmo em relação ao enquadramento tectonico-estratigráfico, entre as mineralizações da região Dúrico-Beirã e as mineralizações francesas do Maciço Armoricano e do Maciço Central francês.

Um primeiro esquema cronológico estabelecido nos anos setenta, para as mineralizações francesas associa os filões de alta temperatura (Sn, W, Au) à instalação dos granitos hercínicos, enquanto os jazigos de Pb-Zn-Ba-F são atribuídos a uma fase metalogénica Mesozóica, por analogia com os que ocorrem nas orlas e cujas relações com as formações secundárias são conhecidas (por exemplo Périchaud 1970) (Bril et al. 1991).

Bril et al. (1991) dataram três distritos mineiros do Maciço Central francês (Brioude-Massiac - W-Au-As; As-Sb-(Au), Pontgibaud - Pb-Ag; As-Sn e Labessette - As-Sb-Pb-Au), tendo assinalado a existência de uma fase mineralizante precoce, heterócrona, com 295±6Ma (Estefaniana pene-contemporânea da formação de alguns granitos) em Labessette e Pontgibaud e com 250±10Ma em Brioude-Massiac, seguida por uma série de

rejuvenescimentos entre 240 e 210Ma que prosseguiram até um período bastante avançado da Era Secundária. Assim nestes distritos, ocorreram vários estádios hidrotermais distintos e, pelo menos, parcialmente sobrepostos. Em Brioude-Massiac, não existem provas de um magmatismo granítico, contemporâneo destas mineralizações. Os filões de W e Sb parecem contemporâneos (Bril 1983), o que permitiu com base nas observações da deformação, concluir que os filões antimoníferos se implantaram em níveis estruturais mais superficiais, a partir de circulações de grande amplitude, afectando uma espessura de crosta de vários quilómetros, como foi evidenciado pelos isótopos de chumbo (Marcoux & Bril 1986). Os autores acima citados pensam que os filões de mais baixa temperatura, que se instalaram sobre mineralizações de mais alta temperatura, estão sem dúvida relacionados com a retoma destas circulações a profundidades muito baixas, num substrato estável e já bastante erodido. Alguns sistemas hidrotermais, responsáveis pelos depósitos das mineralizações, podem ter estado relacionados com processos tectónicos ligados à abertura do Atlântico Norte e Téthys (Bonhomme 1982; Bonhomme et al.1987).

Estendendo as analogias ao conjunto da cadeia hercínica podemos referir jazigos semelhantes, ligados a depósitos estratiformes associados a turbiditos, nomeadamente as minas de ouro de Dolaucothi, País de Gales em formações do Paleozóico inferior (Annels & Roberts 1989) e no Maciço da Boémia, (Morávek & Pouba 1987).

A sobre-imposição de uma mineralização pós-hercínica de Ag-Pb-Zn (circulações hidrotermais ligadas à abertura do Atlântico?), é uma característica comum aos jazigos dete tipo, no conjunto da Cadeia hercínica.

Podemos ainda estender esta comparação a outros locais, como Marrocos (Möelo 1977, Kosakévitch & Möelo 1982), em que um episódio mais tardio com Pb-Zn(Ag) se sobrepõe à paragénese com Sb-Au. Na América do Norte os jazigos do grupo Meguma do Ordovícico na Nova Escócia - Canadá (Haynes 1986), os depósitos "Carlin trend", Nevada, USA (Ordovícico a Cretácico) (Christensen 1992) e os depósitos Bendigo, Victoria, Austrália (Paleozóico) (Boyle 1987) são do tipo "turbidite - hosted gold deposits, com características semelhantes aos jazigos de Banjas e Moirama.

No que se refere em particular às mineralizações auríferas, podemos ainda salientar três aspectos:

1. No distrito Dúrico-Beirão, o ouro concentra-se em todos os estádios e, nomeadamente, no estádio antimonífero, enquanto na maior parte dos casos, ocorre preferencialmente nos estádios precoces, ferri-arseníferos (por exemplo em Le Châtelet) e tungstífero (por exemplo Brioude-Massiac).

2. É provável, que concentrações auríferas de interesse económico possam acompanhar as circulações pós-hercínicas de Pb-Zn-Ag (por exemplo na mina de Au-Ag de Freixeda, cerca de 150km a NE do distrito Dúrico-Beirão).

3. Mineralizações estratiformes, outrora exploradas nas Banjas, são também conhecidas noutros locais da cadeia hercínica (País de Gales, Boémia). Em Salsigne (Marcoux & Lescuyer 1992), referem que as mineralizações disseminadas "d'imprégnation", estariam ligadas a circulações hidrotermais, guiadas por desligamentos, e representam tonelagens muito importantes. Jazigos do tipo "turbidite-hosted", por vezes associados a sedimentos do Paleozóico, podem igualmente atingir uma cotação económica significativa (Nova Escócia, tipo Carlin no Nevada, os depósitos Bendigo em Victoria, Austrália, entre outros). Nestes o ouro ocorre geralmente finamente disseminado. Se concentrações deste tipo, disseminadas nos estratos, ocorrem noutros locais além das Banjas (e como vimos a camada negra parece ter continuidade lateral) onde já foram exploradas, podemos ser levados a pensar que podem ter escapado à observação. Uma pesquisa guiada por esta hipótese seria talvez mais frutuosa que uma pesquisa limitada ao tipo filoniano, em que as tonelagens não atingem em geral níveis importantes.

6.PROPOSTA DE TRABALHOS FUTUROS

De maneira alguma o tema deste trabalho se esgotou com a conclusão desta tese. No decorrer do trabalho efectuado foram surgindo novas questões, outras ficaram pendentes, por limitação de tempo. Deverão ser integradas num projecto de trabalho futuro, contribuindo assim para uma maior precisão do controlo das mineralizações auríferas.

Relativamente aos pontos deixados em aberto e que achamos de toda a importância ver resolvidos, salientamos:

- Estudo dos isótopos de chumbo nas diferentes associações minerais (Sb-Au, Au-As, Pb-Zn-Ag e Sn-W) e nas principais rochas, eventuais fontes dos metais. Este estudo poderá fornecer evidências sobre a dissociação temporal entre as mineralizações auri-antimoníferas hercínicas e as mineralizações plumbi-zincíferas mais recentes, assim como informações mais precisas sobre a fonte das mineralizações.

Estudo detalhado da camada negra das Banjas e da sua relação com os veios de quartzo aurífero com a finalidade de melhor precisar o controlo da mineralização pela matéria orgânica.

- O estudo dos zircões (datação U/Pb) e doutros minerais pesados abundantes em algumas rochas encaixantes poderá fornecer indicações sobre a origem destes sedimentos e portanto dos metais.

- Continuação do estudo comparativo da composição química da apatite (terras raras, flúor, cloro...) presente nos filões auri-antimoníferos, da apatite de filões estanho-tungstíferos e da apatite dos granitos aos quais as mineralizações podem estar genéticamente ligadas. Este estudo tem por finalidade testar a hipótese da possível relação entre as mineralizações de estanho-tungsténio associadas aos granitos e as mineralizações de antimónio-ouro espacialmente dissociadas dos mesmos, num mesmo processo hidrotermal tardi a pós-magmático.

- Continuar o estudo geoquímico do encaixante, abrangendo outro tipo de rochas, nomeadamente formações vulcano-sedimentares e xistos negros com a finalidade de detectar possíveis pré-concentrações de ouro e antimónio.

- Efectuar o estudo dos isótopos do enxofre δS_{34} nas pirites auríferas, permitindo determinar a sua origem.

Este projecto de pesquisa pós-doutoramento, enquadra-se nos projectos do Centro de Geologia da Universidade do Porto, em colaboração com o LGAUPMC - Paris VI e o CRSCM-Orléans.

7.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHMADZADEH, H., AURIOL, M., CALLI, M., VAUCORBEIL, H., FOGLIÉRINI, F., GÉLAS, M., OLIVIÉ, C., PICOT, P., & TOLLON, F., 1984. Le gisement aurifère de Cros-Gallet, le Bourneix, district de Saint-Yrieix (Haute-Vienne). **Chron. Rech. min.**, Paris, **474**: 11-32.

AHMADZADEH, H., PICOT, P., LEGENDRE, O., MARCOUX, E., 1988. Caractérisation des minéralisations aurifères des Cévennes (Massif Central, France) dans leur environment géologique. **In**: Gisements métallifères dans leur contexte géologique. **Documents du BRGM**, **158**: 527-563.

ALLAN, J. C., 1965. A mineração em Portugal na Antiguidade. **Bol. Min.**, Lisboa, **2**, 3: 1-37.

ALMEIDA, A. & NORONHA, F., 1988. Fluids associated with W and Ag-Au deposits of the Mirandela area, NE Portugal: an example of peri-granitic zoning. **Bull. Minér.**, Paris, **111**: 331-341.

ALMEIDA, F., 1970. Mineração Romana em Portugal. **In**: **VI Congreso Internacional de Mineria. La Mineria Hispana e Iberoamericana**. Vol. I, p. 195-220. León.

AMIEUX, P., 1982. La cathodoluminescence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates. **Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine**, Pau, **6**, 2: 437-483.

ANDRADE, R. S. & FERREIRA, M. P., 1976. Distrito antimonífero Dúrico-Beirão: mineralização de Sb-Zn-Pb no jazigo de Ribeiro da Igreja (Valongo, Norte de Portugal). **Mem. Not.**, Coimbra, **82**: 67-77.

ANNELS, A. E. & ROBERTS, D. E., 1989. Turbidite-hosted gold mineralization at the Dolaucothi Gold Mines, Dyfed, Wales, United Kingdom. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **84**, 5: 1293-1314. (Spec. Issue "Current Research on Mineral Deposits of Europe").

ARNSTON, R. H., DICKSON, F. W. & TUNELL, G., 1966. Stibinite (Sb_2S_3) solubility in sodium sulfide solutions. **Science**, Washington, D. C., **153** : 1673-1674.

ARRIBAS, A., 1980. Los yacimentos de tungsteno de la zona de Moulle (Prov.de Salamanca). **Bol. geol. min.**, Madrid, **91**, 2 : 3-19.

ASTINI, R. A., 1992. Facies glacigenicas del Ordovícico Tardio (Hirnantiano) de la Precordillera Argentina. **In**: I. RÁBANO & J. C. GUTIÉRREZ-MARCO, (Eds), **Conferencia International Paleozoico Inferior de Ibero-America**. Resumenes, p. 39. Mérida.

AYORA, C., CARDELLAC, E. & PHILIPS, R., 1981. Mineralisation from Vall de Ribes Area (Eastern Pyrenees, Spain). **Mineralium Deposita**, Berlin, 16: 195-204.

AZEVEDO, J. B. S., 1867. Diario de Lisboa, Folha official do Governo Portuguez, Lisboa, (247-31 de Outubro): 3118-3123.

BABIN, C., CHAUVEL, J. J., LARDAUX, H., PARIS, H. & ROBARDET, M., 1976. Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain. **Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne**, Rennes, **nºspéc**.

BACHE, J. 1980. Essai de typologie quantitative des gisements mondiaux d'or. BRGM SGN 622, 9pp.

BACHE, J., 1982. Les gisements d'or dans le monde. Essai de typologie quantitative. 102 pp. BRGM. Orléans. (Mémoire nº 18).

BARD, J. P., CAPDEVILA, R., MATTE, P. & RIBEIRO, A., 1973. Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen. **Nature**, London, **241**, 107: 50-52.

BAYER, H., 1968. Lager statten kundlich-Petrografisch. Unterschungen der wolfram verkommen von Valdarcas bei Covas, District Viana do Castelo, Nordwest Portugal, end ibrer Nebengestène. 229pp. Aachen. (Diss. Rhein-West. Techn. Norfsch.) (vide RIBEIRO, A. & PEREIRA, E., 1982).

BERGLUND, S. & EKSTROM, T. K., 1980. Arsenopyrite and sphalerite as T-P indicators in sulfide ores from Northern Sweden. **Mineralium Deposita**, Berlin, **15**: 175-187.

BEVERIDGE, T., 1978. The response of cell walls of *Bacillus Subtilis* to metals and to electron-microscope stains. **Canad. J. Microbiol.**, Ottawa, **24**: 89-104 (vide NEYBERGH, H. et al. 1991).

BEVERIDGE, T. J. & MURRAY, R. G. E., 1976. Uptake and relation of metals by cell walls of *Bacillus Subtilis*. **J. Bacteriol.**, Baltimore, Md., **127**: 1502-1518 (vide NEYBERGH, H. et al. 1991).

BEVERIDGE, T. J. & MURRAY, R. G. E., 1980. Sites of metal deposition in the cell wall of *Bacillus Subtilis*. **J. Bacteriol.**, Baltimore, Md, **141**: 876-887 (vide NEYBERGH, H. et al. 1991).

BEVERIDGE, T. J, FORSBERG, C. W. & DOYLE, R. J., 1982. Mayor sites of metal binding in *Bacillus Licheniformis* walls. **J. Bacteriol.**,Baltimore, Md, **150**: 1438-1448 (vide NEYBERGH, H. et al. 1991).

BLONDEL, F. 1955. Les types de gisement de fer. **Chron. Min. Colon., 231** (Nºspéc.): 226-244.

BOIRON, M. C., 1987. Minéralisations à Au, As, Sb, alterations hydrothermales et fluides associés dans le bassin de Villeranges (Combrailes, Massif Central français). **Géol. Géochim. de l'Uranium, Mém. 15**: 149-184.

BOIRON, M. C., CATHELINEAU, M., DUBESSY & J., BASTOUL, A., 1989 - Contrasted behaviour of Au and U in the French Hercynian granites at the hydrothermal stage: the role of fO_2 and pH. **Rend. Soc. Ital. Miner. Geol, 43**: 485-498.

BOIRON, M. C., CATHELINEAU, M., DUBESSY, J. & BASTOUL, A. M., 1990. Fluids in Hercynian Au veins from the French Variscan belt. **Miner. Mag.**, London, **54**, 2: 231-243.

BONHOMME, M. G., 1982. Age triasique et jurassique des argiles associées aux minéralisations filoniennes et de phénomènes diagénétiques en Europe de l'Ouest. Contexte de géodynamique et implications génétiques. **C. R. Acad. Sci.,** Paris, Sér. D - **Sciences naturelles, 294**: 521-524.

BONHOMME, M. G., BAUBRON, J. C. & JÉBRAK, M., 1987. Minéralogie, géochimie, terres rares et âge K/Ar des argiles associées aux minéralisations filoniennes. **Chem. Geol., Isotope Geoscience**, Amsterdam, **65**: 321-329.

BONNEMAISON, M., 1986. Les "filons de quartz aurifère": un cas particulier de shear zone aurifère. **Chron. Rech. min.**, Paris, **482**: 55-66.

BONNEMAISON, M., 1987. Les concentrations aurifères dans les zones de cisaillement: métallogénie et prospection. 1200pp. Université Toulouse. (Thèse).

BONNEMAISON, M. & MARCOUX, E., 1987. Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. **Chron. Rech. min.**, Paris, **488**: 29-42.

BONNEMAISON, M. & MARCOUX, E., 1989. Auriferous mineralization in some shear-zones: a three stage model of metallogenesis. **Mineralium Deposita**, Berlin, **25**: 96-104.

BOULADON, J., 1960. Sur les minéralisations en plomb-zinc et antimoine de la périphérie du Mont Lozère. **Bull. Soc. géol. France,** Paris, 7è Sér., **2**, 7: 906-914.

BOYER, C., 1974. Volcanismes acides paléozoiques dans le Massif Armoricain. Université Orsay. (Thèse).

BOYLE, R. W., 1979. The geochemistry of gold and its deposits. **Canad. geol. Surv. Bull., 280**: 1-584.

BOYLE, R. W., 1986. Gold deposits in turbidite sequences: their geology, geochemistry and history of the theories of their origin. **In**: J. DUNCAN KEPPIE, R. W. BOYLE & S. J. HAYNES (Eds), Turbidite-hosted gold deposits. **Geol. Assoc. Canada Spec. Paper**, Toronto, **32** : 1-13.

BOYLE, R. W., 1987. General geochemistry of gold and types of auriferous deposits. **In**: R. W. BOYLE (Ed.), **Gold. History and Genesis of Deposits**. p. 11-21. Van Nostrand Reinhold Company.New York, N.Y.

BRENCHLEY, P. J., ROMANO, M., YOUNG, T. P. & STORCH, P., 1991. Hirnation glaciomarine diamictites evidence for the spread of glaciation and its effect on late Ordovician faunas. **In**: C. R. BARNES & S. H. WILLIAMS (Eds), **Advances in Ordovician Geology**, p. 325-336. Geological Survey of Canada. (Paper 90-9).

BRIL, H., 1982a. Fluid inclusions study of Sn-W-Au, Sb and Pb-Zn mineralizations from the Brioude-Massiac District (French Massif Central). **Tscherm. Miner. Petrogr. Mitt.** New York, N.Y., **30**: 1-16.

BRIL, H., 1982b. Les minéralisations plombo-zincifères du second cycle dans le district de Brioude-Massiac (Massif Central français): données géochimiques et isotopiques. **Bull. BRGM**, Orléans, Sect. II, **2**, 3: 225-235.

BRIL, H., 1983. Étude métallogénique des minéralisations à antimoine et associées du district de Brioude-Massiac (Massif Central français). Conditions géochimiques de dépôt, implications génétiques. **Ann. Scient. Univ. Clermont-Ferrand II**, Clermont-Ferrand, **77**: 1-340. (Thèse).

BRIL, H., 1985. Conditions de stabilité des sulfures dans les filons de haute température du district de Brioude-Massiac (Massif Central Français). **Bull. Minéral.**, Paris, **108**: 161-171.

BRIL, H., FOUQUET, Y., MöELO, Y. & PICOT, P. 1981. Utilization du mispikel comme indicateur géochimique en métallogenie régionale. **In**: **Résultats Scientifiques et techniques du S.G.N. pour 1980**, p. 84-86. BRGM. Orléans.

BRIL, H., BONHOMME, M. G., MARCOUX, E. & BAUBRON, J. C., 1991. Ages K/Ar des minéralisations de Brioude-Massiac (W-Au-As-Sb, Pb-Zn), Pontgband (Pb-Ag; Sn), et Labessette (As-Pb-Sb-Au): Place de ces districts dans l'évolution géotectonique du Massif central français. **Mineralium Deposita**, Berlin, **26**: 189-198.

CABRAL, J. A. C. N., 1883. Relatório da Mina de Ribeira da Serra. 18 pp. Lisboa. Typ. de Mattos Moreira & Cardoso.

CÂMARA, S. G., 1878. Relatório sobre o reconhecimento da mina de antimónio de Bengada, freguesia de Recarei, concelho de Paredes, distrito do Porto. 2pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.

Carta geológica de Portugal na escala 1/200.000. Folha 1. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 1989.

Carta geológica de Portugal na escala de 1/50.000. Folha 13-B (Castelo de Paiva). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 1963.

Carta geológica de Portugal na escala de 1/50.000. Folha 9-D (Penafiel). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 1981.

Carta Mineira de Portugal na escala - 1/500.000. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 1960.

Carta Militar de Portugal do Serviço Cartográfico do Exército à escala 1/25.000. Lisboa:

- Folha 123 (Valongo)
- Folha 134 (Foz do Sousa)
- Folha 144 (Caêndo)

CARVALHO, A. D., 1964. Plano para o reconhecimento das Minas de antimónio e ouro de Alto do Sobrido e outras. 29pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Inédito).

CARVALHO, A. D., 1966a. Minas de antimónio e ouro de Gondomar. Notas e plano de reconhecimento. 91pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.

CARVALHO, A. D., 1966b. Plano para o reconhecimento das Minas de antimónio de Bengada. 11pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Inédito).

CARVALHO, A. D., 1966c. Relatório dos trabalhos efectuados durante o ano de 1965. Mina de Ribeiro da Estivada. 10pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.

CARVALHO, A. D., 1967. As minas de chumbo, zinco e prata de Gondarém (Terramonte). Relatório final dos trabalhos de reconhecimento. 68 pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.

CARVALHO, A. D., 1969. Minas de antimónio e ouro de Gondomar. **Estud. Notas Trab. Serv. Fom. min.**, Porto, **29**, 1/2: 91-170.

CARVALHO, A. D., 1978. Quatro exemplos de jazigos auríferos portugueses. **Congresso 78 da Ordem dos Engenheiros, Lisboa**, Tema 3, Comunicação 2, 24 pp..

CARVALHO, A. D., 1981. Recuperação de antigas explorações mineiras. **Congresso 81 da Ordem dos Engenheiros, Lisboa**, Tema 3, Comunicação 6, 9 pp..

CARVALHO, J. & MEIRELES, C., 1989. Gold in Portugal: metallogenetic setting. **In**: **International Symposium Gold 89 in Europe, Toulouse, 1989**, Abstracts, p.2.

CARVALHO,J. S & FERREIRA, O. V., 1954. Algumas lavras auríferas romanas. **Estud. Notas Trab. Serv. Fom. min.**, Porto, **9**, 1/4: 20-57.

CASSARD, D., URIEN, P. & CARVALHO, J., 1990. Étude structurale de la mine de Banjas (Au), Serra de Banjas (Portugal). Comparaison avec la mine de Moirama. (Au), Serra de Pias. **Rapport BRGM R30999**, 66pp. (Inédito).

CATHELINEAU, M. & NIEVA, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Las Azufres (Mexico) geothermal system. **Contrib. Miner. Petrol.**, Berlin, **91**: 235-244.

CATHELINEAU, M. & IZQUIERDO, G., 1988. Temperature-composition relationships of authigenic micaceous minerals in the Los Azufres geothermal system. **Contrib. Miner. Petrol.**, Berlin, **100**: 418-428.

CHAURIS, L., FOUQUET, Y. & MöELO, Y., 1977. Les occurrences antimonifères de l'île de Sein et du cap Sizun (Finistère). Leur place dans la métallogénie armoricaine. **Bull. Soc. Franç. Minér. Cristallogr.**, Paris, **100**: 208-213.

CHRISTENSEN, O., 1992. Disseminated gold deposits of the Carbin, Nevada, USA. **In**: E. A. LADEIRA (Ed.), **Brazil Gold'91**, p.61. Balkema Rotterdam.

CLEMENS, J. D., 1984. Water contents of silicic to intermediate magmas. **Lithos**, Oslo, **17**, 4: 273-287.

COELHO, J. M. D., 1990. Os "skarns" cálcicos, pós-magmáticos mineralizados em scheelite do Distrito Mineiro de Covas, V. N. de Cerveira (Norte de Portugal). 414 pp. Universidade do Porto. (Tese).

COLLINS, P. L. F., 1979. Gas hydrates in CO_2- bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **74**, 6: 1435-1444.

COMBES, A., CASSARD, D., COUTO, H., DAMIÃO, J., FERRAZ, P. & URIEN, P., 1992. Caractérisation structurale des minéralisations aurifères de l'Arénigien dans la région de Valongo (Baixo Douro, Portugal). **Chron. Rech. min.**, Paris, **509**: 3-15.

COMBES, A., DAMIÃO, J. & VIALLEFOND, L., 1990. Interpretation de la cartographie géochimique de la bande auro-antimonifère de Gondomar (Valongo-Portugal). 5 pp. Consórcio do Baixo Douro. (Relatório interno).

COMPANHIA DAS MINAS DA TAPADA, 1885. Planta exterior das minas da Tapada à escala 1/1.000; trabalhos subterrâneos da mina da Tapada.

COMPANHIA DAS MINAS DA TAPADA, 1888. Relatório e contas da Direcção. Ano de 1888. **In**: A. CARVALHO - Minas de antimónio e ouro de Gondomar. Notas e plano de reconhecimento. p. 51. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.

CONDE, L. E. N., 1966. Direcções de correntes na base do Ordovícico do afloramento de Amêndoa - Mação e sua importância paleogeográfica. **Mem. Not.**, Coimbra, **61**: 45-55.

CONDE, L. E. N., 1971. Existência em Portugal de uma série superior a "Formação Xistosa da Beira" e inferior ao Ordovícico. Resumo. **Stud. geol.**, Salamanca, **2**: 25-26.

CONSÓRCIO DO BAIXO DOURO. Essai d'élaboration d'un modèle gîtologique pour les gisements aurifères de l'Arenigien de la Région de Valongo. 3pp. S.d.

COOK, N. J. & CHRYSSOULIS, S. L., 1990. Concentrations of "invisible gold" in common sulfides. **Canad. Mineralog.**, Ottawa, **28**: 1-16.

COOPER, A. & ROMANO, M., 1982. The lower Ordovician Stratigraphy Dornes-Figueiró dos Vinhos area, central Portugal with descriptions of *Merostomichnites* ichnosp. and *Rosselia socialis*; two previously unrecorded trace fossils. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **68**, 1: 73-82.

COSTA, J. C. S., 1929. Novos elementos para o estudo geológico da região de Valongo. 47pp. Porto.

COSTA J. C. S., 1931. O Paleozóico português. (Síntese e Crítica). 141 pp. Porto. (Tese)

COSTA, J. C. S., 1951. Acerca da tectónica da bacia carbonífera de S.Pedro da Cova. **Bol. Soc. geol. Portg.**, Porto, **9**, 3: 169-174.

COSTA, J. C. S., 1958. A geologia da região portuense e os seus problemas. **Bol. Acad. Ciênc. Lisboa**, Lisboa, 30: 36-58.

COUTO, H., ROGER, G., MöELO, Y. & BRIL, H., 1990. Le district à antimoine-or Dúrico-Beirão (Portugal): évolution paragénétique et géochimique; implications métallogéniques. **Mineralium Deposita**, Berlin, **25**, Suppl: 69-81.

CUDELL, G., 1889. Les mines d'antimoine et de quartz aurifère de Montalto situées dans le district de Porto. 30pp. Comércio do Porto. Porto.

CURTIS, M. L. K., 1961. Ordovician Trilobites from the Valongo area, Portugal, Cheiruridae, Pliomeridae and Dionididae. **Bol. Soc. geol. Portg.,** Lisboa, **14**, 1: 1-15.

DAINTREE, R., 1866. Geology of the district of Ballan, including remarks on the age and origin of gold, etc. **Geol. Surv.,** Victoria, **5**, 11pp.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1966. An introduction to the rock forming minerals. 528pp. Longmans. London.

DELGADO, J. F. N., 1870. Breves apontamentos sobre os terrenos paleozóicos do nosso Paiz. **Rev. Obras Publ. Min.,** Lisboa, **1**, 1: 15-27.

DELGADO, J. F. N., 1887. Terrenos paleozoicos de Portugal. Estudo sobre os Bilobites e outros fosseis das quartzites da base do Systema Silurico de Portugal. Supplemento. 76pp. Lisboa.

DELGADO, J. F. N., 1888-1892. Contributions à l'étude des terrains anciens du Portugal. Sur l'existence de fossiles dans les schistes maclifères. **Commun. Commiss. Trab. geol. Portg.**, Lisboa, **2**: 216-219.

DELGADO, J. F. N., 1908. Système Silurique du Portugal. Étude de Stratigraphie paléontologique. 245pp. Commission du Service Géologique du Portugal. Lisbonne.

DERRÉ, C., LECOLLE, M., MAUREL-PALACIN, D., NORONHA, F. & ROGER, G., 1987. Évolution granitique et minéralisations filoniennes à Sn-W dans le Nord du Portugal. **Chron. Rech. min.**, Paris, **487**: 63-74.

DIAS, R. & RIBEIRO, A., 1991. A kinematic approach to the strain distribution in the Valongo Anticline (Variscan autochthon of Centro Iberian Zone). **III Congresso Nacional de Geologia Coimbra**. Resumos. p. 41.

DISNAR, J. R. & SUREAU, J. F., 1990. Organic matter in ore genesis: Progress and perspectives. **In**: B. DURAND & F. BEHAR (Eds), Advances in Organic Geochemistry 1989, Part 1, Organic Geochemistry in Petroleum Exploration (Proc. internat. Meet. Organ. Geochem. - 14th - Paris, France - 1989). **Organ. Geochem.**, Oxford, **16**, 1/3: 577-599.

DOMERGUE, C., 1970. Les exploitations aurifères du nord ouest de la Peninsule Ibérique sous l'occupation romaine. **In**: **VI Congreso Internacional de Mineria**. **La Mineria Hispana e Ibero Americana**. Vol. I, p. 151-193. León.

DOMINGOS, L. C. G., FREIRE, J. L. S., SILVA, F. G., GONÇALVES, F., PEREIRA, E. & RIBEIRO, A., 1983. The structure of the intramontane upper Carboniferous Basins in Portugal. **In**: M. J. LEMOS DE SOUSA & J. T. OLIVEIRA (Eds), The Carboniferous of Portugal. **Mem. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **29**: 187-194.

DORÉ, F., DUPRET, L. & LEGALL, J., 1984. Tillites et tilloides du Massif Armoricain. **Paleogeogr., Palaeclimatol., Palaeoecol.**, Amsterdam, **51**: 85-96.

EAGAR, R. M. C., 1983. The non-marine bivalve faune of the Stephanian C of North Portugal. **In**: M. J. LEMOS DE SOUSA & J. T. OLIVEIRA (Eds), The Carboniferous of Portugal. **Mem. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **29**: 179-185.

EBERT, L. B., ROBBINS, E. I., ROSE, K. D., KASTRUP, R. V., SCANLON, J. C., GEBHARD, L. A. & GARCIA, A. R., 1990. Chemistry and palynology of carbon seams and associated rocks from the Witwatersrand goldfields, South Africa. **Ore Geol. Rev.**, Amsterdam, **5**: 423-444.

EMIG, C. C. & GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., 1992. Las acumulaciones de lingulidos en torno al limite Arenig/Llanvirn (Ordovicico) en el SO de Europa: discussion de sus factores genéticos. **In**: I. RÁBANO & J. C. GUTIÉRREZ-MARCO (Eds), **Conferência Internacional Paleozóico Inferior de Ibero-America.** Libro de Resumenes. p. 68. Mérida. (Publicaciones del Museo de Geologia de Extremadura nº1).

EMMONS, W. H., 1917. Gold. **In:** R. W. BOYLE (Ed.), **Gold. History and Genesis of Deposits**, 1987, p. 548-568. Van Nostrand Reinhold Company. New York, N.Y.

EMMONS, W. H., 1937. Gold deposits of the World. 562 pp. McGraw-Hill, New York, N.Y.

EMMONS, W. H. 1950. Gold deposit of the World. 327pp. McGraw-Hill, New York, N.Y.

FEDORCHUK, V. P., 1964. Principal types of structures in ore fields and ore deposits of South Fergana mercury antimony belt. **Internat. Geol. Rev.**, Silver Spring, Md, **6**, 4: 596-611.

FERREIRA, M. P. V., 1971. Livro-guia da excursão nº 5 - Jazigos uraníferos portugueses. Jazigos de Au-Ag-sulfuretos do Norte de Portugal. Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos. Lisboa. (Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econ. - 1º Madrid; Lisboa - 1971).

FERREIRA, M. P. & ANDRADE, R. S., 1970. Relatório sobre a mina de antimónio e ouro de Alto do Sobrido. 48pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Inédito).

FERREIRA, M. P., OLIVEIRA, J. M. S. & ANDRADE, R. S., 1971. Ocorrências de antimónio no Norte de Portugal. **In**: **Congr. Hispano Luso-Americano de Geologia Económica (1º-Madrid; Lisboa - 1971)**. Secç. 4 - **Investigação Mineira.** T.1. p. 597-617.

FERREIRA, M. P., ANDRADE, S. R. & OLIVEIRA, J. M. S., 1972. Sumário das actividades desenvolvidas no distrito antimonífero do Baixo Douro. 13pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Relatório inédito).

FERREIRA, N., IGLÉSIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L., 1987. Granitoides da Zona Centro Iberica e seu enquadramento geodinâmico. **In**: F. BEA, A. CARNICERO, J. C. GONZALO, M. LOPEZ PLAZA & M. D. RODRIGUEZ ALONSO (Eds), **Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo hesperico. Libro homenage a L. C. Garcia de Figuerola**. p. 37-51. Editorial Rueda. Madrid.

FLEURY, E., 1919-1922. Les plissements hercyniens en Portugal. (Ridements calédoniens et dislocations atlantiques). **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **13**: 65-83.

FOSTER, M. D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. **Geol. Surv. Profess. Paper**, Washington, D. C., **414-A**: A1-A33.

FOUQUET, Y., 1980. Les districts antimonifères de Quimper et du Cap Sizun (Finistère) leur place dans la metallogénie de l'antimoine dans le Massif Armoricain (France). 191pp. Université de Clermont II. Clermont-Ferrand. (Thèse).

FYFE, W. S., 1991. Gold transport and deposition: rules on the game. **In**: E. A. LADEIRA (Ed.), **Brazil Gold'91**, p. 7-9. Balkema. Rotterdam.

FYFE, W. S., PRICE, N. J. & THOMPSON, A. B., 1978. Fluids in Earth's Crust. 383 pp. Elsevier. Amsterdam.

GASPAR, O., 1967. Os minérios do jazigo de Pb-Zn-Ag de Terramonte. **Estud. Notas Trab. Serv. Fom. min.**, Porto, **16**, 3/4: 5-19

GASPAR, O. & NEIVA, C., 1967. Carta da zona mineira de Gondarém à escala 1/10.000. Carta e levantamento das galerias de Terramonte. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Inédito).

GEFFROY, J., 1955. Métallogénie de l'antimoine dans les aires hercyniennes françaises. **Bull. Assoc. Lab. Géol. appl.**, **3**: 28-35.

GOINHAS, J. A. C., 1987. Cadre géologique et métallogénique des ressources minières du Portugal. **Chron. Rech. min.**, Paris, **489**: 25-42.

GUIGUES, J., VAUCORBEIL, H. & ZISERMAN, A., 1969. Recherches de contrôles de minéralisation en cinabre dans le Massif Armorican par des méthodes statistiques. Étude des gîtes de Belligné et de la Rouxière. **Bull. BRGM**, Orléans, 2eSér, Sect. II, **3**: 1-10.

GUILLOU, J. J., 1969. Contribution à l'étude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel (Espagne). **Sci de la Terre**, Nancy, **14**: 5-26.

GUILLOU, J. J., 1971. Quelques regularités dans la distribution de minéralisations sulfurées (en particulier en antimoine) dans les niveaux carbonatés du Paléozoique inférieur du geossinclinal Asturien. **Ann. Soc. géol. Belgique**, Bruxelles, **94**: 21-37.

GUITARD, 1955. Côntroles régionaux pour une recherche des gîtes de scheelite dans les Pyrénées. **Congr. Industrie Minérale**, Paris (vide ROBERT, J. F., 1980).

GUMIEL, P., 1982. Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica. 324pp. Universidad de Salamanca. (Tese).

GUMIEL, P., 1983. Metallogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica. **Rev. Espań. Geol. Miner.**, **54**: 6-120.

GUMIEL, P. & ARRIBAS, A., 1987. Antimony deposits in the Iberian Península. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **82**, 6: 1453-1463.

GUMIEL, P. & ARRIBAS, A., 1990. Metallogeny. **In**: R. D. DALLMEYER & E. MARTINEZ GARCIA (Eds), **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**, p. 212-219. Springer - Verlag. Berlin.

GUTIERREZ-CLAVEROL, M., MARTINEZ-GARCIA, E., LUQUE, C., SUAREZ, V. & RUIZ, F., 1991. Gold deposits, late hercynian tectonics and magmatism in the northerastern Iberian Massif (NW Spain). **Chron. Rech. min.**, Paris, **503**: 3-13.

GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., 1986. Graptolitos del Ordovícico español. 701pp. Univ. Complutense. Madrid. (Tesis).

GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., CHAUVEL, J., MELENDEZ, B & SMITH, A. B., 1984. Los equinodermes (Cystoidea, homalozoa, stelleroidea, crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España). **Estud. geol.**, Madrid, **40**: 421-453.

GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. , SAN JOSE, M. A. de & PIEREN, A. P., 1990. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. **In**: R. D. DALLMEYER & E. MARTINEZ GARCIA (Eds), **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**. p. 160-171. Springer - Verlag. Berlin.

HANNINGTON, M. D., PETER, J. M. & SCOTT, S. D., 1986. Gold in sea - floor polymetallic sulfide deposits. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **81**, 8: 1867-1883.

HAYASHI, K. & OHMSOTO, H., 1991. Solubility of gold in NaCl and H_2S bearing aqueous solutions at 250-350 Degrees-C. **Geochim. Cosmochim. Acta**, Oxford, **55**, 8: 2111-2126.

HAYNES, 1986. Geology and chemistry of turbidite-hosted gold deposits, greenschist facies, eastern Nova Scotia. **In**: J. DUNCAN KEPPIE, R. W. BOYLE & S. J. HAYNES (Eds), Turbidite-hosted gold deposit. **Geol. Assoc. Canadian, Spec. Paper**, Toronto, **32**: 161-178.

HENRY, J. L., NION, J., PARIS, F. & THADEU, D., 1973/74. Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (serra do Buçaco) et du massif Armorican: essai de comparaison et signification paléogéographique. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **57**: 304-345.

HEY, M. H., 1954. A new review of the chlorites. **Miner. Mag.**, London, **30**, 224: 277-292.

HEYNEN, G., RAMBOZ, C. & DUBESSY, A., 1982. Simulation des équilibres de phases dans le systeme CO_2-CH_4 au dessous de 50 et de 100 bar. Application aux inclusions fluides. **C. R. Acad. Sci.**, Paris, Sér. D - **Sciences naturelles**, **294**: 203-206.

HUSTON, D. L., BOTTRILL, R. S., CREELMAN, R. A., ZAW, K., RAMSDEN, T. R., RAND, S. W. GEMMELL, J. B., JABLONSKI, W., SIE, S. H. & LARGE, R. R., 1992. Geologic and geochemical controls on the mineralogy and grain size of gold-bearing phases, eastern Australian Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposits. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **87**, 3: 542-563.

HUVELIN, P., MÖELO, Y., PEMINGEAT, F., PICOT, P., 1978. Sur la minéralisation du champ filonien polymétallifère du Roc-Blanc (Jebilet centrales, Maroc). **Notes Serv. géol. Maroc**, Rabat, **40**, 275: 239-248.

JESUS, A. P., 1986. Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal). Stratigraphie et contrôle tectonique de la genèse et de l'évolution. **Ann. Soc. géol. Nord.**, Lille, **106**: 209-217.

JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L., 1974. Mapa tectónico da Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1.000 000. Memoria explicativa. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

KELLY, W. C. & WAGNER, G. A., 1977. Paleothermometry by combined application of fluid inclusion and fission trad methods. **N. Jb. Miner. Mh.**, Stuttgart, **1**: 1-15 (vide THADEU, D., 1977).

KILTY, K., CHAPMAN, D. & MASE, C. W., 1979. Forced convective heat transfer in the Monroe Hot Springs Geothermal System. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, Amsterdam, **6**: 257-277.

KOEHLER, L. M., 1939. Os jazigos de antimónio no Norte de Portugal. 28pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Relatório interno).

KOSAKÉVITCH, A., 1973. Étude minéralogique des minerais d'antimoine du Maroc. 2 vols. 256pp. Université de Toulouse. (Thèse).

KOSAKÉVITCH, A. & MöELO, Y., 1982. Le plomb dans les gisements d'antimoine du Maroc Central. **Chron. Rech. min.**, Paris, **467**: 5-33.

KRETSCHMAR, U. & SCOTT, S. D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. **Canad. Mineralog.**, Ottawa, **14**: 364-386.

KRUPP, R. E., 1988. Solubility of stibine in hydrogen sulfide solutions, speciation and equilibrium constants from 25 to 350ºC. **Geochim. Cosmochim. Acta.**, Oxford, **52**: 3005-3015.

LAMBERT, R. St. J., 1959. The mineralogy and metamorphim of the Moine schists of the Morar and Kinogdart districts of Inverness-shire. **Trans. Roy. Soc. Edinburgh**, Edinburgh, **63**: 553.

LARDEAU, M., 1989. Minéralogie et pétrogenèse du minerai sulfuré du gisements volcano-sédimentaire à Zn-Pb-Ba-(Pb-Ag) de Chessey-les-Mines (Rhône). Application à l'étude des amas sulfurés métamorphisés. 189pp. BRGM. Orléans. (Documents du BRGM nº166).

LARGE, R. R., 1992. Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: features, styles and genetic models. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **87**, 3: 471-510. (Special Issue "Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide (VHMS) Deposits and their Volcanic Environment").

LARGE, R. R., HUSTON, D. L., GOLDRICK, P. J. Mc., RUXTON, P. A. & ARTHUR, G. Mc., 1989. Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits and their significance for gold transport models. **In**: R. KEAYS, R. RAMSEY & D. GOVES (Eds), **The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988**. p.520-536. Economic Geology Publishing Company. El Paso, Texas. (Monograph 6).

LATTANZI, P., 1990. The nature of the fluids associated with the Mote Rosa gold district, NW Alps, Italy. **Mineralium Deposita**, Berlin, **25** (Suppl.): 586-589.

LAUNAY, L., 1913. Traité de metallogénie. Gîtes minéraux et metallifères. T.1, 858pp.; T.2, 803pp.; T.3, 921pp. Librairie Polytechnique, Ch. Béranger. Paris, Liège.

LEBLANC, M., 1989. Gold-bearing Cambro-Ordovician terranes in the Variscan belt. **In**: **International Symposium Gold 89 in Europe, Toulouse, 1989**, Abstracts, p. 13.

LEFORT, J. P. & RIBEIRO, A., 1980. La faille Porto-Badajoz-Cordoue at-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain. **Bull. Soc. géol. France**, Paris, 7 sér., **23**, 3: 454-462.

LEUSCHNER, C., 1903. Relatório para a Direcção da Companhia das Minas de Gondomar. Dez. 1893. Minas de antimónio e ouro. Gondomar-Portugal. Oficinas de "O Comércio do Porto".

LEVENTHAL, J. S., HOFSTRA, A. H., VULETICH, A. K. & MANCUSO, T. B., 1987. Sedimentation hosted disseminated gold mineralization at Jerrit Canyon, Nevada. III-Role of organic carbon (abstract): Abstracts with Program. **Ann. Meet. Geol. Soc. America**, Phoenix, p.745.

LEWIS, H .P., 1926. *Bolopora undosa* gen. et sp. nov. **Quart. J. geol. Soc.**, London, **82**: 411-427.

LOGAN, W. E., MURRAY, A., HUNT, T. S. & BILLINGS, E., 1863. Geology of Canada. 938pp. Dawson Brothers. Montreal.

LOPES, A., 1965. Determinação da composição mineralógica de uma amostra proveniente da mina Alto do Sobrido. 4pp. Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Relatório interno).

LOTZE, F., 1945. Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. **Geotekt. Forsch.**, Berlin, 6: 78-92.

MACHAIRAS, G., 1970. Contribution à l'étude minéralogique et métallogénique de l'or. **Bull. BRGM, Orléans,** 2eSér, Sect.II, **3**: 1-109.

MACHEL, H. G., 1985. Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. **Geosci. Canada**, Toronto, **12**, 4: 139-147.

MACLAREN, J. M., 1908. Gold. Its Geological ocurrence and geographycal distribution. 687pp. London. (Mining Journal).

MAGAKIAN, I., 1968. Ore deposits. **Intern. Geol. Rev.**, Falls Church, Va., **10**, 8: 63-140.

MARCOUX, E. & BRIL, H., 1986. Héritage et sources des métaux d'après la géochimie isotopique du plomb. **Mineralium Deposita**, Berlin, **21**: 35-43.

MARCOUX, E., & CALVEZ, J. Y., 1985. Age, genèse et prospection des concentrations minérales: les possibilités offertes par les isotopes du plomb. **Chron. Rech. min.**, Paris, **478**: 21-32

MARCOUX, E. & CALVEZ, J. Y., 1986. Approches paragénétiques et isotopiques (Pb) des phénomènes d'héritage de métaux. **In: 11éme Reunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand. Résumés**. p. 120. Société Géologique de France. Paris.

MARCOUX, E. & LESCUYER, J. L., 1992. Les minerais sulfo-arsénies aurifères de Salsigne (Aude, France). **Bull. Soc. Franç. Minér. Cristallogr.**, Paris., **4/3:** 65

MARCOUX, E. & MöELO, Y., 1991. Lead isotope geochemistry and paragenetic study of inheritance phenomena in metallogenesis: examples from base metal sulfide deposits in France. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **86**, 1: 106-120.

MARCOUX, E., MöELO, Y., PICOT, P. & BAUBRON, J. C., 1988. Evolution minéralogique et isotopique (Pb) du filon sulfuré complexe des Borderies (Massif Central français). Implications métallogéniques. **Mineralium Deposita**, Berlin, **23**: 58-70.

MARCOUX, E., SERMENT, R. & ALLON, A., 1984. Les gîtes d'antimoine de Vendée (Massif Armoricain, France). Historique des roches et synthèse metallogénique. **Chron. Rech. min.**, Paris, **476**: 3-30.

MARIGNAC, C., 1976. Étude des sucessions parénétiques dans les minéralisations filoniennes, polymétalliques d'Ain-Barbar (Willaya d'Annaba, Republique Algerienne). Institut National Polytechnique de Lorraine. Nancy. (Thèse).

MARION, P., REGNARD, J. R. & WAGNER, E. E., 1986. Étude de l'état chimique de l'or dans les sulfures aurifères par spectroscopie Mössbauer de ^{197}Au: Premiers résultats. **C. R. Acad. Sci.**, Paris, Sér. II - **Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de la Terre et de l'Univers, 302**, 8: 571-574.

MARSELLA, G. A. K., 1966. Minas de Terramonte. **Bol. Min.**, Lisboa., **3**, 1: 3-16. (vide FERREIRA, M. 1971).

MATTE, P., 1968. La structure de la virgation hercynienne de la Galice (Espagne). **Géol. Alpine**, Grenoble, **44**: 157-280.

MAUCHER, A., 1976. The strata-bound Cinnabar-stibnite-Scheelite Deposits. p. 477-503. Ed. Wolf en Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. II Regional Studies and specific deposits.

MAUREL-PALACIN, D., 1985. Etude des filons polymétalliques (W, Au, Ag...) au Sud de Mirandela (Trás-os-Montes, Portugal). Relations avec les granites. 214pp. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. (Mémoires des Sciences de la Terre, Nancy, nº85-01). (Thèse).

MAUREL-PALACIN, D., NORONHA, F. & ROGER, G., 1987. Les massifa granitiques de Santa Comba da Vilariça et de Pedra Luz (Trás-os-Montes, Portugal) et les minéralisations associées. **In: Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985)**, Actas e Comunicações, p. 303-336. Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico. Porto. (Memória Nº1).

MAWER, C. K., 1986. The bedding-concordant gold-quartz veins of the Meguma Group Nova Scotia. **In**: J. DUNCAN KEPPIE, R.W. BOYLE & S. J. HAYNES (Eds), Turbidite-hosted gold deposits. **Geol. Assoc. Canada Spec. Paper**, Toronto, **32**: 135-148.

MEDEIROS, A. C., 1945. Contribuição para o estudo do Paleozóico da margem direita do Douro (região da Varziela, Gondomar). **Estud. Notas Trab. Serv. Fom. min.**, Porto, **1**, 1/2: 39-61.

MEDEIROS, A. C., 1964. Carta geológica de Portugal na escala de 1/50.000. Notícia explicativa da folha 13-B (Castelo de Paiva). 58pp. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

MEDEIROS, A. C., PEREIRA, E. & MOREIRA, A., 1980. Carta geológica de Portugal na escala de 1/50.000. Notícia explicativa da folha 9-D (Penafiel). 46pp. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

MENDES, F. 1968. Contribution à l'étude géochronologique, par le méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. **Bol. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc.**, Lisboa, **11**, 1: 3-157. (Tese).

Mines d'or de Banjas près Porto. Portugal. 6pp. Lisboa. 1936.

MITEL, Minas de Terramonte, Lda. Minas de Terramonte. Memória descritiva. Castelo de Paiva. 1966.

MöELO, Y., 1977. Étude de l'association stibine-galéne du gisement d'antimoine de Tamenjerioul (Maroc Central). **In**: **Compte-Rendu d'activité, année 1977, Géologie Appliquée D. R. M.**, p. 101-101b. Direction de la Géologie, Ministère de l'Enérgie et des Mines. Rabat.

MöELO, Y., 1983. Contribution à l'étude des conditions naturelles de formation des sulfures complexes d'antimoine et de plomb (sulfosels de Pb/Sb). Signification métallogénique. **Mém. Sciences de la Terre**, nº82-01, BRGM, **55**, 624pp. Université Pierre et Marie Curie. Paris VI. (Thèse).

MöELO, Y., FOUQUET, Y., LAFORET, C. & CHAURIS, L., 1978a. L'índice plombo-antimonifère de Bestrée (Cap Sizun, Finistère). **Bull. Minér.**, Paris, **101**: 363-367.

MöELO, Y., KOSAKÉVITCH, A. & PICOT, P., 1982. Remaniement de concentrations antimonifères par dessolutions plombo-barytiques: un exemple d'interfèrence géochimique entre Pb et Sb par surimposition métallogénique. **Bull. BRGM.**, Orléans, 2ᵉ Sér, Sect. II, **4**: 343-344.

MöELO, Y., OHNENSTETTER, D., MARCOUX, E. & MAUREL, D., 1984. Étude méthodologique relative à la non-stoechiométrie du mispickel, $FeAs_{1-x}$ S_{1+x}. Recherches sur les techniques. **In**: **Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM**, Resumées, p. 303, Orléans.

MöELO, Y., PICOT, P. & LAFORET, C., 1978b. Inventaire des ocurrences françaises de sulfoantimoniures de plomb. **In**: **Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du S.G.N. pour 1977**, p. 48, BRGM, Orléans.

MöELO, Y., PICOT, P., ORGEVAL, J. J. & LEVY, C., 1980. Rôle d'antimoine et de l'arsenic dans l'anisotropie de la galène. Signification génétique. **In**: **Resumé des principaux résultats Scientifiques et Techniques du S.G.N. pour 1979**, p. 106-107, BRGM, Orléans.

MONTEIRO, S. & BARATA, J. A., 1889. Catálogo Descriptivo da Secção de Minas. Grupos I e II. **In**: J. A. C. das NEVES CABRAL (Ed.), **Exposição Nacional das indústrias Fabris de 1888**, p. 1-281. Associação Industrial Portuguesa. Imprensa Nacional. Lisboa.

MORÁVEK, P. & POUBA, Z., 1987. Precambrian and Phanerozoic history of gold mineralisation in the Bohemian Massif. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **82**: 2098-2114.

MORENO, F., VEGAS, R. & MARCOS, A., 1976. La edad de las series Ordovicicas y Câmbricas relacionadas com a discordância "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). **Breviora Geol. Asturica**, Oviedo, **20**: 8-16.

MOSSMAN, D. J., LEBLANC, M. L. & BURZYNSKI, J. F., 1991. Antimony-gold deposits of North Atlantic Acadian-Hercynian domain. **Trans. Int. Min. Metall. Appl. Earth Sci., 100**: 227-233.

MUNOZ, M., 1981. Les minéralisations antimonifères du champ filonien de Bournac (Hérault). Université Paul Sabatier. Toulouse. (Thèse 3ème cycle).

MUNOZ, M., 1990. Genèse des minéralisations polymétalliques des districts antimonifères du versant nord de la Montagne Noire (Massif Central, France). Approche minéralogique, géochimique et thermodynamique. 226pp. Université Paul Sabatier. Toulouse (Thèse Etat).

MUNOZ, M., COURJAULT-RADÉ, P. & TOLLON, F., 1991. The massive stibnite veins of the French Palaeozoic basement: a metallogenic marker of Late Variscan brittle extension. **Terra Nova**, **4**: 171-177.

MUNOZ, M. & MöELO, Y., 1982. Étude paragénetique de la minéralisation sulfurée complexe (Sb-P-Zn...) de Bournac (Hérault). **In: Résumé des principaux Résultats Scientifiques et Techniques du S.G.N.pour 1981**, BRGM, Orléans. **Bull. Minér.**, Paris, **105**: 625-632.

MUNOZ, M. & SHEPHERD, T. J., 1987. Fluid inclusion study of the Bournac polymetallic (Sb-As-Pb-Zn-Fe-Cu...) vein deposit (Montagne Noire, France). **Mineralium Deposita**, Berlin, **22**: 11-17.

NEIVA, A., 1974. Geochemistry of muscovite in the pegmatites of northern Portugal. **Fortsch. Miner**, Berlin, **52** (Spec. Issue): 303-315.

NEIVA, J. M. C., 1943. Os conglomerados antracolíticos e a idade de algumas formações eruptivas portuguesas. **Bol. Soc. geol. Portg.**, Porto, **3**, 1/2: 180pp.

NEIVA, J. M. C., 1944. Jazigos portugueses de cassiterite e volframite.**Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **25**: 251pp. (Tese).

NEIVA, J. M. C. & NEIVA, A, M. R., 1989. The gold area of Jales (Northern Portugal). **Terra Nova**, **2**: 243-254.

NENERT, S., 1986. Les minéralisations aurifères du district Benevent l'Abbaye-Lauriere (Massif Central Français). **In: 11ème Réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand. Résumés**. p. 135. Société Géologique de France. Paris.

New Douro Gold Mine, Ltd. Minas conhecidas no local por As Banjas. 2 pp. S.d.

NEYBERGH, H., MOUREAU, Z., GÉRARD, P., VERRAES, G. & SULTEN, E., 1991. Utilisation des concentrations de *Bacillus cereus* dans les sols comme technique de prospection des gîtes aurifères. **Chron. Rech. min.**, Paris, **502**: 37-46.

NORONHA, F., 1974. Étude des inclusions fluides dans les quartz des filons du gisement de tungstène de Borralha (Nord du Portugal). **Publ. Mus. Labor. miner geol. Fac. Ciênc. Porto**, Porto, 4ªSér., **85**, 32 pp.

NORONHA, F., 1976. Niveaux à scheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance metallogénique. **Publ. Mus. Labor. miner geol. Fac. Ciênc. Porto**, Porto, 4ªSér., **87**, 15 pp.

NORONHA, F., 1983. Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha. 413pp. Universidade do Porto. (Tese).

NORONHA, F., 1984. Caractéristiques physico-chimiques des fluides associés à la génèse du gisement de tungstène de Borralha (Nord du Portugal). **Bull. Minér.**, Paris, **107**: 273-284.

NORONHA, F., 1988. Mineralizações. **Geonovas**, Lisboa, **10**: 37-54.

NORONHA, F., 1990. Dedução de condições físico-químicas de formação de jazigos hidrotermais através do estudo de inclusões fluidas. O exemplo de alguns jazigos portugueses. **Bol. Acad. Galega Ciênc.**, **9**: 86-126.

NORONHA, F. & RAMOS, J. M. F., 1991. Algumas notas sobre as mineralizações auríferas do NW português (Minho). **III Congresso Nacional de Geologia. Coimbra**. Resumos, p.17.

NORONHA, F., RAMOS, J. M. F., REBELO, J. A., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L., 1979. Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord - Ouest Péninsulaire. **Bol. Soc. geol. Portg.**, Lisboa, **21**, 2/3: 227-237.

OELSNER, O. 1965. Atlas des principales paragèneses minérales vues au microscope. 309pp. Gauthier-Villars. Paris.

OEN, I. S., 1960. The intrusion mechanism of the late-hercynian post-tectonic granite plutons of northern Portugal. **Geol. Mijnb.**, Den Haag, N.S. **22**: 257-296.

OEN, I. S. , 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. **Bol. geol. min.**, Madrid, **81**, 2/3: 271-298.

OLIVEIRA, C., 1972. O concelho de Gondomar. Apontamentos monográficos. 2ªEd. Vol. 1. p. 192-231. Imprensa Moderna, Ltda. Porto.

OLIVEIRA, C., 1979. O concelho de Gondomar. (Apontamentos Monográficos). 2ªEd. Vol. 2. p. 103-105. Imprensa Moderna, Ltda. Porto.

OLIVEIRA, J. M. S., 1978. Application of factor analysis to the geochemical prospecting data in the Arouca Castro Daire region, Northern Portugal. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **63**: 367-384.

OLIVEIRA, J. T., PEREIRA, E., PIÇARRA, J. M., YOUNG, T. & ROMANO, M., 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. **In**: J. C. GUTIÉRREZ-MARCO, J. SAAVEDRA & I. RÁBANO (Eds.), **Paleozoico Inferior de Ibero-América,** p. 359-375. Universidad de Extremadura. Madrid.

ORTEGA, L., VENDEL, E. & BENY, C., 1991. C-O-H-N fluid inclusions associate with gold-stibnite mineralization in low-grade metamorphic rocks, Mari Rosa mine, Caceres, Spain. **Min. Mag.**, London, **55**, 2: 235-247.

PEREIRA, E., 1981. Geologia e potencialidades do jazigo estanífero de Montesinho-Bragança. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. (Relatório interno) (vide RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. 1982).

PEREIRA, E., 1987. Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica. 274 pp. Faculdade de Ciências de Lisboa, Serviços Geológicos Portuga. Lisboa. (Tese).

PEREIRA, E., 1988. Soco hercínico da Zona Centro-Ibérica. Evolução geodinâmica. **Geonovas**, Lisboa, **10**: 13-35.

PEREIRA, E., 1989. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50.000. Notícia explicativa da folha 10-A (Celorico de Basto). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

PEREIRA, E. & RIBEIRO A., 1983. Tectónica do sector noroeste da Serra do Marão. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **69**, 2: 283-290.

PÉRICHAUD, J. J., 1970. Les gisements métalliques du district à antimoine de Brioude-Massiac (Massif central français). 771pp. Université de Clermont Ferrand. (Thèse).

PÉRICHAUD, J. J., 1971. Les gisements métalliques du district à antimoine de Brioude-Massiac (Massif central français). **Bull. BRGM**, Orléans, Sect.II, **2**: 1-55.

PÉRICHAUD, J. J., 1980. L'antimoine, ses minerais et ses gisements, Synthèse gîtologique sur les gisements du Massif central français. **Chron. Rech. min.**, Paris, **456**: 5-64.

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R., 1987. Sand and sandstone. 2^{sd}Ed. 553pp. Springer-Verlag. New York, N.Y.

PICOT, P., AHMADZADEH, H. & VANHILLE, F., 1981. Utilisation de inventaire minéralogique des gîtes et de la carte des linéaments en prospection minière, 44pp. BRGM. Orléans. (Rapport de Synthèse).

PICOT, P. & JOHAN, Z., 1977. Atlas des minéraux métalliques. 403pp. BRGM, Orléans. (Mémoire 90).

PICOT, P. & MARCOUX, E., 1987. Nouvelles données sur la métallogénie de l'or. **C. R. Acad. Sci.**, Paris, Sér. II - **Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de la Terre et de l'Univers, 304**, 6: 221-226.

POTY, B., LEROY, J. & JACHIMOWICZ, L., 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. **Bull. Soc. Franç. Minér. Cristallogr.**, Paris, **99**: 182-186.

POUIT, G., 1988. Minéralisations aurifères épithermales sous marines et aériennes. **Chron. Rech. min.**, Paris, **490**: p. 57-58. (Notes de lecture).

PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., VERSCHURE, R. H., HEBEDA, E. H. & VERDURMEN, E. H. Th., 1970. Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula.**Eclog. geol. Helvet.**, Basle, **63**, 1: 255-274.

PRILL, A., 1935. Raport on the Banjas mine near Porto, Portugal. 8 pp.

RÁBANO, I., 1990. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la, zona Centroibérica española. 233pp. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid.

RABIE, L., 1963. Estudo geológico de filões de antimonite das concessões de Gondomar. 11pp. Londres. (Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Inédito). (Tradução de Orlando Cardoso).

RADTKE, A. S. & SCHEINER, B. J., 1970 - Studies of hydrothermal gold deposition (I). Carlin Gold Deposit, Nevada, the role of carbonaceous material in gold deposition. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., 65, 2: 87-102.

RAGUIN, E., 1961. Géologie des gîtes minéraux. 686 pp. Masson. Paris.

RAMBOZ, C., SCHNAPPER, D. & DUBESSY, J., 1985. The P-V-T-X-fO_2 evolution of H_2O-CO_2-CH_4-bearing fluid in a wolframite vein: reconstriction from fluid inclusion studies. **Geochim. Cosmochim. Acta**, Oxford, **49**: 205-219.

RAMOS, J. M. F. & VIEGAS, L. F. S., 1980. Algumas notas sobre a prospecção de mineralizações scheelíticas no Norte de Portugal. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **66**: 151-165.

RÉGNAULT, S. & SAGON, J. P., 1988. Le Paléozoique du Ménez-Bélair (synclinorium médian armoricain): associations minérales et milieux de dépôt, métamorphisme général. **Géologie de la France**, Orléans, **1**: 17-26.

Relatório e Contas da Direcção da Companhia Portuguesa de Minas de Gondarém. 25pp. Netto & C.ª . Lisboa. 1884 (vide FERREIRA, M. P. V., 1971).

Relatório e Contas da Direcção da Companhia Portuguesa de Minas de Gondarém. 21pp. Tipografia da Papelaria Progresso. Lisboa. 1886 (vide FERREIRA, M. P. V., 1971).

Relatório da New Douro Gold Mines, Ltd. 2pp. S.d.

RIBEIRO, A., 1974. Contribution á l'étude de Trás-os-Montes Oriental. **Mem. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, N.S., **24**, 177pp.

RIBEIRO, A., 1984. Evolução geodinâmica da zona Centro-Ibérica. **Geonovas**, Lisboa, **7**: 145-146.

RIBEIRO, A., 1979a. Le cadre structural et géotectonique. **In**: A. RIBEIRO, M. T. ANTUNES, M. P. FERREIRA, R. B. ROCHA, A. F. SOARES, G. ZBYSZEWSKI, F. M. ALMEIDA, D. CARVALHO & J. H. MONTEIRO - **Introduction à la Géologie générale du Portugal**, p. 8-19. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

RIBEIRO, A., 1979b. Éssai de reconstitution paléogéographique par cycles orogéniques. Le cycle hercynien. **In**: A. RIBEIRO, M. T. ANTUNES, M. P. FERREIRA, R. B. ROCHA, A. F. SOARES, G. ZBYSZEWSKI, F. M. ALMEIDA, D. CARVALHO & J. H. MONTEIRO - **Introduction à la Géologie générale du Portugal**, p. 31-45. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

RIBEIRO, A. & ALMEIDA, F. M., 1981. Geotermia de baixa entalpia em Portugal Continental. **Geonovas**, Lisboa,**1**, 2 : 60-71.

RIBEIRO, A., BRANDÃO, J., S., DIAS, R., PEREIRA, E., OLIVEIRA, J. T. REBELO, J., ROMÃO, J. & FERREIRA DA SILVA, A., 1991. Sardic inversion tectonics in the Centro-Iberian Zone. **III Congresso Nacional de Geologia, Coimbra**, Resumos, p.71.

RIBEIRO, A. DIAS R., PEREIRA, E. MERINO, H., SODRÉ BORGES, F., NORONHA, F & MARQUES, M., 1987. Guide book for the Miranda do Douro-Porto excursion. **In**: **Conference on Deformation and Plate Tectonics, Gijon-Oviedo (Spain)**, 25pp.

RIBEIRO, A., & PEREIRA, E., 1982. Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. **Geonovas**, Lisboa, **3**: 23-31.

RIGAUD, 1903. Minas de antimónio e ouro de Gondomar. Oficinas de "O Comércio do Porto".

ROBARDET, M., 1981. Late Ordovician Tilites in Iberian Peninsula. **In**: M. J. HAMBRERY & W. B. HARLAND (Eds), **Earth's pre-Pleistocene glacial record**, p. 585-589. University Press. Cambridge.

ROBARDET, M. & DORÉ, F., 1988. The late Ordovician diamictic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana Glacio-marine deposits. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol**, Amsterdam, **66**: 19-31.

ROBARDET, M., VEGAS, R. & PARIS, F., 1980. El techo del Ordovicico en el centro de Peninsula Iberica. **Stud. Geol. Salmanticensia**, Salamanca, **16**: 103-121.

ROBBINS, E. I., D'AGOSTINO, J. P., HAAS, J. R. LARSON, R. R. & DULONG, F. T., 1990. Palynological assessment of organic tissues and metalic minerals in the Jerrit Canyon gold deposit, Nevada (USA). **In**: E. I. ROBBINS, (Ed.), Palynology of Ore deposits. **Ore Geol. Rev.**, Amsterdam, **5**: 399-422.

ROBERT, J. F., 1980. Étude géologique et metallogénique du Val de Ribas sur le versant Espagnol des Pyrénées Catalanes. Université de Franche-Comté. (Thèse).

ROBERTS, S., SANDERSON, D. J., DEE, S. & GUMIEL, P., 1991. Tectonic setting and fluid evolution of auriferous quartz veins from the La Cordosera Area, Western Spain. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **86**, 5: 1012-1022.

ROEDER, M. D., MACARTHUR, D., MA, XIN-PEI, PALMER, G. R., & MARIANO, A. N., 1987. Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. **Amer. Mineralog.**, Washington, D.C., **72**: 801-811.

ROEDDER, E., 1984. Fluid inclusions. **Reviews in Mineralogy**, Vol. 12, 644pp. Mineralogical Society of America.

ROGER, G., 1969. Sur la minéralogie et le mode de gisement des filons à antimoine du district de Brioude-Massiac (Haute-Loire, Cantal); Massif Central français. **Bull. Soc. Franç. Minér. Cristallogr.**, Paris, **92**: 76-85.

ROGER, G., 1971. Relations entre quelques gisements filoniens et leur terrain encaissants; contrôles et sources de la minéralisation.Application à l'étude des filons antimonifères du district de Brioude-Massiac, du District Cévenol et du gîte de Buzeins (Massif Central français). Université Paris VI. Paris. (Thèse).

ROGER. G., 1972. Un type de minéralisations épigénétiques famitières: les filons à antimoine du Massif Central français. Hypothèse de la sécrétion latérale. **Mineralium Deposita**, Berlin, **7**: 360-382.

ROMANO, M., 1974. The paleoenvironment and ichnology of the Lower Ordovician rocks at Apúlia, North Portugal. **Bol. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc.**, Lisboa, **14**, 1: 63-76.

ROMANO, M., 1975. Harpid trilobites from the Ordovician of North Portugal. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **59**: 27-36.

ROMANO, M. & DIGGENS, J. N., 1973/74. The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, North Portugal. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **57**: 23-50.

ROMANO, M., BRENCHLEY, P.J., & MCDOUGALL, D., 1986. New information concerning the age of the beds immediately overlying the Armorican Quartzite in central Portugal. **Geobios**, Villeurbanne, **19**, 4: 421-433

ROMARIZ, C., 1957/58. Graptolóides das formações ftaníticas do Silúrico de Entre Douro e Minho. **Bol. Soc. geol. Portg.**, Porto, **12**, 3: 23-30.

ROMARIZ, C., 1960. Notas sobre graptolóides portugueses. **Bol. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc.**, Lisboa, **8**, 2: 165-168.

ROMARIZ, C., 1962. Graptolitos do Silúrico português. **Rev. Fac. Ciênc** , Lisboa, 2ªSér.C - **Ciências naturais**, **10**, 2: 115-312.

ROMARIZ, C., 1969. Graptolitos Silúricos do Noroeste peninsular. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **53**: 107-155.

ROUTHIER, P., 1963. Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. 2 Vols. 1282 pp. Masson. Paris.

ROUTHIER, P., 1980. Où sont les métaux pour l'avenir? Les provinces métalliques. Essai de métallogénie globale. **Mem. BRGM**, Orléans, **105**, 410pp.

SAGON, J. P., 1976. Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif Armoricain): stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI (Thèse).

SAUPÉ, F., 1971. Stratigraphie et pétrographie du quartzite du Criadero (Valentien) à Almaden (Province de Ciudad Real, Espagne). **Mem. BRGM**, Orléans, **73**: 139-147.

SAUPÉ, F., 1973. La géologie du gisement de mercure d'Almaden. **Sci. Terre**, Nancy, **29**: 343.

SCHMITZ, 1852. Études géologiques sur le terrain des environs de Porto. Gisements et exploitations de combustibles fossiles. **Rev. Lusitanien**, Lisboa, **2**: 52-65; **2**: 92-101; **2**: 208-219; **2**: 447-460.

SCHMITZ, E., 1895. Notice sur la composition et la classification des terrains dans les provinces du Nord du Portugal. **Ann. Sci. natur.**, Porto, **2**: 6-13.

SCHOUTEN, C., 1947. Relatório sobre a mina de Montalto Estudo de uma amostra de minério de antimónio. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Inédito, não publicado) (vide TORRES, E., 1954).

SCHERMERHORN, L. J. G., 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Catro-Daire-S.Pedro do Sul-Sátão region. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **37:** 1-617. (Tese).

SCHERMERHORN, L. J. G., 1981. Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberian Meseta. **Leid. Geol. Meded.**, Leiden, **52**, 1: 23-56.

SCHIKAZONO, N. & KAWAHATA, H., 1987. Compositional differences in chlorite from hydrothermal altered rocks and hydrothermal ore deposits. **Canad. Mineralog.**, Toronto, **25**: 465-474.

SCOTT, S. D. & BARNES, H. L., 1971. Sphalerite geothermometry and geobarometry. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **66**: 653-669.

SEWARD, T. M., 1982. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. **In**: R. P. FOSTER (Ed.), **Gold 82. The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits,** p. 165-181. Balkema. Rotherdam.

SEYMOUR, G., 1903. Report on the Gondomar mines. Londres, Janeiro de 1887. Minas de antimónio e ouro. Gondomar-Portugal. Oficinas de "O Comércio do Porto".

SHARPE, D., 1834. On the strata in the immediate neigbourhoad of Lisboa and Oporto. **Proc. roy. Soc.,** London, **1**: 394-396.

SHARPE, D., 1849. On the geology of neighbourhood of Oporto, including the Silurian coal and slates of Vallongo. **Quart. J. geol. Soc.**, London, **5** (1 Proceedings of the Geological Society): 142-153.

SHEPHERD, T. J., 1981. Temperature programmable heating-freezing stage for microthermometric analysis of fluid inclusions. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **76**: 1244-1247.

SHEPHERD, T., RANKIN, A. & ALDERTON, D., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. 239 pp. Blackie. Glasgow, London.

SHERGOLD, J. H., 1992. Cambrian-Ordovician hydrocarbon occurrence in central Australia: implications for exploration in Circum-Gondwan terranes. **In**: I. RÁBANO & J. C. GUTIÉRREZ-MARCO (Eds). **Conferência Internacional Paleozóico Inferior de Ibero-America.** Libro de Resumenes. p. 137-138. Mérida. (Publicaciones del Museo de Geologia de Extremadura nº1).

SIBSON, R. H., MOORE, J. McM. & RANKIN, A. H., 1975. Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. **J. geol. Soc.**, London, **131**, P.6: 653-639.

SILVA, A. G., 1882. Justificação do plano de lavra da mina de Bengada, sita na freguesia de Recarei, concelho de Paredes, distrito do Porto. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.

SMIRNOV, S. S., 1951. Gold. **In**: R. W. BOYLE (Ed.), **Gold. History and Genesis of Deposits.** p. 569-576. Van Nostrand Reinhold Company. New York, N.Y..

SMIRNOV, S. S., 1976. Geology of Mineral Deposits. 520p. Mir Publishers. Moscow.

SMITH, W. M., 1889. Relatório acerca das minas de antimónio do grupo da Bengada. 7pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.

SOEIRO, T., 1984. Monte Mòzinho. Apontamentos sobre a ocupação entre Sousa e Tâmega em Época Romana. **Bol. Munic. Cult.**, Penafiel, 3ªSér., **1**: 108-121.

SOEN, O. I., 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. **Bol. geol. min.**, Madrid, **81**, 2/3: 157-184.

SOUSA, M. B., 1982. Litoestratigrafia e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico - Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). 222pp. Universidade de Coimbra. Coimbra. (Tese).

SOUSA, M. B., 1983. Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações Ante-Ordovícicas da Zona Centro-Ibérica. **Mem. Not.**, Coimbra, **95**: 65-98.

SOUSA, M. B., 1985. Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. **Mem. Not.**, Coimbra, **100**: 1-16.

SOUSA, M. B. & RAMOS, J. M. F., 1991. Características geológico-estruturais e químico-mineralógicas das jazidas auríferas da região de Penedono-Tabuaço (Viseu,Portugal). **III Congresso Nacional de Geologia. Coimbra**, Resumos, p. 24.

SOUSA, M. J. L., 1977. Sobre alguns problemas do Permo-Carbónico Continental Português. **Ciênc. Terra**, Lisboa, **3**: 9-22.

SOUSA, M. J. L., 1978. O grau de incarbonização (*rang*) dos carvões durienses e as consequências genéticas, geológicas e estruturais que resultam do seu conhecimento. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **63**: 179-365.

SOUSA, M. J. L., 1984. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50.000. Notícia explicativa da Folha 9-D (Penafiel). Aditamento relativo ao Carbonífero. 3pp. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

SOUSA, M. J. L. & WAGNER, R. H., 1983. General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and History of investigations. **In**: M. J. LEMOS DE SOUSA & J. T. OLIVEIRA (Eds), The Carboniferous of Portugal. **Mem. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **29**: 117-126.

SPYCHER, N. F. & REED, M. H., 1989. Evolution of a Broodlands-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: implications for the transport and deposition of base, precious and volatile metals. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **84**, 2: 328-359.

SUNDBLAD, K., ZACHRISSON, E., SMEDS, S. A., BERGLUND, S., & ALLINDER, C., 1984. Sphalerite Geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **79**, 7: 1660-1668.

TEIXEIRA, C., 1938. O Antracolítico do Norte de Portugal. Novos elementos para a sua classificação. **An. Fac. Ciênc. Porto**, Porto, **23**, 1: 33-46.

TEIXEIRA, C., 1941. Notas arqueológicas sobre as minas de ouro das Banjas (Serra de Valongo). **Prisma**, Porto, Ano 5, **1**: 24-25.

TEIXEIRA, C., 1944. O Antracolítico continental português. (Estratigrafia e Tectónica). 141pp. Porto. (Tese).

TEIXEIRA, C., 1945. O Antracolítico continental português. (Estratigrafia e Tectónica). **Bol. Soc. geol. Portg.**, Porto, **5**, 1/2: 1-139.

TEIXEIRA, C, 1947. Posição geológica dos granitos portugueses. **Técnica**, Lisboa, **174**: 369-374.

TEIXEIRA, C., 1954a. Os conglomerados do Complexo Xisto Grauváquico ante-Silúrico. Sua importância geológica e paleogeográfica. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **35**: 33-49.

TEIXEIRA, C., 1954b. Notas sobre Geologia de Portugal. O Sistema Devónico. Lisboa.

TEIXEIRA, C., 1954c. Notas sobre Geologia de Portugal. O Sistema Permo-Carbónico. Lisboa.

TEIXEIRA, C., 1955a. Notas sobre Geologia de Portugal. O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordoviciano. Lisboa.

TEIXEIRA, C., 1955b. Notas sobre Geologia de Portugal. O Sistema Silúrico. Lisboa.

TEIXEIRA, C., 1960. L'évolution du territoire portugais pendant les temps anté-mesozoïques. **Bol. Soc. geol. Portg.**, Porto, **13**, 3: 229-255.

TEIXEIRA, C., 1966. A evolução do território português no decurso dos tempos geológicos. **Palestra**, Lisboa, **28**: 111-157.

TEIXEIRA; C., 1969. Les terrains ante-ordoviciens portugais. **Comun. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **53**: 157-164.

TEIXEIRA, C., 1973. Sur le Stéphanien du Nord du Portugal. **Bol. Soc. Port. Sci. Natur.**, Lisboa, **12**, 33:295-298.

TEIXEIRA, C., 1976. Acerca da idade das rochas graníticas portuguesas. **Bol. Soc. geol. Portg.**, Lisboa, **20**, 1/2: 131-163.

TEIXEIRA, C., 1981. Geologia de Portugal. Vol. 1 - Precâmbrico, Paleozóico. 629pp. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa.

TEIXEIRA, C. & THADEU, D., 1967. Le Devonien du Portugal. **Proc. internat. Sympos. Devonian System. Calgary, Canada-1967**. p. 189-199.

TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F., 1980. Introdução à Geologia de Portugal. 475pp. Instituto Nacional de Investigação Científica. Lisboa.

THADEU, D., 1951. Geologia e jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa. **Bol. Soc. geol. Portg.**, Porto, **9**, 1/2: 1-144.

THADEU, D., 1955. Note sur le Silurien Beiro-Durien. **Bol. Soc. geol. Portg.**, Porto, **12**, 1/2: 1-38.

THADEU, D., 1965. Carta Mineira de Portugal na escala 1/500.000. Notícia explicativa. 46pp. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

THADEU, D., 1977. Hercynian paragenetic units of the portuguese part of the Hesperic Massif. **Bol. Soc. geol. Portg.**, Lisboa, **20**, 3: 247-276.

THADEU, D., 1982. Gîtes filoniens à Pb, Zn et Ba post-hercyniens au Portugal. **Bull. BRGM**, Orléans, Sect.II, **2**: 207-209.

TINDLE, A. G. & WEBB, P. C., 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. **European J. Miner.**, **2**: 595-610.

TORRES, E., 1954 - Minas de ouro e antimónio aurífero de Gondomar. 62pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Inédito, não publicado).

TOURAY, J. C., MARCOUX, E., HUBERT, P. & PROUST, D., 1989. Hydrothermal processes and ore-forming fluid in the Le Bourneix Gold deposit, Central France. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **84**, 5: 1328-1339.

TUNELL, G., 1964. Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony. **Geochim. Cosmochim. Acta**, Oxford, **28**: 1034-1035.

TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, Boulder, Colo., **72**, 2: 175-192.

VANHILLE, F. & PICOT, P., 1981. Utilisation de l'inventaire minéralogique des gîtes et de la carte des linéaments en prospection minière. Annexe 2: Étude des minéralizations aurifères de l'est du massif Armoricain, 89 pp. BRGM. Orléans.

VIEGAS, L. F. S., RAMOS, J. M. F., OLIVEIRA, J. M. S., SOUSA, B. & RIBEIRO, A., 1976. Estudo geológico e geoquímico do jazigo de Cravezes, Mogadouro (Nordeste Portugal). **Mem. Not.**, Coimbra, 82: 117-144.

VIEWING, K. A., 1984. A summary of the technical sessions. **In**: R. P. FOSTER (Ed.), **Gold'82. The Geology, geochemistry and genesis of Gold deposits**. p. 1-9. A. A. Balkema. Rotherdam.

VULAKOVICH, N. P. & ALTUNIN, V. V., 1968. Thermophysical properties of carbon dioxide collets. London (vide SHEPHERD, T. et al. 1985).

WAGNER, R. H. & SOUSA, M. J. L., 1983. The Carboniferous megafloras of Portugal - A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. **In**: M. J. L. SOUSA & J. T. OLIVEIRA (Eds), The Carboniferous of Portugal. **Mem. Serv. geol. Portg.**, Lisboa, **29:** 127-152.

WALTHER, J. V. & ORVILLE, P. M., 1982. Volatile production and transport in regional metamorphism. **Contrib. Miner. Petrol.**, Berlin, **79**: 252-257.

WIGGINS, L. B. & CRAIG, J. R., 1980. Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: Sphalerite phase relationships. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **75**, 5: 741-751.

WILSON, A. P., 1893. Mines near Oporto and Coimbra. Minas de antimónio e ouro. Gondomar-Portugal. Oficinas de "O Comércio do Porto".

WINKLER, H. G. F., 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. 4thEd. 348pp. Springer. New York, N.Y.

WOOD, S. A., CRERAR, D. A. & BORESIK, M. P., 1987. Solubility of the assemblage pyrite - pyrrhotite - magnetite - sphalerite - galena - gold - stibinite - bismutinite - argentite - molybdenite in H_2O-NaCl-CO_2 solution from 200^0 to 350^{0}C. **Econ. Geol.**, New Haven, Conn., **82**: 1864-1887.

WU, X., BENY, C., ZIZZERMANN, J. L. & TOURAY, J. C., 1990. Analyses des gaz inclus des quartz aurifères du Chatelet (Creuse,France): comparaison avec le gîte d'or de L'Aurieras (HauteVianne,France). **Bull. Liaison Soc. Franç. Minér. Cristallogr.**, Paris, Vol. 2/1: 45-46.

ZISERMAN, A. & SERMENT, R., 1976. Classification typologique des grands gîtes d'antimoine. **Mém. Soc. géol. France**, Paris, Hors-Série, **7**: 285-294.