



XII

CONGRESSO

CONGRESO

IBÉRICO DE GEOQUÍMICA

Guião de Campo

Sector de Estremoz-Barrancos

O Cobre e o Mármore como Georrecursos

26 Setembro de 2019
Septiembre

Évora, Portugal

Sector de Estremoz-Barrancos: o Cobre e o Mármore como Georrecursos

Saída de Campo, 26 de setembro de 2019

Coordenação: Jorge Pedro, Noel Moreira

Colaboração: Miguel Maia, Pedro Mendes, Pedro Nogueira, Alexandre Araújo, José Roseiro, Sandro Vicente

Programa

07:30h – Saída de Évora

08:30h – Anticlinal de Estremoz: estratigrafia, geoquímica, ocorrência e exploração dos mármore

- Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz – Estremoz
- Geomorfologia e Formação Dolomítica – Castelo de Estremoz
- Conglomerado de Base do Câmbrio – Vila Viçosa

12:00h – Pausa para almoço

13:00h – Mineralizações filonianas do Alandroal: enquadramento e génese das mineralizações de cobre

- Mina dos Mociços – Rosário, Alandroal
- Mina de Miguel Vacas – Vila Viçosa

17:00h – Término da Saída de Campo

18:00h – Chegada prevista a Évora

1. Introdução

A saída de campo a Sector de Estremoz-Barrancos realizada no âmbito do XII Congresso Ibérico de Geoquímica | XX Semana de Geoquímica pretende abordar duas temáticas distintas: “o Cobre e o Mármore como Georrecursos”.

Tomaremos o Sector Estremoz-Barrancos (Zona de Ossa-Morena; ZOM) como caso de estudo, onde iremos abordar as seguintes temáticas:

- A sucessão estratigráfica do Anticlinal de Estremoz: Estratigrafia, ocorrência de diferentes tipologias de mármore e a sua utilização como georrecurso serão temáticas debatidas. A caracterização petrográfica e geoquímica dos mármore de Estremoz permite ainda a sua diferenciação das demais sucessões carbonatadas da ZOM.
- *O cluster* de mineralizações filonianas de cobre do Alandroal: Estrutura, petrografia, geofísica, geoquímica de solos e dados sobre inclusões fluidas. Mecanismos de instalação das mineralizações e tipologia de fluidos mineralizantes permitem uma nova visão não só dos mecanismos de instalação destas mineralizações cupríferas, como também a tipologia de fluidos mineralizantes. Discussão dos modelos metalogénicos propostos para a região.

Seguidamente apresentar-se-ão um conjunto de dados e interpretações que pretendem ser uma base para a discussão por parte dos participantes ao longo da saída.

2. Enquadramento Geológico

A estratigrafia da ZOM é complexa e diversificada pelo que tem sido tradicionalmente apresentada em termos de zonas e subzonas (Carvalho *et al.*, 1971) ou domínios tectono-estratigráficos (Chacón *et al.*, 1974; Delgado *et al.*, 1977; Apalategui *et al.*, 1990). Posteriormente foi introduzido o conceito de sector, que visa a melhor compreensão dos vários depocentros, independentemente dos seus limites geográficos coincidirem ou não com acidentes tectónicos importantes (Oliveira *et al.*, 1991; Fig. 1).

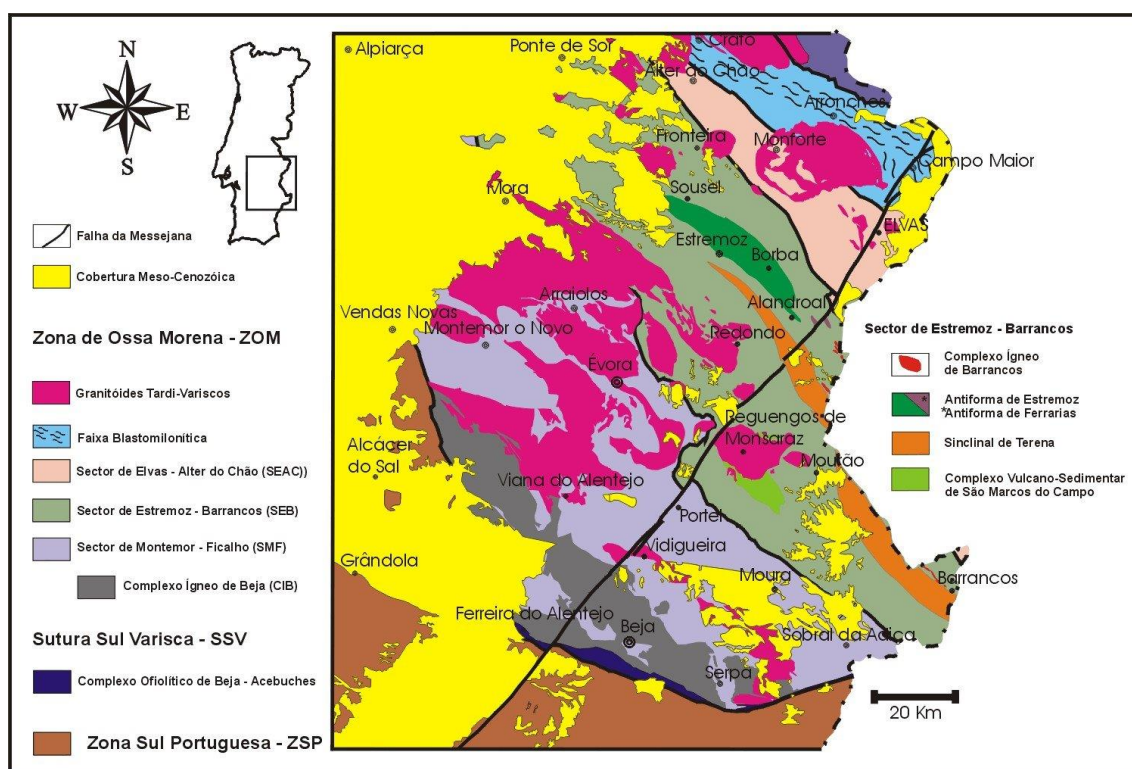


Figura 1 – Principais sectores da Zona de Ossa-Morena (retirado de Araújo *et al.*, 2013).

Como referido na secção anterior, a presente saída de campo realiza-se no Sector de Estremoz-Barrancos. O limite sudoeste deste sector, com o Sector Montemor-Ficalho, é demarcado pelo carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1995), sendo que o limite nordeste, com o Sector Alter do Chão-Elvas, não é consensual: enquanto alguns autores consideram que o limite se faz através do Carreamento da Juromenha (Araújo *et al.*, 1994; 2013), outros consideram que o contacto entre os dois setores é demarcado por um nível de conglomerados representativo de uma discordância Câmbrio-Ordovícico (Oliveira, 1984a; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013; 2019 para discussão).

Tabela 1 – Unidades litoestratigráficas do sector de Estremoz-Barrancos e sub-sector do Anticlinal de Estremoz (segundo Araújo *et al.*, 2013).

			Sector de Estremoz - Barrancos			
			Anticlinal de Estremoz			
DEVÓNICO	MÉD./SUP.		C.V.S.C. Estremoz	Fm. Terena	Fm. Monte Russianas	Fm. X. Raiados "Complexo Igneo"
	INFERIOR	Emsiano				
		Pragian				
		Lochkoviano				
SILÚRICO	Pridolí					
	Ludlow					
	Wenlock					
	Llandovery					
ORDOVÍCIO	SUPERIOR	Hirnantiano				Fm. de Colorada
		Kralodvoriano				
	MÉDIO	Berouniano				
		Dobrotiviano				
		Oretaniano				
	INFERIOR	Arenigiano				Fm. Xistos <i>Phyllocytes</i>
		Tremadociano				Fm. de Barrancos
CÁMBRICO	SUPERIOR					
	MÉDIO	LA				
		CAE				
		LEO				
	INFERIOR	Bilbiliano				
		Marianiano				
		Ovetiano				
		Cordubiano				
NEO - PROTE-ROZÓICO						

Este sector apresenta uma das sucessões mais completas da ZOM, com uma sucessão estratigráfica compreendida entre o Neoproterozóico e o Devónico (Oliveira *et al.*, 1991; Araújo *et al.*, 2013).

Devido às particularidades deste sector, foram definidas duas sucessões litoestratigráficas distintas (Tab.1; Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013):

- Uma sucessão geral para o sector Estremoz-Barrancos, que inclui um conjunto de unidades de natureza maioritariamente siliciclástica, com idades compreendidas entre o Câmbrico médio-superior (?) e o Devónico inferior a médio; e
- Uma sucessão definida para o sub-sector do Anticlinal de Estremoz, caracterizado por uma sucessão siliciclástica de idade neoproterozóica, sobre a qual assentam duas unidades carbonatadas. A unidade carbonatada de topo apresenta uma importância

socioeconómica local (Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz, de onde se extraem os mármore usualmente conhecidos como Mármore de Estremoz), sendo a idade desta sucessão alvo de debate (Araújo *et al.*, 2013).

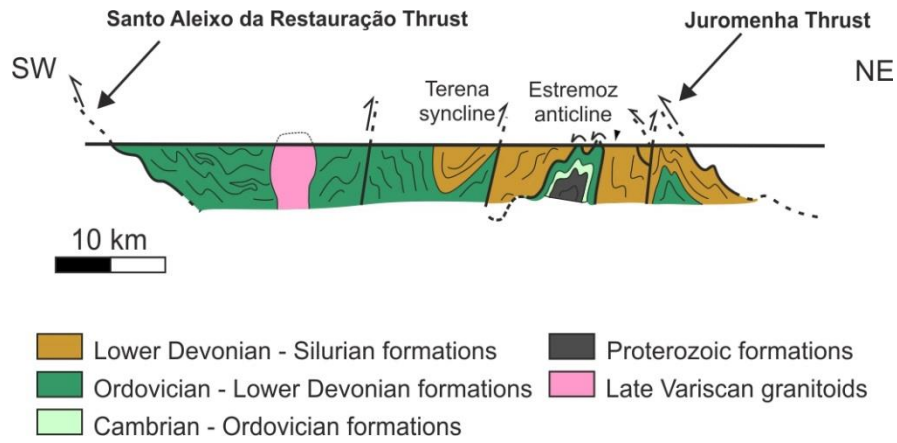


Figura 2 – Estrutura simplificada do Sector de Estremoz-Barrancos (adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007).

3. Sector Estremoz-Barrancos: o Cobre e o Mármore como Georrecursos

3.1. ANTICLINAL DE ESTREMOZ: ESTRATIGRAFIA, GEOQUÍMICA, OCORRÊNCIA E EXPLORAÇÃO DOS MÁRMORES

A sucessão estratigráfica no Anticlinal de Estremoz foi inicialmente estabelecida com base em correlações litoestratigráficas com sequências definidas para outros sectores da ZOM, nomeadamente com o Sector Alter do Chão-Elvas (*e.g.* Oliveira *et al.*, 1991), mantendo-se ainda hoje o paralelismo entre várias das unidades. A sucessão do Anticlinal de Estremoz inicia-se com a Formação de Mares, composta por xistos negros, chertes negros/liditos e metagrauvaques que ocupam uma posição central nesta estrutura (Fig. 3; Gonçalves, 1970; Oliveira *et al.*, 1991). A Formação de Mares foi desde cedo considerada como sendo de idade Neoproterozóica. Estudos geocronológicos com base no estudo de zircões detríticos em grauvaques permitiram corroborar esta idade (Pereira *et al.*, 2012). Segundo estes autores, a idade mínima de deposição é de *ca.* 599 Ma, sendo provável que a deposição tenha ocorrido até à transição Neoproterozóico-Câmbrico (população mais recente de zircões com *ca.* 544 Ma).

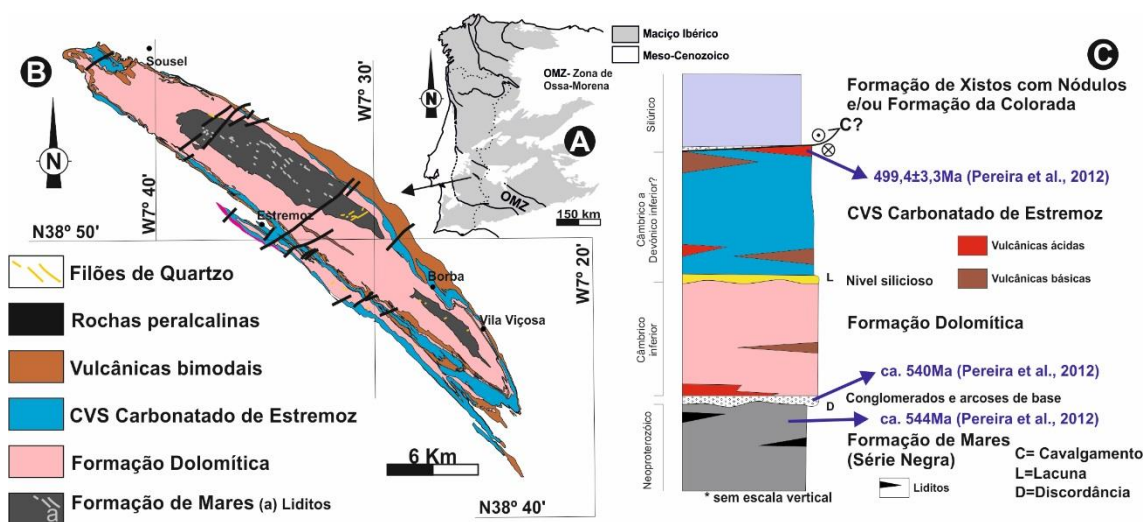


Figura 3 – Mapa geológico e coluna estratigráfica sintética do Anticlinal de Estremoz (adaptado de Coelho & Gonçalves, 1970; Gonçalves, 1972; Oliveira *et al.*, 1991; Lopes, 2003; LNEG, 2010; Pereira *et al.*, 2012).

Sobre a Formação de Mares repousa discordantemente a Formação Dolomítica, composta por mármores dolomíticos, por vezes xistificados, e pontualmente com metavulcanitos básicos intercalados. Na base da Formação Dolomítica surge um nível lenticular de metaconglomerados e meta-arcões (Oliveira *et al.*, 1991; Pereira *et al.*, 2012; Araújo *et al.*, 2013). A Formação Dolomítica é considerada como sendo câmbrica inferior, por correlação com a Formação

Carbonatada de Elvas (Oliveira *et al.*, 1991; Araújo *et al.*, 2013), embora os carbonatos presentes no Sector de Alter do Chão-Elvas apresentem menor granularidade, resultante do processo metamórfico (Fig. 4A; Moreira *et al.*, 2019). Estudos de geocronologia no conglomerado da base da Formação Dolomítica permitiram identificar uma população de zircões detríticos, com idades de *ca.* 540 Ma, embora neste caso a população seja estatisticamente pouco válida devido ao escasso número de zircões com esta idade (Pereira *et al.*, 2012). Tal facto é compatível com a idade câmbrica desta formação.

No topo da Formação Dolomítica ocorre um horizonte silicioso descontínuo (localmente com sulfuretos), que tem sido interpretado como marcador de uma importante lacuna, resultante da exposição sub-aérea dos carbonatos que localmente teria provocado carsificação e silicificação (Oliveira *et al.*, 1991 e referências inclusas). Sobre o horizonte silicioso assenta o Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz (Fig. 3), caracterizado pela presença de mármore calcíticos, com intercalações de calcoxistos e de metavulcanitos de carácter bimodal (Mata & Munhá, 1985; Oliveira *et al.*, 1991; Pereira *et al.*, 2012). A idade desta unidade tem sido alvo de discussão ao longo das últimas décadas (*e.g.* Piçarra & Le Menn, 1994; Piçarra, 2000; Lopes, 2003; Piçarra & Sarmiento, 2006; Pereira *et al.*, 2012; Araújo *et al.*, 2013; Moreira *et al.*, 2016; 2019; Moreira, 2017), tendo sido atribuídas idades variáveis, desde o Câmbrico ao Silúrico superior-Devónico inferior.

Toda esta sequência é rodeada por unidades xistentas do Silúrico-Devónico (Formações dos Xistos com Nódulos e Xistos Raiados; Gonçalves, 1972; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013). O contacto entre estas unidades de carácter xistento e as restantes unidades previamente descritas é também alvo de discussão (*vide* Araújo *et al.*, 2013 para discussão).

Paragem 1 – Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz – Estremoz

Coordenadas: N38.837377, W7.578279

Os Mármore de Estremoz (denominação genérica utilizada para todos os mármore provenientes do Anticlinal de Estremoz) são uma matéria-prima de inegável valor económico, beleza estética e com qualidade incontestável, graças aos variados padrões cromáticos, texturas e características físico-químicas (Lopes & Martins, 2015). São explorados num dos principais polos extrativos de rochas ornamentais do Alentejo e de Portugal (Lopes & Gonçalves, 1997; Carvalho *et al.*, 2013), o denominado Triângulo do Mármore, representando uma fatia considerável do PIB português proveniente da exploração de materiais geológicos.

Como referido, estes mármore pertencem ao Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz (Fig. 3 e 4) e apresentam diferentes variedades: no topo situam-se as variedades mais

escuras, sendo que ao descer na sequência ocorrem vários tipos de mármore creme/branco e mais raramente cor-de-rosa na base da sucessão (Lopes, 2007). Estas variações cromáticas são resultado das “impurezas” presentes no mármore que, apesar de ser constituído essencialmente por calcite (no caso Mármore de Estremoz, a calcite representa geralmente mais de 95% do volume da rocha total), apresenta pequenas variações composicionais, geoquímicas e mineralógicas que lhe confere a diversidade cromática existente (Lopes & Martins, 2015):

- (1) Os mármore brancos e cremes são geralmente mármore com elevada pureza mineralógica e composicional, podendo em muitos casos ser constituídos por mais de 99% de calcite;
- (2) Os mármore do topo da sucessão apresentam tonalidades mais escuras (variável entre o negro ao cinza azulado), geralmente com um conteúdo não negligenciável de matéria orgânica que embora em pouca quantidade lhes confere as tonalidades escuras (*e.g.* Ruivina e Marinela). Ocasionalmente, ocorrem bancadas com espessura centimétrica exclusivamente constituídas por material grafitoso;
- (3) Os mármore rosa apresentam geralmente um conteúdo considerável em Ti, Mn e Fe (Lopes & Martins, 2015). De acordo com os autores, estes mármore estão intimamente relacionados com a presença de níveis mineralogicamente mais impuros de cor esverdeada, cujos protólitos seriam rochas vulcânicas (cinzas e piroclastos);
- (4) Os mármore com vergadas (bandas de tonalidades e composições distintas) resultam da intercalação de níveis maioritariamente carbonatados com níveis com uma elevada proporção de impurezas mineralógicas. Estas vergadas podem ter tonalidades distintas desde o verde (níveis ricos em clorite e por vezes fuchsite – moscovite verde escura com Cr – que confere uma cor verde clara exclusiva), ao creme (níveis ricos em sericite/moscovite $\pm$ quartzo) até ao negro (níveis ricos em matéria orgânica).

Os Mármore de Estremoz apresentam geralmente uma textura grano(lepido)blástica de grão médio a fino, com dimensões entre 0,5 a 1mm, embora o tamanho do grão possa variar entre os 0,2-4,0mm (Lapiente & Turi, 1995; Casal Moura *et al.*, 2007; Lopes & Martins, 2015; Menning *et al.*, 2018; Moreira *et al.*, 2019).

O quartzo, a biotite, a moscovite, a sericite e a clorite são os minerais acessórios mais comuns (Casal Moura *et al.*, 2007; Lopes & Martins, 2015; Moreira *et al.*, 2016; 2019). Para além dos minerais previamente referidos, os feldspatos *s.l.*, a turmalina (vestigiais), óxidos e sulfuretos de ferro (geralmente pirite) podem também estar presentes nestes mármore (Cabral *et al.*, 1992; Lapiente & Turi, 1995; Casal Moura *et al.*, 2007; Lopes & Martins, 2015; Moreira *et al.*, 2019).

Não raramente, reporta-se a presença de dolomite resultante da transformação da calcite primária, com assimilação de magnésio na estrutura cristalina.

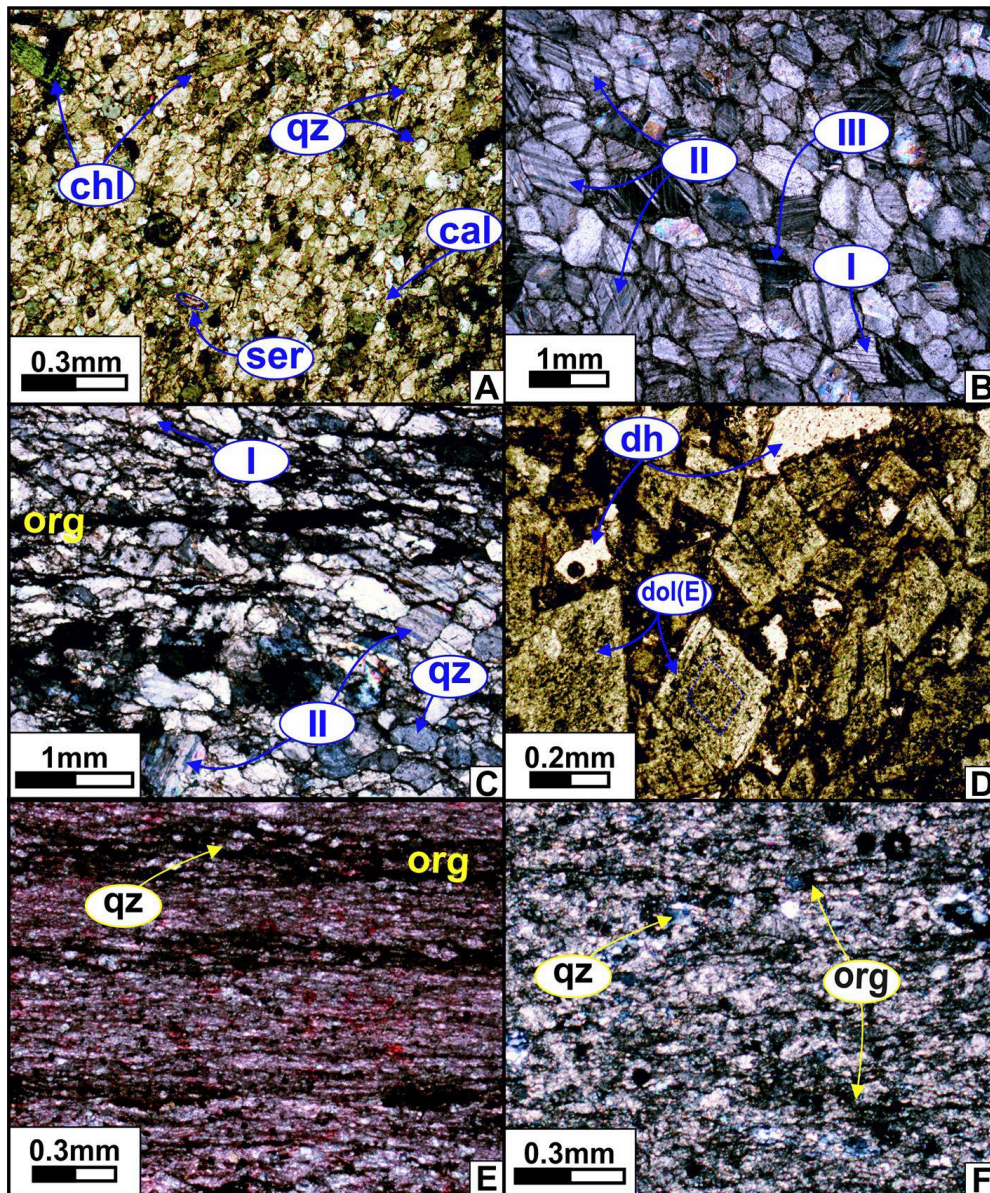


Figura 4 – Caracterização petrográfica das rochas carbonatadas do sector de Estremoz-Barrancos e de Alter do Chão-Elvas (Moreira *et al.*, 2019) - chl - clorite; ser - sericite; qz - quartzo; cal - calcite; dh - vacúolo de dissolução; dol(E) - dolomite euédrica; I - macla tipo I; II - macla tipo II; III - macla tipo III; org - matéria orgânica dispersa):

- (A) calcário impuro de textura fina típico da sucessão de Alter do Chão-Elvas;
- (B) Mármore de Estremoz (variedade branca), mostrando intensas macas de recrystalização da calcite
- (C) Mármore de Estremoz de tonalidades escuras, mostrando recrystalização da calcite e matéria orgânica dispersa;
- (D) dolomito secundário resultante da total substituição dos carbonatos primários por dolomite secundária euédrica (amostra ETZ-6)
- (E) e (F) calcários de grão fino com matéria orgânica dispersa das sucessões de Barrancos (E) e Bencatel (F), considerados como equivalentes dos mármore do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz por diversos autores

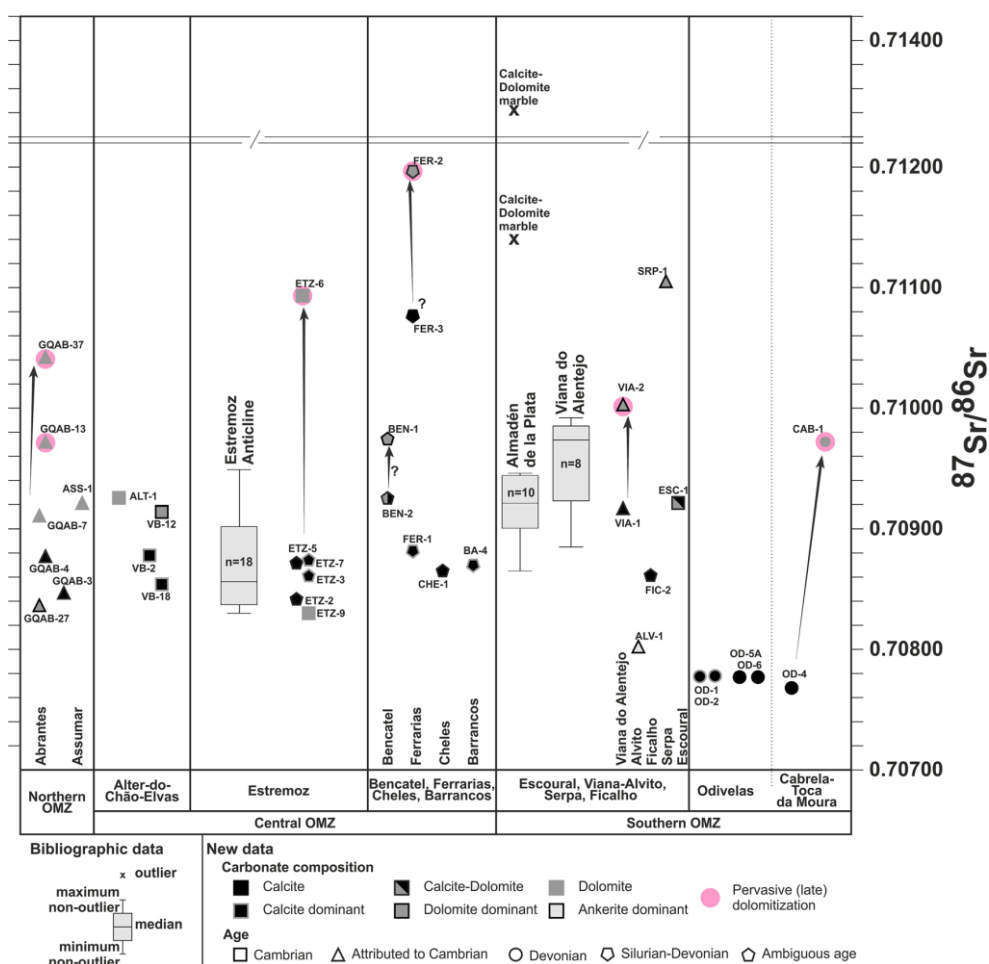
O Anticlinal de Estremoz, e consequentemente estes mármore, resultam de uma evolução tectono-metamórfica com dois episódios de deformação principais durante o Ciclo Varisco (*e.g.* Lopes, 2003; Pereira *et al.*, 2012). A primeira fase (D_1) é caracterizada geometricamente pelo desenvolvimento de dobras deitadas com eixos de direção geral N-S, com clivagem de plano axial pouco inclinada, que transpõe frequentemente a estrutura planar original (S_0), com transporte para NW (Lopes, 2007; Araújo *et al.*, 2013). Os eixos das dobras apresentam uma orientação média em torno da direção N-S. Esta fase de deformação apresenta um metamorfismo de baixo grau, na fácies dos xistos verdes (zona da clorite; Mata & Munhá, 1985; Araújo *et al.*, 2013). A segunda fase de deformação (D_2) é caracteriza-se pela presença de dobras com eixos de orientação NW-SE com pendores variáveis em função da interferência com a geometria da fase anterior com planos axiais subverticais a muito inclinados para SW (Lopes, 2007). É a esta fase que se deve a orientação NW-SE do Anticlinal de Estremoz, marcando uma das estruturas de 1ª ordem mais significativas da ZOM (Lopes, 2007; Pereira *et al.*, 2012; Araújo *et al.*, 2013; Moreira *et al.*, 2014).

Em resultado destes processos tectono-metamórficos, os mármore apresentam evidências de recristalização da calcite, que ostenta frequentemente maclas do tipo II e III (Passchier & Trouw, 2005). Estas maclas são indicativas de temperaturas máximas de metamorfismo que não ultrapassam os 300°C (Lopes, 2003; Moreira *et al.*, 2019).

Como referido anteriormente, a idade dos mármore é, ainda, tema de debate por parte da comunidade científica. Desde cedo que várias foram as idades atribuídas ao Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz (Gonçalves, 1972; Piçarra & Le Menn, 1994; Piçarra, 2000; Lopes, 2003; Piçarra & Sarmiento, 2006; Pereira *et al.*, 2012; Araújo *et al.*, 2013; Moreira *et al.*, 2016; 2019; Moreira, 2017). O facto de terem sido reconhecidos fosseis de tentaculites, crinóides e conodontes (embora mal preservados) nas sucessões de Barrancos, Bencatel e Ferrarias, consideradas por alguns autores como equivalentes estratigráficas do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz (Piçarra & Le Menn, 1994; Sarmiento *et al.*, 2000; Piçarra & Sarmiento, 2006; Piçarra *et al.*, 2014), levaram os autores a atribuir uma idade silúrico-devónica ao Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz, por correlação com as sucessões previamente mencionadas. Por outro lado, Pereira *et al.* (2012) datam um riólito, que segundo os autores se encontra intercalado no Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz. A idade obtida colocaria assim os mármore de Estremoz no Câmbrio Superior (Furongiano; ca. 499Ma). Contudo, estas rochas magmáticas não se encontram intercaladas na sucessão carbonatada, encontrando-se extremamente deformadas e não sendo possível

perceber a sua relação geométrica com a unidade carbonatada mencionada (Coelho & Gonçalves, 1970; Gonçalves, 1972; Moreira, 2017).

Recentemente, Moreira *et al.* (2019) realizou uma tentativa de aproximação alternativa na tentativa de esclarecer a idade dos mármore de Estremoz. Esta aproximação baseia-se no facto de a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ser considerada, num determinado momento, homogênea em todo o oceano, ficando essa razão registada nos carbonatos marinhos. Assim, a comparação da razão isotópica entre os Mármore de Estremoz e outros mármore e calcários da ZOM, com idade constrangida através do conteúdo fossilífero (*e.g.* calcários da Formação Carbonatada de Elvas), permitiu fazer uma correlação isotópica dos calcários/mármore com as curvas traçadas a nível mundial (Prokoph *et al.*, 2008; Maloof *et al.*, 2010; MacArthur *et al.*, 2012), bem como diferenciar os diversos eventos carbonatados entre si.

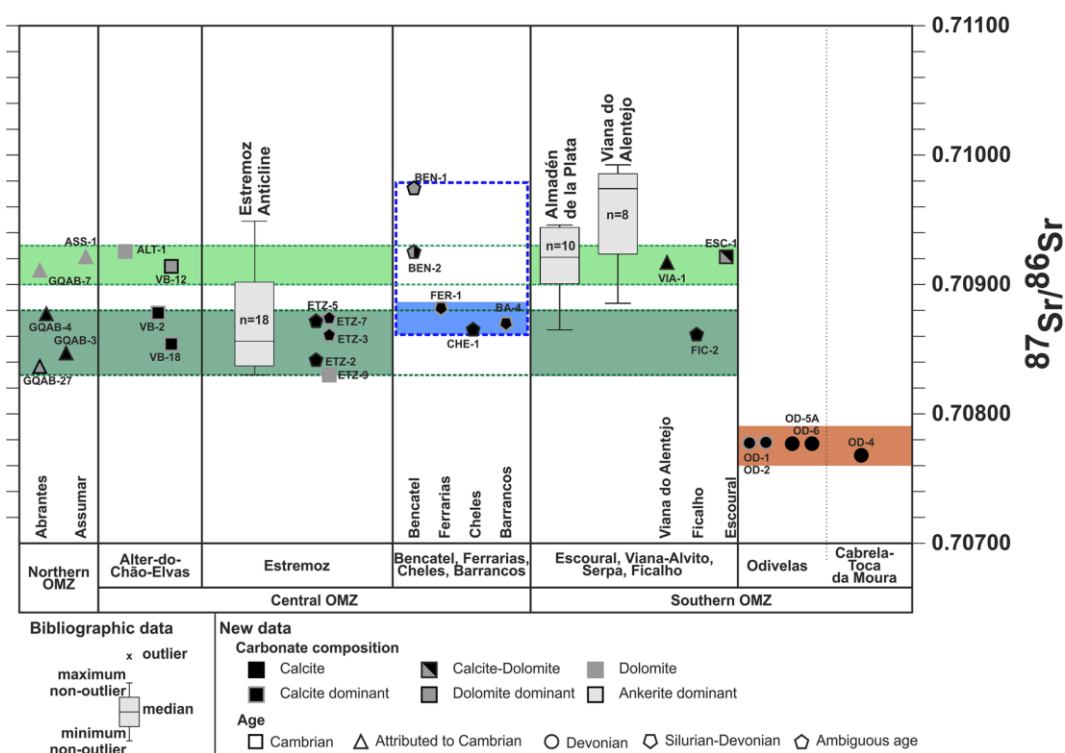


Os resultados obtidos são de difícil interpretação, devido à dispersão das assinaturas obtidas (Fig. 5). Contudo, a petrografia detalhada dos carbonatos calcíticos e dolomíticos permite

reconhecer que as razões isotópicas iniciais foram afetadas por dois processos geológicos: dolomitização secundária e metamorfismo de alta temperatura (Moreira *et al.*, 2018a; 2019). A exclusão de *outliers* resultantes destes processos permitiu assim a identificação de dois *clusters* totalmente distintos de carbonatos (Fig. 6):

- um *cluster* constituído exclusivamente por calcários fossilíferos de idade devónica inferior a média;
- um segundo *cluster* constituído por carbonatos de idade câmbrica inferior e atribuídos ao Câmbrico inferior.

Para além destes dois *clusters*, os carbonatos de Ferrarias e Bencatel parecem enfatizar um terceiro *cluster*, embora de difícil separação do limite superior do *cluster* câmbrico. Para além disto, a assinatura dos carbonatos do Devónico inferior-médio, do Câmbrico inferior e do Silúrico-Devónico são totalmente correlacionáveis com os valores das curvas isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para as águas do mar naqueles períodos, o que parece fortalecer a hipótese.



Tendo em conta o exposto, a assinatura isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos mármore do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz projetam-se no *cluster* constituído pelos mármore e calcários do Câmbrio inferior, o que parece indicar uma idade câmbria inferior para os mármore de Estremoz (Fig. 6). O mesmo acontece com as metadolomias recristalizadas da Formação Dolomítica de Estremoz. Estes dados parecem evidenciar a existência na sucessão de Estremoz de duas formações carbonatadas do Câmbrio Inferior, sendo que a unidade basal apresenta uma natureza dolomítica enquanto a unidade de topo é maioritariamente calcítica.

Nesta paragem iremos ver uma das impressionantes explorações de mármore a céu aberto do Anticlinal de Estremoz, com mais de 70m de profundidade, localizada à saída da cidade de Estremoz (Fig. 7). Esta pedreira é uma das centenas de pedreiras espalhadas entre Estremoz e Alandroal. Como referido, o desmonte é feito a céu aberto, tal qual a esmagadora maioria dos casos ao longo do Anticlinal, existindo, contudo, algumas tentativas de exploração subterrânea.

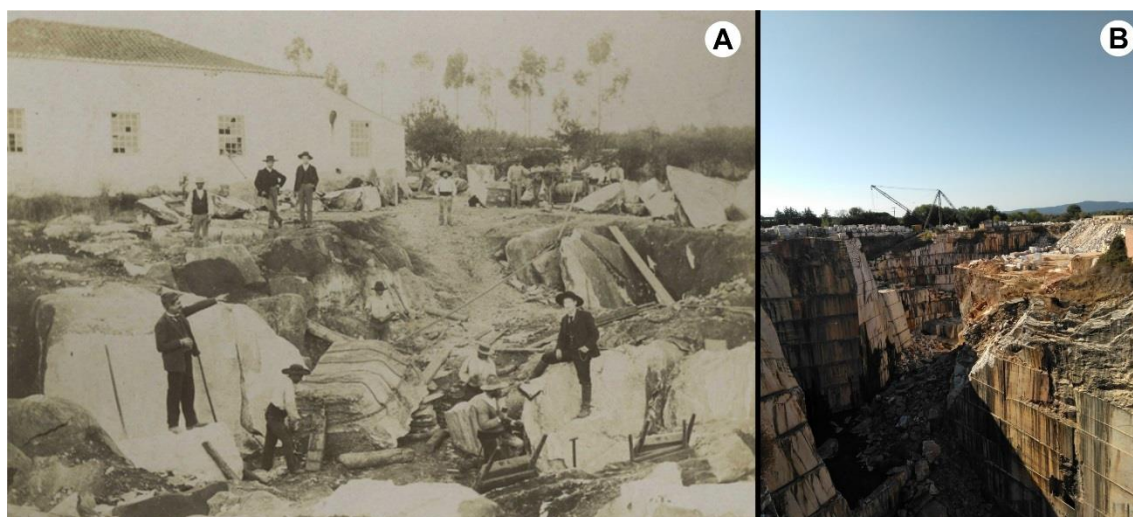


Figura 7- Pedreira da cerca de Santo António (Estremoz): **(A)** aspeto da exploração no início do século XX (Foto de Ernesto Vieira em 1901; Fotografia cedida pela Biblioteca Municipal de Estremoz / Arquivo Fotográfico retirado de Mourinha & Moreira, 2019); **(B)** aspeto atual.

Paragem 2 – Geomorfologia e Formação Dolomítica – Castelo de Estremoz

Coordenadas: N38.841719, W7.592357

As características geológicas, nomeadamente as litológicas e estruturais, têm uma influência inegável na geomorfologia. Na presente paragem pretende-se abordar as principais características geomorfológicas da região do Anticlinal de Estremoz, discutindo as condicionantes geológicas inerentes à sua génese.

A análise do Modelo Digital de Terreno (Fig. 8) denota a existência de uma orientação preferencial dos relevos segundo uma orientação NW-SE. Esta orientação é compatível com a

orientação geral das principais estruturas do Orógeno Varisco no Maciço Ibérico, e da ZOM em particular, nomeadamente dobras e algumas das principais zonas de cisalhamento (*e.g.* LNEG, 2010; Moreira *et al.*, 2014; Dias *et al.*, 2016); o Anticlinal de Estremoz não é exceção (Fig. 3B; Gonçalves, 1972; Lopes, 2003; LNEG, 2010), resultado dos processos geodinâmicos atuantes na região.

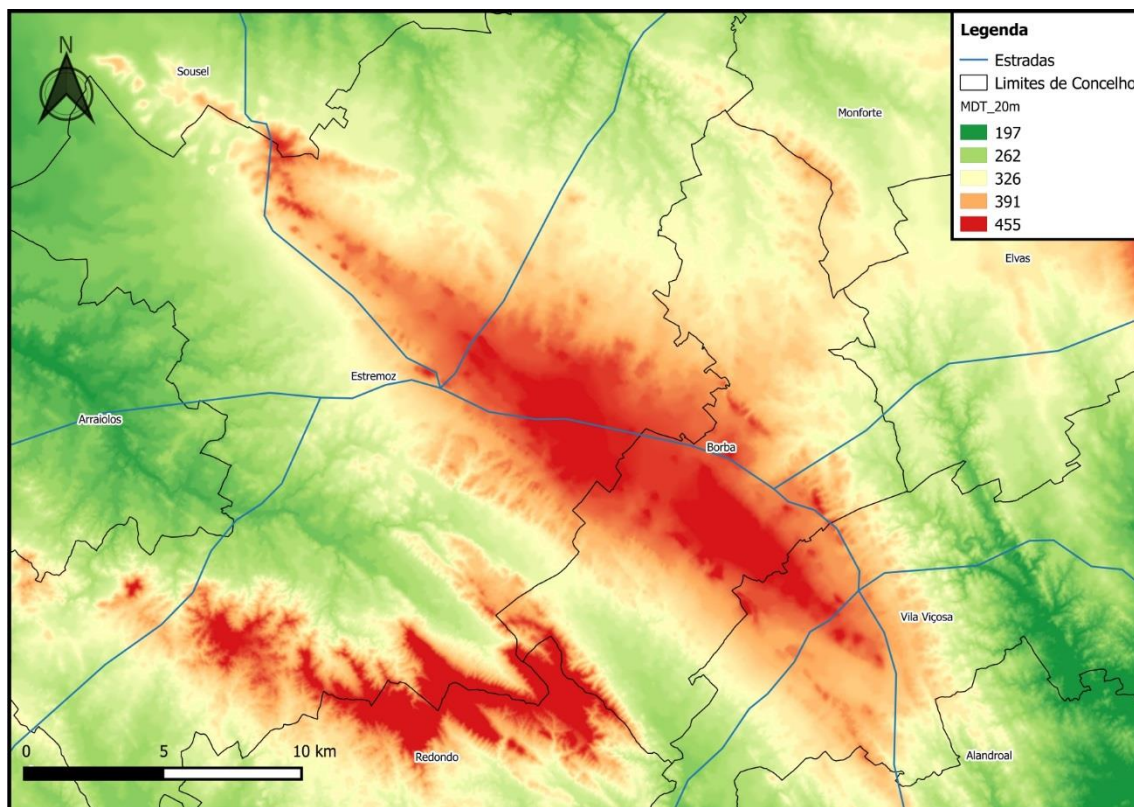


Figura 8 – Modelo Digital de Terreno do Anticlinal de Estremoz e região envolvente, mostrando a existência de relevos NW-SE condicionados pela geologia da região

A análise do relevo da região (Fig. 8; Gonçalves, 1972) mostra um condicionalismo pelas grandes unidades estratigráficas do Anticlinal de Estremoz (Soares *et al.*, 2013; Moreira & Lopes, 2019). Com efeito, a interseção entre as grandes unidades estratigráficas/litológicas e a geomorfologia denota a grande interconexão entre a Formação Dolomítica com os relevos positivos de orientação NW-SE do Anticlinal de Estremoz. Estes relevos são resultado da erosão diferencial entre os litótipos dolomíticos e os xistos e mármore representativos das restantes unidades, nomeadamente os Xistos de Mares e os litótipos xistosos de idade silúrico-devónica que rodeiam o anticlinal e os mármore do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz.

Neste caso concreto, a cidadela medieval de Estremoz está implantada sobre um relevo (que se eleva 35-40m em relação à parte baixa da cidade), sendo o seu substrato de natureza dolomítica;

toda a muralha, torre de menagem e paços do concelho medieval estão sobre esta unidade geológica. Em oposição, toda a parte baixa da cidade assenta sobre os mármorees do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz. Para SW do relevo do castelo surgem as rochas xistentas de idade silúrico-devónica, também em posição mais deprimida. Nos domínios ocidentais da cidade, é possível identificar um relevo de orientação NE-SW, de substrato dolomítico, que se prolonga durante vários quilómetros de extensão em direção a Sousel e a Borba-Vila Viçosa.

Paragem 3 – Conglomerado de Base do Câmbrico – Vila Viçosa

Coordenadas: N38.771855, W7.423444

Na presente paragem, pretende-se observar as características litológicas e discutir o significado do conglomerado da base da Formação Dolomítica, também comumente designado de Conglomerado de Base do Câmbrico (Fig. 9). Este conglomerado marca a transição entre dois ciclos de Wilson distintos: o Ciclo Cadomiano e o Ciclo Varisco. O conglomerado é interpretado como sendo resultante do desmonte do Orógeno Cadomiano, marcando o início do processo de *rifting* intracontinental. O conglomerado arcósico apresenta grãos rolados (que chegam a atingir dimensões centimétricas) de quartzo, xistos negros, meta-vulcanitos e metachertes/metaliditos, pertencentes aos litótipos descritos na Formação de Mares de idade Neoproterozóica. O processo de *rifting* intra-continental, que se mantém ativo até à transição Câmbrico-Ordovícico, irá dar origem de forma transicional à sedimentação carbonatada câmbrica materializada na Formação Dolomítica previamente observada. Os dados geocronológicos previamente apresentados são concordantes com as interpretações geodinâmicas aqui apresentadas.



Figura 9 – Aspeto geral do conglomerado da base do Câmbrico.

3.2. MINERALIZAÇÕES FILONIANAS DO ALANDROAL: ENQUADRAMENTO E GÉNESE DAS MINERALIZAÇÕES DE COBRE

A ZOM é faz parte do *hinterland* orogénico do Maciço Ibérico, localizando-se nos seus domínios mais meridionais (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1979; 2007; Moreira *et al.*, 2014; Dias *et al.*, 2016). Como referido, o reconhecimento da variação estratigráfica ao longo da ZOM, permitiu a sua diferenciação em domínios tectono-estratigráficos distintos, entre os quais o domínio Barrancos-Hinojales (Apalategui *et al.*, 1990), equivalente do Sector de Estremoz-Barrancos em Portugal (Oliveira *et al.*, 1991). As sucessões litoestratigráficas vão desde o Neoproterozóico ao Devónico (Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013), apresentando baixo grau metamórfico, não excedendo a zonas da clorite-biotite, equivalente à fácies dos xistos verdes (Oliveira, 1984a; Pereira *et al.*, 2012)

Dentro do Sector de Estremoz-Barrancos foram definidas duas faixas metalogénicas distintas tendo em conta o conteúdo em metais base, mas também os condicionalismos estruturais, litológicos e mineralógicos (Oliveira, 1986; Tornos *et al.*, 2004; Mateus *et al.*, 2013): Sousel-Barrancos e Arraiolos-Santo Aleixo, respetivamente a nordeste e sudoeste. Na Faixa Sousel-Barrancos os elementos base mais abundantes são o cobre, chumbo e zinco, sendo possível encontrar essencialmente três tipologias estruturais de jazidas distintas (Oliveira, 1986): filonianas, estratiformes e disseminadas.

As mineralizações filonianas são geralmente cupríferas e apresentam diferentes orientações, desde totalmente discordantes com a estruturação regional a (sub-)concordantes (Oliveira, 1986; Tornos *et al.*, 2004; Mateus *et al.*, 2003; 2013). Segundo Oliveira (1986) as estruturas de Miguel Vacas e Mociços (que iremos visitar na presente saída de campo) fazem parte das estruturas filonianas sub-concordantes.

O atual modelo descrito para os jazigos filonianos cupríferos desta faixa atribuí à mineralização um modelo epigenético (Mateus *et al.*, 2003; 2013; Tornos *et al.*, 2004), considerando que as unidades metassedimentares adjacentes à estrutura mineralizada apresentavam uma concentração em cobre relativamente elevada, possibilitando assim a sua remobilização por fluídos de temperatura e salinidades intermédias a baixas, permitindo uma posterior deposição nas estruturas filonianas dos supracitados jazigos (Mateus *et al.*, 2013). Contudo, a presença de valores anómalos de ouro em algumas das mineralizações desta faixa metalogénica, nomeadamente em Defesa das Mercês e Mostardeira (Mateus *et al.*, 2003; Matos *et al.*, 2018), torna possível a presença de uma fonte vulcanogénica para (parte) das ocorrências de cobre desta faixa. Oliveira (1984b) aponta também a possibilidade de serem encontrados jazigos do

tipo pórfiro cuprífero (*Porphyry-Cu*) associados a este setor, embora não existam corpos magmáticos proximais importantes na região.

Entre as diversas ocorrências de cobre nesta faixa, a região do Alandroal ganha uma importância redobrada, com mais de vinte ocorrências e antigas minas (Fig. 10; Matos & Filipe 2013), entre as quais se destacam as minas do Bugalho, Miguel Vacas, Mociços e Zambujeira; todas elas exploraram cobre.

O projeto ZOM-3D, numa tentativa de avaliar a génese destas mineralizações, bem como estabelecer as relações entre as diversas minas e ocorrências deste *cluster*, tem vindo a desenvolver uma série de trabalhos, tendo como principal objetivo a definição de um modelo metalogénico que permita justificar a associação espacial de inúmeras ocorrências e jazigos de cobre neste setor.

Na presente saída de campo iremos visitar duas destas minas antigas: (1) a mina dos Mociços explorada durante o início do século XX, estando encerrada desde meados dos anos 20; e (2) a Mina de Miguel Vacas também ela explorada durante o século XX (início da exploração em 1925), sendo a última mina a encerrar no *cluster* do Alandroal (cessação da exploração em 1986).

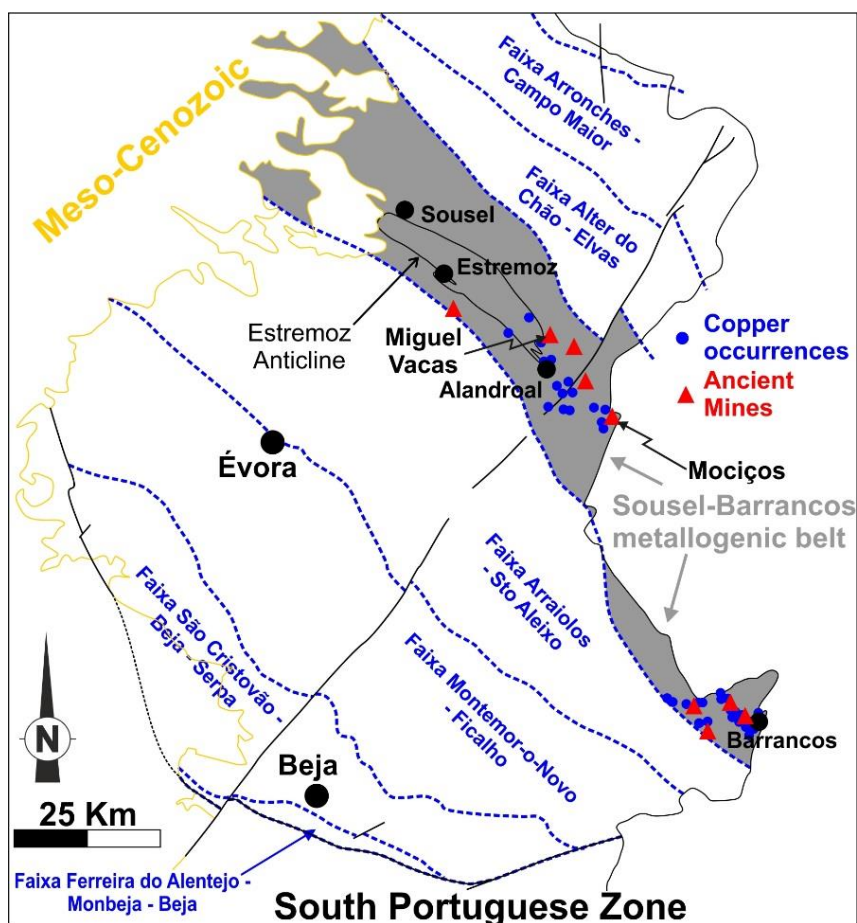


Figura 10 – Faixas metalogénicas da ZOM, enfatizando a Faixa Sousel-Barrancos e as suas ocorrências cupríferas (adaptado de Oliveira, 1986; Mateus *et al.*, 2013; Matos & Filipe, 2013)

Paragem 4 – Mina de Mociços

Coordenadas: N38.623877, W7.266056

No caso da mineralização dos Mociços o veio mineralizado principal estende-se por cerca de 1 km, com possanças variáveis, podendo atingir os 3 metros. Esta estrutura apresenta uma direção principal NNW-SSE que intersecta uma sequência de unidades metassedimentares de baixo grau metamórfico de idade paleozóica (Oliveira, 1984a; Pereira *et al.*, 2012). Para além do veio mineralizado principal, são várias as estruturas menores (centimétricas a decimétricas) com evidências de percolação de fluidos ricos em metais; o padrão de veios mostra uma organização geométrica e cinemática (Moreira *et al.*, 2017, 2018b), o que levou a considerar que a génese desta estrutura mineralizada está relacionada com estádios tardios de deformação Varisca, usualmente designado de Tardi-Varisco, tal como previamente proposto por outros autores (Oliveira, 1984a; 1984a; Mateus *et al.*, 2003, 2013).

A estrutura filoniana é constituída essencialmente por quartzo e carbonatos, acompanhada por uma paragénese mineral primária constituída por calcopirite + pirite. No entanto, à superfície é possível identificar um intenso enriquecimento supergénico evidenciado pela abundante presença de malaquite associada a fases de (hidr-)óxidos de ferro, que terá sido explorada provavelmente desde a idade do cobre (Gauss, 2013). A zona de enriquecimento supergénico é também identificada nas sondagens desenvolvidas pelo fomento mineiro. À superfície, na área mineira antiga que visitaremos, é extremamente difícil a observação de sulfuretos, devido à visível oxidação presente. É possível conceptualizar um perfil vertical semelhante ao representado na figura 11 para a mina dos Mociços (mas também para Miguel Vacas).

Na área do jazigo filoniano dos Mociços foram identificadas quatro unidades principais, sendo elas, da base para o topo (Fig. 12):

- **Formação de Barrancos** – datada do Ordovícico Inferior-Médio (Jensen *et al.*, 2016), composta por xistos e psamitos de cor cinza a esverdeada-rosada (xistos verdoengos). O todo da sequência é por vezes individualizado na formação de “Xistos com Phyllocytes” (Delgado 1908; 1910; Perdiggão *et al.*, 1982; Oliveira, 1984a; Piçarra *et al.*, 1992; Borrego *et al.*, 2005; Araújo *et al.*, 2013).
- **Formação da Colorada** – com idade compreendida entre o Ordovícico Superior ao Silúrico Inferior (Piçarra *et al.*, 1995; Jensen *et al.*, 2016), essencialmente constituída por quartzitos impuros, psamitos e grauvaques (Oliveira, 1984a; Piçarra, 2000; Borrego *et al.*, 2005), para o topo da sequência é possível identificar intercalações de xistos negros nestas unidades (Araújo *et al.*, 2013).

- **Formação de Xistos com Nódulos** – de idade Silúrica (Llandovery a Ludlow) (Piçarra *et al.*, 1995, 1998; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013), constituída por shales negros intercalados com liditos e quartzitos negros, onde por vezes é possível identificar nódulos (Oliveira, 1984a; Oliveira *et al.*, 1991).
- **Formação de Xistos Raiados** – É de idade silúrica superior a devónica inferior (Piçarra *et al.*, 1998; Piçarra, 2000), sendo caracterizada por intercalações milimétricas de arenitos finos quartzosos e *shales* negros (acinzentados) (Oliveira, 1984a; Oliveira *et al.*, 1991; Araújo *et al.*, 2013).

Esta sucessão estratigráfica é afetada por um metamorfismo epizonas, com a génese de clorite, cloritóide e sericite como minerais metamórficos indicie (Oliveira, 1984a; Vicente *et al.*, 2017).

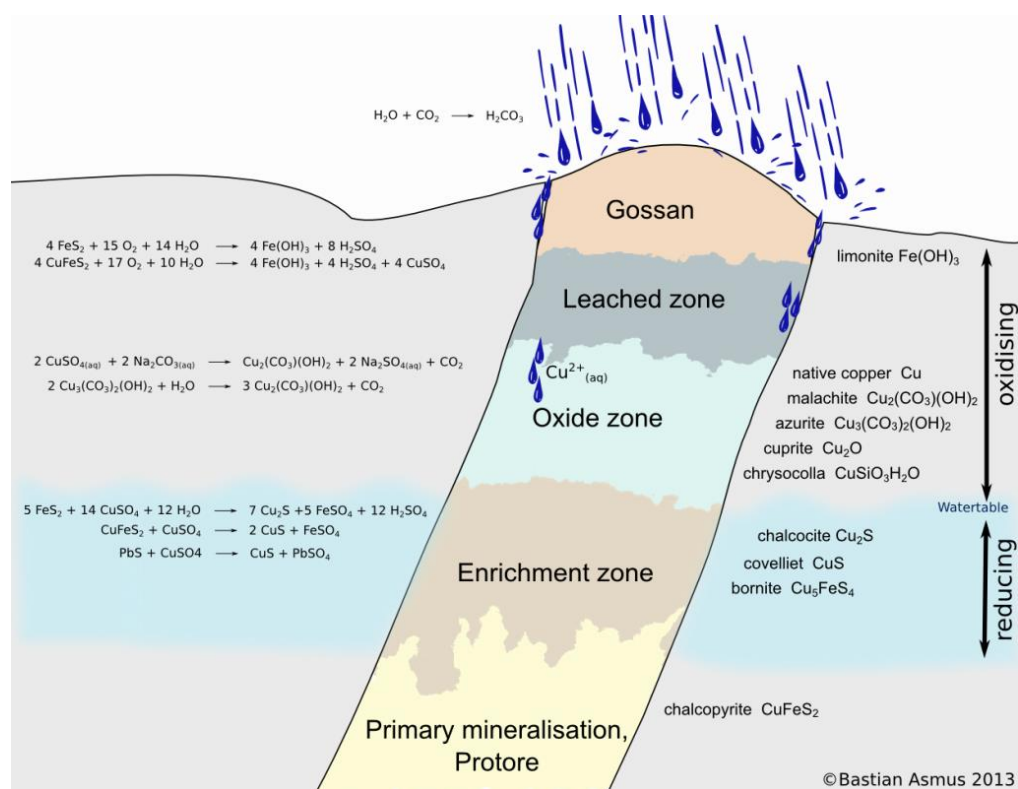


Figura 11 – Modelo conceptual de um perfil vertical de uma zona de enriquecimento supergénico, com a génese de um *gossan*, para depósito cuprífero, com indicação das fases minerais de cobre secundárias (retirado de Ozdemir & Sahinoglu, 2018).

Não obstante o estado atual da antiga exploração, várias campanhas de prospeção foram levadas a cabo pelo antigo Serviço de Fomento Mineiro durante os anos 80 do século passado, com o intuito de avaliar o potencial deste jazigo no que concerne ao teor de cobre. Foram realizadas um conjunto de trabalhos de prospeção entre as quais uma campanha de geoquímica de solo (Fig. 13) e de um conjunto de sondagens pouco profundas que intersetaram o filão principal e várias estruturas secundárias a ele associadas que revelam a presença de sulfuretos

primários em profundidade (abaixo da alteração supergénica). No entanto, os resultados obtidos não apresentaram potencial económico que pudesse justificar a sua posterior exploração, tendo até à data permanecido sem qualquer tipo de atividade.

Os estudos de inclusões fluidas em curso apontam para um modelo metalogénico mais complexo do que o modelo atualmente descrito para a região (Mateus *et al.*, 2003; 2013).

Os dados obtidos no estudo de inclusões fluídas apontam para um possível contributo magmático para a génese desta mineralização cuprífera (Maia *et al.*, 2019a), contribuindo para a definição do modelo metalogénico. Os resultados sugerem várias fases de circulação de fluídos hidrotermais, com propriedades físicas e químicas que promoveram o transporte e deposição da mineralização (Maia *et al.*, 2019a; 2019b). Num primeiro estágio os estudos revelam o envolvimento um fluido de mais alta temperatura e salinidades, com características análogas às condições descritas para vários jazigos magmático-hidrotermais a nível mundial. Progressivamente regista-se uma transição para um sistema epitermal de baixa temperatura e salinidade, que estará associado ao enriquecimento supergénico e oxidação evidenciado à superfície.

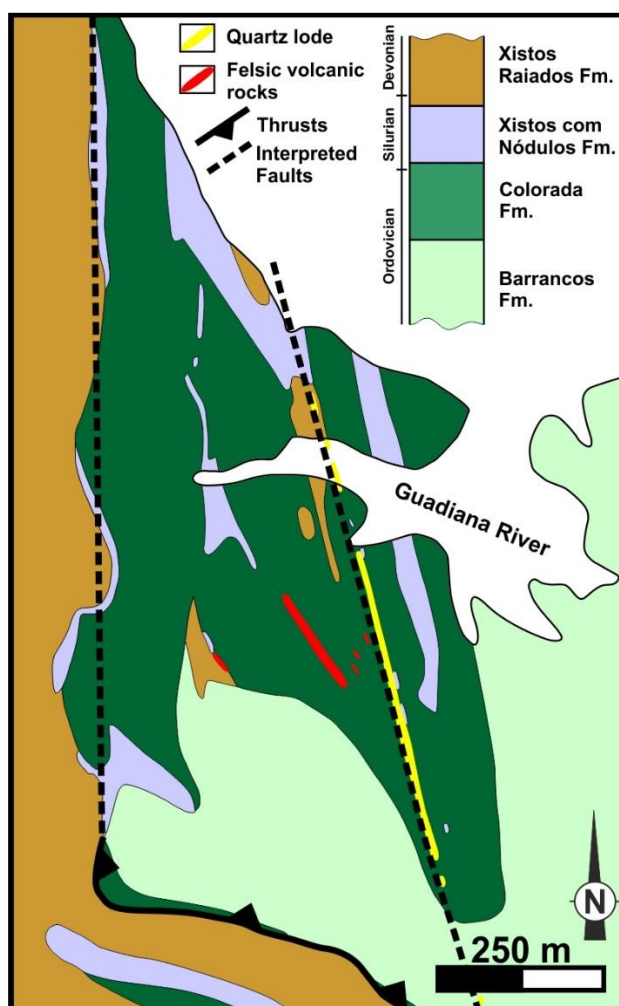


Figura 12- Mapa Geológico simplificado da Mina dos Mociços (Maia, *in prep.*).

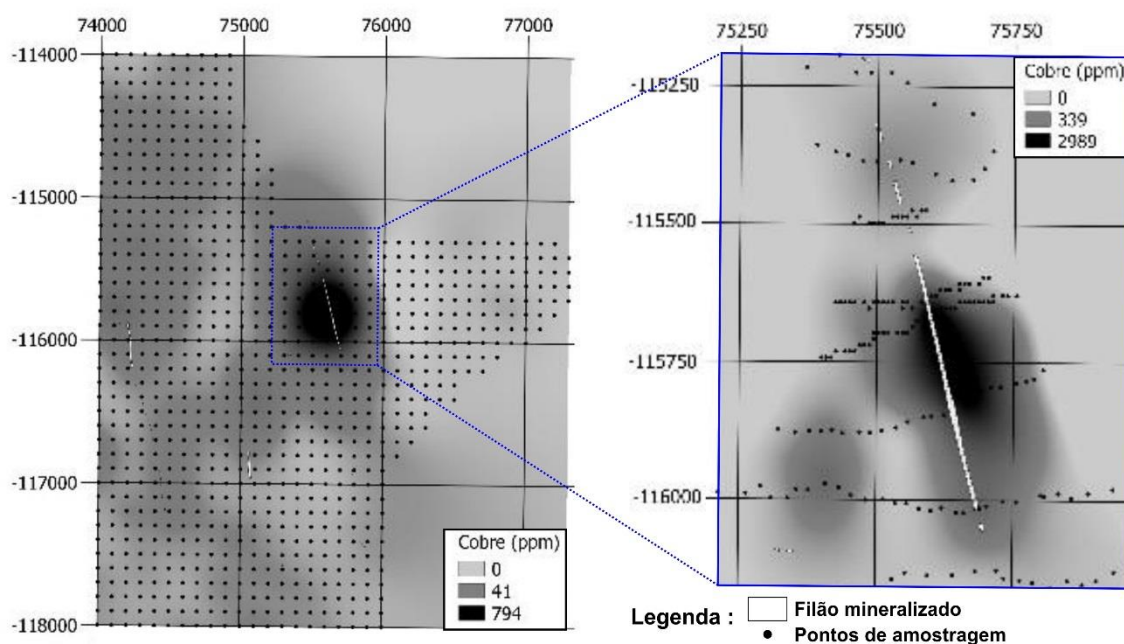


Figura 13 – Mapa de isotores para as concentrações de cobre (ppm) de: **(A)** carácter regional (dados do Serviço de Fomento Mineiro); **(B)** carácter local obtidos com Fluorescência de Raio-X (adaptado de Vicente *et al.*, 2018).

Paragem 5 – Mina de Miguel Vacas

Coordenadas: N38.741217, W7.392251

A mina de Miguel Vacas é caracterizada por uma estrutura filoniana a brechóide, anastomosada sub-concordante com a estruturação regional (Fig. 14). Esta estrutura é composta essencialmente por quartzo e carbonatos (calcite, ankerite, entre outros) e interseta os xistos negros (grafitosos) da Formação dos Xistos com Nódulos de idade Silúrica (Fig. 15; Oliveira *et al.*, 1991).

Esta estrutura mineralizada estende-se por cerca de 2km e apresenta possanças variáveis entre os 10 e 20 metros e que em muitos casos permite a identificação de brechas quartzosas, cujas paragénese minerais primárias são compostas essencialmente por calcopirite e pirite. Este jazigo, a par dos restantes depósitos deste setor, apresenta uma componente supergénica pervasiva que possibilitou a alteração e deposição de diversas fases minerais cupríferas, tais como malaquite, bornite, digenite, covelite e atacamite. Importa referir a ocorrência de um mineral supergénico extremamente raro apenas encontrado em 3 outros locais a nível mundial (Eslováquia, República Democrática do Congo e Zâmbia): a libethenite (fosfato hidratado de cobre de cor verde e forma ortorrômbica). Os trabalhos neste jazigo foram essencialmente a céu aberto, tendo sido exploradas as zonas de oxidação e de enriquecimento supergénico, não tendo sido atingida a zona de sulfuretos primários (Fig. 8).

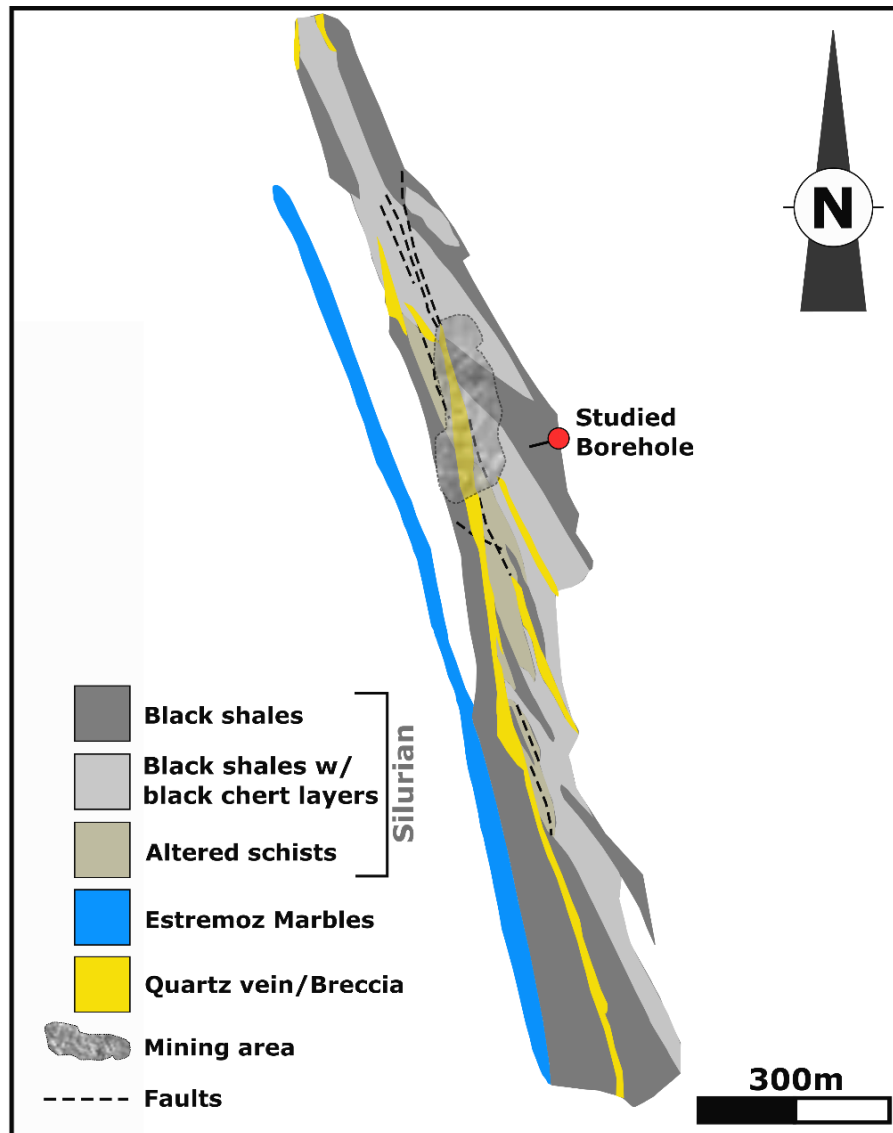


Figura 14- Mapa geológico simplificado da mina de Miguel Vacas (adaptado de Corrula & Branco, 2005; Fernandes, 2012).



Figura 15 – Aspeto dos xistos negros da Formação dos Xistos com Nódulos, com a presença de sulfuretos dispersos.

Após o encerramento da exploração em 1986 foram feitas várias companhias de prospecção, tendo sido realizados trabalhos entre 1990 e 2014. Em 1990, a empresa Carnon Holdings Limited realizou um cálculo de recursos para Miguel Vacas na ordem dos 3 milhões de toneladas de minério com um teor médio de 1.42% de cobre primário e secundário (Corrula & Branco 2005, 2007; Fernandes, 2012).



Figura 16 – Mina de Miguel Vacas, aspeto geral da exploração a céu aberto, que atualmente se encontra inundada.

Também o jazigo cuprífero de Miguel Vacas tem vindo a ser alvo de estudos por parte do projeto ZOM-3D por forma a constranger as condições de formação destes depósitos. Os trabalhos têm sido desenvolvidos com recurso à amostragem e estudo de sondagens realizadas nesta área em trabalhos de prospeção recentes, e têm como objetivo o estudo das condições de transporte e deposição da mineralização de cobre. Os estudos de inclusões fluídas realizados (microtermometria e espectroscopia de Raman), permitiram avaliar as condições físico-químicas dos fluídos envolvidos nos processos mineralizantes primários e secundários, indicando também uma circulação de fluídos multifásica, com fontes distintas, em que os fluídos aqui encontrados apresentam elementos que os unem quanto às suas características P-T-X-V com as mineralizações de Mociços e Ferrarias (Maia *et al.*, 2019a; 2019c).

Uma abordagem alternativa tem também sido levada a cabo pelo projeto ZOM-3D em colaboração com a FCUP e o Pólo do Porto do ICT, nomeadamente com o estudo de xistos negros de sondagens recentes (fig. 17) associados espacialmente à mineralização. Os dados preliminares parecem indicar uma maturação diferencial da matéria orgânica nas zonas proximais à mineralização principal, com a diminuição do Enxofre total (St; Laranjeira *et al.*, 2018; 2019) Este empobrecimento em St poderá ser indiciador da remobilização do enxofre da MO, podendo o mesmo ter um papel preponderante na deposição dos metais sob a forma de sulfuretos (Laranjeira *et al.*, 2019).

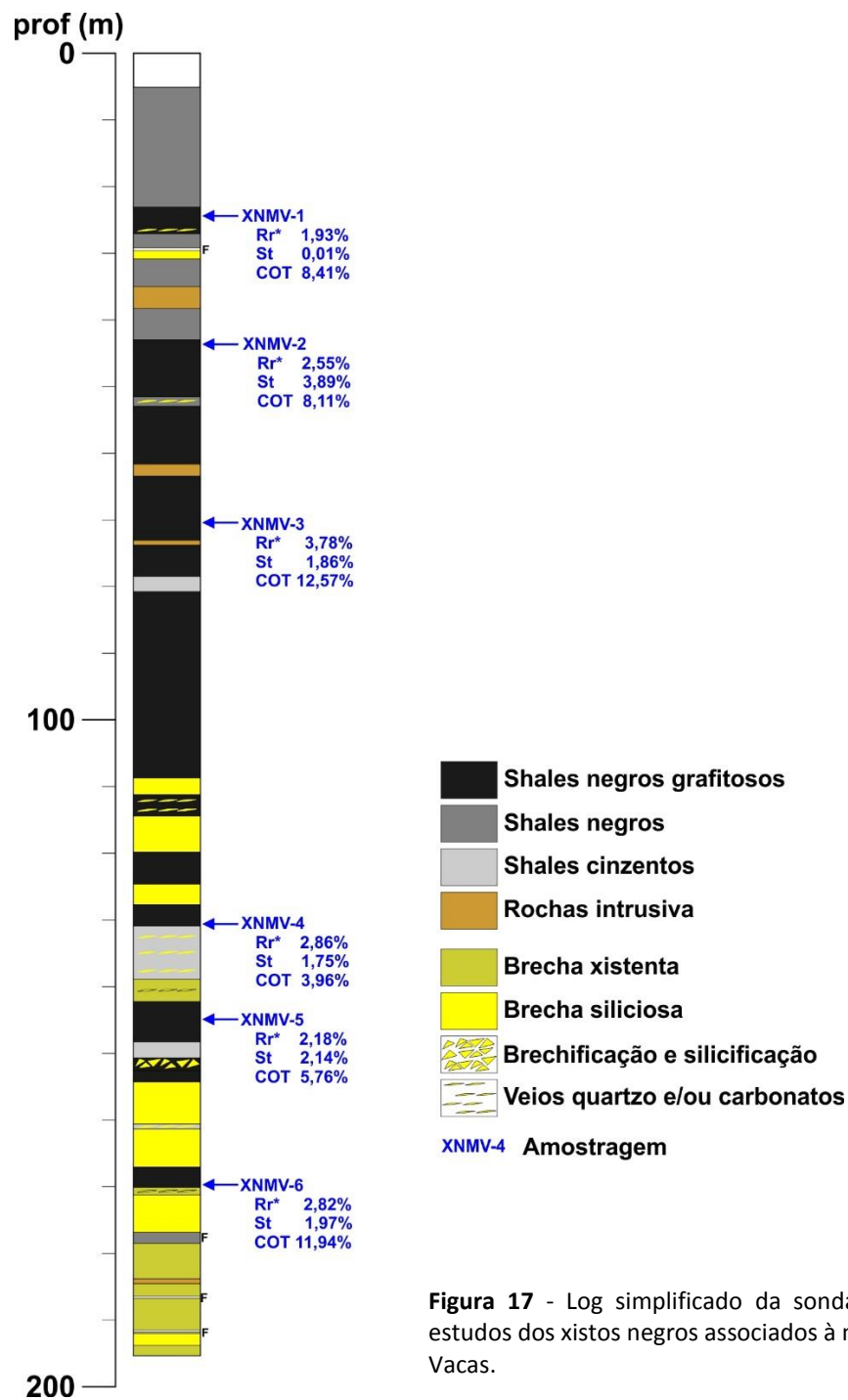


Figura 17 - Log simplificado da sondagem utilizada para os estudos dos xistos negros associados à mineralização de Miguel Vacas.

Bibliografia

- Apalategui, O., Eguiluz, L., Quesada, C. (1990). Ossa Morena Zone, Structure. In: R.D. Dallmeyer and E. Martínez-García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 2, 80-219.
- Araújo, A. (1995). Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências da Univ. de Évora, 200p.
- Araújo, A., Lopes, L., Pereira, M. F., Gonçalves, F., Silva, J. B., Ribeiro, A. (1994). Novos elementos sobre a Carreamento da Juromenha (Elvas). *Anais da Universidade de Évora*, 105-109
- Araújo, A., Piçarra, J., Borrego, J., Pedro, J., Oliveira, J.T. (2013). As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena, In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), *Geologia de Portugal* (Vol. I). Escolar Editora, Lisboa, 509-549.
- Araújo, A., Pedro, J., Roseiro, J., Maia, M., Moreira, N., Nogueira, P., Dias, R. (2019). Guia de campo do Curso de Primavera e Encontro de Campo do GGET. Évora, 32p.
- Borrego, J., Araújo, A., Fonseca, P. (2005). A geotraverse trough the south and central sectors of the Ossa-Morena Zone in Portugal (Iberian Massif). *The Virtual Explorer e-journal* 19, 10.
- Cabral, J.M., Vieira, M.C.R., Carreira, P.M., Figueiredo, M.O., Pena, T.P., Tavares, A. (1992). Preliminary study on the isotopic and chemical characterization of marbles from Alto Alentejo (Portugal). In: Waelkens, M., Herz, N., Moens, L. (Eds.), *Ancient Stones: Quarrying, Trade and Provenance e Interdisciplinary Studies on Stones and Stone Technology in Europe and Near East from the Prehistoric to the Early Christian Period*. Leuven University Press. Leuven. 191-198.
- Carvalho, J.M.F., Carvalho, C.I., Lisboa, J.V., Moura A.C., Leite, M.M. (2013). Portuguese ornamental stones. *Geonovas*, 26, 15-22.
- Casal Moura, A., Carvalho, C., Almeida, I., Saúde, J. G., Farinha Ramos, J., Augusto, J., Rodrigues, J. D., Carvalho, J., Martins, L., Matos, M. J., Machado, M., Sobreiro, M. J., Peres, M., Martins, N., Bonito, N., Henriques, P., Sobreiro, S. (2007). *Mármore e Calcários Ornamentais de Portugal*. INETI (National Institute of Engineering, Technology and Innovation), 383 p. ISBN 978-972-676-204-1.
- Chacón, J., Delgado, M., Garrote, A. (1974). Sobre la existencia de los diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas- Badajoz.Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). *Boletín Geológico y Minero*, 85 (6), 713-717.
- Coelho, A., Gonçalves, F. (1970). Rocha hipercalcina de Estremoz. *Bol Soc Geol Port* XVII:181–185
- Corrula, L. M. & Branco, J. M. C. (2005). Área do Alandroal: Relatório do primeiro semestre de 2005 (Rio Narcea Gold Mines, S.A. – Sucursal em Portugal). Rel. Int. LNEG, Lisboa (Não Publicado).
- Corrula, L. M. & Branco, J. M. C. (2007). Projecto do Alandroal: Relatório Final (Rio Narcea Gold Mines, S.A. – Sucursal em Portugal). Rel. Int. LNEG, Lisboa (Não Publicado).
- Ozdemir, A., Sahinoglu, A. (2018). Important of Gossans in Mineral Exploration: A Case Study in Northern Turkey. *Int J Earth Sci Geophys* 2018, 4:019
- Delgado, J.F.N. (1908). *Système Silurique du Portugal. Étude de Stratigraphie Paléontologique*. Commission du Service Géologique du Portugal.
- Delgado, J.F.N. (1910). *Terrains paléozoïques du Portugal. Étude sur les fossiles des schistes a Néréites de San Domingos et des schistes à Néréites et à graptolites de Barrancos*. Commission du Service Géologique du Portugal
- Delgado, M., Liñan, E., Pascual, E., Perez, F. (1977). Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Estudios Geológicos*, 12, 75-90.
- Dias, R., Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C., Moreira, N. (2016), A review of the Arcuate Structures in the Iberian Variscides; Constraints and Genetic Models. *Tectonophysics*, 681C, 170-194. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.04.011

- Fernandes, G. (2012). Mineralizações de cobre da mina de Miguel Vacas: Caracterização petrográfica e geoquímica. Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, Lisboa, Portugal, 113p.
- Gauss, R. (2013). The Development of Metallurgy on the Iberian Peninsula. Technological and Social Patterns of a Long-term Innovation Process. In: S. Burmeister, S. Hansen, M. Kunst, N. Müller Schéeßel (Eds.), *Metal Matters. Innovative Technologies and Social Change in Prehistory and Antiquity* (Rahden/Westf. 2013), 209–229.
- Gonçalves, F. (1970). Contribuição para o conhecimento geológico dos mármore de Estremoz. *Est. Notas e Trabalhos do SFM. Porto.* 20:1-2, 201-209.
- Gonçalves, F. (1972). Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, 36-B (Estremoz), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Jensen, S., Neto de Carvalho, C., Palacios, T. (2016). Trace fossils from the Barrancos and Colorada formations, Ordovician, Ossa-Morena Zone, Portugal and Spain. *Comunicações Geológicas* 103(I), 159-168.
- Lapiente, M.P., Turi, B. (1995). Marbles from Portugal: petrographic and isotopic characterization. *Science and Technology for Cultural Heritage.* 4, 33-42
- Laranjeira, V., Ribeiro, J., Moreira, N., Mendes, P., Maia, M., Nogueira, P., Flores, D. (2018), Petrographic study of organic matter in black shales spatially associated with the mineralization of Miguel Vacas Mine (Ossa Morena Zone). *Livro de actas do VIII Congresso Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2018, Estremoz*, 82-85.
- Laranjeira, V., Ribeiro, J., Moreira, N., Nogueira, P., Mendonça Filho, J.G., Flores, D. (2019). Caracterização geoquímica da matéria orgânica de xistos negros associados a mineralização de Cu na Zona Ossa Morena. *Congresso Ibérico de Geoquímica, Évora*.
- LNEG (2010). Mapa Geológico de Portugal à escala 1:1 000 000, 3ª edição, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa.
- Lopes, J.L., Gonçalves, F. (1997). Potencial Económico das Jazidas de Rochas Ornamentais na Zona de Ossa-Morena, In: Araújo, A., Pereira, M.F. (Eds), *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena – Livro de Homenagem ao Professor Francisco Gonçalves*, Évora, 263-282.
- Lopes, J.L., Martins, R. (2015). Global Heritage Stone: Estremoz Marbles, Portugal. In: Pereira, D., Marker, B. R., Kramar, S., Cooper, B. J. & Schouenborg, B. E. (eds) 2015. *Global Heritage Stone: Towards International Recognition of Building and Ornamental Stones*. Geological Society of London, Special Publications. 407, 57-74. DOI: 10.1144/SP407.10
- Lopes, J.L. (2003). Contribuição para o conhecimento Tectono – Estratigráfico do Nordeste Alentejano, transversal Terena – Elvas. Implicações económicas no aproveitamento de rochas ornamentais existentes na região (Mármore e Granitos). Tese de Doutoramento, U. Évora, 568p.
- Lopes, J.L. (2007). O triângulo do mármore: estudo geológico. *Monumentos* 27:6-15.
- Maloof, A.C., Porter, S.M., Moore, J.L., Dudás, F.O., Bowring, S.A., Higgins, J.A., Fike, D.A., Eddy, M.P. (2010). The earliest Cambrian record of animals and ocean geochemical change. *GSA Bull* 122(11–12):1731–1774.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Shields, G.A. (2012). Strontium Isotope Stratigraphy. In: Gradstein FM, Ogg JG, Schmitz MD, Ogg GM (eds), *A geologic time scale 2012* (Chap. 7). Elsevier, Amsterdam, 127–144
- Maia, M., Moreira, N., Mirão, J., Noronha, F., Nogueira, P. (2019a), Fluid inclusions study of Cu-rich deposits from Sousel-Barrancos metallogenic belt (Ossa-Morena Zone, Portugal). *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series (ECROFI 2019)*, vol. 10, 79.
- Maia, M., Moreira, N., Vicente, S., Mirão, J., Noronha, F., Nogueira, P. (2019b), Fluid constraints in the Mociços Cu deposit (Ossa-Morena Zone, Portugal). *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series (ECROFI 2019)*, vol. 10, 78.

- Maia, M., Moreira, N., Mirão, J., Noronha, F., Nogueira, P. (2019c), Fluid constraints in the Miguel Vacas Cu deposit (Ossa-Morena Zone, Portugal). *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* (ECROFI 2019), vol. 10, 77.
- Mata, J. & Munhá, J. (1985). Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South Central Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal* 71, 175-185.
- Mateus, A. Matos, J.X., Rosa, C., Oliveira, V. (2003). Cu-ores in quartz-carbonate veins at Estremoz-Alandroal and Barrancos-Sto Aleixo regions (Ossa Morena Zone): a result of Late-Variscan hydrothermal activity?. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, F90-F93;
- Mateus, A., Munhá, J., Inverno, C., Matos, J. X., Martins, L. P., Oliveira, D., Jesus, A., Salgueiro, R. (2013). Mineralizações no sector português da Zona de Ossa Morena. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 577-620.
- Matos, J.X., Filipe, A. (coord.) (2013). *Carta de Ocorrências Mineiras do Alentejo e Algarve*, Escala 1:400 000. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, 1ª edição (ISBN: 978-989-675-029-9)
- Matos, J.X., Gonçalves, P., Salgueiro, R., Batista M.J. (2018). Enquadramento geológico e geoquímico das mineralizações de Cobre (Ouro) de Barrancos, na Zona de Ossa Morena, Portugal. *Vulcânica*, 2018 (II) – X Congresso Nacional de Geologia (special number), 249-252.
- Menningen, J., Siegesmund, S., Lopes, L., Martins, R., Sousa, L. (2018). The Estremoz marbles: an updated summary on the geological, mineralogical and rock physical characteristics. *Environmental Earth Sciences*, 77.
- Moreira, N., Lopes, L. (2019), Caracterização dos Mármore de Estremoz no contexto dos Mármore de Antiguidade Clássica da Zona de Ossa-Morena. In: SERRÃO, V., SOARES, C.M., CARNEIRO, A. (coord.). *PHIM – Património e História da Indústria dos Mármore: Mármore: 2000 anos de História. Volume 1: Da Antiguidade à idade Moderna*. Theya Editores, Lisboa, 13-54. ISBN: 978-989-99164-3-2.
- Moreira, N., Pedro, J.C., Santos, J., Inês, N., Araújo, A., Dias, R., Ribeiro, S., Romão, J., Mirão, J. (2018a), Effects of secondary late dolomitization on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratio; examples from Ossa-Morena Zone carbonates. *Livro de actas do XIV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, XIX Semana da Geoquímica*, 223-226.
- Moreira, N. (2017). *Evolução Geodinâmica dos sectores setentrionais da Zona de Ossa-Morena no contexto do Varisco Ibérico*. Ph.D. thesis (unpublished). Universidade de Évora, Portugal, 433p.
- Moreira, N., Vicente, S., Maia, M., Nogueira, P., Araújo, A. (2017). Controlo estrutural de mineralizações de Cobre na Mina dos Mociços (Zona de Ossa-Morena); dados preliminares. VII Congresso Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2017 (abstract book), 45-48.
- Moreira, N., Vicente, S., Maia, M., Oliveira, R., Nogueira, P., Borges, F., Caldeira, B., Araújo, A. (2018b). Mineralização de Cobre na Mina dos Mociços (Zona de Ossa-Morena); uma abordagem transversal para a sua caracterização. *Vulcânica*, 2018 (II) – X Congresso Nacional de Geologia (special number), 237-240.
- Moreira, N., Araújo, A., Pedro, J.C., Dias, R. (2014). Evolução geodinâmica da Zona de Ossa-Morena no contexto do SW Ibérico durante o Ciclo Varisco. *Comunicações Geológicas* 101(I), 275-278.
- Moreira, N., Pedro, J., Santos, J.F., Araújo, A., Romão, J., Dias, R., Ribeiro, A., Ribeiro, S., Mirão, J. (2016). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios discrimination applied to the main Paleozoic carbonate sedimentation in Ossa-Morena Zone. In: IX Congreso Geológico de España (special volume). *Geo-Temas* 16(1), 161-164.
- Moreira, N., Pedro, J., Santos, J.F., Araújo, A., Dias, R., Ribeiro, S., Romão, J., Mirão, J. (2019). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ applied to age discrimination of the Palaeozoic carbonates of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia Variscides). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*.
- Mourinha, N., Moreira, N. (2019). Património edificado no Triângulo do Mármore; evidências para a utilização contínua do Mármore de Estremoz desde Época Medieval à Idade Contemporânea. In: *Arqueologia 3.0 – II. Comunicação, Divulgação e Socialização da Arqueologia*. Fundação da Casa de Bragança, 171-206. ISBN: 978-972-9195-53-2

- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. (1991) Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 77, 3-26.
- Oliveira, V. (1984a). Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Estudos Notas e Trabalhos, Serviço de Fomento Mineiro*, Vol. XXVI, fasc. 1-4, 102-126.
- Oliveira, V. (1984b). Transversal Juromenha-Alandroal. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 8, 339-345 ISBN: 84-7492-204-6
- Oliveira, V. (1986). Prospeção de Minérios Metálicos a Sul do Tejo 1. *Geociências*, fasc. 1-2, 15-22
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. 2nd Edition, Springer.
- Perdigão, J.C., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. (1982). Notícia explicativa da folha 44-B (Barrancos) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Pereira, M.F., Solá, A.R., Chichorro, M., Lopes, J.L., Gerdes, A., Silva, J.B. (2012). North-Gondwana assembly, break up and paleogeography: U–Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research* 22(3-4), 866-881.
- Piçarra, J. M., Oliveira, V., Oliveira, J. T. (1992). Paleozóico, Estratigrafia, Zona de Ossa Morena. In JT Oliveira (coord.), *Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000*, Notícia explicativa da folha 8, *Serviços Geológicos de Portugal*, 17-25.
- Piçarra, J.M., Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C. (2014). Geochronological vs Paleontological dating of the Estremoz Marbles (OMZ) – new data and reappraisal. *Gondwana 15 conference abstract book*. Madrid
- Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C., Robardet, M. (1998). Pridoli graptolites from the Iberian Peninsula: a review of previous data and new records. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 65-75.
- Piçarra, J.M., Štorch, P., Gutiérrez-Marco, J.C., Oliveira, J.T. (1995). Characterization of the Parakidograptus acuminatus graptolite Biozone in the Silurian of the Barrancos region (Ossa Morena Zone, South Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 81, 3-8.
- Piçarra, J.M., Le Meen, J. (1994). Ocorrência de crinóides em mármore do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz: implicações estratigráficas. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 80, 15-25.
- Piçarra, J.M. & Sarmiento, G. (2006). Problemas de posicionamento estratigráfico dos Calcários Paleozóicos da Zona de Ossa Morena (Portugal). In: Mirão J, Balbino A (ed), *VII Congresso Nacional de Geologia abstract book (vol. II)*, Estremoz, 657-660.
- Piçarra, J.M. (2000). Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Vol. I - Litoestratigrafia do intervalo Câmbrio médio?-Devónico inferior, Vol. II - Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico-Devónico inferior. PhD Thesis (unpublished), Évora University, Portugal.
- Prokoph, A., Shields, G.A., Veizer, J. (2008). Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history. *Earth Sci Rev* 87,113–133.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J. H. (1979). *Introduction à la géologie générale du Portugal*. *Serviços Geológicos de Portugal*. 114p.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, M.L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, J.T., Romão, J., Chaminé, H.I., Coke, C., Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics* 26, 1–24.
- Sarmiento, G.N., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T. (2000). Conodontes do Silúrico (superior?)-Devónico nos “Mármore de Estremoz”, Sector de Estremoz-Barrancos (Zona de Ossa Morena, Portugal). *Implicações estratigráficas e estruturais a nível regional*. I congresso Ibérico de paleontologia/VIII International meeting of IGCP 421 (abstract book), Évora, 284–285

- Soares, A., Moreira, N., Pereira, L., Silva, V., Dias, R. (2012). Porque estão os Castelos onde Estão? O exemplo do Castelo de Estremoz. VII Encontro AFI – Aprendizagem em Ambiente Formal e Informal | XIII Encontro de Professores, Livro de Resumos, Organização: Universidade de Aveiro e PmatE, Redondo, 155-158.
- Tornos, F., Inverno, C.M.C., Casquet, C., Mateus, A., Ortiz, G., Oliveira, V. (2004). The Metallogenic evolution of the Ossa-Morena Zone. J. Iber. Geol., 30, 143-181.
- Vicente, S., Maia, M., Araújo, A., Matos, J. X., Nogueira, P. (2017), Petrografia das alterações hidrotermais da Mina de Mociços. Estudo preliminar. In: MOREIRA, N., SILVA, V., PAIVA, A. (eds.), Livro de actas do VII Congresso Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2017, Estremoz, 70-72.
- Vicente, S., Maia, M., Moreira, N., Matos, J. X., Nogueira, P. (2018), Aplicação de FRX portátil na prospeção. Caso de estudo na Mina de Mociços (Cu), Zona Ossa Morena, Portugal. Livro de actas XIV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, XIX Semana da Geoquímica, 321-324.

Agradecimentos

Este trabalho é um contributo para o projeto ZOM-3D "Modelos metalogénicos 3D da zona de Ossa Morena: valorização dos recursos minerais do Alentejo", com a referência ALT20-03-0145-FEDER-000028, cofinanciado pela União Europeia através do Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional, enquadrado no Programa ALENTEJO 2020 (Programa Operacional Regional do Alentejo).Agradece-se também o apoio logístico e organizacional ao Centro Ciência Viva de Estremoz.

Lista de Participantes

NOME	INSTITUIÇÃO
JÚLIO ANTÓNIO DOS SANTOS BARBOSA	Universidade de Aveiro, Portugal
RICARDO JORGE DA SILVA SANTOS	Universidade de Aveiro, Portugal
FILIPA ALEXANDRA DIAMANTINO	Instituto Dom Luiz - FCUL, Portugal
JOSÉ DE ARAÚJO NOGUEIRA NETO	Universidade Federal de Goiás, Brasil
MARIA ANGELES GARCÍA DEL CURA	Instituto de Geociencias (CSIC,UCM), Espanha
LUÍS LIMA	Instituto de Ciências da Terra - Polo Porto, Portugal
ANDREA CELESTE CURCIO	Universidad de Cádiz
JESSICA LARISSA LIMA TORRES	Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Portugal
ADRIANA FILIPA BATISTA DA SILVA	Centro de Ciência Viva de Estremoz
JOANA MARIA CARDOSO FERNANDES	Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Portugal
SALVADOR ORDOÑEZ DELGADO	Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, Espanha
MIGUEL CARDOSO MAIA	Instituto de Ciências da Terra - Polo Évora, Portugal
PEDRO NOGUEIRA	Instituto de Ciências da Terra - Polo Évora, Portugal
DIOGO SÃO PEDRO	Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora, Portugal

ORGANIZAÇÃO | ORGANIZACIÓN



UNIVERSIDADE
DE ÉVORA



Instituto de Ciências da Terra



Consejo Superior de Colegios
de Ingenieros de Minas



Colegio Oficial
Químicos
de Madrid



ILUSTRE COLEGIO OFICIAL
DE GEÓLOG@S

1978-2018
40 AÑOS DEFENDIENDO LA PROFESIÓN



Asociación de
Químicos e
Ingenieros Químicos
de Madrid



LABORATORIO
HERCULES
HERANÇA CULTURAL, ESTUDOS E SALVAGUARDA

ZvM-3D

Modelos Metalogénicos 3D da Zona de Ossa-Morena
Valorização dos Recursos Minerais do Alentejo