



2018

GUIA DE CAMPO

“A febre do ouro”

Alexandre Araújo
Diogo São Pedro
Jorge Pedro
Miguel Maia
Noel Moreira
Pedro Mendes
Pedro Nogueira



PROGRAMA CURSO DE PRIMAVERA 2018

27 ABRIL

18:30-20:00h – Receção aos participantes (Estremoz)

20:00-20:30h – *Briefing*

20:30-22:00h – Jantar livre

28 ABRIL

08:00h – Saída de Estremoz

Estremoz-Silveiras (01:00h)

09:00-10:00h – PARAGEM 1 – Bacia de Cabrela

Silveiras-Montemor-o-Novo (00:30h)

10:30-12:00h – PARAGEM 2 – Migmatitos de Almansor

Montemor-o-Novo-Escoural (00:30h)

12:30-14:00h – PARAGEM 3 – Mina da Vale de Arcas

Escoural-Ribeira de Alcáçovas (00:15h)

14:15h – Pausa para Almoço na Ribeira de Alcáçovas

15:00-18:30h – PARAGEM 4 – Bateia na Ribeira de Alcáçovas

Ribeira de Alcáçovas-Estremoz (01:30h)

20:00h – Chegada prevista a Estremoz

20:15h – Fazer as onze

21:00h – Jantar do Curso de Primavera

29 ABRIL

08:00h – Saída de Estremoz

Estremoz – Santana (1:30h)

09:30-10:15h – PARAGEM 5 – Rochas ultrabásicas (Pedreira de Asbesto de Santana)

Santana-Vila Ruiva (00:45h)

11:00-12:00h – PARAGEM 6 – Eclogitos Vila Ruiva

Vila Ruiva-Azenhas (00:45h)

12:45-14:00h – PARAGEM 7 – Mina Azenhas II

Azenhas-Moinho da Ordem (00:45h)

14:45-15:30h – Pausa para Almoço

15:30-16:30h – PARAGEM 8 – Básicas do Moinho da Ordem

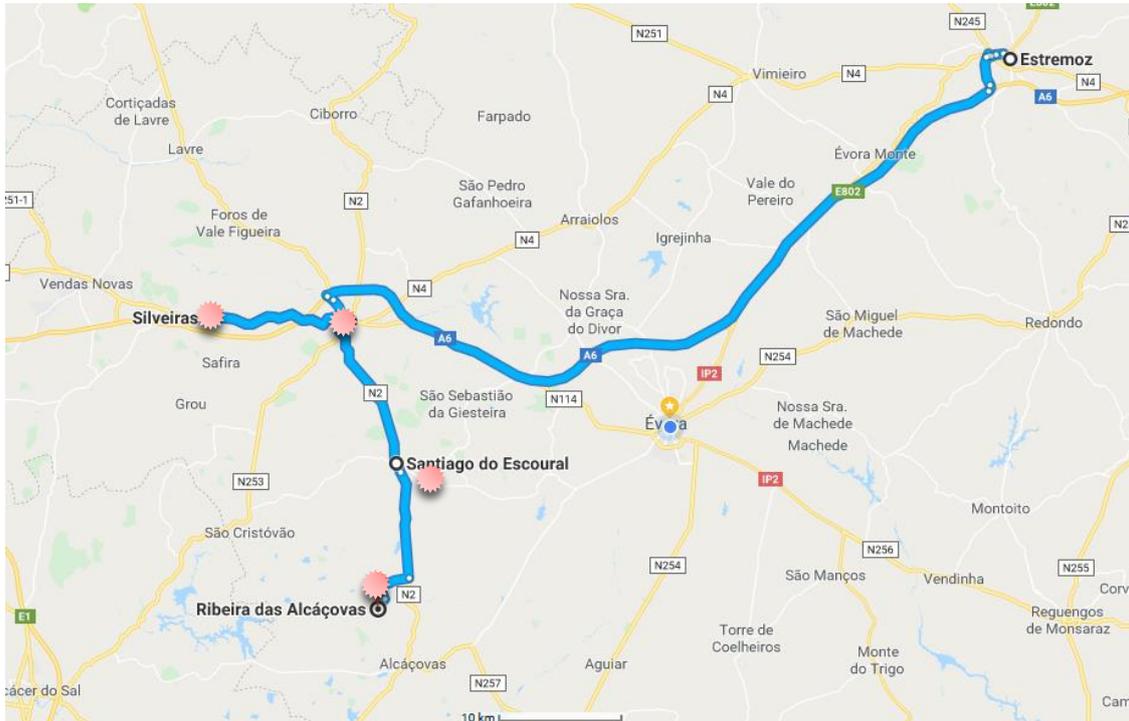
Moinho da Ordem-Évora (01:45h)

18:15h – Chegada prevista a Évora

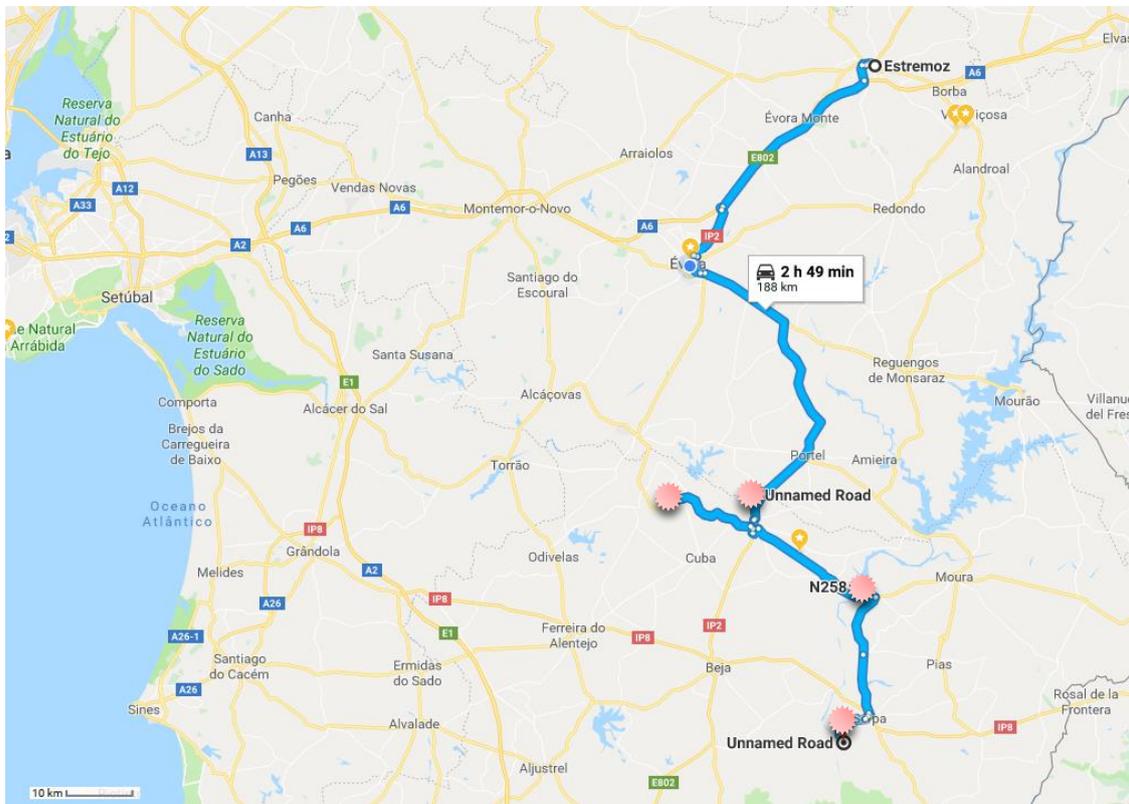
Évora-Estremoz (00:45h)

19:00h – Chegada prevista a Estremoz

PERCURSOS



28 de Abril



29 de Abril

No âmbito do já habitual Curso de Primavera realizado pelo projeto ZOM3D: Modelos Metalogénicos 3D da Zona de Ossa-Morena, em parceria com o Núcleo de Estudantes de Geociências da Universidade de Évora (GeoUE) e o Centro de Ciência Viva de Estremoz realiza-se nos dias 27, 28 e 29 a edição 2018 do Curso de Primavera, este ano sob o mote “*A Febre do Ouro*”.

Neste sentido, e indo ao encontro dos objetivos e áreas de estudo do projeto ZOM3D vamos fazer um passeio geológico por um dos importantes setores tectono-estratigráficos da Zona de Ossa-Morena, o sector Montemor-Ficalho (Oliveira *et al.*, 1991), mostrando algumas das principais características estruturais, metalogénicas e paisagísticas deste setor em plena paisagem alentejana de montado.

Tendo em conta as suas características metalogénicas, este sector foi em 1971 definido por Goinhas como a faixa Magnetítico-Zincífera da ZOM, uma vez que nela se localizam importantes jazigos minerais de ferro, zinco e chumbo, tais como as minas de ferro de Montemor-o-Novo (Complexo mineiro de Monfurado, Santiago do Escoural); Vila Ruiva; Preguiça; Orada; Azenhas entre outros. Atualmente não existe qualquer tipo de exploração neste setor da ZOM, no entanto, estas explorações mineiras apresentaram uma importância económica e social no desenvolvimento das regiões do interior alentejano, tendo desempenhado um papel fundamental entre meado do século XIX e meados do século XX.

O interesse pelo setor que vamos visitar neste curso tem, no entanto aumentado, não pelo seu potencial em Fe e Zn-Pb mas sim pelo seu potencial em metais considerados como estratégicos nas políticas atuais da União Europeia, exemplo disso é a presença de jazigos de ouro. Nos últimos anos os trabalhos desenvolvidos por empresas de prospeção no setor de Montemor-o-Novo demonstraram que esta área apresenta um elevado potencial para exploração deste elemento, tendo sido definidas reservas significativas deste metal.

Nas saídas a realizar durante o Curso pretende-se mostrar algumas das unidades litológicas e condições metalogénicas nas quais ocorrem este tipo de

mineralizações, mostrando algumas das antigas explorações e incentivando o contacto direto com mineralizações de diferentes tipos.

Como não poderia deixar de ser, e sendo este um curso da *“Febre do Ouro”*, serão realizadas atividades de bateia com diferentes métodos, nas ribeiras que circulam e aglomeram algum do ouro do setor de Montemor-o-Novo.

Esperamos que seja do proveito de todos os participantes, e que sejam dias geologicamente agradáveis !!

Alexandre Araújo
Diogo São Pedro
Jorge Pedro
Miguel Maia
Noel Moreira
Pedro Mendes
Pedro Nogueira

ÍNDICE

PROGRAMA CURSO DE PRIMAVERA 2018	1
PERCURSOS	2
BOAS VINDAS	3
ÍNDICE	5
ENQUADRAMENTO DO SECTOR MONTEMOR-FICALHO	6
PARAGENS.....	9
PARAGEM 1 – Bacia de Cabrela	9
PARAGEM 2 – Migmatitos de Almansor.....	11
PARAGEM 3 – Mineralizações de ferro de Montemor-o-Novo	12
PARAGEM 4 – Bateia na Ribeira de Alcáçovas.....	14
PARAGEM 5 – Rochas ultrabásicas (Pedreira de Asbesto de Santana)	16
PARAGEM 6 – Eclogitos de Vila Ruiva.....	18
PARAGEM 7 – Mina Azenhas II	19
PARAGEM 8 – Básicas do Moinho da Ordem	22
Referências	23

ENQUADRAMENTO DO SECTOR MONTEMOR-FICALHO

Alexandre Araújo

A estrutura da Zona de Ossa Morena (ZOM) é dominada por dois corredores de maior deformação e metamorfismo, um ao longo do seu bordo NE, centrado na Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba e outro a SW, associado ao fecho do Oceano Rheic, ou seja, à zona de sutura entre o Terreno Autóctone Ibérico e o Terreno Sul Português (Fig. 1).

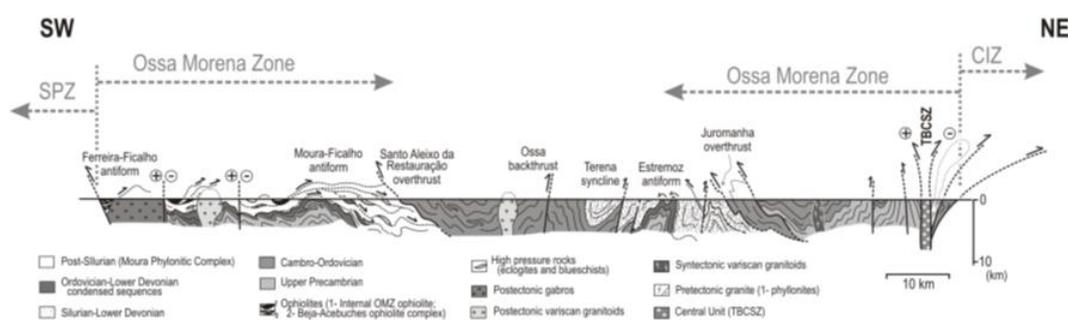


Figura 1 – Corte geológico ilustrando a estrutura geral da ZOM (retirado de Ribeiro *et al.* 2007).

O Sector de Montemor-Ficalho situa-se nas proximidades do bordo SW da ZOM (c.f. fig. 2) e corresponde parcialmente às áreas portuguesas dos domínios Évora-Aracena, segundo Chacón *et al.*, (1983) e Beja-Aracena de Apalategui *et al.*, (1990). O seu limite norte é feito com o sector de Estremoz-Barrancos, através do carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1995). O limite sul faz-se com o Maciço de Beja. Neste sector individualizam-se as estruturas em antiforma de Ficalho-Moura, Portel, Serpa, S. Brissos, Alvito-Viana do Alentejo e Escoural.

O Sector de Montemor-Ficalho apresenta-se claramente mais deformado e metamorfizado que o sector situado a NE (Estremoz-Barrancos) devido à proximidade com a linha de sutura materializada pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. O metamorfismo atinge a fácies anfíbolítica (Pereira *et al.*, 2009) e nalgumas unidades há evidências de um evento metamórfico precoce de alta pressão (na fácies dos xistos azuis e eclogítica, Moita *et al.*, 2005).

No corte da figura 1 pode ver-se que este sector corresponde em termos tectono-stratigráficos a um conjunto autóctone, cuja sucessão mais completa aflora na Antiforma de Ficalho-Moura e num conjunto paraúctone/alóctone, representado pelo chamado Complexo Filonítico de Moura (Araújo *et al.*, 2005). A estrutura geral é controlada por dois eventos tectónicos responsáveis por uma intensa deformação

tangencial gerada na dependência direta dos mecanismos de subducção e obducção associados à sutura.

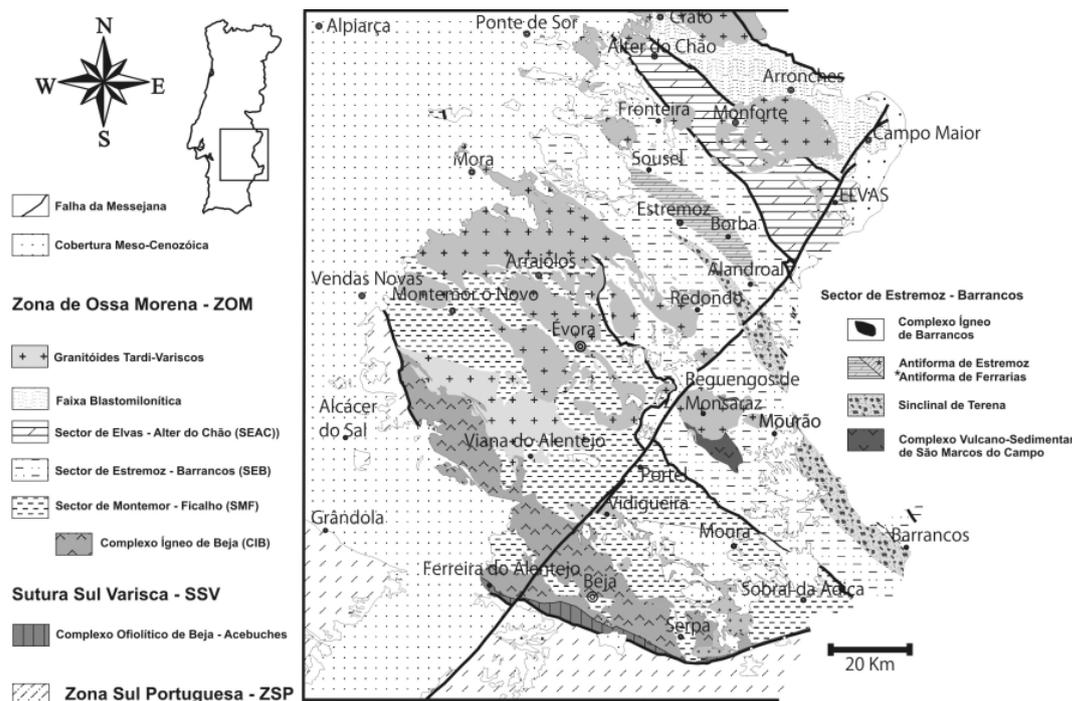


Figura 2 - Principais sectores da ZOM (retirado de Araújo *et al.*, 2013).

A sucessão estratigráfica autóctone inicia-se por formações proterozoicas moderadamente metamórficas, com xistos negros, chertes e grauvaques (Formação de Águas de Peixe) ou, apresentando mais elevado grau de metamorfismo, com micaxistos, gnaisses, metavulcanitos ácidos e anfibolitos (Formação de Escoural).

Discordantes sobre o soco proterozóico, ocorrem calcários dolomíticos (Formação Dolomítica, Oliveira *et al.*, 1991). Podem ocorrer também mármores de grão grosseiro, por vezes intercalados com xistos e rochas meta-básicas. À Formação Dolomítica é atribuída uma idade de Câmbrio inferior, por correlação com os calcários dolomíticos da região de Elvas, cuja datação foi realizada recorrendo ao seu registo fóssilífero (Oliveira *et al.*, 1991 e referências inclusas).

Sobre esta formação continuou a sedimentação carbonatada, intercalada com vulcanismo ácido e básico. Este conjunto é designado por Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho (Piçarra *et al.*, 1992) ou de Ficalho-Moura (CVSFM) (Oliveira *et al.*, 1991). A idade do CVSFM não é consensual, tendo-lhe sido atribuído as seguintes idades: Pré-câmbrio superior (Carvalhosa, 1983); Câmbrio inferior (Carvalhosa, 1965; 1971); Câmbrio inferior a médio (Ribeiro *et al.*, 1992); Câmbrio-Ordovícico? (Oliveira *et al.*, 1991; Oliveira & Matos, 1992); Ordovícico (Oliveira & Piçarra, 1986); Ordovícico superior ou pós-Silúrico superior (Piçarra & Le Menn, 1994). A idade de Silúrico superior-Devónico (esta baseada no seu conteúdo fóssilífero) para os mármores do CVSFM

pressupõe que sejam discordantes sobre a Formação Dolomítica ou então que toda a série carbonatada se escalone entre o Câmbrio inferior e o Devónico.

O Complexo Filonítico de Moura corresponde à unidade tectónica geometricamente mais alta e é interpretado como um prisma de acreção relacionado com o processo de obducção de unidades oceânicas sobre a margem do Terreno Autóctone Ibérico (Araújo *et al.*, 2005). Este complexo, maioritariamente composto por filitos, apresenta com grande frequência imbricações tectónicas de litologias correlacionáveis com o CVFSM (autóctone), mas também intercalações de sequências ofiolíticas fragmentadas e regra geral incompletas. Ainda imbricadas tectonicamente neste conjunto, ocorrem as referidas rochas de alta pressão (xistos azuis mais a NE e eclogitos a SW e W).

Nas unidades alóctones observa-se, por vezes, uma fase de deformação precoce responsável pela sua instalação sobre o autóctone, com transporte de sul para norte e interpretada como testemunho da obducção das unidades ofiolíticas. Esta fase de deformação, ao estar diretamente relacionada com a obducção de crosta oceânica sobre a margem do Terreno Autóctone Ibérico, foi a principal responsável pela estruturação do Complexo Filonítico de Moura, caracterizado por uma imbricação de fragmentos de unidades autóctones, de ofiólitos e, mais raramente, de rochas afetadas pelo metamorfismo de alta pressão. À escala regional o Complexo Filonítico de Moura sobrepõe-se na Região de Moura e Ficalho a formações autóctones com idades que poderão ir até ao Devónico inferior (Piçarra, 2000) mas para W, nomeadamente na região de Viana do Alentejo-Alvito, chega a sobrepor-se a formações proterozóicas (Rosas, 2003), truncando o Paleozóico autóctone. Assim, o Complexo Filonítico de Moura corresponde a um prisma de acreção formado durante a primeira fase de deformação, na frente dos mantos ofiolíticos (atualmente já destruídos pela erosão) e na interface entre estes mantos e o conjunto autóctone. (fig. 3).

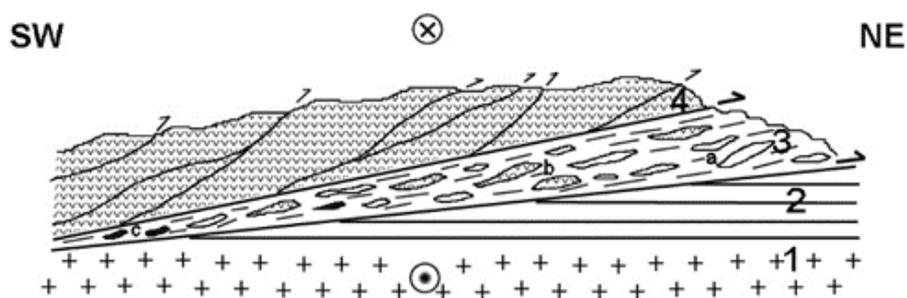


Figura 3 – Corte interpretativo das principais estruturas de primeira fase. 1 – Soco Proterozóico; 2 – Sequências autóctones (Câmbrio – Silúrico Superior/Devónico Inferior); 3 - Complexo Filonítico de Moura (a – fragmentos das sequências autóctones; b – escamas ofiolíticas; c – eclogitos e xistos azuis); 4 – Mantos ofiolíticos (adaptado de Araújo *et al.*, 2005).

PARAGENS

PARAGEM 1 – BACIA DE CABRELA

Noel Moreira

|

Responsável pela saída: Noel Moreira

Coordenadas: 38°39'32.23"N; 8°22'16.44"W

Nos sectores orientais da ZOM afloram duas bacias de idade Mississipiana com semelhanças litológicas e genéticas (Bacia de Toca da Moura e de Cabrela; Pereira *et al.*, 2006). A bacia de Cabrela assenta discordantemente sobre as unidades ante-Devónicas (Câmbrico a Silúrico(?); Oliveira *et al.*, 1991; Chichorro *et al.*, 2008) da ZOM (Formação do Carvalhal), sendo o contacto demarcado pela presença de um conglomerado poligénico lenticular (Ribeiro, 1983; Carvalhosa e Zbyszewski, 1994). Sobre este conglomerado, desenvolve-se a Formação de Cabrela, composta por uma alternância de pelitos, siltitos e grauvaques de grão fino a médio, por vezes com intercalações de conglomerados intraformacionais (Ribeiro, 1983). Esta formação foi datada do Tournaisiano superior-Viseano (Pereira *et al.*, 2006), exibindo, tal como a Bacia de Toca da Moura, um carácter marinho (Lopes *et al.*, 2014). Refere-se ainda a presença de calcários de idade Eifeliana e Frasniana (Boogaard, 1972; 1983), associados geograficamente a esta unidade siliciclástica (Oliveira *et al.*, 1991), embora o seu significado não seja o enfoque da presente paragem.

A sucessão da Formação de Cabrela apresenta um carácter rítmico, resultado da intercalação dos litótipos previamente referidos, típico dos depósitos turbidíticos (Ribeiro, 1983). Esta formação apresenta também evidências de deformação sin-sedimentar, como se pode comprovar pela presença de *slumps* e a presença de níveis com estratificação convoluta. O seu carácter turbidítico e a presença destas estruturas sinsedimentares evidenciam a sua natureza deposicional sinorogénica.

Importa referir que contrariamente ao que acontece na Formação do Carvalhal, onde se encontram descritos três episódios de deformação (Pereira *et al.*, 2006), a Formação de Cabrela apenas apresenta uma fase de deformação principal, resultando daí a discordância angular previamente referida. Esta fase de deformação é responsável pela génese de dobras amplas de orientação WNW-ESE a NW-SE, com planos axiais subverticais e eixos subhorizontais a pouco inclinados. Este dobramento gera uma clivagem de baixo grau, muitas vezes incipiente, geralmente em leque e anastomosada. Da intersecção entre a estratificação e esta clivagem de fratura desenvolvem-se regularmente estruturas em "lápiz" (*pencil cleavage*) que se desenvolvem paralelamente à lineação de intersecção. A disposição cartográfica da Bacia de Cabrela é resultado desta fase de deformação, gerando-se uma estrutura em sinforma, onde no seu núcleo aflora a sucessão Mississipiana (Sinclinal de Cabrela). Toda a bacia é ainda recortada por um conjunto de estruturas de carácter frágil.

De referir ainda que associado à Formação de Cabrela surge regularmente um vulcanismo félsico intercalado. Este magmatismo félsico é contemporâneo da deposição da Formação de Cabrela, bem como do metamorfismo de alta-temperatura e do plutonismo do Maciço de Évora (Pereira *et al.*, 2009), podendo representar os membros extrusivos associados a este episódio intrusivo.



Figura 4 – Características da Formação de Cabrela: A – aspeto rítmico da sucessão; B – *slump métrico*; C – clivagem em lápis.

PARAGEM 2 – MIGMATITOS DE ALMANSOR

Jorge Pedro

Responsável pela saída: Jorge Pedro

Coordenadas: 38°38'44.08"N; 8°13'45.56"W

O Complexo Migmatítico (Moita, 2007; Moita et al., 2009) corresponde a uma zona de mistura de magmas instalados ao longo de um cisalhamento esquerdo ativo que produz um complexo magmático bandado (ca. 341 Ma) de direção geral WNW-ESE, concordante com a estrutura regional e caracterizado pela alternância de diatexitos (migmatitos), granitóides isótipos e leucogranitóides (estruturas filonianas). Dispersos pelo afloramento, geralmente segundo a direção da foliação, ocorrem encraves de rochas ígneas e metamórficas. O bandado composicional encontra-se dobrado definindo uma orientação geral de plano axial concordante com movimentação cisalhante esquerda.

Os diatexitos são migmatitos com diferentes proporções de fundido e de restito, reologia semelhante à de um magma, mas com destruição das estruturas pré-migmatização por homogeneização, aumento da granularidade e fluxo magmático (Sawyer, 1996). Possuem composição monzogranítica (diatexitos cinzentos) e quartzo-monzonítica (diatexitos laranja) e representam produtos de anatexia de rochas metassedimentares (provavelmente da Série Negra; Formação do Escoural). Os restitos correspondem a pequenas formas sigmoidais alongadas, segundo a direção regional, e com limites bem definidos. São essencialmente constituídos por biotite (80-90%) e quartzo (10-20%) e apresentam foliação concordante com a direção regional.

Os granitóides isótipos correspondem a tonalitos e granodioritos, resultantes da diferenciação de magmas mais máficos, geneticamente relacionados com os processos de subdução no bordo SW da ZOM, e provavelmente associados a uma mistura com líquidos anactéticos similares aos que originaram as composições diatexiticas. Possuem encraves diatexiticos, metamórficos e ígneos (tonalitos e andesitos), e são cortados por filões leucogranitóides orientados segundo a direção regional e por veios tardios sem orientação preferencial.

Os leucogranitóides correspondem quer a filões (espessura 20-30 cm) quer a pequenos veios (espessura 3-5 cm), de granularidade média a grosseira com composição trondhjemítica e são interpretados como diferenciados gerados a partir dos granitóides isótipos.



Figura 5 - Aspeto geral do afloramento da Ribeira de Almansor e pormenor da relação entre granitóides isótipos (GI) e diatexitos (Dtx). Fotos retiradas de Moita, 2007.

PARAGEM 3 – Mineralizações de ferro de Montemor-o-Novo

Miguel Maia, Pedro Nogueira | Responsável pela saída: Miguel Maia, Pedro Nogueira

Coordenadas: 38.547661°; -8.145547° (° decimais)

As antigas minas de ferro de Montemor localizam-se na Serra de Monfurado próximo da vila de Santiago do Escoural, concelho de Montemor-o-Novo. Este antigo complexo mineiro insere-se no que foi denominado por Goínhas (1971) como faixa Magnetítico-Zincífera da ZOM inclusa no sector tectono-estratigráfico Montemor-Ficalho (Oliveira *et al.*, 1991).

Historicamente estas antigas minas de ferro representam um património mineiro e cultural muito importante para esta região alentejana, tendo desempenhado um papel económico fundamental entre os anos de 1865 e 1929 com uma produção de cerca de 345.000 toneladas de minério de ferro, tendo o mercado britânico como principal cliente. Este complexo mineiro era composto, no total, por 10 concessões mineiras distintas, eram elas as minas da Nogueirinha, Defesa, Vale da Arca, Casas Novas, Carvalhal, Castelo, Monges nº1 e nº2, e ainda Ferrarias. A exploração foi essencialmente a céu aberto, tendo existido alguns trabalhos mineiros em profundidade com algumas galerias exploradas e poços construídos, caso das Minas da Nogueirinha e Monges, as mais importantes (Andrade *et al.*, 1949). As explorações mineiras formam um alinhamento NW-SE concordante com as estruturas geológicas regionais.



Figura 6 - Esquema do complexo mineiro de Monfurado sobreposto à imagem de satélite da região. 1- Nogueirinha; 2- Defesa; 3- Serrinha; 4- Vale da Arca; 5- Casas Novas; 6- Carvalhal; 7- Castelo; 8- Monges nº 1; 9- Monges nº 2; 10- Ferrarias. A vila que vemos na imagem corresponde a Santiago do Escoural.

As mineralizações das antigas minas de ferro de Montemor têm como encaixante a Formação de Monfurado (Carvalhosa e Zbyszewski, 1992) com rochas anfíbolíticas, mármore por vezes dolomíticos, metavulcanitos ácidos e *skarns*. As paragénese

principais da mineralização destes jazigos são magnetite \pm pirite \pm pirrotite \pm calcopirite (Salgueiro *et al.*, 2012; Mateus *et al.*, 2013). As interpretações metalogénicas sofreram diversas alterações quanto à interpretação da génese destas mineralizações, no entanto estas ocorrem encaixadas em calcários sob a forma de magnetite maciça e em bandas mais ou menos estratiformes em rochas vulcânicas básicas (anfíbolitos). No flanco NE do que se considera ser um anticlinal com vergência para SW, encontram-se rochas vulcânicas ácidas e no flanco SW a série negra, representada por xisto biotíticos, o núcleo deste antiforma é representado pela Formação de Monfurado ao qual estão associadas as mineralizações. Vários corpos ígneos intruíram esta sucessão, julgando-se que tenham promovido processos metassomáticos potenciadores da mineralização, formando *skarns* ferríferos.

O aumento do interesse pela área surgiu aquando da descoberta de anomalias significativas em ouro o que levou a um investimento no estudo da área já por parte do Serviço de Fomento Mineiro por forma a avaliar o potencial da área para outros elementos que não o ferro. As mineralizações de ouro de Montemor, embora relacionadas espacialmente com as mineralizações de ferro apresentam géneses distintas (Mateus *et al.*, 2013). Estas mineralizações ocorrem nas imediações da zona de cisalhamento NW-SE de Montemor-o-Novo, constrangidas por rochas da fácies anfíbolíticas metamorizadas (Pereira *et al.*, 2002) estando também referidas ocorrências auríferas em rochas calco-silicatadas com afinidade aos *skarns* na região (Inverno, 1997), tendo aqui evidências que processos metassomáticos tardios gerados por rochas intrusivas que poderão ter desempenhado um papel fulcral nas mineralizações, ou reconcentrações metálicas.



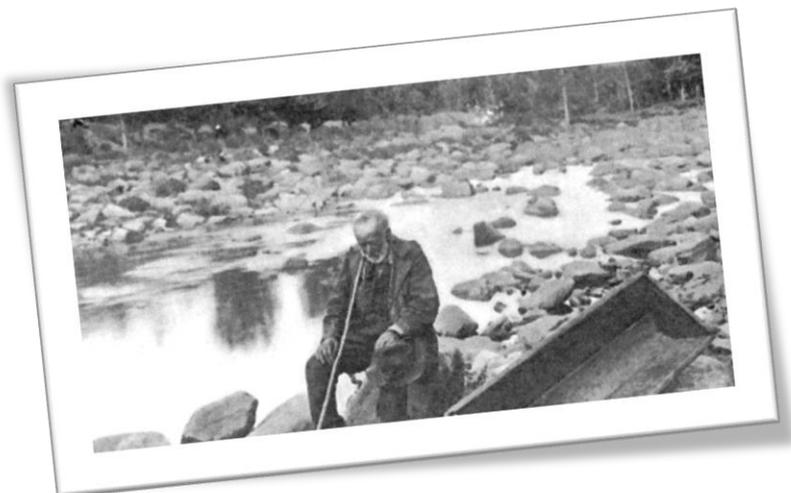
Figura 7 - Vista da pedreira para bancadas compostas por sulfuretos maciços e disseminados com magnetite estratiforme, em rochas com características *skarnóides* (calco-silicatadas).

PARAGEM 4 – BATEIA NA RIBEIRA DE ALCÁÇOVAS

Pedro Mendes, Diogo Ramalho | Responsável pela saída: Pedro Mendes, Diogo Ramalho

Coordenadas: 38°42'10.7"N / 8°15'98.2"W

É nesta paragem que a febre vai subir...



Prospetor de ouro nas minas de França, Serra de Montesinho, Trás-os-Montes.

Um dos momentos mais marcantes na história da prospeção foram as corridas ao ouro dos finais do séc. XIX e início do séc. XX. Muitos milhares de pessoas deslocaram-se na esperança de encontrar o precioso metal. Cidades foram construídas e abandonadas, muitos enriqueceram outros morreram, numa verdadeira saga à escala humana. O método era simples, com o recurso a uma bateia (*pan* em inglês) “lavavam” sedimentos dos rios, na esperança de encontrar pepitas do precioso metal. Muitas vezes além destas encontravam o filão ou campo de filões que estavam a ser desmantelados pela erosão e a fornecer o ouro para os sedimentos dos rios.

No que diz respeito ao ouro também no nosso país houve quem procurasse e encontrasse. Pelo menos desde os tempos romanos que a península ibérica foi fonte deste elemento para o império romano. Até meados do séc. XX havia ainda quem fazia prospeção recorrendo à bateia, mesmo em Portugal. Exemplo disso é a fotografia acima que apresenta um prospector numa ribeira junto às minas de França.

Com a aparição de técnicas modernas quer de geoquímica quer de geofísica o recurso a esta “velha” técnica quase desapareceu. Os institutos governamentais e as companhias privadas preferem o recurso a técnicas avançadas e mais especializadas. Não obstante as técnicas modernas possuem potencialidades enormes para a descoberta de jazigos sobretudo os ocultos pensamos que ainda há espaço e território para o recurso à técnica de prospeção à bateia ou mineralométrica. A provar esta nossa convicção o B.R.G.M. organismo publico francês que se dedica a prospeção apresenta uma memória (Guigues & Devismes, 1969) onde são apresentadas as conclusões de uma campanha de prospeção sistemática à bateia, em que diversos novos jazigos foram encontrados e a maioria dos conhecidos foram confirmados.

A ribeira de Alcáçovas, neste local, drena um largo setor da região mineralizada em ouro da região de Escoural-Boa Fé-Casas Novas. Vamos aproveitar esta característica para testar as capacidades dos participantes em "apanhar" o ouro que por aqui passa.

Vão ser utilizadas três formas de obter concentrados de minerais pesados. Dividindo os participantes em grupos, vai ser lançado o desafio para ver qual o que obtêm melhores resultados de recolha de ouro. **Tentem não ficar viciados e apanhar "a febre"**.

Na primeira zona iremos utilizar as bateias, que se operam da seguinte maneira: colocar uma pequena quantidade de sedimento na bateia e adiciona-se alguma água, proceder à agitação da mistura através de movimentos oscilatórios e circulares. A agitação conjugada com a diferença de densidade entre os minérios mais densos e os restantes sedimentos permite que se faça a separação dos mesmos (Fig. 8).

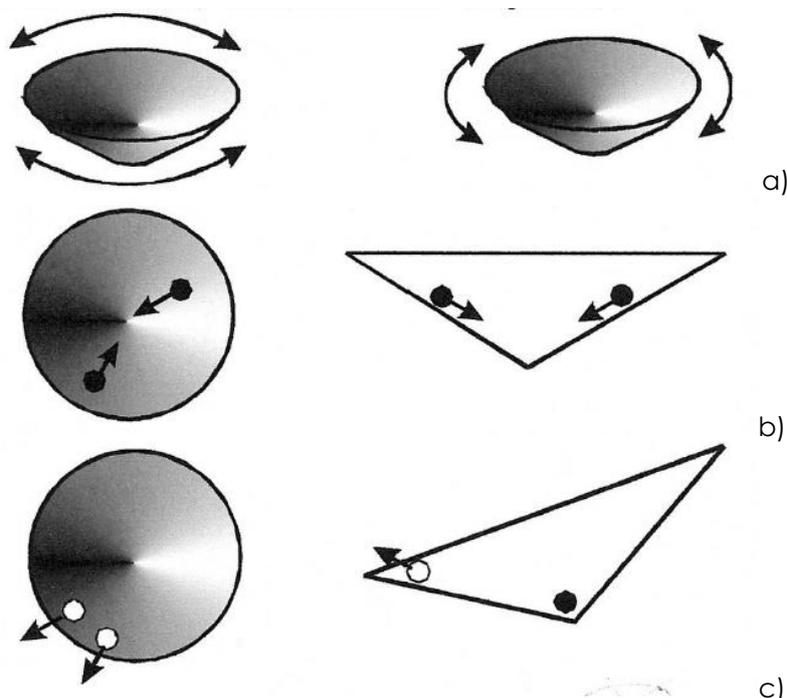


Figura 8 – Os movimentos da bateia. a) movimentos oscilatórios e de rotação; b) nos movimentos oscilatórios as partículas mais densas movem-se para o centro; c) nos movimentos de rotação as partículas mais leves são expulsas.

Na segunda zona irá estar montada uma calha que aproveitará a corrente do rio para fazer a lavagem dos minerais não metálicos, ficando os minerais metálicos presos na malha de borracha que está inserida na calha.

Na terceira zona, o processo é semelhante com a diferença de haver uma bomba, e com isto existir um circuito de lavagem dos minerais não metálicos.

Vai ser montado um laboratório e campo para identificação e contagem de grão de ouro. O grupo que conseguir na soma das três técnicas obter o maior número de grãos vai ser considerado o vencedor.

PARAGEM 5 – ROCHAS ULTRABÁSICAS (PEDREIRA DE ASBESTO DE SANTANA)

Jorge Pedro, Alexandre Araújo

| Responsável pela saída: Jorge Pedro

Coordenadas: 38°15'30.39"N; 7°47'27.11"W

As seqüências ofiolíticas internas (ca. 480 Ma; Pedro *et al.*, 2010) correspondem a fragmentos de litosfera oceânica (i. e. rochas básicas e ultrabásicas), de dimensão métrica a quilométrica, que ocorrem numa faixa descontínua de direção WNW-ESE sob a forma de *klippes* e/ou imbricações tectónicas no interior do Complexo Filonítico de Moura (CFM). Afloram em cinco sectores: S. Lourenço, Oriola, Vila Ruiva, Antas e Santana.

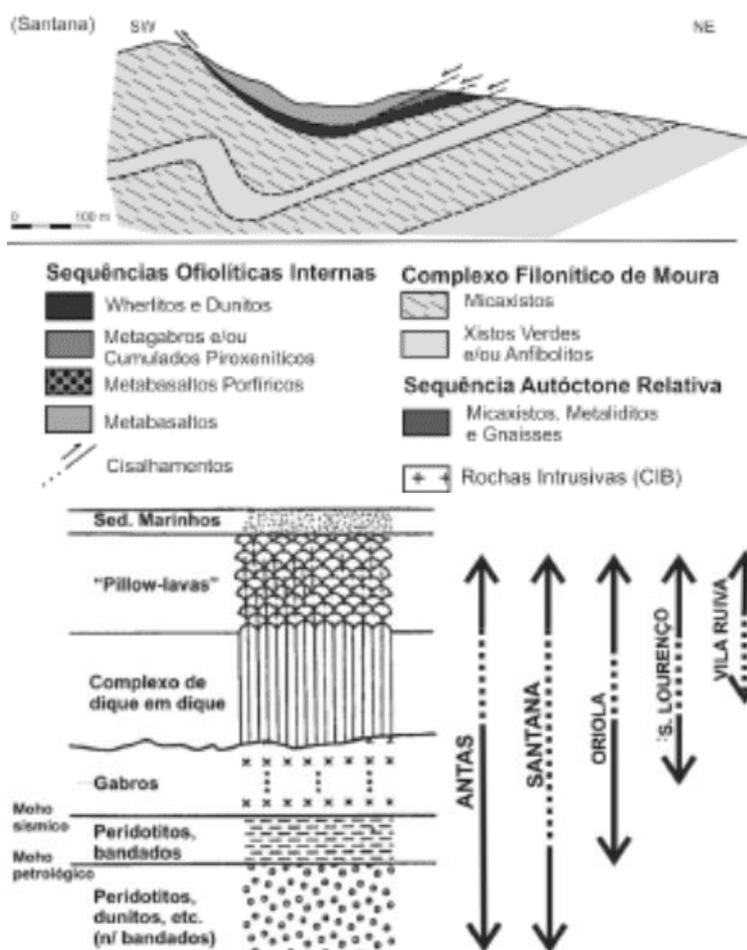


Figura 9 - Representação esquemática de seqüências ofiolíticas internas (segundo Pedro, 2004).

O sector de Santana localiza-se junto à antiga mina de Arado do Castanheiro, Santana (1921-1970; exploração de amianto). Caracteriza-se pela ocorrência de um fragmento de litosfera oceânica formado por litótipos ultrabásicos (peridotitos) associados a níveis crustais de natureza metabasáltica, que se encontra imbricado tectonicamente como um *klippe* sobre o Complexo Filonítico de Moura.

As rochas ultrabásicas constituem uma unidade bastante homogénea e compacta que apresenta, no mínimo, cerca de quatro metros de espessura. É constituída por peridotitos de aspeto maciço, essencialmente dunitos, fortemente serpentinizados, com

desenvolvimentos de serpentina sob a forma de núcleos e/ou veios. Localmente os peridotitos são cortados por estruturas magmáticas intrusivas, diques e pegmatóides representando rochas básicas de granularidade variável.

Os metabasaltos encontram-se geometricamente sobre as rochas ultrabásicas e correspondem a metabasitos, recristalizados na fácies dos xistos verdes com a foliação muito bem marcada. Mineralogicamente são dominados pela presença de albite, clorite, actinolite e epidoto, enquanto texturalmente apresentam texturas com granularidade fina a porfírica. Relativamente à estrutura, a análise da foliação mostra variações que definem a ocorrência de um sinforma, orientado segundo a direção NW-SE e vergente para SW, cujo núcleo corresponde à exploração da mina.

PARAGEM 6 – ECLOGITOS DE VILA RUIVA

Alexandre Araújo, Jorge Pedro

Responsável pela saída: Jorge Pedro

Coordenadas: 38°15'6.08"N; 7°57'6.08"W

Geneticamente relacionado com o processo de subducção no bordo SW da ZOM, durante o Ciclo Varisco, ocorrem no Domínio de Montemor-Ficalho rochas metamórficas de alta pressão (ca. 370 Ma; ~650°C/14-16kbar), nomeadamente eclogitos e xistos azuis, bem como diferentes tipos de xistos anfibólicos resultantes da retrogradação (ca. 360 Ma; 400-500°C/4-5kbar) destas rochas. Tratam-se de corpos lenticulares de rochas metabásicas intercaladas em diferentes litologias desenraizadas do parautóctone da ZOM (micaxistos, ortognaisses e mármore) e que ocorrem preferencialmente no interior do Complexo Filonítico de Moura. O evento metamórfico de alta pressão é polifásico originando, nos metabasitos, diferentes paragénese metamórficas que se sucedem no tempo e que representam diferentes estádios tectono-metamórficos.

No afloramento de Vila Ruiva, os eclogitos ocorrem em corpos lenticulares intercalados em mármore para os quais se admite uma idade câmbria. Em amostra de mão os eclogitos caracterizam-se pela ocorrência de granada no seio da paragénese máfica. Nos contactos com o encaixante frequentemente desenvolvem-se processos de retrogradação.

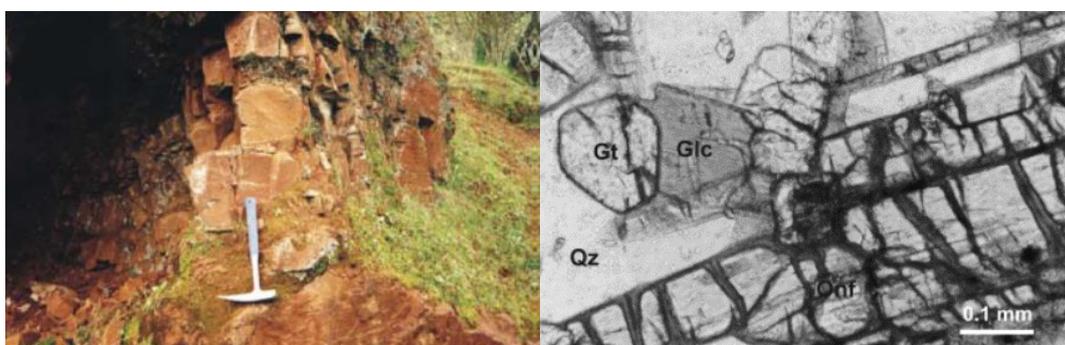


Figura 10 - Aspeto geral do afloramento de Vila Ruiva (foto retirada de Rosas *et al.*, 2008) e paragénese da fácies eclogítica em lâmina delgada (Gt-Granada; Onf-Onfacite; Glc-Glaucófano, Qz-Quartzo).

PARAGEM 7 – MINA AZENHAS II

Miguel Maia, Pedro Nogueira, Alexandre Araújo | Responsável pela saída: Miguel Maia, Pedro Nogueira

Coordenadas: 38° 7' 37.14" N; 7° 37' 18.41" W

O complexo mineiro das Azenhas (Fe) localiza-se em Pedrógão do Alentejo (concelho da Vidigueira, distrito de Beja) na margem esquerda do rio Guadiana. Este complexo mineiro insere-se na denominada faixa Magnetítico-Zincífera (Goinhas, 1971) e pertence ao sector tectono-estratigráfico de Montemor-Ficalho, e era composto por duas explorações a céu aberto denominadas por Azenhas I e Azenhas II (iremos visitar a antiga corta mineira de Azenhas II). Este complexo teve o seu auge de exploração durante a primeira metade do século XX, sendo que a mesma poderá remontar à época romana. Próximo destas antigas minas localiza-se a Mina da Orada (atualmente inacessível), dando nome a uma pequena povoação no lado esquerdo do rio Guadiana, esta mina foi a última mina de ferro a encerrar na faixa Magnetítico-Zincífera da ZOM explorada a céu aberto pela empresa COFENA até final da década de 70.

Na corta da antiga mina das Azenhas II (Fig. 11) é possível identificar uma sequência constituída, do topo para base, por rochas metavulcânicas félsicas (ácidas) passando abruptamente através de um carreamento WNW- ESSE para anfibolitos mineralizados (magnetite ± pirrotite) e metassomatizados. Na base (e embora não seja possível ter a clara perceção na corta) estão presentes calcários intercalados com metavulcanitos máficos e félsicos atribuídos ao Câmbrico Inferior.



Figura 11 - Corta da mina das Azenhas II com um esquema do carreamento (WNW-ESSE) das metavulcânicas ácidas a topo dos anfibolitos mineralizados.

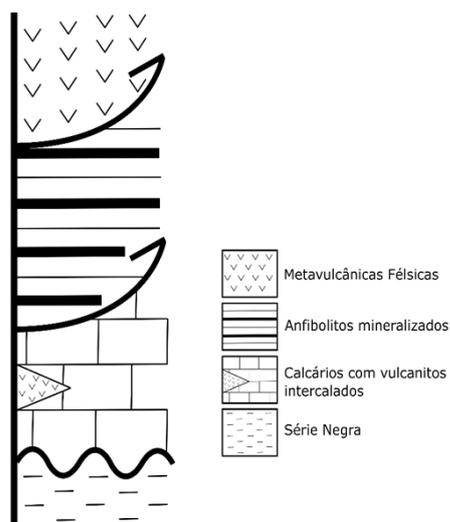


Figura 12 - Coluna esquemática de algumas das unidades observadas na corta das Azenhas II.

A gênese do jazigo mineral das Azenhas é controversa existindo à data algumas hipóteses distintas para a mesma (Carvalho *et al.*, 1971; Mateus *et al.*, 2005; Salgueiro *et al.*, 2012; Mateus *et al.*, 2013). Mateus *et al.*, 2013 propõem que a mineralização magnética se encontra exclusivamente afeta aos anfibolitos, estes corresponderão a uma unidade alóctone carregada sobre os calcários Câmbrios que se encontram na base, terá sido este carregamento desencadeador de uma inversão do gradiente térmico que possibilitou o metassomatismo dos anfibolitos carregados, promovendo assim a gênese da mineralização e a sua alteração em *skarns* (orogénicos). Por fim terá ocorrido um carregamento tardio das unidades metavulcânicas félsicas sobre os anfibolitos mineralizados e metassomatizados.

É possível identificar claramente a mineralização magnética maciça e disseminada nos *skarns* bem como zonas de alteração metassomática afetas à mineralização (epidotização e cloritização). Sendo que as géneses dos jazigos de ferro da faixa Magnético-Zincífera se encontram em estudo por parte da equipa ZOM3D serão colocadas algumas considerações relativamente à estrutura e mineralizações observadas nas Azenhas II.

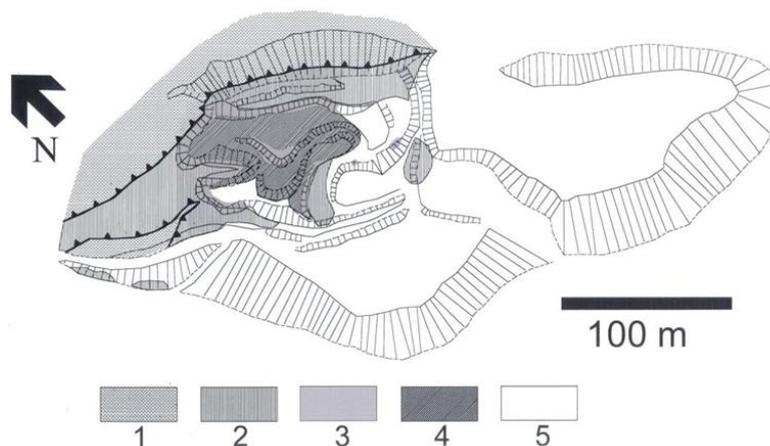


Figura 13- Mapa geológico esquemático da mina das Azenhas II. 1- Metavulcânicas Félsicas; 2 - Anfibolitos; 3 - Calco-silicatadas; 3 - Carbonatos; 5 - Escombreiras

No que se refere à estrutura, o que se observa nesta corta é muito semelhante ao que se observou anteriormente, na paragem 3 do 1º dia do Curso Primavera 2018. De facto, as mineralizações que ocorrem neste local estão igualmente associadas a uma sequência considerada de idade câmbria.



Figura 14 - Anfibolitos mineralizados em magnetite.

Alexandre Araújo, Jorge Pedro | Responsável pela saída: Jorge Pedro

Coordenadas: 37°54'36.23"N; 7°38'36.74"W

O Complexo Ofiolítico Beca-Acebuches (COBA) constitui uma estreita cintura ofiolítica instalada entre a ZOM e o Terreno Sul-Português sob a forma de afloramentos muito retalhados e descontínuos. Admite-se que a bacia marginal onde se instalou o COBA tenha tido um período de vida efémero (ca. 30 Ma), com abertura e fecho a ocorrerem, respetivamente entre os 390-370? Ma. e os 370-350 Ma. (Ribeiro *et al.*, 2007). Os limites N e S correspondem a reativações (em regime frágil - D3) de acidentes esquerdos WNW-ESE cavalgantes para SW, que colocam o Complexo Ígneo de Beja (CIB) e unidades parautóctones da ZOM (intruídas pelo CIB) sobre o COBA. Apesar da intensa deformação e recristalização metamórfica que afeta o COBA, é possível reconstruir a sua pseudoestratigrafia e definir uma estruturação interna que inclui: (1) uma unidade superior de natureza metabasáltica na fácies dos xistos verdes, onde se observam lavas em almofada cobertas por finas películas chérticas; e (2) uma unidade basal formada por anfibolitos e cumulados ultramáficos.

O afloramento do Moinho da Ordem corresponde a rochas metabásicas em fácies dos xistos verdes, onde se observa uma anisotropia planar que sugere uma estruturação idêntica à apresentada por *pillow-lavas*.



Figura 15 - Lavas em almofada achatadas e estiradas segundo a orientação do martelo (cabo do martelo paralelo à lineação de estiramento - 12° 154°). Plano da foto NNW-SSE.

REFERÊNCIAS

- Andrade, A., Martins da Silva, J., Arruda, C., Gameiro, J. (1949). Minas de Ferro de Montemor-o-Novo. Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Serviço de Fomento Mineiro, Publicação nº 15.
- 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, 200 p.
- Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., Moita, P., Pedro, J., Ribeiro, A. (2005). The Moura Phyllonitic Complex: An Accretionary Complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodinamica Acta* 18/5, 375-388.
- Araújo, A., Piçarra de Almeida, J.; Borrego, J., Pedro, J. e Oliveira, J. T. (2013). As Regiões Central e sul da Zona de Ossa Morena. Em *Geologia de Portugal, Volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J. C, Editores), Escolar Editora, p. 509 – 549.
- Boogard, M. (1972) Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part 1: A Middle Devonian fauna from near Montemor-o-Novo. *Scripta Geologica* 13:1-11
- Boogard, M. (1983) Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 7. A Frasnian conodont fauna near the Estação de Cabrela (Portugal). *Scripta Geologica* 69:1-17
- Carvalho, D. (1971). Observações sobre os jazigos de ferro da área Pedrógão-Orada: I Congresso Hispano-luso-Americano de Geologia Económica, Ibérica, Madrid, Tomo 1, secção 4, p. 519-537.
- Carvalhosa, A. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal* 11, 1-130.
- Carvalhosa, A. (1971). Estudo geológico-petrográfico da região de Viana do Alentejo-Alvito. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal* 18, 7-56.
- Carvalhosa, A. (1983). Esquema Geológico do Maciço de Évora. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 69/2, 201-208.
- Carvalhosa, A., e Zbyszewsky, G. (1994). Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, Folha 35-D, Montemor-o-Novo: Lisboa, Instituto Geológico e Mineiro, 86 p.
- Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A., Oliveira, J. T. (1983). La estructura de la Zona de Ossa Morena. Livro Jubilar J. M. Rios, *Geologia de España I*, 490-504.
- Chichorro, M., Pereira, M.F., Díaz-Azpiroz, M., Williams, I.S., Fernandez, C., Pin, C., Silva, J.B. (2008). Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm-Nd isotopes and SHRIMP zircão U-Th-Pb geochronology. *Tectonophysics* 461, 91-113.
- Goinhas, J. (1971). Estudo geológico-económico preliminar dos jazigos de Zn/Pb da região de Portel (B. Alentejo Portugal) I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica. Madrid-Lisboa, sec. 4, t. II, pp. 621 -642. Inverno C., 1997. A few gold prospects in Ossa-Morena Zone, Portugal. In: *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Dep. Geociências da Univ. Évora, Évora, Portugal, 283-292.
- Goinhas, J. e Martins, L. (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, Direcção Geral de Geologia e Minas*, Tomo 8, p. 119-148.
- Guigues, J., and Devismes, P. (1969). La prospection miniere a la battee dans le Massif Armoricaïn [Mineral prospecting by panning in the Armoricaïn Massif]: Bureau de Recherches Geologiques et Minières, *Memoire* 71, 171 p.

- Lopes, G., Pereira, Z., Fernandes, P., Wicander, R., Matos, J., Rosa, D., Oliveira, J.T. (2014) The significance of the reworked palynomorphs (Middle Cambrian to Tournaisian) in the Viséan Toca da Moura Complex (South Portugal). Implications for the geodynamic evolution of Ossa Morena Zone. *Rev Palaeobot and Palyno* 200:1-23. <http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2013.07.003>
- Mateus, A., Araújo, A., Gonçalves, M.A., Matos, J. (2005). Variscan overthrusting, fluid flow and the genesis of magnetite ore-bodies at Azenhas area (Pedrógão, Ossa-Morena, SE Portugal), *Boletim Geológico y Minero*, V. 116, n.º1, pp. 3-22.
- Mateus, A., Munhá, J., Inverno, C., Matos, J.X., Martins, L., 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. (Ed.), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 577-619.
- Moita, P. (2007). Granitóides no SW da Zona de Ossa Morena (Montemor-o-Novo – Évora): Petrogénese e Processos Geodinâmicos. Unpublished PhD thesis, Universidade de Évora, 351 pp.
- Moita, P., Munhá, J., Fonseca, P., Pedro, J., Tassinari, C., Araújo, A., Palácios, T. (2005) Phase equilibria and geochronology of ossa morena eclogites. In: Abstracts of the XIV Semana de Gequímica/VIII Congresso de geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro, 2:471-474
- Moita, P., Santos, J., Pereira, M.F. (2009). Layered granitoids: interaction between continental crust recycling processes and mantle-derived magmatism. Examples from the Évora Massif. (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia, Portugal). *Lithos* 111. (3-4), 125-141
- 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. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 77, 3-26.
- Oliveira, V., Piçarra, J.M. (1986). Litoestratigrafia do Anticlinório de Moura-Ficalho (Zona de Ossa Morena). *Maleo* 2/13, p.33.
- Oliveira, V., Matos, J. (1992). Enquadramento Geológico-Mineiro da Jazida de Enfermarias (Faixa Magnético-Zincífera, Sector SW, da Zona de Ossa-Morena). In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, 114-115.
- Pedro J., (2004). Estudo geológico e geoquímico das sequências ofiolíticas internas da Zona de Ossa-Morena (Portugal). PhD Thesis, Évora Univ. Évora (Portugal), 225 pp
- Pedro, J., Araújo, A., Tassinari, C., Fonseca, P.E., Ribeiro, A. (2010). Geochemistry and U-Pb zircon age of the Internal Ossa-Morena Zone Ophiolite Sequences: a remnant of Rheic Ocean in SW Iberia. *Ophioliti*, 35(2), 117-130. DOI: 10.4454/phioliti.v35i2.390
- Pereira, Z., Oliveira, V., Oliveira, J.T. (2006). Palynostratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela Complexes, Ossa Morena Zone, Portugal. Geodynamic implications. *Rev Palaeobot Palyno* 139:227-240. <http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2005.07.008>
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., (2002). Field guide to Cadomia-2002 Workshop – The Cadomian basement of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif) in Northeast and West Alentejo, Portugal, Univ. Évora, 50 p.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I. S., Silva, J.B., Fernández, C., Díaz-Azpíroz, M., Apraiz, A., Castro, A. (2009). Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Geological Society, London, Special Publication*, 327: 215-237.
- 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 Ordovício-Devónico inferior. Tese de doutoramento, Universidade de Évora, 268 pp.
- Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J. C. (1992). Estudo dos Graptólitos Silúricos do Flanco Oriental do Anticlinal de Moura-Ficalho (Sector de Montemor-Ficalho, Zona de Ossa Morena, Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 78/1, 23-29.

- 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.
- Ribeiro, A. (1983) Relações entre formações do Devónico superior e o Maciço de Évora na região de Cabrela (Vendas Novas). *Comun. Serv. Geol. Portugal* 69(2):267-269.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J. (2007) Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, Doi.10.1029/2006TC002058.
- Ribeiro, M.L., Mata, J., Piçarra, J.M. (1992). Vulcanismo bimodal da região de Ficalho: características geoquímicas. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal* 78/2, 75-85.
- Rosas, F. (2003). Estudo tectónico do sector de Viana do Alentejo-Alvito: Evolução geodinâmica e Modelação Analógica de Estruturas em Afloramentos Chave (Ramo Sul da Cadeia Varisca Ibérica – SW da Zona de Ossa-Morena). PhD Thesis, GeoFCUL, Univ. Lisboa, 2003, 264 p.
- Rosas, F., Marques, F.O., Ballèvre, M., Tassinari, C. (2008). Geodynamic evolution of the SW Variscides: orogenic collapse shown by new tectonometamorphic and isotopic data from western Ossa-Morena Zone, SW Iberia, *Tectonics* 27, TC6008. DOI: 10.1029/2008TC002333
- Salgueiro, R., Inverno, C., Mateus, A., 2012. Mineralizações de Magnetite e Sulfuretos de Monges (Santiago do Escoural, Montemor-o-Novo), Vale de Pães (Cuba-Vidigueira) e Orada (Pedrógão, Serpa): Síntese de ensaio comparativo. *Boletim de Minas*, 47 (1).
- Sawyer, E.W. (1996). Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Royal Society of Edinburgh Transactions Earth Sciences* 87, 85–94.



UNIVERSIDADE
DE ÉVORA



município de
Estremoz

cofinanciamento



ALENTEJO
2020



PORTUGAL
2020



UNIÃO EUROPEIA
FEEI

