

Origem e principais características da mineralização de magnetite e sulfuretos em Monges (Montemor-o-Novo, Zona de Ossa Morena)

Origin and main features of the magnetite and sulphide mineralization at Monges (Montemor-o-Novo, Ossa Morena Zone)

R. Salgueiro (a,b,1), A. Mateus (c,2), C. Inverno (a,b,3)

a – Departamento de Prospeção de Minérios Metálicos, INETI, Alfragide, Portugal

b – CREMINER-ISR LA, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal

c – Departamento de Geologia e CeGUL, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal

1 – rute.salgueiro@ineti.pt; 2 – amateus@fc.ul.pt 3 – carlos.inverno@ineti.pt;

Resumo

As mineralizações estratóides de magnetite e sulfuretos de Monges (Montemor-o-Novo) são enquadradas por mármore dolomíticos clorítico-anfibólicos e metavulcanitos da Formação de Monfurado (Câmbrico Inferior). A mineralização primária (ante-metamórfica) associa-se à barite e revela efeitos de deformação/recristalização dinâmica do metamorfismo Varisco; as suas características mineralógicas e geoquímicas e a sequência litológica encaixante sugerem génese por processos exalativo-hidrotermais em meio submarino pouco profundo (possivelmente um modelo misto SEDEX-VMS). Os processos de retrogradação metamórfica promoveram remobilização e redeposição de metais, por vezes estruturalmente controlada; esta desenvolve-se sob condições P-T variáveis, de $\approx 0,7-2$ kb e $\approx 350-550^\circ$ C, envolvendo fluidos ligeiramente ácidos a moderadamente alcalinos. Variações de potencial redox e pH terão acompanhado os principais estádios de deposição mineral.

Palavras chave: Mineralização magnetite-sulfuretos; SEDEX-VMS tipo-misto; retrogradação metamórfica.

Abstract

The stratabound magnetite and sulphide mineralization of Monges (Montemor-o-Novo) is hosted in chlorite-amphibolic metadolostones and metavolcanic rocks of the Monfurado Formation (Lower Cambrian). The primary mineralization is associated with barite and shows effects of dynamic deformation/recrystallization developed during the Variscan metamorphic path; their main mineralogical and geochemical features and host rock sequence suggest an origin related to exhalative-hydrothermal processes in a submarine shallow environment (possibly a mixed SEDEX-VMS model type). The metamorphic retrograding processes promoted metal remobilization and redeposition, locally with evident structural control; this metal redeposition took place under P-T conditions ranging between $\approx 0,7-2$ kb and $\approx 350-550^\circ$ C, involving fluids slightly acidic to moderately alkaline. Variations in redox and pH conditions should have followed the main stages of mineral deposition.

Key-words: Magnetite-sulphide mineralization; SEDEX-VMS mixed-type; metamorphic retrogradation.

1. Introdução

A mineralização de magnetite e sulfuretos há muito reconhecida em Monges faz parte de um conjunto de ocorrências integradas na faixa mineira “*Minas de Ferro de Montemor-o-Novo*” com rumo geral NW-SE, que se estende ao longo das serras de Monges e de Águeda, desde Ferrarias (a NW) até Nogueirinha (a SE) [Oliveira, 1941; Silva, 1947, 1948; Goinhas e Martins, 1986]. Todas estas ocorrências, em boa parte exploradas no passado, integram a *Faixa Magnetítico-Zincífera* (NW-SE, de Montemor-o-Novo a Vila Verde de Ficalho), a principal cintura mineira da Zona de Ossa Morena (e.g. Oliveira, 1996; Martins *et al.*, 1998).

A mina *Serra dos Monges n.º 1* foi a primeira a ser concessionada à “*Sociedade Cartaxo Street e C.ª*” em 1867; os direitos de exploração sobre a *Serra dos Monges n.º 2* foram atribuídos em 1904 (Oliveira, 1941). Na primeira concessão, a exploração atingiu o apogeu durante o período compreendido entre 1869 e 1879, envolvendo cortas a “céu aberto” (< 30 m de profundidade), para além de poços e galerias

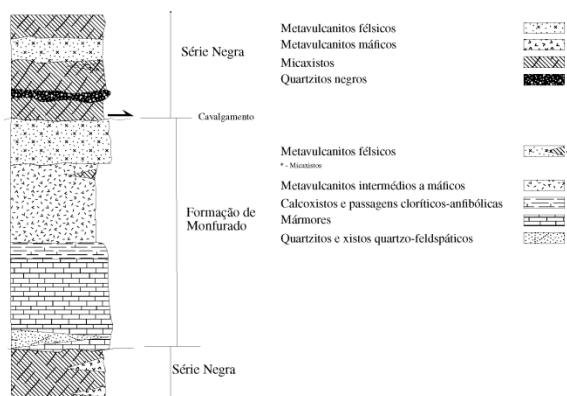
de apoio à lavra subterrânea; tal permitiu produzir e exportar ≈ 130000 t de minérios de ferro. Em 1942, após limpeza dos antigos trabalhos mineiros, o *Serviço de Fomento Mineiro* (SFM) empreendeu diversos estudos geológicos e levantamentos topográficos na escala 1:1000, os quais revelaram a presença de mineralizações de ferro com baixo teor e tonelagem (Goinhas e Martins, 1986). Entre 1976 e 1977, na sequência de estudos realizados na zona sul do País, a área Monges-Nogueirinha foi novamente reavaliada pelo SFM; procedeu-se ao levantamento geológico (na escala 1:5000) e ensaiaram-se aplicações de métodos geofísicos diversos (gravimetria, resistividade eléctrica e magnetometria). Mais tarde (1980-1981), o SFM projectou e executou duas sondagens (SD1 e SD2) em Monges; estas intersectaram mineralização (semi-)maciça (pirite + pirrotite + magnetite) sem valores de interesse no que respeita a metais base (Cu, em particular) e preciosos (Au e Ag, concretamente) [Goinhas e Martins, 1986]. Não obstante todos estes estudos, muitas questões permanecem por responder, nomeadamente quanto aos processos

envolvidos na génese dos corpos mineralizados em Monges. Este é, pois, o principal objectivo do presente trabalho, tendo por base a reinterpretação das sondagens SD1/SD2 e demais dados obtidos em amostras seleccionadas.

2. Enquadramento geológico

Em Monges, a mineralização (semi-)maciça de magnetite e sulfuretos ocorre no seio da Formação de Monfurado, atribuída ao Câmbrio Inferior (Fig. 1; Carvalhosa e Zbyszewski, 1994), associando-se preferencialmente a mármore dolomíticos silicatados (clorítico-anfibólicos) / calcoxistos e a rochas meta-vulcânicas de natureza intermédia-máfica com afinidade N-MORB (Salgueiro, *in prep.*). Toda a sequência encontra-se metamorfizada na fácies anfíbolítica, apresentando evidências de retrogradação heterogénea que, localmente, pode atingir a zona da prenite (Salgueiro, *in prep.*).

Fig. 1: Sequência lito-estratigráfica na área de Monges (adaptado de Carvalhosa e Zbyszewski, 1994).



O padrão cartográfico da área envolvente das antigas explorações (Fig. 2A) é difícil de avaliar mercê da escassez de afloramentos, inacessibilidade de muitos locais e abundância relativa quer de resíduos da actividade mineira, quer de produtos resultantes da meteorização química *in situ* experimentada por minérios e rochas contendo mineralização disseminada. Ainda assim, os elementos estruturais coligidos à superfície, complementados com as informações fornecidas por SD1/SD2 e pelos levantamentos geofísicos (Salgueiro, *in prep.*), são compatíveis com a presença de uma estrutura antiformal vergente para SW e fecho em periclinal, cujo eixo mergulha $\approx 40^\circ$ para NW (Fig. 2B). Note-se que esta interpretação estrutural assume como certa a existência de intercalações descontínuas de rochas metavulcânicas no seio da série carbonatada, bem como admite a presença comum de laminações de flanco inverso

das dobras menores (2ª ordem?), estas últimas subsequentemente retomadas por zonas de falha com componente de movimento inverso significativa (Fig. 2B; Salgueiro, *in prep.*). Deste modo e uma vez que os níveis mineralizados aparentam seguir o padrão geral de dobramento, a deformação (polifásica) Varisca acomodada pelo flanco curto da estrutura antiformal deverá condicionar alguns dos efeitos relacionados com a remobilização/reprecipitação metalífera ocorrida durante o metamorfismo e eventos de retrogradação ulteriores.

3. Mineralização; características fundamentais

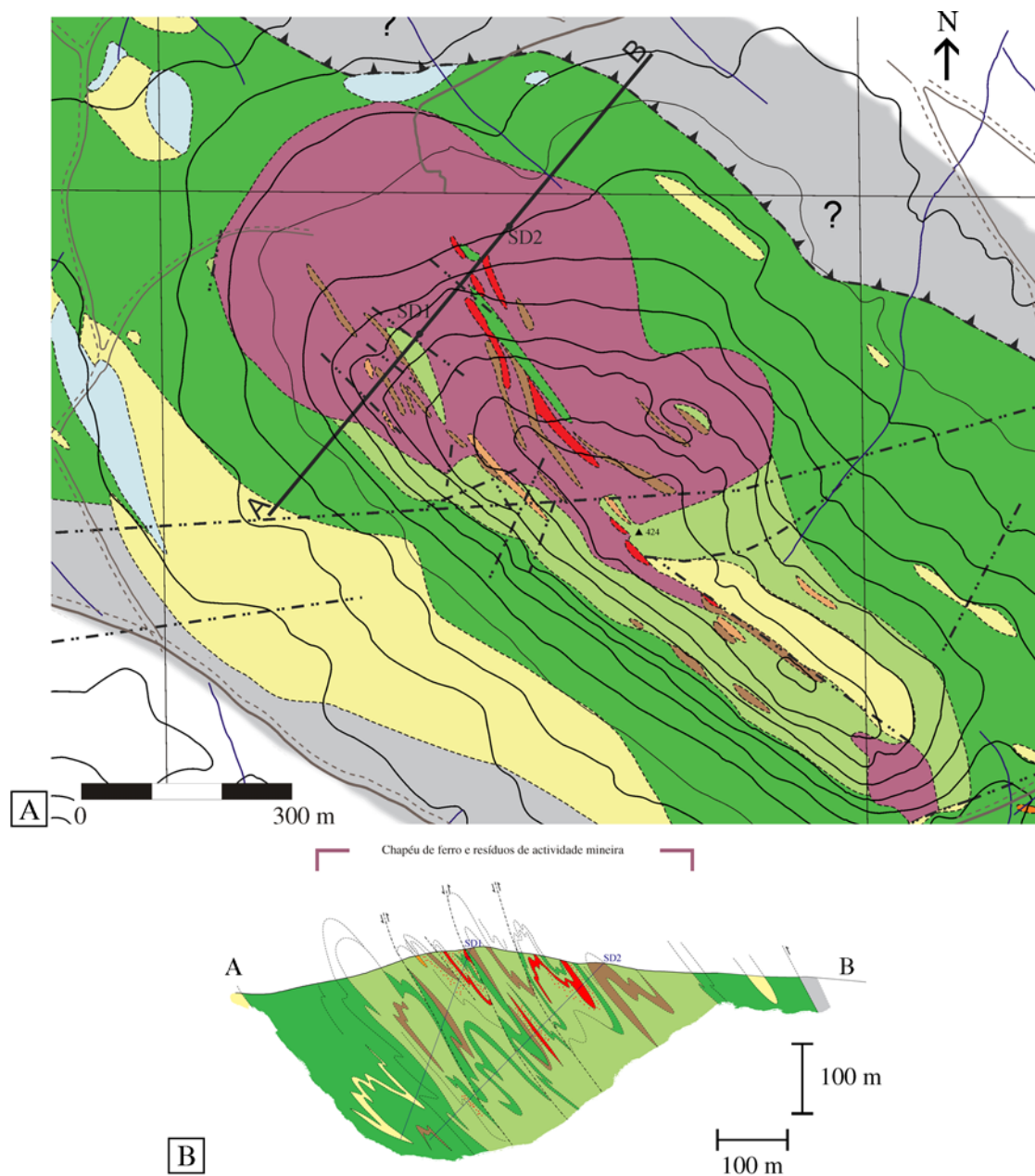
A mineralização (semi-)maciça de Monges foi intersectada por ambas as sondagens, atingindo espessuras próximas de 6 m na SD1 e de 12 metros na SD2 (Fig. 2B). A magnetite e os sulfuretos (pirite \pm pirrotite \pm calcopirite), principalmente a pirite, apresentam granularidade média a grosseira e manifestam efeitos denunciadores de deformação/recristalização heterogénea; a matriz é predominantemente constituída por anfíbola, clorite magnésiana e outros filosilicatos, que se fazem acompanhar por quantidades acessórias de carbonatos, barite, quartzo e biotite, para além de relíquias de granada, feldspatos (*s.l.*) e escapolite.

Nos domínios adjacentes à mineralização (semi-)maciça é comum a presença de disseminações (*i*) de sulfuretos e magnetite em proporções variáveis, ou (*ii*) de magnetite granular (\pm sulfuretos).

O primeiro tipo de disseminação compreende magnetite + pirite \pm pirrotite \pm calcopirite e ocorre em matriz predominantemente carbonatada (\pm silicatos) ou rochas metavulcânicas e xistos biotíticos, sob a forma de grãos isolados ou agregados que se dispõem ao longo de leitos finos descontínuos. Esta associação mineral pode ainda constituir parte do preenchimento de veios (nem sempre deformados) e fracturas (inter- e transgranulares) com espessuras milimétricas a centimétricas, que vulgarmente se desenvolvem nos domínios de transição para a mineralização (semi-)maciça, muito embora se verifique a sua presença em todas as rochas intersectadas por sondagem; nestas situações verifica-se a associação entre a pirite e minerais gerados durante o percurso de retrogradação metamórfica, como sejam a actinolite, talco, esfena, clorite, escapolite, turmalina, epidoto, clinozoizite e carbonatos.

O segundo tipo de disseminação ocorre nos níveis quartzíticos, sendo também característico de rochas talco-clorítico-anfibólicas (com espessuras intersectadas de 6 metros, por vezes marcando transições para magnetite maciça) e de domínios ricos em agregados recristalizados de barite.

Fig. 2: **A** – Mapa geológico da área envolvente das antigas explorações de Monges (adaptado de Goinhas e Martins, 1986); **B** – Corte geológico interpretativo contendo as sondagens SD1 e SD2 (Salgueiro, *in prep.*).



Legenda:

- | | | |
|---|--|--|
| Formação do Monturado
(Cambriico Inferior) | Níveis mineralizados | Série Negra (Precâmbrio): Micaxistos, metavulcânicas félsicas e intercalações de metavulcânicas máficas
* Quartzitos negros |
| | Mármore clorítico-anfibólicos e calcoxistos
* com mineralização disseminada | Chapéu de ferro e resíduos de actividade mineira |
| | Mármore | Quartzito |
| | Rochas metavulcânicas intermédias a máficas | Carreamento (provável) |
| | Rochas metavulcânicas félsicas
* Micaxistos | Falhas |
| | Xistos quartzo-feldspáticos e quartzitos | Limite litológico |

4. Texturas e cronologia relativa de deposição

De acordo com os dados disponíveis (Salgueiro, *in prep.*), existem evidências diversas que sustentam a inferência de pelo menos duas gerações de magnetite e sulfuretos, uma ante- e outra pós-pico metamórfico. Na mineralização (semi-)maciça, a magnetite I e pirite I formam agregados granulares deformados e fracturados que se associam a barite e quartzo I antemetamórficos, para além de anfíbolos geradas subsequentemente (Fig. 3 A, C e D; Fig. 4). As relações texturais estabelecidas entre a magnetite I e a pirite I nem sempre são claras, muito embora na presença de grãos recristalizados as interfaces de equilíbrio sejam comuns (Fig. 3 B), sugerindo contemporaneidade; noutros casos, as texturas observadas sugerem que a recristalização da magnetite I antecedeu ligeiramente a da pirite I. Tendo em conta os elementos petrográficos e microestruturais, é ainda possível correlacionar a formação destas fases minerais com a barite, a qual apresenta também indícios claros de recristalização dinâmica.

A magnetite II associa-se preferencialmente aos agregados tardios de anfíbolos e biotites; em algumas circunstâncias apresenta morfologia esquelética; noutras, forma agregados maciços irregulares. A pirite II ocorre sob a forma de grãos anédricos a subédricos dispersos na matriz, selando também fracturas, vénulas e veios; nos domínios carbonatados, a pirite II associa-se à biotite tardia, constituindo o essencial dos precipitados dispostos ao longo das várias fracturas. Nas rochas metavulcânicas intermédias a máficas, os grãos subédricos de pirite II associam-se a actinolite, clorite, escapolite, turmalina, epidoto, clinozoizite, talco, esfena, carbonatos e óxidos de ferro no preenchimento de estruturas diversas, predominantemente geradas após o pico metamórfico (mercê da discordância angular estabelecida com a xistosidade); estão nestas condições, diversas fracturas e veios, algumas das quais subsidiárias em micro-corredores de cisalhamento (Fig. 3 G, H). Na mineralização disseminada em matriz predominantemente carbonatada, a magnetite I e os sulfuretos desenvolvem texturas de equilíbrio com a dolomite recristalizada; as fracturas tardias, independentemente da sua geometria, são preenchidas por agregados de anfíbola e calcite.

A calcopirite I e a pirrotite I formam inclusões mistas ou monofásicas na pirite I, ou ocorrem, geralmente, sob a forma de grãos (sub-)micrométricos dispersos na matriz. A pirrotite II, localmente abundante e maciça, desenvolve texturas de equilíbrio com as anfíbolos tardias (Fig. 3 F) e, por vezes, substitui a pirite. A calcopirite II surge geralmente ao longo dos bordos da pirite (I/II), preenchendo também fracturas que afectam este sulfureto (Fig. 3 E). Pontualmente, a pirrotite é substituída por marcassite, mas são mais comuns os inter-crescimentos

finos de pirite e magnetite \pm carbonatos \pm restitos de pirrotite. A esfalerite apenas foi identificada em microsonda electrónica; ocorre sob forma de inclusões sub-micrométricas na pirite I constituinte da mineralização (semi-)maciça.

Na mineralização (semi-)maciça, as anfíbolos predominantes são cumingtonites, enquanto que na mineralização disseminada em matriz carbonatada prevalecem as tremolites/actinolites (Fig. 4). Qualquer uma destas fases minerais apresenta-se em cristais de granulometria variável, podendo atingir dimensões centimétricas, com hábito prismático acicular. O facto dos agregados de anfíbola manifestarem, ou não, orientação preferencial permite deduzir um tempo relativamente longo de formação, intersectando o pico metamórfico. De igual forma, se depreende existir duas gerações de biotite, a última das quais confinada aos precipitados minerais que selam fracturas e veios. O desenvolvimento dos agregados de clorite magnésiana adquire particular relevo nos domínios adjacentes a sulfuretos e magnetite, assim como nos preenchimentos das fracturas que os cortam. Outros fíossilicatos associam-se aos agregados cloríticos, representando produtos de alteração de anfíbola ou biotite. O quartzo I integra a matriz e, invariavelmente, exhibe efeitos ópticos e/ou constitui microestruturas denunciadoras de franca deformação intracristalina/recristalização dinâmica. O quartzo IIa, com ligeira extinção ondulante ou isento de manifestações ópticas imputáveis a cedência plástica intracristalina, ocorre junto aos mantos de subgranulação com espessura centimétrica. O quartzo IIb é um dos constituintes das associações minerais que preenchem as fracturas/veios tardios, embora possa também ocorrer disperso na matriz; neste caso, distingue-se do quartzo I por não apresentar qualquer indício de deformação intracristalina. Os carbonatos precoces (dolomite) apresentam forte recristalização ou evidências claras de deformação plástica; os mais tardios (calcite) ocorrem intersticialmente (podendo, inclusivamente substituir outras espécies minerais) ou selam finos veios. A turmalina I encontra-se dispersa na matriz carbonatada em pequenos cristais por vezes fracturados e deformados; a turmalina II associa-se, por vezes, aos agregados de biotite II e pirite II em pequenas fracturas. Existem ainda minerais constituintes da matriz de difícil identificação devido ao seu avançado estado de alteração; de entre estes, destacam-se alguns restitos de granada (em associação com produtos da sua alteração) e escapolite. Os oxi-hidróxidos de ferro ocorrem em pequenos filonetes milimétricos que cortam a mineralização; formam também agregados que corroem as fronteiras dos grãos de pirite e magnetite, substituindo-os e dando origem a texturas em atol; sublinham ainda as clivagens de muitos carbonatos como consequência da desdolomitização.

Fig. 3: Fotomicrografias ilustrando aspectos texturais relevantes da mineralização de Monges. **A** – Magnetite I e pirite I revelando efeitos de deformação/recristalização no seio de agregados de anfíbolos. **B** – Grãos euédricos de magnetite I e pirite I em equilíbrio textural. **C** – Barite, anfíbolos, quartzo I e pirite I manifestando evidências de deformação intracristalina. **D** – Grãos de pirite (deformada/recristalizada) e anfíbola sobre a qual se desenvolve clorite magnesianiana. **E** – Calcopirite II selando fracturas em pirite. **F** – Inter-crescimento de pirrotite II e anfíbolos tardias. **G** – Veio de escapolite no qual ocorre pirite II. **H** – Pirite II em fracturas subsidiárias de micro-corredores de cisalhamento. Mgt = magnetite; Py = pirite; Brt = barite; Ccp = calcopirite; Po = pirrotite; Chl (Mg) = clorite magnesianiana; Amph = anfíbola; Scp = escapolite.

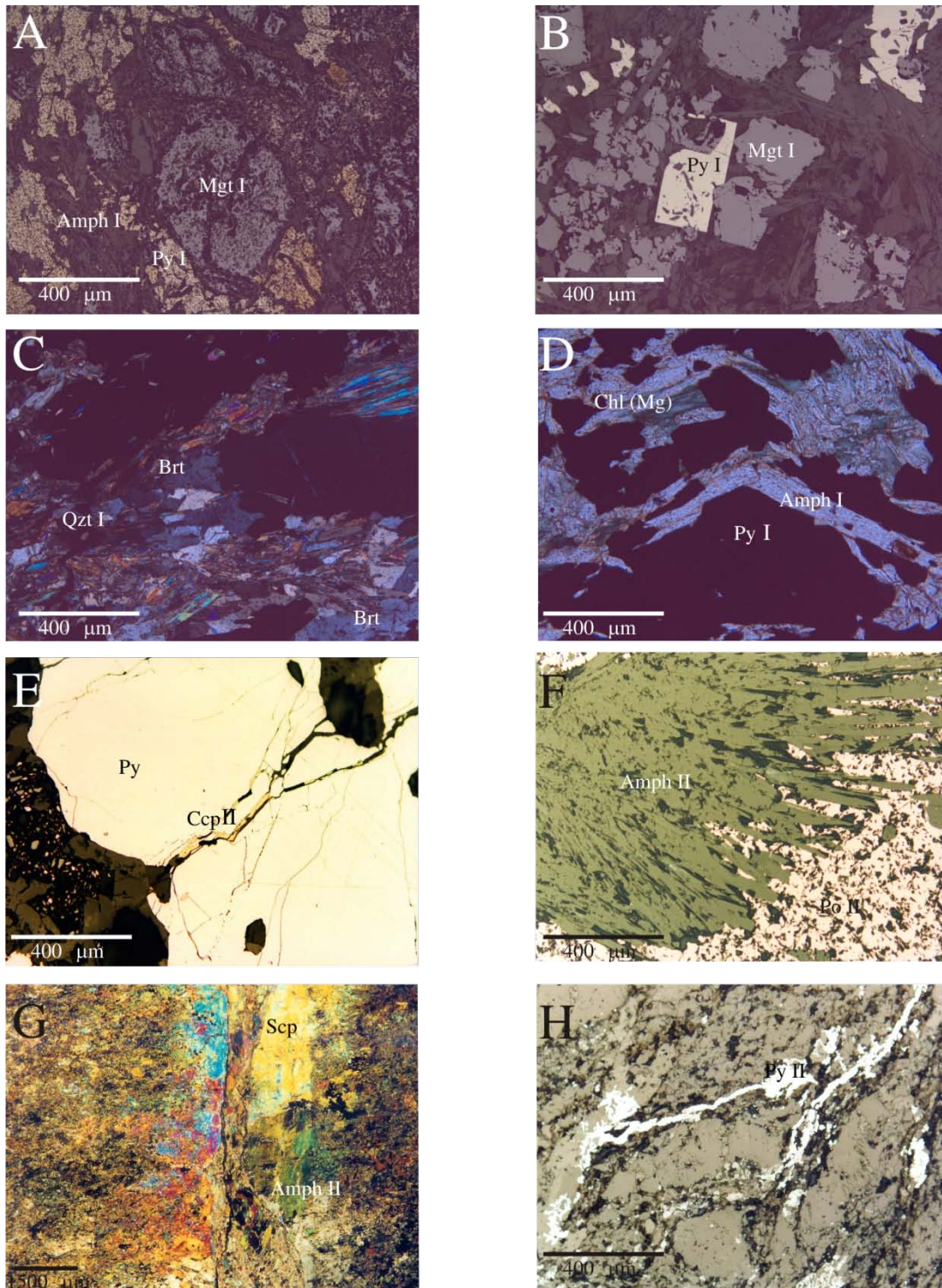
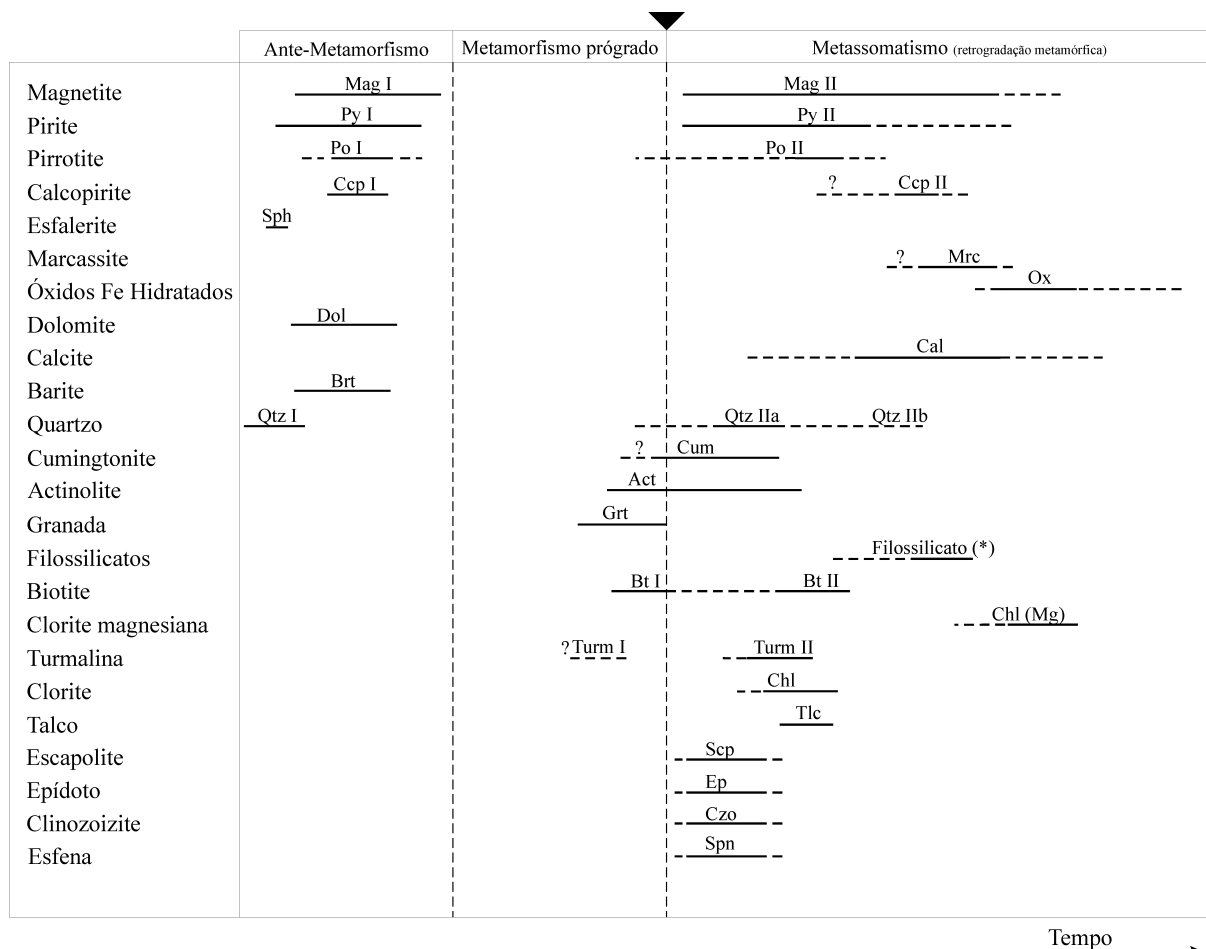


Fig. 4. Quadro paragenético dos domínios mineralizadas da área de Monges; Dol-dolomite; Cal-calcite; Brt-barite; Qtz-quartzo; Cum-cumingtonite; Act-actinolite; Chl-clorite; Chl (Mg)-clorite magnesiana; Bt-biotite; Grt-granada; Turm- turmalina; Tlc-talco; Scp-escapolite; Ep-epídoto; Czo-clinozoizite; Spn-esfena; Mgt-Magnetite; Py-pirite; Po-pirrotite; Ccp- calcopirite; Mrc-marcassite; Ox-óxidos de ferro (hidratados).



(*) - Flogopite e minerais do grupo da Serpentina

5. Geoquímica do minério

Visando determinar as características geoquímicas do minério, bem como as condições de oxidação/redução que acompanharam a deposição do mesmo, analisaram-se alguns elementos traço (Tabela 1).

A Fig. 5 dá conta dos padrões de concentração normalizada em elementos do grupo das terras raras (*Rare Earth Elements* – REE) relativamente aos condritos C1 (Boynnton, 1984) para amostras dos domínios mineralizados de Monges. Os padrões são paralelos e apresentam enriquecimentos em REE bastante similares: anomalias positivas bem marcadas em Eu, com $\sum \text{REE} = [7,3; 10,5]$ e $\text{Eu/Sm} = [0,67; 4,33]$ para a mineralização (semi-)maciça de magnetite e sulfuretos e $\sum \text{REE} = [3,56; 12,91]$ e $\text{Eu/Sm} = [1,83; 2,67]$ para a mineralização dissemi-

nada de magnetite granular \pm sulfuretos. De acordo com Wilde *et al.* (1996), a presença de anomalias em Ce podem ser colocadas em evidência com base na expressão: $\log [5\text{Ce}^*/(4\text{La}^* + \text{Sm}^*)]$, onde * reporta a concentração normalizada relativamente aos condritos C1 (Boynnton, 1984). Obtêm-se, assim, valores nos intervalos [- 0,25; - 0,18] e [- 0,47; - 0,04] para a mineralização (semi-)maciça e disseminada, respectivamente, concluindo-se que o Ce define anomalias negativas.

A concentração em alguns elementos traço sensíveis ao potencial redox (*Redox Sensitive Elements* – RSE, tais como V, Cr, Mn, Co, Ni, As, Sb, Mo, Th, U) foi, para a maioria, normalizada relativamente ao padrão *North American Shale Composite* (NASC, Gromet *et al.*, 1984); a concentração em V foi normalizada relativamente ao padrão *Marine Shale of*

Ruhr (Degens *et al.*, 1958) e a do Mo relativamente ao padrão *Recent Sediments* (Wedepohl, 1974).

Tabela 1. Concentrações em elementos traço para as amostras de mineralização (semi-)maciça (SD1/41, SD1/41,90 e SD2/43) e disseminada (SD1/14,95 e SD1/17,5). Valores em ppm salvo indicação em contrário.

Elemento	Método	SD1/41	SD1/41,90	SD2/43	SD1/14,95	SD1/17,5
Ti	ICP	100	<100	<100	200	<100
Mn	ICP	4813	5200	7873	14802	12690
Ba	FRX	18325,00	28500 *	10082,00	540,00	60,00
Rb	FRX	6,00	<3	3,00	<3	<3
Sr	FRX	283,00	695,00	143,00	19,00	446,00
Cs	INAA	<1	<1	<1	<1	<1
Ta	INAA	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Nb	FRX	21,00	14,00	21,00	10,00	12,00
Hf	INAA	<1	1,00	<1	<1	<1
Zr	FRX	19,00	38,00	12,00	23,00	14,00
Y	FRX	<3	3,00	0,00	<3	9,00
Th	INAA	<0,2	<0,2	<0,2	1,00	<0,2
U	INAA	3,40	<0,5	<0,5	1,30	<0,5
Cr	INAA	9,00	<5	10,00	10,00	15,00
Ni	ICP	5,15	<1	8,58	<1	<1
Co	INAA	2,00	5,00	26,00	1,00	5,00
Sc	INAA	0,50	0,40	0,40	1,00	0,50
V	ICP	14,58	6,14	5,41	5,32	6,83
Cu	ICP	396,29	79,42	253,90	97,90	201,69
Pb	ICP	6,13	13,20	8,03	<3	<3
Zn	ICP	65,96	36,80	23,65	59,53	34,33
Bi	ICP	20,81	<2	<2	3,54	<2
Cd	DCP	1,00	<4	4,00	2,00	3,00
Sn	FRX	5,00	4,00	<4	<4	<4
W	INAA	6,00	9,00	<1	<1	<1
Mo	ICP	12,03	1,80	1,78	1,91	<1
Br	INAA	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
B	DCP	<10	<8	<10	<10	<10
Be	ICP	<1	<1	<1	<1	<1
Ag	ICP	4,06	4,91	4,34	0,40	0,58
Ir (ppb)	INAA	<5	<5	<5	<5	<5
Au (ppb)	INAA	22,00	19,00	6,00	3,00	4,00
Au (ppb)	AA	22,00	<10	57,00	<8	<8
Hg	INAA	<1	<1	<1	<1	<1
As	INAA	53,90	52,40	12,60	40,80	7,90
Se	INAA	<3	<3	<3	<3	<3
Sb	INAA	3,40	3,80	1,30	4,10	1,30
La	INAA	2,80	3,50	3,30	2,00	2,70
Ce	INAA	4,00	5,00	4,00	<3	6,00
Nd	INAA	<5	<5	<5	<5	<5
Sm	INAA	0,30	0,40	0,30	0,30	1,20
Eu	INAA	0,20	1,60	1,30	0,80	2,20
Tb	INAA	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Yb	INAA	<0,2	<0,2	<0,2	0,40	0,70
Lu	INAA	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	0,11

Incluíram-se como referência as concentrações em Ti, normalizada ao padrão NASC, e em Pb, Zn, Cu e Cd normalizadas ao padrão *Standard Shales* (Turekian e Wedepohl, 1961). A projecção destas concentrações normalizadas encontra-se na Fig. 6, verificando-se uma vez mais o paralelismo entre os padrões de enriquecimento, independentemente do tipo de mineralização. As três amostras de mineralização maciça (SD1/41, SD1/41,90 e SD2/43) revelam anomalias positivas bem marcadas (acima das concentrações do padrão) em As (12,60-53,90 ppm), Mn (4813-7873 ppm), Mo (1,78-12,02), Cu (79-396 ppm), Cd (1-4 ppm) e U (3,40 ppm, SD1/41); metais como o V (5,41-14,58 ppm), Cr (< 5-10 ppm), Ni (5,15-8,58 ppm), Co (2-26 ppm), Zn (23,65-65,93),

Pb (6-13 ppm) e Ti (≤ 100 ppm) definem, pelo contrário, anomalias negativas; os conteúdos em Th situam-se sistematicamente abaixo do limite de detecção (LD). Os padrões obtidos para as amostras SD1/14,95 e SD1/17,5 revelam anomalias positivas bem marcadas para o Mn (12690-14802 ppm), As (7,90-40,80 ppm), U (1,30, SD1/14,95), Mo (2,00 ppm, SD1/14,95), Cu (97,90-201,69 ppm) e Cd (2-3 ppm); as concentrações em V (5,32-6,83 ppm), Cr (10-15 ppm), Ni (< 1 ppm), Co (1-5 ppm), Zn (34,33-59,53 ppm), Pb (< 3 ppm) e Th (< 0,1-1 ppm) são baixas e geram, na maioria, anomalias negativas.

Fig. 5. Padrões de concentração normalizada em REE relativamente ao condrito C1 (Boyton, 1984), para a mineralização (semi-)maciça (SD1/41, SD1/41,90 e SD2/43) e disseminada (SD1/14,95 e SD1/17,5) de Monges. Concentrações inferiores ao LD não foram utilizadas na projecção gráfica

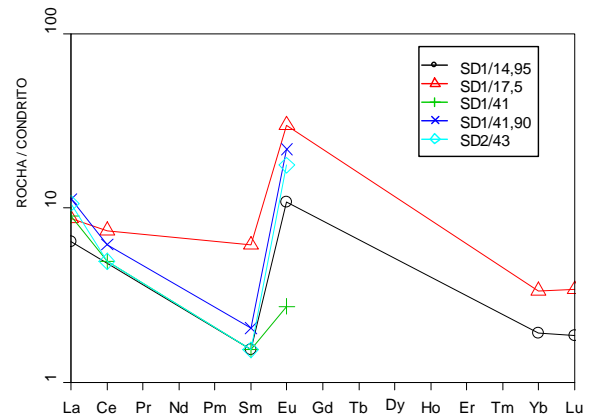
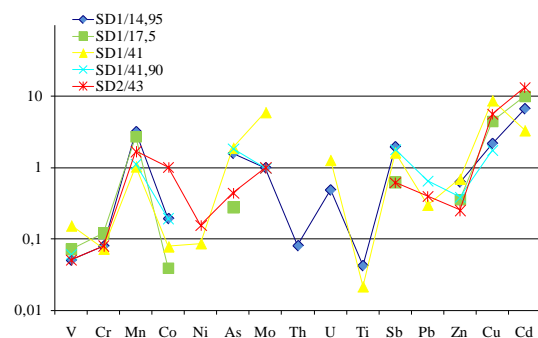


Fig. 6. Padrões de concentração normalizada em alguns RSE e noutros elementos de referência (ver texto para informações sobre os padrões usados).



De acordo com o exposto, em ambos os tipos de mineralização as anomalias positivas em Mn e as negativas em V, Ni, Cr, Th e Co reflectem a influência de ambiente oxidado, enquanto que as anomalias positivas em Mo, U, Sb e As reflectem o oposto, levando a admitir que a génese da mineralização de

Monges e transformações subsequentes se realizaram sob condições redox variáveis.

6. Discussão e Conclusões

As mineralizações de magnetite e sulfuretos em Monges mostram evidências de terem sido sujeitas a uma série de transformações imputáveis ao metamorfismo e deformação Varisca, bem como ao metassomatismo síncrono dos processos de retrogradação. Distinguem-se assim componentes da mineralização ante- e pós-pico metamórfico, singenéticas e epigenéticas, respectivamente. A geração precoce de magnetite e sulfuretos (cujos grãos deformados, recristalizados e/ou fracturados representam um estágio de mineralização ante-metamorfismo) desenvolve-se em equilíbrio com dolomite, barite e quartzo (I). Durante o processo metamórfico experimentado pelos domínios mineralizados terá havido condições propícias à formação de biotite, anfíbolos e granada. Num estágio metassomático posterior, desencadeado pela retrogradação metamórfica, a destabilização e consequente dissolução mineral terá conduzido à remobilização heterogénea de vários constituintes elementares, propiciando nova deposição de magnetite e sulfuretos.

Neste último estágio evolutivo, os minerais do minério associam-se a fases minerais tardias, tais como anfíbolos, escapolite, biotite, turmalina, epidoto, carbonatos, talco, clorite, quartzo, etc. A redeposição do minério processa-se também em conjunto com as fases minerais que selam fracturas e veios a várias escalas; a deformação cisalhante terá sido acomodada de forma contínua ao longo do tempo, registando os seus efeitos durante e após a formação dos sulfuretos.

No contexto destas mineralizações, a relativa escassez de calcopirite nas duas gerações de sulfuretos sugere a possibilidade da deposição dos metais ter envolvido fluidos com salinidade expressiva (moderada-elevada). A preservação local de barite, bem como as concentrações vulgarmente altas em Ba, sendo compatíveis com fluidos de potencial iónico elevado, apontam também no mesmo sentido. Estes indícios, associados aos elementos lito-estratigráficos disponíveis para a área de Monges, sugerem então que a génese da mineralização primária (ante-metamórfica) poderá ser devida a processos exalativo-hidrotermais em meio submarino pouco profundo, com a variações das condições de oxidação e de pH. Nesta perspectiva, os dados disponíveis sugerem ser possível estabelecer várias analogias com as mineralizações do tipo SEDEX-VMS, os baixos conteúdos em Zn, Pb e Ag e o enriquecimento em Ba e Mn denunciando uma deposição distal relativamente ao principal centro exalativo.

A análise do comportamento das REE e dos RSE permite inferir oscilações apreciáveis para as condições de oxidação do meio. Estas oscilações não

deverão, contudo, reportar-se a um único estágio evolutivo, mas sim documentar sucessivos reajustamentos químicos ocorridos desde a deposição primária do minério até ao metassomatismo síncrono da retrogradação metamórfica. Os períodos em que o meio esteve suficientemente oxigenado podem justificar a não fixação ou mobilidade representada pelas baixas concentrações em elementos usualmente incorporados nas fases minerais geradas em ambientes redutores (e.g. V, Mo e Th). Igualmente, as concentrações normalizadas em REE apresentam anomalias negativas para o Ce, denunciando predominância do C^{3+} , particularmente móvel em ambientes caracterizados por aO_2 elevada (Henderson, 1996; Rollinson, 1993); tal sugere ainda a possibilidade de envolver um fluido de baixa temperatura ($< 250^\circ C$) e oxidado, como a água do mar, na génese da paragénesis mineral primária. Esta hipótese, embora aliciante, terá de ser encarada com bastante reserva uma vez que no sistema geoquímico de Monges foram estabelecidas condições para a mobilização de REE (Salgueiro, *in prep.*).

Durante os estádios de maior oxidação, a aO_2 foi suficiente para mobilizar parte do manganês e do ferro existente (sob a forma de complexos de Mn^{2+} e Fe^{2+} , respectivamente) nos fluidos hidrotermais em circulação. Sob condições anóxicas, terá também ocorrido a fixação e/ou enriquecimento em Eu, evidenciado pelas anomalias positivas definidas pelas concentrações normalizadas deste elemento que, segundo Parr (1992, *in* Canet *et al.*, 2004), reflecte a presença de fluidos hidrotermais quentes ($> 250^\circ C$) e redutores, completamente distintos dos que originaram o empobrecimento em Ce. Em ambiente redutor, o európio permanece estável sob a forma de Eu^{2+} (Henderson, 1996) sendo incorporado por substituição do Ca^{2+} e Sr^{2+} (Mason & Moore, 1982) nas fases minerais cálcicas (e.g. carbonatos e anfíbolos) presentes na matriz dos níveis mineralizados. O fraco enriquecimento nos restantes REE pode ser correlacionado com este tipo de ambiente, pois a maioria destes elementos não é estável em ambientes redutores (Henderson, 1996), apresentando também maior mobilidade na presença de paragéneses ricas em cálcio (Mason & Moore, 1982).

O carácter epigenético da segunda geração de minério sugere o estabelecimento de condições propícias à remobilização e redeposição dos metais. Mercê da associação pirite II com escapolite (variedade dipiromizonite), turmalina (escorlo-dravite), anfíbola (tremolite), esfena, epidoto e clinozoizite, infere-se a intervenção de fluidos enriquecidos em Na e Cl, bem como em Al, Fe e Ca, com componente volátil significativa (i.e. H_2S , CO_2 e B); os metais solubilizados terão sido preferencialmente transportados sob a forma de complexos de Cl, tal como na mineralização primária. O campo de estabilidade da escapolite dipiromizonite indica valores de temperatura abaixo

dos 550° C (Oterdoom e Wenk, 1983). A estabilidade das turmalinas da série escorlo-dravite em sistemas hidrotermais traduz o envolvimento de fluidos ligeiramente ácidos a moderadamente alcalinos sob condições P-T de 0,7-2 kb e 350-550° C (Ethier e Campbell, 1977 in Garba, 1996). De forma geral, a pirrotite é substituída por inter-crescimentos de magnetite e pirite ou de pirite e carbonatos ± magnetite, verificando-se escassez de marcassite. A instabilidade da pirrotite é devida à alteração da acidez e temperatura das soluções mineralizantes residuais; a menor abundância de marcassite pode ser explicada pela presença de fluidos com pH elevado (Edwards, 1960), pelo que se afigura legítimo inferir um aumento de pH no sistema durante o decréscimo de temperatura que acompanhou o estágio de retrogradação em Monges.

Bibliografia

- Boynton W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in: Henderson P. (eds), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63-114.
- Canet C., Alfonso P., Melgarejo J.C., Belyatsky B.V. (2004). Geochemical evidences of sedimentary-exhalative origin of the shale-hosted PGE–Ag–Au–Zn–Cu occurrences of the Prades Mountains (Catalonia, Spain): trace-element abundances and Sm–Nd isotopes. *Journal of Geochemical Exploration*, 82 (1-3): 17-33.
- Carvalhosa A., Zbyszewsky G. (1994). *Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, folha 35-D, Montemor-O-Novo*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 86 pp.
- Degens E.T., Williams E.G., Keith E.G. (1958). Application of geochemical criteria [Pennsylvania], part 2 of environmental studies of carboniferous sediments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 42, p. 981-997.
- Edwards A.B. (1960). Textures of the ore minerals and their significance. Melbourne: Australas. Inst. Min. Metall., 242 pp.
- Garba I. (1996). Tourmalinization related to late Proterozoic - Early Palaeozoic lode gold mineralization in the Bin Yauri area, Nigeria. *Mineralium Deposita*, 31(3): 201-209.
- Goinhas J. A., Martins L.M.P. (1986). Área metalífera de Montemor-o-Novo – Casa Branca (Baixo Alentejo, Portugal), Um exemplo da evolução dos objectivos em prospecção mineira. *Estudos, Notas e Trabalhos da Direcção Geral de Geologia e Minas*, 8: 119-148.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. (1984). The “North American shale composite”: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2469-2482.
- Henderson P. (1996). The rare earth elements: introduction and review, in *Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits*, in Jones, A.P., Wall, F. e Williams, C.T. (Eds), Chapman and Hall, London, U.K.: 1-19.
- Martins L., Borralho V., Moreira J., Magno C., Inverno C., Oliveira V., Torres L., Matos J., Oliveira D. (1998). *Mineral Potential of Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro, Portugal, 60 pp.
- Mason B., Moore C.B. (1982). *Principles of Geochemistry*. John Wiley & Sons, Inc. New York, 344 p.
- Oliveira J. M. (1941). Estudo da faixa mineralizada de Monges a Nogueirinha in Minas de Ferro de Montemor – o – Novo, Serviço de Fomento Mineiro, p. 7-29
- Oliveira V. (1996). Prospecção de minérios metálicos a sul do Tejo. *Geociências*, 1(1-2): 15-22.
- Oterdoom W.H., Wenk H.R. (1983). Ordering and composition of scapolite: field observation and structural interpretations. *Contributions to Mineral Petrology*, 83: 330-341.
- Rollinson H.R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, Essex, 352 pp.
- Salgueiro R.M.M. (*in prep.*). Caracterização e génese das mineralizações de magnetite – sulfuretos de Monges (Santiago do Escoural, Montemor-o-Novo) e ensaio comparativo com as suas congéneres em Orada e Vale de Pães (Serpa – Vidigueira). Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, Lisboa.
- Silva J.M. (1947). Estudo sobre a génese do jazigo de ferro de Montemor-o-Novo. *Estudos, Notas e Trabalhos*. Serviço de Fomento Mineiro, 3 (1-2): 26-45.
- Silva J.M. (1948). Gisements de fer du Sud du Portugal. *Estudos, Notas e Trabalhos* do Serviço de Fomento Mineiro, 4 (1): 31-42.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. (1961). Distribution of the elements in some major units of Earth’s crust. *Geological Society of American Bulletin*, 72(2): 175-192.
- Wedepohl K.H. (1974). *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, 374 pp.
- Wilde P., Quinby-Hunt M.S., Erdtmann B.D. (1996). The whole-rock cerium anomaly: a potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of anoxic facies. *Sedimentary Geology*, 101: 43-53.