



Universidade de Aveiro Departamento de Geociências
2012

Gabriel Karon Loff
Sérgio

Cartografia Geológica (de pormenor)
entre Cabanas e Vale de Rodrigo (Évora).



**Gabriel Karon Loff
Sérgio**

**Cartografia Geológica (de pormenor)
entre Cabanas e Vale de Rodrigo (Évora).**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, realizada sob a orientação científica do Dr. José Francisco Horta Pacheco dos Santos, Professor Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

Aos meus pais.

o júri

presidente

Doutor Jorge Manuel Pessoa Girão Medina

professor auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos

professor auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Mestre João Carlos Gaspar de Sousa

responsável pela prospecção de base e geofísica na Eurocolt Resources

agradecimentos

Muitas são as pessoas que me ajudaram a levar este projecto a bom porto. Acreditem que lamento profundamente não poder mencionar-vos a todos individualmente.

Quero agradecer, sobretudo, ao meu orientador, o Dr. José Francisco Santos, pela paciência infinita que sempre demonstrou ao longo desta fase, por tudo o que me ensinou e por ter tido sempre uma palavra amiga nos momentos difíceis.

Não posso esquecer os amigos que fiz na Iberian Resources, amigos que ainda hoje continuam comigo e que sempre me ajudaram, apoiaram e ensinaram. Um muito obrigado ao João Carlos Sousa, ao Zé Borrego, à Cristina Lourenço, ao Nuno Castanho e à Bárbara Lucas.

Um grande abraço aos meus companheiros de curso, dos quais destaco David Felizardo, Esmeralda Muchangos, Catarina Lemos e João Rocha.

Finalmente, uma palavra de agradecimento à minha mãe e à minha família próxima (tios, primos...) que tanto me apoiaram.

palavras-chave

ouro, cartografia geológica, petrografia, Montemor-o-Novo, cisalhamento da Boa Fé, Série Negra

resumo

O principal objectivo deste trabalho foi a elaboração de cartografia geológica de detalhe, durante um estágio na empresa Iberian Resources Lda, de uma área a SE de Montemor-o-Novo (Évora, Portugal), inserida da Zona de Cisalhamento da Boa-Fé e integrada (na altura) na concessão de prospecção de ouro atribuída àquela empresa.

A área deste estudo foi seleccionada, em colaboração com os geólogos da referida empresa, visando confirmar e aumentar o detalhe de um estudo preliminar aí realizado nos anos 80. Estende-se desde o limite sul do depósito aurífero de Ligeiro, prolonga-se ao longo do relevo do monte de Esfolia Caras, até ao Monte de Vale de Rodrigo, a norte do depósito aurífero de Braços.

Engloba litologias meta-detríticas da Série Negra, de idade neoproterozóica, com graus metamórficos intermédio a elevado; metavulcanitos félsicos, do Câmbrico inferior-médio; metabasitos (anfíbolitos e xistos anfíbolíticos) do Câmbrico médio-superior; corpos intrusivos graníticos a tonalíticos de idade sin e tardi-varisca. Além de cartografadas, estas unidades são ainda descritas do ponto de vista petrográfico.

keywords

gold, geological mapping, petrography, Montemor-o-Novo, Boa Fé shear zone, *Série Negra*

abstract

The main objective of this work was the elaboration of a detailed geologic map, during a period of internship in the company Iberian Resources Ltd., of an area located to the SE of Montemor-o-Novo (Évora, Portugal). The studied zone lies within the Boa-Fé Shear Zone and, at the time of the internship, was part of a gold mining prospecting concession of Iberian Resources Ltd.

This area was selected in collaboration with the company's geologists, aiming at confirming and increasing the detail of a preliminary study carried out in the 80's. The area extends from the southern limit of the Ligeiro gold deposit, along the Esfolia Caras hill, down to Monte de Vale de Rodrigo, north of the Braços gold deposit.

The main lithologies include: *Série Negra* intermediate to high-grade metasedimentary rocks, with a Neoproterozoic deposition age; Lower to Middle Cambrian felsic metavolcanics; Middle to Upper Cambrian metabasites (amphiboles and amphibolitic schists); syn to tardi-Variscan intrusive bodies, ranging from granitic to tonalitic compositions. Besides the geological map, a petrographical description of these units is presented.

Índice:

| | |
|--|----------------|
| Introdução | 12 |
| 1.1 Objectivos..... | 12 |
| 1.2 Trabalhos realizados na empresa..... | 13 |
| 1.3 Enquadramento geográfico | 13 |
| 2 Enquadramento Geológico e Metalogénico | 17 |
| 2.1 A Orogenia Varisca na Europa | 17 |
| 2.2 O Maciço Ibérico..... | 20 |
| 2.2.1 Zonas do Maciço Ibérico..... | 21 |
| 2.2.2 Evolução geodinâmica da Península Ibérica | 22 |
| 2.2.3 Estrutura do Maciço Ibérico | 23 |
| 2.3 A Zona de Ossa-Morena | 24 |
| 2.3.1 Domínios da Zona de Ossa-Morena..... | 25 |
| 2.3.2 Evolução Geodinâmica da Zona de Ossa-Morena..... | 29 |
| 2.3.3 Magmatismo | 34 |
| 2.3.4 Metamorfismo e Deformação..... | 37 |
| 2.3.5 Metalogenia | 38 |
| 3 Descrição Geológica da Área de Cabanas-Vale de Rodrigo..... | 46 |
| 3.1 Descrição e Análise das Unidades Cartografadas..... | 48 |
| 3.1.1 Série Negra s.s.: | 48 |
| 3.1.2 Paragneisses e Migmatitos..... | 56 |
| 3.1.3 Metavulcanitos Félsicos e Rochas Associadas | 57 |
| 3.1.4 Metabasitos..... | 63 |
| 3.1.5 Rochas Intrusivas | 70 |
| 4 Considerações Finais..... | 75 |
| Bibliografia | 77 |
| Carta Geológica..... | Anexo 1 |
| Carta Estrutural..... | Anexo 2 |

Índice de figuras:

| | |
|---|----|
| Fig. 1. - Relevo na zona Norte da área de estudo. | 14 |
| Fig. 2. - Relevo da zona Sul da área de estudo..... | 15 |
| Fig. 3. - Localização geográfica da área de estudo..... | 16 |
| Fig. 4. - Reconstrução do ciclo varisco..... | 19 |
| Fig. 5 - Zonamento do Maciço Ibérico..... | 22 |
| Fig. 6 - Divisões tectono-estratigráficas da Zona de Ossa-Morena..... | 26 |
| Fig. 7 - Acontecimentos tectono-estratigráficos ante-mezozóicos na ZOM..... | 29 |
| Fig. 8 - Faixas metalogenéticas da ZOM..... | 41 |
| Fig. 9 - Principais depósitos de Ouro na Mineralização do Escoural..... | 44 |
| Fig. 10 - Coluna litoestratigráfica esquemática..... | 47 |
| Fig. 11 - Afloramento de micaxisto da Série Negra..... | 49 |
| Fig. 12 - Microfotografias da amostra L31..... | 51 |
| Fig. 13 - Microfotografias da amostra L34..... | 52 |
| Fig. 14 - Microfotografias da amostra L35..... | 53 |
| Fig. 15 - Microfotografias da amostra L36..... | 54 |
| Fig. 16 - Microfotografias da amostra L38..... | 54 |
| Fig. 17 - Microfotografias da amostra L39..... | 55 |
| Fig. 18 - Microfotografias da amostra L33..... | 56 |
| Fig. 19 - Afloramento de metavulcanito félsico, monte de Esfolia-Caras..... | 58 |
| Fig. 20 - Microfotografias da amostra L27..... | 59 |
| Fig. 21 - Microfotografias da amostra L28..... | 59 |
| Fig. 22 - Microfotografias da amostra L29..... | 60 |
| Fig. 23 - Microfotografias da amostra L18..... | 61 |
| Fig. 24 - Microfotografias da amostra L14..... | 62 |
| Fig. 25 – Aspecto de um anfibolito em afloramento..... | 63 |
| Fig. 26 - Microfotografias da amostra L02..... | 64 |
| Fig. 27 - Microfotografia da amostra L06..... | 65 |
| Fig. 28 - Microfotografias da amostra L15..... | 66 |
| Fig. 29 - Microfotografias da amostra L21..... | 67 |
| Fig. 30 - Microfotografias das amostras L24..... | 68 |
| Fig. 31 - Microfotografias da amostra L09..... | 69 |

| | |
|---|----|
| Fig. 32 – Afloramento de granito da recolha de L04..... | 70 |
| Fig. 33 - Microfotografias da amostra L01..... | 71 |
| Fig. 34 - Microfotografias da amostra L04..... | 72 |
| Fig. 35 - Microfotografias da amostra L05..... | 72 |
| Fig. 36 - Microfotografias da amostra L11..... | 73 |
| Fig. 37 - Microfotografias da amostra L12..... | 74 |
| Fig. 38 - Microfotografias da amostra L03..... | 74 |

Introdução

O presente trabalho constitui o relatório de estágio curricular realizado na empresa Iberian Resources, como projecto final do Mestrado em Engenharia Geológica da Universidade de Aveiro. Como tarefa principal, coube ao autor a elaboração de um estudo geológico de uma sub-zona da concessão de prospecção aurífera de Montemor e Monfurado da Iberian Resources, tendo sido definida de modo constituir a continuação da cartografia já realizada por geólogos daquela empresa nos depósitos de Casas Novas, Chaminé e Ligeiro. Trabalhos deste tipo são fundamentais nas campanhas de prospecção mineira e assumem uma particular importância na área em que se enquadra a zona estudada, pois ela tem sido encarada nos últimos anos como uma das mais promissoras, em Portugal, quanto à hipótese de início de novas actividades de produção de metais, nomeadamente, o ouro.

1.1 Objectivos

Ao autor coube, como tarefa central, a elaboração do estudo geológico de base de uma área, seleccionada pelos geólogos da Iberian Resources, onde já havia sido detectada a ocorrência de depósitos auríferos. Os objectivos principais seriam os de, por um lado, confirmar o estudo preliminar elaborado, na década de 80, pela RioFinEx e, por outro lado, aumentar o detalhe do conhecimento geológico da zona em causa. O estudo a efectuar seria composto, em primeiro lugar, por uma carta geológica e estrutural

pormenorizada da área escolhida e, em segundo lugar, por uma descrição petrográfica, onde as várias unidades geológicas discriminadas na carta seriam apresentadas do ponto de vista mineralógico e textural.

Outros objectivos, secundários, incluíram a familiarização do autor com a geologia da região, o aprofundamento do conhecimento de técnicas de cartografia geológica, amostragem geoquímica, planeamento e acompanhamento de sondagens, para além da integração em equipas que abordam os vários aspectos da prospecção de metais preciosos.

1.2 Trabalhos realizados na empresa

A actividade principal realizada pelo autor, enquanto estagiário na Iberian Resources, foi descrever a área que lhe havia sido designada, com vista a recolher dados para a elaboração da carta geológica e amostras de rocha para posterior análise petrográfica.

Durante a sua estadia na empresa, o autor teve ainda a possibilidade de participar em várias outras actividades, entre as quais se devem destacar:

- O acompanhamento de uma campanha de geoquímica de solos realizada na zona de Vacas em Agosto de 2007 (no interior da sua área de estudo);
- A elaboração de “logs” das sondagens diamantadas realizadas nos depósitos auríferos de Chaminé e Casas Novas;
- A elaboração de “logs” das sondagens diamantadas realizadas no depósito de scheelite em Peso da Régua e o “log” de sondagens históricas do mesmo depósito, arquivadas no INETI, no Laboratório de S. Mamede de Infesta, Matosinhos;
- Supervisão e “logging” de trincheiras no depósito de Chaminé;
- Supervisão e “logging” de sondagens de circulação inversa (RC) na concessão de Portalegre;
- Participação numa viagem de reconhecimento à concessão de prospecção de tungsténio situada em Peso da Régua, na qual se incluiu uma visita às minas de volfrâmio da Panasqueira.

1.3 Enquadramento geográfico

A área de estudo deste trabalho encontra-se incluída na folha 459 da Carta Militar de Portugal à escala de 1 : 25.000, editada pelo Instituto Geográfico do Exército em 1996. Trata-se de uma área com cerca de 6 quilómetros quadrados, alongada na direcção N-S e com comprimento e largura máximos de cerca de 4 e 2 km, respectivamente.

Encontrando-se aproximadamente alinhada com a Zona de Cisalhamento da Boa Fé (Chichorro, 2006), está limitada, a norte pelo depósito aurífero do Ligeiro e a sul pelo limite da carta 459 (referida anteriormente), abrangendo as áreas de prospeção de Caras Norte, Caras e Vacas. Fica situada a cerca de 6 quilómetros a leste de Santiago do Escoural (Fig. 3), no limite dos concelhos de Montemor-o-Novo e Évora. É ocupada inteiramente por terrenos privados, destinados à agricultura e à pecuária.

O relevo é mais acidentado na zona norte (Fig. 1), onde se concentra a maioria dos afloramentos, o que facilita o estudo das litologias e permite a obtenção de boas medições estruturais. A sul da estrada N1079, o relevo é muito menos acidentado e os terrenos foram sujeitos a agricultura intensiva, pelo que os afloramentos escasseiam e os limites geológicos são quase sempre inferidos (Fig. 2).



Fig. 1. - Perspectiva do relevo da zona Norte da área de estudo. Deste afloramento de granito recolheu-se a amostra L01. Ao fundo observa-se o limite Norte do monte do Esfola-Caras.



Fig. 2. - Perspectiva do relevo da zona Sul da área de estudo. Notem-se os declives suaves, o solo de agricultura e a escassez de afloramentos. Esta vista encontra-se apontada para NE, nas proximidades da amostra L02.



Fig. 3. - Localização geográfica simplificada indicando as principais localidades, estradas e caminhos de ferro na região de Montemor-o-Novo. A azul, a aproximação da área de estudo, atravessada pela estrada N1079 (ver texto).

2 Enquadramento Geológico e Metalogénico

De modo a ficar clara e facilitar o estabelecimento de relações entre as litologias estudadas neste trabalho e um contexto geológico mais vasto, apresentar-se-á uma síntese de informação disponível a diferentes escalas, desde a da cadeia varisca até à da região em que se insere a área estudada.

2.1 A Orogenia Varisca na Europa

O soco varisco europeu corresponde a um conjunto de vários maciços que originalmente faziam parte de uma extensa cadeia de montanhas, formada no final do Paleozóico superior como consequência da orogenia varisca (Fig. 4). Este ciclo orogénico foi o resultado da convergência das placas Gondwana (a sul), Báltica e Laurência (a norte) e de várias microplacas que existiam entre estas, tais como a Avalónia e a Armórica. No final desta colisão, formou-se o supercontinente Pangea, rodeado por um oceano global, a Pantalassa (Pérez-Estaún *et al.*, 2004).

Fragmentos do orógeno varisco, situado ao longo das zonas de colisão destas placas, podem ainda hoje ser observados na América do Norte, Norte de África e Europa. Na Europa ocidental, o orógeno varisco formava um corredor amplo, com cerca de 3 000 km de comprimento e 700 a 900 km de largura. Actualmente, os seus testemunhos encontram-se divididos por vários maciços:

- Maciço Ibérico;
- Maciço Armóricano;
- Maciço Central Francês;
- Maciço da Floresta Negra e dos Vosgos;
- Maciço da Cornualha;
- Maciços do Sul de Gales e Irlanda;
- Maciço das Ardenas e do Reno;
- Maciço da Boémia.

Actualmente, estes maciços encontram-se separados entre si, quer por depósitos de idade meso-cenozóica, quer pelo Atlântico, no Golfo da Biscaia, encontrando-se muitas vezes deformados pela mais recente Orogenia Alpina.

O orógeno varisco europeu apresenta uma forte curvatura centrada na zona norte da Península Ibérica, conhecida por Arco Ibero-Armóricano.

Na zona sul desta grande estrutura aflora a secção mais completa do orógeno varisco europeu: o Maciço Ibérico.

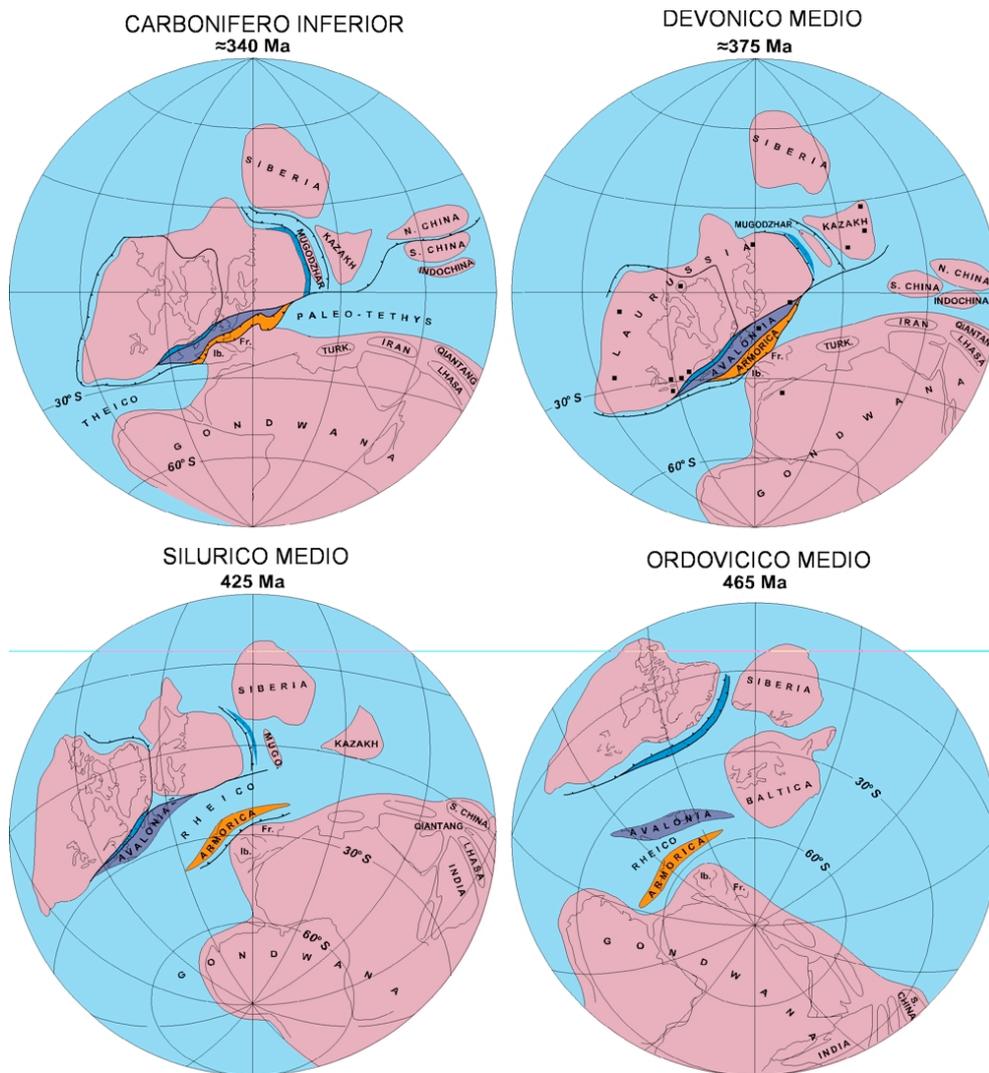


Fig. 4. – Tentativa de reconstrução do ciclo varisco, do Ordovício ao Carbônico. Retirado de Pérez-Estaún et al. (2004) e baseado em Scotese & Golonka (1992) e Torsvik (1998).

2.2 O Maciço Ibérico

Do ponto de vista geológico, a Península Ibérica está dividida em três grandes conjuntos de unidades:

- Maciço Ibérico (MI);
- Coberturas meso-cenozóicas;
- Cadeias alpinas.

Enquanto que os dois últimos conjuntos se formaram durante a evolução pós-paleozóica, o Maciço Ibérico representa o sector mais ocidental e o mais contínuo do orógeno varisco europeu, erigido durante o Paleozóico superior e no qual afloram rochas de idades precâmbrica e paleozóica. A orogenia alpina afectou posteriormente estes terrenos, mas apenas de forma atenuada, permitindo a preservação das estruturas variscas. Uma vez que as cadeias alpinas não estão representadas no território português, é no Maciço Ibérico que se concentra a maior parte dos testemunhos de metamorfismo e de magmatismo existentes no nosso país.

Segundo Pérez-Estaún *et al.* (2004), apesar de ter sido a orogenia varisca a responsável pela definição da estrutura do Maciço Ibérico (MI), existem nele evidências de deformação pré-varisca: algumas formações precâmblicas sofreram deformação como consequência da orogenia cadomiana, anterior à deposição de sedimentos paleozóicos; já o Paleozóico inferior parece ter sido caracterizado essencialmente por um regime extensional que, particularmente na Zona de Ossa-Morena e na Zona de Galiza-Trás-os-Montes, é testemunhada por magmatismo típico de “rifting” continental (Ribeiro *et al.*, 1990; Azor, 2004). Na Zona Centro-Ibérica, está registado um evento que tem sido designado como “fase sarda”, caracterizado pela discordância do Ordovícico sobre as formações mais antigas, bem como dobras e cavalgamentos sin-sedimentares. Esta deformação, contudo, não tem sido considerada orogénica, sendo antes interpretada como uma resposta a tensões transpressivas fracas, num ambiente globalmente distensivo (Ribeiro *et al.*, 1990).

O MI ocupa a parte central da Península Ibérica e é considerado o fragmento mais extenso do soco varisco aflorante no continente europeu. Convém por isso aprofundar a descrição deste maciço, no qual se enquadra a área de estudo deste trabalho.

2.2.1 Zonas do Maciço Ibérico

Um aspecto fundamental para o estudo do MI relaciona-se com o reconhecimento da sua zonalidade. Lotze (1945), o primeiro investigador a propor que o Maciço Ibérico fosse subdividido em domínios com características estratigráficas, metamórficas, magmáticas, tectónicas e metalogenéticas distintas, propôs seis domínios. Esta classificação foi modificada por Julivert *et al.* (1972) e, mais tarde, por Farias *et al.* (1987), sendo actualmente aceite a divisão do Maciço Ibérico nas seguintes unidades geotectónicas (Fig. 5):

- Zona Cantábrica;
- Zona Astúrico-Occidental Leonesa;
- Zona de Galiza - Trás-os-Montes;
- Zona Centro-Ibérica;
- Zona de Ossa-Morena;
- Zona Sul-Portuguesa.

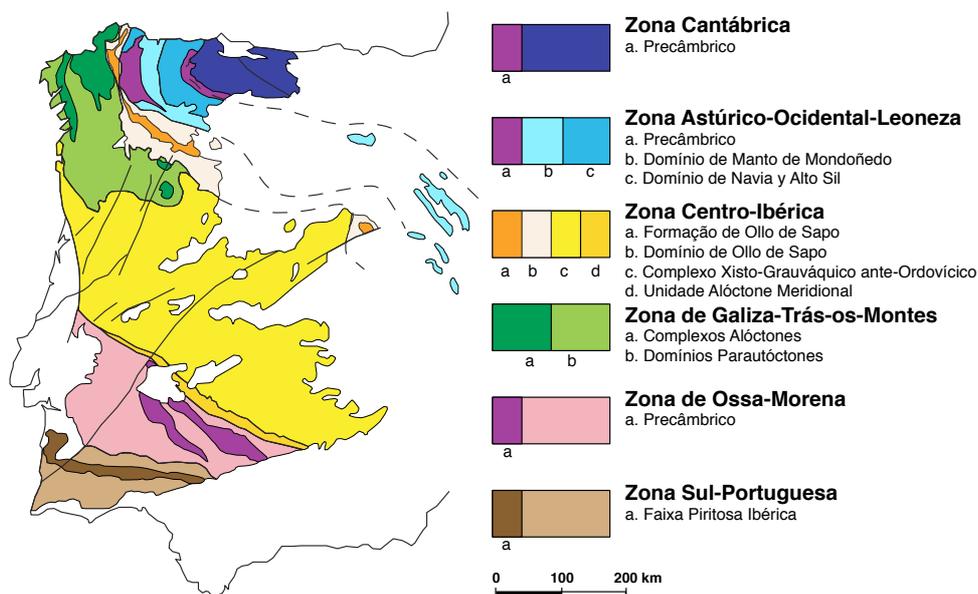


Fig. 5 - O zonamento do Maciço Ibérico. Adaptado de Pérez-Estaún *et al.* (2004).

Mais recentemente, San José *et al.* (2004) propuseram, com base em critérios estratigráficos e paleogeográficos, a adição de uma nova zona (Zona Lusitano-Mariânica) situada entre a ZCI e a ZOM.

2.2.2 *Evolução geodinâmica da Península Ibérica*

Segundo Sánchez-García *et al.* (2003), podem distinguir-se seis etapas fundamentais na evolução geodinâmica deste maciço:

1. A estrutura tectónica mais antiga remonta à orogenia cadomiana, no Neoproterozóico e no Câmbrio inferior. Segundo Quesada *et al.* (1990) e Ribeiro *et al.* (1990), a Zona de Ossa-Morena (ZOM) consistia num arco

continental acrecionado ao Autóctone Ibérico (Zona Centro-Ibérica, ZCI), embora outros autores (Burg *et al.*, 1981; Azor, 2004) atribuam a esta colisão uma idade varisca. O Proterozóico está representado na ZOM, pela Formação da Série Negra.

2. No Câmbrico e no Ordovícico, ocorreu um episódio de *rifting* que causou a abertura de uma área oceânica marginal ao Gondwana, episódio esse que se pensa estar relacionado com a abertura do oceano Rheic. A ZOM terá sido afectada por este estiramento crustal, mas permaneceu solidária ao Gondwana.
3. Entre o Ordovícico e o Devónico, o oceano Rheic continuou a expandir-se, afastando as placas da Báltica e do Gondwana. Assim, durante este lapso de tempo, a margem continental do Gondwana esteve sujeita a um regime geodinâmico de margem continental passiva.
4. No Paleozóico superior, nomeadamente no Devónico e no Carbónico, tem lugar a orogenia varisca e, com ela, a acreção da Zona Sul-Portuguesa (ZSP) à Zona de Ossa Morena. A ZSP é provavelmente constituída por terrenos da Avalónia acrecionados à placa da Laurussia, antes da sua colisão com o Autóctone Ibérico. O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches constitui uma zona de sutura que testemunha esta colisão.
5. Durante o Mesozóico, dá-se um novo episódio de *rifting* e a Pangea separa-se com a abertura do oceano Atlântico e do mar de Tethys. Neste processo, é individualizada a microplaca ibérica.
6. Do Mesozóico superior até à actualidade, dá-se a orogenia alpina que levou à junção da Ibéria à grande placa eurasiática.

2.2.3 Estrutura do Maciço Ibérico

Aquando da formação do orógeno varisco, criou-se, no Maciço Ibérico, uma forte simetria bilateral quanto ao tipo de deformação, bem como no que diz respeito às características de magmatismo e de metamorfismo.

A deformação tectónica típica de níveis estruturais profundos encontra-se nas zonas internas do maciço: ZOM, ZCI e ZAOL. A Zona Sul Portuguesa (ZSP) e a Zona Cantábrica (ZC), periféricas, sofreram apenas deformação de andares estruturais superficiais. O mesmo se regista no metamorfismo e no plutonismo. O metamorfismo não

ultrapassa geralmente o grau baixo nas zonas periféricas, podendo variar entre o baixo e o alto graus nas internas. O plutonismo segue o mesmo padrão: é pouco abundante na periferia do orógeno e intenso no seu centro.

No entanto, segundo Julivert *et al.* (1983), esta simetria não é perfeita, já que o Maciço Ibérico apresenta características distintas nos seus ramos norte e sul.

No ramo norte do MI (ZC, ZAOL e ZCI), o metamorfismo e o plutonismo, predominantemente ácido, são mais intensos. Por outro lado, no ramo sul, o plutonismo é também importante em vários sectores da ZOM, mas distingue-se do do ramo norte pela abundância de intrusões básicas e intermédias. Além disto, no ramo sul são mais comuns os testemunhos de actividade vulcânica, aos quais, aliás, se associa a Formação da Faixa Piritosa Ibérica, na ZSP.

2.3 A Zona de Ossa-Morena

A Zona de Ossa-Morena é a segunda maior unidade geológica do Maciço Ibérico (sendo a ZCI a maior), ficando entre as zonas Centro-Ibérica, a nordeste, e Sul-Portuguesa, a sudoeste. É uma unidade muito complexa e que tem suscitado polémica relativamente à definição dos seus limites e das suas subdivisões principais, ao estabelecimento de correlações estratigráficas, à interpretação do significado geodinâmico de algumas unidades e ao reconhecimento, ou negação, da existência de testemunhas de um ciclo orogénico pré-varisco.

Os seus limites, tal como propostos por Quesada (1990) são os seguintes:

- A nordeste, contacta com a ZCI através da Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdova;
- A oeste, ao longo da falha de Porto-Tomar, contacta com a Cobertura Mesoceno-zóica;
- A sul, contacta com a ZSP, ao longo do cavalgamento de Ferreira-Ficalho-Almonaster;
- A sudeste, contacta com a cobertura terciária do Vale do Guadalquivir;

Tanto no contacto com a ZCI, no limite norte, como com a ZSP, a sul, foram encontradas evidências da presença de zonas de sutura, testemunhando o fecho de antigos oceanos.

No limite sul encontram-se rochas de afinidade oceânica (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches) que justificam a sua interpretação como uma sutura de idade varisca, causada pela convergência da Laurásia com a Gondwana. No entanto, embora também se reconheçam rochas tipicamente oceânicas no limite norte (no contacto com a ZCI), ainda não foi atingido um consenso quanto à idade desta sutura: alguns autores, como Azor (2004) atribuem-lhe idade varisca, enquanto outros (Quesada et al., 1990; Ribeiro et al., 1990) consideram tratar-se de uma sutura cadomiana, reactivada durante a orogenia varisca.

2.3.1 Domínios da Zona de Ossa-Morena

A Zona de Ossa Morena é bastante mais complexa que zonas contíguas do Maciço Ibérico, possuindo uma grande heterogeneidade paleogeográfica, metamórfica e tectónica. Foi, por isso, compartimentada em diversos sectores com características tectono-estratigráficas distintas. Com base nos trabalhos de Chacón *et al.* (1983), Apalategui *et al.* (1990) e Oliveira *et al.* (1991), Araújo (1995) apresenta a seguinte divisão para ZOM (Fig. 6):

- Domínio da Faixa Blastomilonítica;
- Domínio de Alter do Chão – Elvas;
- Domínio de Estremoz – Barrancos;
- Domínio de Évora – Beja;
- Complexo Ofiolítico de Beja – Acebuches.

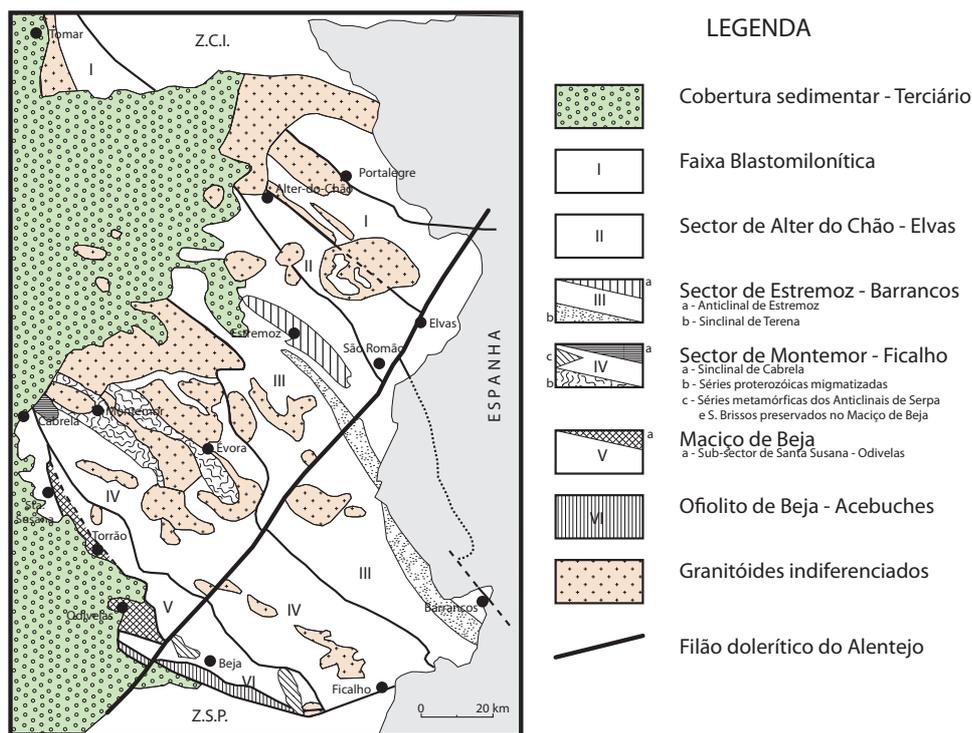


Fig. 6 - Divisões tectono-estratigráficas da ZOM em Portugal. Adaptado de Oliveira *et al.* (1991).

Faixa Blastomilonítica

O Domínio da Faixa Blastomilonítica (Fig. 2.3.) é uma unidade alongada, com orientação NW-SE, situada próxima do limite setentrional da ZOM com a ZCI. É fundamentalmente composta por rochas de idade presumivelmente proterozóica, afectadas por metamorfismo de grau baixo a elevado, por vezes intruídas por rochas peralcalinas (do Ordovícico superior) e por maços de granitóides. Apresenta uma geometria em “flower structure”, com um sector central de estruturas subverticais, de cisalhamento esquerdo, que separa domínios de vergência oposta da fase D1 hercínica. É composta de gnaisses, migmatitos e anfibolitos (Formação de Campo Maior), litologias da Série Negra (Formações de Morenos e Mosteiros) e rochas porfiróides ácidas, xistos e grauvaques (Formação da Urra), cavalgantes sobre o Ordovícico da ZCI (Oliveira *et al.*, 1991).

Sector de Alter do Chão – Elvas

O limite setentrional desta unidade coincide com o cavalgamento de Alter do Chão, enquanto o meridional é marcado por uma discordância câmbrico-ordovícica no carreamento da Juromenha (Oliveira *et al.*, 1991). A estrutura geral deste domínio é em

antiforma, com o Proterozóico superior a ocupar o núcleo. O flanco nordeste é cavalgado pela Faixa Blastomilonítica, enquanto que o sudoeste é composto por rochas paleozóicas tectonizadas, com estruturas com vergência para SW (Chacón *et al.*, 1983).

Estratigraficamente, esta unidade tem, na sua base, níveis de conglomerados e arcoses que passam lateralmente a vulcanitos ácidos. Segue-se a Formação Carbonatada, composta por calcários (por vezes dolomíticos), conglomerados e vulcanitos ácidos. Acima desta, encontra-se a Formação de Vila Boim, composta por xistos e arenitos com intercalações de rochas vulcânicas ácidas e básicas, a topo da qual se depositou um nível de quartzitos, marcando o final do Câmbrio inferior. Já do Câmbrio médio, encontra-se o Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem, constituído por xistos, psamitos, vulcanitos ácidos, basaltos alcalinos e rochas peralcalinas extrusivas, e a Formação de Fatuedo, composta por xistos e psamitos com magnetite, grauvaques e arenitos com intercalações de conglomerados. Segue-se a Formação de Barrancos (do Ordovícico) que assenta em discordância sobre o Câmbrio médio. É constituída por xistos cinzentos e psamitos, arenitos ferruginosos e conglomerados na base (Oliveira *et al.*, 1991). O metamorfismo é geralmente de baixo grau, embora possam ocorrer, localmente, pequenos domos térmicos na fácies anfibolítica.

Domínio de Estremoz – Barrancos

O seu limite setentrional corresponde ao carreamento da Juromenha, enquanto que o meridional se situa no carreamento de Santo Aleixo da Restauração. O metamorfismo é de baixo grau, sendo as estruturas mais importantes, o antiforma de Estremoz e o sinforma de Barrancos (Chacón *et al.*, 1983).

A sequência estratigráfica geral compreende litologias com idades desde o Câmbrio médio até ao Devónico superior. É constituída pelas seguintes unidades: Formação de Ossa, com xistos, psamitos, grauvaques e intercalações de metavulcanitos básicos; Formação de Barrancos, composta por xistos, psamitos, vulcanitos ácidos e básicos; Formação de Colorada, constituída por xistos e psamitos, na base, e arenitos bioturbados, no topo; Formações de Xistos com Nódulos, Xistos Raiados e de Russianas, essencialmente compostas por xistos, mas com ocorrências de lilitos, calcários, psamitos e calcarenitos; Formação de Terena, composta por níveis turbidíticos de xistos e grauvaques e conglomerados (Oliveira *et al.*, 1991).

Domínio de Évora – Beja

O Domínio de Évora-Beja distingue-se dos restantes pela grande abundância de maciços plutónicos variscos. Estes corpos ígneos são de composição essencialmente granitóide, no Maciço de Évora, e básica, no Maciço de Beja. Neste domínio, podem encontrar-se os afloramentos mais contínuos do Proterozóico e Paleozóico inferior, nos quais ficaram registadas duas fases de deformação varisca (Chacón *et al.*, 1983; Araújo, 1995). Para sudoeste, observa-se com importância progressivamente maior uma fase de deformação precoce, acompanhada de um evento metamórfico de alta pressão, relacionado com a instalação do Complexo Ofiolítico de Beja - Acebuches (Araújo, 1995). O tipo de metamorfismo é geralmente de baixo grau, embora ocorram alguns complexos com características de baixa pressão - alta temperatura, com graus metamórficos médio a alto (Quesada & Munhá, 1990).

Terreno do Pulo do Lobo

O Terreno do Pulo do Lobo foi definido por Ribeiro *et al.* (1990), como um terreno tectono-estratigráfico distinto, externo à ZOM e à ZSP, mas com uma influência importante na evolução geodinâmica da ZOM. É constituído por duas unidades principais: o Complexo Ofiolítico de Beja - Acebuches (COBA) e a unidade do Pulo do Lobo.

O COBA apresenta uma geometria complexa, testemunha de várias fases de deformação. As litologias presentes são, da base para o topo: cumulos harzburgíticos-duníticos serpentinizados; flasergabbros, ocasionalmente com intercalações de metatrandjemitos; anfíbolitos, localmente correspondentes a complexos de dique em dique; anfíbolitos derivados de basaltos, apresentando por vezes estruturas em *pillow lavas* e níveis de cherte intercalados. Devido à existência de uma assinatura geoquímica orogénica, e de rochas calco-alcalinas intercaladas na sequência, o COBA foi interpretado como tendo sido formado numa bacia marginal pós-arco, no início da subducção varisca (Munhá *et al.*, 1986).

A unidade do Pulo do Lobo, por seu lado, tem uma composição predominantemente detrítica, podendo ser dividida em: Formação do Pulo do Lobo; Grupo Ferreira - Ficalho e Grupo Chança. A Formação do Pulo do Lobo (em posição inferior), é constituída por filádios e quartzitos intensamente deformados, intercalações menores de

vulcanitos félsicos e rochas básicas toleíticas do tipo N-MORB, na base. Por outro lado, os grupos Ferreira - Ficalho e Chança têm uma composição terrígena e um grau mais fraco de deformação. A presença de fósseis permitiu atribuir a estes dois grupos uma idade devónica superior. A unidade do Pulo do Lobo foi considerada como um prisma acrecionário associado à subducção do oceano varisco, devido à presença de um magmatismo toleítico do tipo N-MORB, uma estrutura intensamente imbricada e a ocorrência de “mélanges” sedimentares intercaladas com fragmentos ofiolíticos (Oliveira, 1990).

2.3.2 Evolução Geodinâmica da Zona de Ossa-Morena

Segundo Quesada (1990) (Fig. 7) a evolução geodinâmica da ZOM pode ser separada em dois grandes ciclos: ciclo precâmbrico e ciclo paleozóico. O Precâmbrico pode ser subdividido em duas fases distintas, uma pré-orogénica e outra sin-orogénica. No ciclo do Paleozóico, por sua vez, podem ser consideradas uma fase de “rifting” intracontinental (Câmbrico), uma fase de margem continental passiva (Ordovícico – Devónico) e uma fase sin-orogénica varisca (essencialmente, ao longo do Carbónico).

| IDADE | | UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS | EVENTOS TECTÓNICOS | MAGMATISMO | METAMORFISMO |
|-------------|--------------------------------|--|---------------------------|---|-----------------------------------|
| PALEOZÓICO | PÉRM. | sup. | OROGENIA VARISCA | Magmatismo pós-colisional | Metamorfismo de contacto |
| | | méd. | | | |
| | inf. | Flysch e molasso | | Magmatismo sin-orogénico | Metamorfismo regional varisco |
| | sup. | | | | |
| | méd. | Fase de rift | | | |
| | inf. | | | Fase Sarda (inclinação) | |
| ORD. | OROGENIA DO PRECÂMBRICO TARDIO | Magmatismo bimodal alcalino | Metamorfismo de contacto | | |
| CÂMB. | | Magmatismo bimodal peralcalino, alcalino e toleítico | | | |
| PRECÂMBRICO | VENDIANO | | Sequências sin-orogénicas | Plutonismo peraluminoso | Metamorfismo regional plurifacial |
| | PROTEROZÓICO SUPERIOR | RIFEANO SUPERIOR | | Magmatismo sin-orogénico calco-alcalino | |
| | | | Sequências pré-orogénicas | Vulcanismo bimodal toleítico | |

Fig. 7 – Principais acontecimentos tectono-estratigráficos ante-mezozóicos na Zona de Ossa-Morena. Adaptado de Quesada (1990).

2.3.2.1 O ciclo precâmbrico

As sequências pertencentes ao Precâmbrico, na Zona de Ossa Morena, podem ser individualizadas, de acordo com os contextos tectónicos em que foram formadas, em sequências pré-orogénicas e sin-orogénicas (Quesada *et al.*, 1990), embora ambos os tipos apresentem evidências de deformação cadomiana. Começando pela base, as sequências pré-orogénicas representadas em Portugal são as seguintes:

Formação Blastomilonítica. Ocorre apenas no sector mais setentrional da ZOM e é constituída por gnaisses (frequentemente migmatíticos) e anfíbolitos (tendo os seus protólitos tido origem em toleítos continentais). Estas rochas estão extremamente deformadas e sujeitas a metamorfismo de graus médio a alto, ocorrendo pequenas quantidades de eclogitos retrogradados no interior dos anfíbolitos. Ocasionalmente, ocorrem gnaisses biotíticos, chertes negros e mármore. (Quesada & Munhá, 1990);

Série Negra. Largamente representada por toda a ZOM, esta é uma unidade em que o grau metamórfico é tipicamente baixo (embora com ocorrências de alto grau). É constituída fundamentalmente por metapelitos grauvacóides ricos em grafite e paragnaisses, intercalados com grauvaques, chertes negros, metavulcanitos ácidos e anfíbolitos. Esta série ter-se-ia inicialmente depositado num ambiente de margem continental passiva durante um episódio de expansão oceânica no Rifeano médio-superior. Na sequência superior da Série Negra, regista-se um aumento da granulometria das rochas detríticas e a incorporação de clastos provenientes de vulcanitos calco-alcalinos (Ribeiro *et al.*, 1990).

Assim, durante o Rifeano superior, o ambiente tectónico terá começado a mudar de fundamentalmente extensional para compressivo, culminando com o início da orogenia cadomiana no princípio do Vendiano. Neste novo regime tectónico, desenvolveram-se as denominadas sequências sin-orogénicas (Quesada *et al.*, 1990), das quais se destaca a seguinte, pela sua representação no sector português da ZOM:

Formação de Urra. Complexo (meta-) vulcano-sedimentar, aflorante apenas no NE do Alentejo, no domínio da Faixa Blastomilonítica, a norte do anticlinal de Campo

Maior – Crato. Inclui um conjunto mais antigo, constituído por metavulcanitos ácidos porfíroides, metarcoses e, raramente, metaconglomerados, provavelmente equivalente ao Complexo Vulcano-Sedimentar Calco-Alcalino definido no sector espanhol, o qual incorpora os Pórfiros de Bodonal e a Formação de Malcocinado, entre outras unidades. O conjunto mais recente é constituído predominantemente por xistos e grauvaques, semelhantes ao Complexo Xisto-Grauváquico da ZCI (Oliveira *et al.*, 1991).

2.3.2.2 O ciclo paleozóico

Ainda de acordo com o trabalho de Quesada (1990), o ciclo paleozóico no Maciço Ibérico pode ser dividido em três fases distintas: uma fase inicial de *rifting*, no Câmbrico, seguida de uma fase de margem continental passiva, do Ordovícico ao Devónico inferior, e terminando numa fase sin-orogénica do Devónico médio ao Pérmico inferior.

Fase de *rifting* do Câmbrico

Na ZOM, o Câmbrico apresenta-se, do ponto de vista geodinâmico, como uma fase de *rifting*, evidenciada por variações abruptas das fácies sedimentares (e das respectivas espessuras), pela existência de actividade vulcânica bimodal e pela formação de falhas lítricas, muitas das quais terão sido reactivadas, na orogenia varisca, como falhas inversas ou de desligamento. Assenta sobre o soco proterozóico através de uma discordância angular e erosional (Liñan & Quesada, 1990).

A estratigrafia deste período é concordante com o ambiente deposicional de estiramento crustal, existindo três litossomas fundamentais: uma sequência terrígena, na base; uma unidade intermédia com litologias carbonatadas e siliciclásticas; no topo, um litossoma terrígeno com intercalações de vulcanitos alcalinos. Ainda de acordo com o mesmo trabalho, nestes litossomas estão registados dois grandes ciclos transgressivo-regressivos.

O litossoma terrígeno inferior, designado Formação de Torreárboles, marca o início do evento transgressivo que desencadeou o primeiro grande ciclo deposicional do Câmbrico. Com espessura máxima de 350 m, é constituído por uma base de arenitos e conglomerados, que evolui para argilitos vermelhos intercalados com arenitos, no topo, num ambiente pouco profundo.

O litossoma intermédio, com forte presença de litologias carbonatadas (calcários e dolomias), é geralmente concordante com o anterior, apesar de ocasionalmente assentar sobre o Precâmbrico, e representa o ponto alto da primeira transgressão do Câmbrico. Foram definidas diversas formações, com composições mistas de sedimentos siliciclásticos e carbonatados, ocasionalmente com intercalações de horizontes vulcânicos. A sua espessura varia entre os 50 e os 1000 m.

No topo das sequências do Câmbrico, o litossoma terrígeno superior tem espessuras variando dos 400 aos 1200 m e contém intercalações espessas de rochas vulcânicas alcalinas bimodais. Inclui um nível inferior de argilitos, passando a arenitos, numa sequência regressiva, completando o primeiro ciclo transgressivo-regressivo do Câmbrico. Em seguida, inicia-se o segundo grande ciclo com uma nova sequência de argilitos.

Margem continental passiva (Ordovícico – Devónico)

Entre o final do Câmbrico e o Devónico médio, a ZOM atravessou uma fase de margem continental passiva. Havendo escassez de níveis fossilíferos em grandes extensões desta zona, as idades das formações desta fase só podem ser determinadas com segurança em poucos locais. Deste modo, para sectores significativos da ZOM, as idades são atribuídas com base em correlações litológicas e estruturais, com um grande grau de incerteza (Robardet & Gutierrez-Marco, 1990).

Durante o Ordovícico, assistiu-se a uma transgressão marinha iniciada com depósitos de arenitos ferruginosos e conglomerados, aos quais se sobrepõe uma sequência de sedimentos terrígenos finos, com grande expressão. No Sector de Estremoz-Barrancos, sobre os sedimentos de granulometria fina, depositou-se a Formação Colorada (arenitos e pelitos), a qual tem sido relacionada com um ambiente litoral, correspondendo, assim, a um episódio regressivo. Ao longo deste período, foram-se instalando rochas ígneas, quer intrusivas peralcalinas no nordeste do Alentejo, quer vulcânicas toleíticas na base da Formação de Barrancos, indicativas da existência de estiramento crustal (Oliveira *et al.*, 1991).

Apesar de não ultrapassar os 150 m de espessura, o Silúrico, na ZOM, está largamente representado por uma série de metapelitos negros com metaliditos. Intercalados em metassedimentos considerados de idade silúrica, embora sem datações inequívocas, existem metabasaltos alcalinos no Anticlinal de Estremoz e na Formação dos Xistos de

Moura. Caso se confirme a idade silúrica destes vulcanitos alcalinos, poder-se-á afirmar que o estiramento crustal se continuou a fazer sentir durante o período em causa. Deste estiramento, poderá ter resultado o terreno oceânico onde se formaram os basaltos do Terreno do Pulo do Lobo e o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA).

No Devónico inferior, mantém-se o regime de sedimentação em ambiente litoral, com pelitos e siltitos intercaladas por calcoarenitos fossilíferos (Robardet & Gutierrez-Marco, 1990; Oliveira *et al.*, 1991). O Devónico parece estar pouco representado na ZOM, sendo somente conhecidos níveis de calcários na região de Montemor-o-Novo (Boogard, 1972). Uma explicação para esta lacuna podem ser os processos erosivos presentes durante o levantamento inicial da cadeia varisca (Julivert *et al.*, 1983; Oliveira *et al.*, 1991).

Fase sin-orogénica: Devónico médio/superior – Pérmico inferior

Durante o levantamento da cadeia varisca, formaram-se na ZOM três grupos distintos de depósitos que atestam a evolução progressiva destes terrenos desde um ambiente de margem continental passiva até às fases finais do levantamento tectónico varisco. Estes grupos são os seguintes (Quesada *et al.*, 1990):

1. Sucessões de flyschóides marinhas de idades devónica superior e carbónica inferior, representadas por ocorrências dispersas e de pequenas dimensões. Apesar disto, trata-se do grupo mais bem representado. As fácies flyschóides representam desde ambientes marinhos profundos até pouco profundos, passando, nalguns casos, a fácies molássicas. No seu conjunto parecem testemunhar deposição em bacias em situação ante-país. No Maciço de Évora, este grupo está representado pela Formação de Cabrela (Ribeiro, 1983; Pereira *et al.*, 2006). Um aspecto a salientar é a intercalação, nestas sucessões, de testemunhos de actividade vulcânica de tendência calco-alcalina (Santos *et al.*, 1987, 1990; Chichorro, 2006)

2. Depósitos em bacias inter-montanhas sin-orogénicas. São conhecidas quatro bacias, de idades entre o Tournaisiano superior e o Estefaniano, devidas à conjugação da elevação da cadeia varisca com o desenvolvimento de regimes transtensionais localizados e efémeros que propiciaram a abertura de pequenas bacias de

deposição. O retorno ao regime transpressivo dominante determinaria a relativa pequena duração destes episódios sedimentares.

3. Sequências tardi-orogénicas em bacias inter-montanhas. Os sedimentos aqui presentes são flúvio-lacustres e depositaram-se durante o Estefaniano superior e o Autuniano inferior, em ambiente marcadamente extensional, durante as últimas etapas da orogenia varisca. A informação paleobotânica indica uma ligação da ZOM à África e, simultaneamente, a existência de uma barreira a norte da ZOM, que seria a cadeia de montanhas entretanto edificada.

2.3.3 *Magmatismo*

A ZOM, sendo uma unidade tectono-estratigráfica independente, tem características de magmatismo distintas das das zonas envolventes.

O plutonismo difere do da ZCI pela relativa abundância de intrusões básicas e intermédias, pela menor dimensão das intrusões (Sánchez Carretero *et al.*, 1990) e pelo intervalo alargado de tempo em que ocorreu magmatismo, do Neoproterozóico ao Pérmico superior (Galindo & Casquet, 2004; Casquet & Galindo, 2004).

Esta actividade magmática extensa foi dividida em três episódios principais, relacionados com os ciclos tectónicos do Neoproterozóico e do Paleozóico. Assim, podem classificar-se os episódios magmáticos como pré-variscos, variscos e pós-variscos.

Magmatismo pré-varisco

O conjunto de episódios magmáticos pré-variscos contém testemunhos de importantes eventos vulcânicos, sub-vulcânicos e plutónicos. Devido à alteração e à escassez de dados geocronológicos fiáveis, torna-se difícil estabelecer as suas características geoquímicas, assim como as respectivas idades absolutas. Distinguem-se, no entanto, três etapas: Neoproterozóico, Câmbrico e Ordovício.

O **magmatismo neoproterozóico** encontra-se representado em litologias da Série Negra e no Anticlinal de Olivença e é representado por ortognaisses, anfíbolitos e eclogitos retrogradados, bem como por um complexo vulcano-sedimentar andesítico com pequenos corpos intrusivos de composição diorítica a granítica.

No **Câmbrico** encontram-se testemunhos tanto da vertente vulcânica como da plutónica. O vulcanismo tem, essencialmente, um carácter bimodal, representado por metabasitos e meta-riolitos, estando provavelmente ligado aos estádios iniciais do *rifting* intracontinental. O plutonismo encontra-se fundamentalmente expresso no núcleo do Anticlinal de Olivença, onde se distinguem dois grupos de intrusões: um mais antigo, do Câmbrico inferior ao médio, constituído por tonalitos, granodioritos e granitos; outro, do Câmbrico médio, também representado por granitóides, mas de tendência alcalina.

O **Ordovícico** é representado por um episódio de plutonismo anorogénico relacionado com a continuação do *rifting* iniciado no Câmbrico. Este plutonismo aflora em Portugal nos domínios da Faixa Blastomilonítica e de Alter do Chão - Elvas. É representado por ortognaisses frequentemente milonitizados durante a orogenia varisca (Galindo & Casquet, 2004).

Magmatismo varisco

Na parte espanhola da ZOM, o magmatismo varisco mais bem conhecido encontra-se representado por um conjunto de plutões nas unidades do Anticlinal de Olivença e na faixa metamórfica de Aracena (Casquet & Galindo, 2004).

Em Portugal, o magmatismo varisco da ZOM aflora em três grandes zonas: **Maciço de Beja**, **Maciço de Évora** e **Maciço do Nordeste Alentejano** (Carta Geológica de Portugal na Escala 1 : 500 000, 1992):

O Maciço de Beja é composto por diversas unidades com a seguinte distribuição, de SW para NE: Unidade de Odivelas, constituída fundamentalmente por gabros e basaltos de afinidade toleítica, possivelmente relacionados com as fases iniciais de um arco magmático varisco (Santos, 1990); Unidade de Alvito, composta por intrusões dioríticas calco-alcalinas; Unidade de Baleizão, de natureza essencialmente sub-vulcânica, com carácter ácido e quimismo calco-alcalino, composta predominantemente por pórfiros e granófiros. Parecendo ter uma estreita relação com o Maciço de Beja e, eventualmente, com o Maciço de Évora, são de referir complexos vulcano-sedimentares com registo de actividade ígnea extrusiva de tendência calco-alcalina, como os da Toca da Moura (Santos *et al.*, 1987) e Cabrela (Chichorro, 2006).

Tanto no Maciço de Évora (ME) como no Maciço do Nordeste Alentejano, o magmatismo varisco está representado por um grande número de plutões de granitóides sin e tardi a pós-cinemáticos.

O ME é composto por uma grande variedade de maciços plutónicos implantados no Carbónico inferior. Predominam os tonalitos e granodioritos, os quais são frequentemente acompanhados por granitos, mas também se regista a presença de corpos gabro-dioríticos. Este último aspecto sugere uma participação mantélica na génese do plutonismo (Moita, 2007). A associação de granitóides com rochas de proveniência mantélica pode significar um período de extensão crustal. A maioria destes plutões foi afectada pela segunda fase de deformação varisca, como é o caso dos maciços de Évora – S. Manços, Divor, S. Miguel e Redondo e, conseqüentemente, apresentam “gnaissosidade” (Carvalhosa, 1983; Carvalhosa & Zbyszewsky, 1994).

Nas proximidades de Montemor-o-Novo, ocorre um conjunto de afloramentos tonalíticos, sendo o mais importante o de Hospitais. Estes tonalitos ter-se-ão instalado entre as duas fases principais de dobramento hercínico (Carvalhosa & Zbyszewsky, 1994). O Maciço de Hospitais é um corpo plutónico elíptico, orientado na direcção WNW - ESE. É intrusivo no complexo gnaisso-migmatítico, apresentando uma foliação moderada coplanar com os gnaisses e migmatitos envolventes, devido a uma cristalização sin-tectónica. É constituído essencialmente por tonalitos, embora pareça estar geneticamente relacionado, quer com rochas gabróicas, quer com rochas mais ácidas, aflorantes em zonas próximas (Moita *et al.*, 2005a, b, c; Moita, 2007).

Magmatismo pós-varisco

O magmatismo pós-varisco na ZOM é composto por diversos diques subverticais de diabases, com largura entre 0.1 e 3m e orientação típica NW-SE. São compostos por basaltos do tipo toleítico continental e representam um evento distensivo no Pérmico superior (Casquet & Galindo, 2004). Posteriormente, no Jurássico inferior, implantou-se um importante dique, com cerca de 530 km, que atravessa a ZOM em Espanha e Portugal com orientação média NE-SW. Tendo-se instalado ao longo da falha alpina de Messejana, este dique é de natureza dolerítica e apresenta características geoquímicas toleíticas continentais.

2.3.4 *Metamorfismo e Deformação*

Conforme referido anteriormente, a Zona de Ossa-Morena revela uma grande complexidade, como consequência da sobreposição dos efeitos dos processos tectónicos dos ciclos orogénicos polifásicos cadomiano e varisco.

A orogenia varisca deixou nos terrenos da ZOM evidências de três fases de deformação, que são distinguíveis ou não consoante o andar estrutural (Araújo, 1995): **D1**, relacionada com a obdução de sul para norte do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches; **D2**, em que se produziram dobramentos de orientação N-S e cavalgamento para oeste; **D3**, caracterizada pela formação de estruturas com orientação aproximada NW-SE e vergência para SW.

Recentemente, foram identificadas rochas metamórficas nas fácies dos xistos azuis e eclogítica, o que veio revelar a existência de metamorfismo de alta pressão na ZOM (Fonseca, 1996). Estas rochas encontram-se nas zonas de Alvito-Viana do Alentejo e Safira (Montemor o Novo), onde os eclogitos se encontram no interior dos metavulcanitos ácidos e dos micaxistos da Série Negra.

No domínio de Évora-Beja encontram-se os afloramentos proterozóicos e paleozóicos mais contínuos de toda a ZOM, nos quais ficaram registadas essencialmente as duas últimas fases de deformação varisca (Chacón *et al.*, 1983; Araújo, 1995). O grau metamórfico é predominantemente baixo, embora existam complexos metamórficos de baixa pressão e temperatura média a alta. Observa-se o aparecimento progressivo de estruturas da fase D1 na parte meridional da ZOM, relacionadas com a instalação tectónica do COBA (Araújo, 1995).

Na região abrangida pela concessão à Iberian Resources, em Montemor, o metamorfismo é fundamentalmente de baixa pressão, com fácies a variar entre a dos xistos verdes e a granulítica, ocorrendo fenómenos de migmatização. Neste sector do Maciço de Évora, Pereira *et al.* (2007) consideram existir três unidades tectonometamórficas que designam como: Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo, Terreno Metamórfico de Alto Grau de Évora e Terrenos Metamórficos de Grau Médio de Évora. As temperaturas mais elevadas foram atingidas, como o próprio nome indica, na segunda daquelas zonas, onde são abundantes os testemunhos de migmatização e os metassedimentos podem conter paragénese com feldspato potássico, silimanite, cordierite e andaluzite. Contudo, mesmo

nesta unidade são comuns associações de baixo grau, em consequência de fenómenos de retrogradação.

2.3.5 *Metalogenia*

Depósitos de ouro “mesotermiais”: definição e relação com conceitos mais modernos.

Segundo Inverno (2002), os depósitos de ouro mesotermiais foram originalmente definidos por Lindgren, em trabalhos publicados em 1911 e 1933, como depósitos formados a profundidades entre 1 e 4.5 Km, e sob condições de temperatura no intervalo entre os 200 e os 400 °C. Têm uma morfologia extremamente variável e estão associados a fenómenos de alteração importante, particularmente carbonatização.

Esta definição original foi posteriormente alargada a depósitos de Au formados a maior profundidade, até 12 Km, e num maior leque de temperaturas (150 – 700 °C), englobando fácies metamórficas desde as de muito baixo grau até à granulítica. Devido a esta extensão do conceito, considerou-se necessário passar a designar estes depósitos como “**mesotermiais**” (com aspas), em virtude da grande diversidade de profundidades, temperaturas e graus metamórficos que englobam.

Em trabalhos mais recentes, uma grande parte dos depósitos de Au “mesotermiais” tem vindo a ser inserida na categoria de depósitos de ouro orogénicos (Groves *et al.*, 1998). Este tipo de jazigos caracteriza-se por ocorrer sob a forma de veios de quartzo, resultantes da circulação de fluidos metamórficos, essencialmente ao longo de zonas de cisalhamento durante processos de convergência de placas. Os depósitos de ouro orogénicos são particularmente importantes em terrenos arcaicos, mas também são comuns em formações proterozóicas e fanerozóicas. Os fluidos envolvidos na génese deste tipo de depósitos caracterizam-se por terem pequena salinidade, pH quase neutro e composição mista de H₂O – CO₂ (Robb, 2005).

Depósitos de ouro “mesotermiais” na ZOM.

Em contraste com o que acontece em Espanha, em Portugal continental não se conhecem depósitos de ouro epitermais, apenas “mesotermiais”. Na ZOM em particular, pode encontrar-se este tipo de depósitos nas regiões de Portalegre e de Montemor-o-Novo.

Segundo Tornos *et al.* (2004), estes depósitos situam-se na Faixa Blastomilonítica e no domínio de Évora-Aracena, respectivamente.

A região de **Portalegre** inclui os depósitos de São Martinho, Alter do Chão, Algueiras – Nave de Grou – Mosteiros e Arronches. Destes, o depósito de S. Martinho ocorre em rochas na fácies anfibolítica, ao passo que o de Algueiras – Nave de Grou – Mosteiros não ultrapassa a dos xistos verdes.

Já na região de **Montemor-o-Novo**, os depósitos auríferos são da fácies anfibolítica e incluem-se numa faixa de orientação aproximadamente E-W entre Montemor e Santiago do Escoural.

Quer as mineralizações primárias de Portalegre, quer as de Montemor-o-Novo ocorrem na transição entre rochas metavulcânicas e metassedimentares do Proterozóico superior (Série Negra). Ocasionalmente, na região de Montemor, estes contactos incluem rochas calco-silicatadas / ”skarnóides”. Estas mineralizações estão relacionadas com importante alteração, principalmente silicificação (veios de quartzo ou massas), mas também cloritização, sericitização e carbonatização.

O ouro destas mineralizações está, muitas vezes (mas nem sempre) associado a pirite, pirrotite, arsenopirite e, menos frequentemente, a loellingite, calcopirite, realgar, barite e turmalina (Inverno, 2002; Tornos *et al.*, 2004). As mineralizações de Montemor-o-Novo encontram-se na proximidade dos cisalhamentos de Montemor e da Boa Fé. As rochas hospedeiras pertencem à unidade da Série Negra e, ocasionalmente, metavulcanitos ácidos que, em contacto com as rochas de alto grau metamórfico (paragnaisses e migmatitos), sofreram importante alteração hidrotermal durante a orogenia varisca (Tamaya Resources, S.D.).

Outros depósitos minerais.

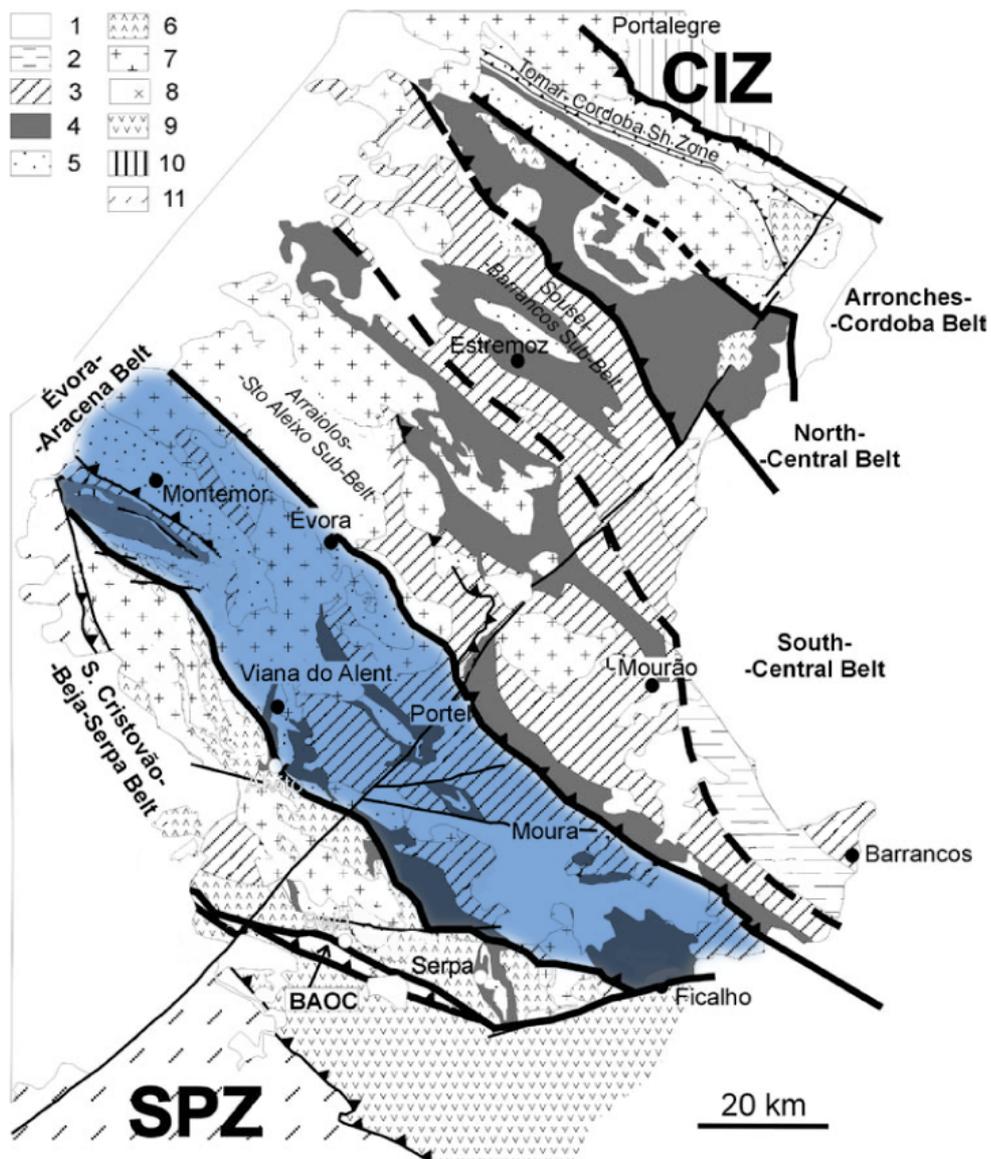
A ZOM é a zona do Maciço Ibérico com a maior variedade de mineralizações (não se restringindo às de ouro) e aquela que apresenta maior quantidade de depósitos e ocorrências minerais, se bem que sem terem tido, no último século, a importância económica dos jazigos explorados na ZSP e na ZCI. Aqueles depósitos tiveram a sua origem nos ciclos orogénicos cadomiano e varisco e nas etapas intermédias de *rifting*, no Câmbrico, e de plataforma continental estável, no Ordovícico – Silúrico.

Os depósitos cadomianos estão geralmente associados a ambientes de arco magmático e incluem os seguintes tipos: sulfuretos maciços de origem vulcânica; depósitos sedimentares exalativos de barite e Zn-Pb; pequenos depósitos do tipo *porphyry copper*.

O Paleozóico inferior é escasso em ocorrências minerais, destacando-se, contudo, alguns depósitos estratiformes ferríferos relacionados com o vulcanismo do Câmbrio.

No ciclo varisco, devido à tectónica e ao magmatismo, formou-se uma grande variedade de mineralizações: veios de Zn-Pb-Cu sin-metamórficos, na periferia de plutões; sulfuretos maciços associados a rochas vulcânicas; corpos de substituição e “skarns” com óxidos de ferro; jazigos magmáticos de magnetite e Ni-Cu; corpos metassomáticos de Sn-W na periferia de granitos (Tornos *et al.*, 2004).

Esta variedade de mineralizações encontra-se distribuída num padrão de faixas mais ou menos paralelas, com alinhamento WNW-ESE, coincidindo aproximadamente com os principais domínios tectono-estratigráficos da ZOM (Fig. 8).



1. Cenozoic sedimentary cover.
 2. Metasedimentary sequences of Late Devonian age.
 3. Metasedimentary and metavolcanic sequences of Ordovician-Silurian age.
 4. Metasedimentary (including metadolostones) and metavolcanic sequences of Cambrian age.
 5. Metasedimentary and metavolcanic sequences of Proterozoic age.
 6. Gabbros (and diorites) and ultramafic rocks (Lower Paleozoic to Variscan).
 7. Undifferentiated Variscan and Late-Variscan granitoid rocks.
- Oceanic exotic Terranes:
8. Beja-Acebuches Ophiolite Complex (BAOC).
 9. Pulo do Lobo Group (metasedimentary and metavolcanic rocks).
 10. Central-Iberian Zone metasedimentary rocks.
 11. South Portuguese Zone metasedimentary and metavolcanic rocks.

Fig. 8 - Mapa geológico sintético da ZOM mostrando as faixas metalogenéticas. Em destaque, a azul, a faixa de Évora-Aracena. Adaptado de Tornos *et al.* (2004).

2.4 Depósitos de Ouro na Mineralização do Escoural

Os depósitos auríferos na região de Santiago do Escoural (Fig. 9) têm origem “mesothermal”, apresentando como principais tipos de alteração silicificação maciça ou em veios, sericitização, cloritização e carbonatização. Na maioria dos casos, o ouro ocorre em mineralizações disseminadas, embora possa surgir em veios de quartzo, veios mineralizados, em *stockworks* e em corpos estratificados, por vezes associado a mineralizações de pirite, arsenopirite, pirrotite e/ou calcopirite, entre outros. As principais faixas mineralizadas ocorrem em veios lenticulares de diferentes espessuras e concordantes com a foliação e estratificação, ao longo da zona de cisalhamento dúctil S. Brissos-Boa Fé, onde existem contrastes reológicos entre as diferentes unidades litológicas. Devido a esta geometria lenticular, à relação com as rochas encaixantes e ao estilo da deformação, considera-se para estas mineralizações, uma origem epigenética, que terá ocorrido por reacção com um fluido hidrotermal a temperaturas superiores a 200°C, segundo Ribeiro (1994).

O mesmo autor sugere que a precipitação de Au ocorreu durante as fases tardias do principal evento mineralizante, ao longo de microfracturas com arsenopirite precipitada nos estágios iniciais. Segundo Tamaya Resources (S.D.), tal só se pode confirmar parcialmente: a arsenopirite e o Au não apresentam uma correlação geoquímica significativa, excepto em alguns filões de quartzo tardios.

A maior parte da mineralização aurífera ocorre nos metapelitos da Série Negra, existindo frequentemente uma boa correlação da intensidade da silicificação destas litologias com a mineralização aurífera. O mesmo não se pode afirmar para a alteração sericítica e clorítica (Tamaya Resources, S.D.).

Depósito de Braços

Situado no limite sul da área de prospecção, este depósito consiste numa jazida lenticular mergulhante para SE, aparentemente concordante com a lineação de estiramento. A mineralização encontra-se limitada a SE, provavelmente por uma zona de falha. Como litologias hospedeiras encontram-se xistos biotíticos, xistos felsíticos, felsitos e anfibolitos. A mineralização é provavelmente posterior ao evento metamórfico principal (metamorfismo regional), estando relacionada com a alteração retrógrada e a formação de

filões de quartzo. Encontram-se mineralizações associadas de arsenopirite e loellingite com Au visível em alguns veios de quartzo com arsenopirite (Tamaya Resources, S.D.).

Depósito da Chaminé

Este depósito encontra-se imediatamente a sul da zona de inflexão da zona de cisalhamento da Boa Fé. Está aparentemente limitado para NE por uma intersecção de falhas de desligamento esquerdo de orientação NE-SW a NNE-SSW, com a zona de cisalhamento. A mineralização principal é concordante com a orientação N-S da foliação, apesar de poder existir um sistema secundário associado a veios de quartzo ricos em arsenopirite no seio de xisto não silicificado. A mineralização está hospedada em xistos biotíticos e biotito-moscovíticos, leptinitos e rochas calcossilicatadas, atravessados por diques graníticos (Tamaya Resources, S.D.).

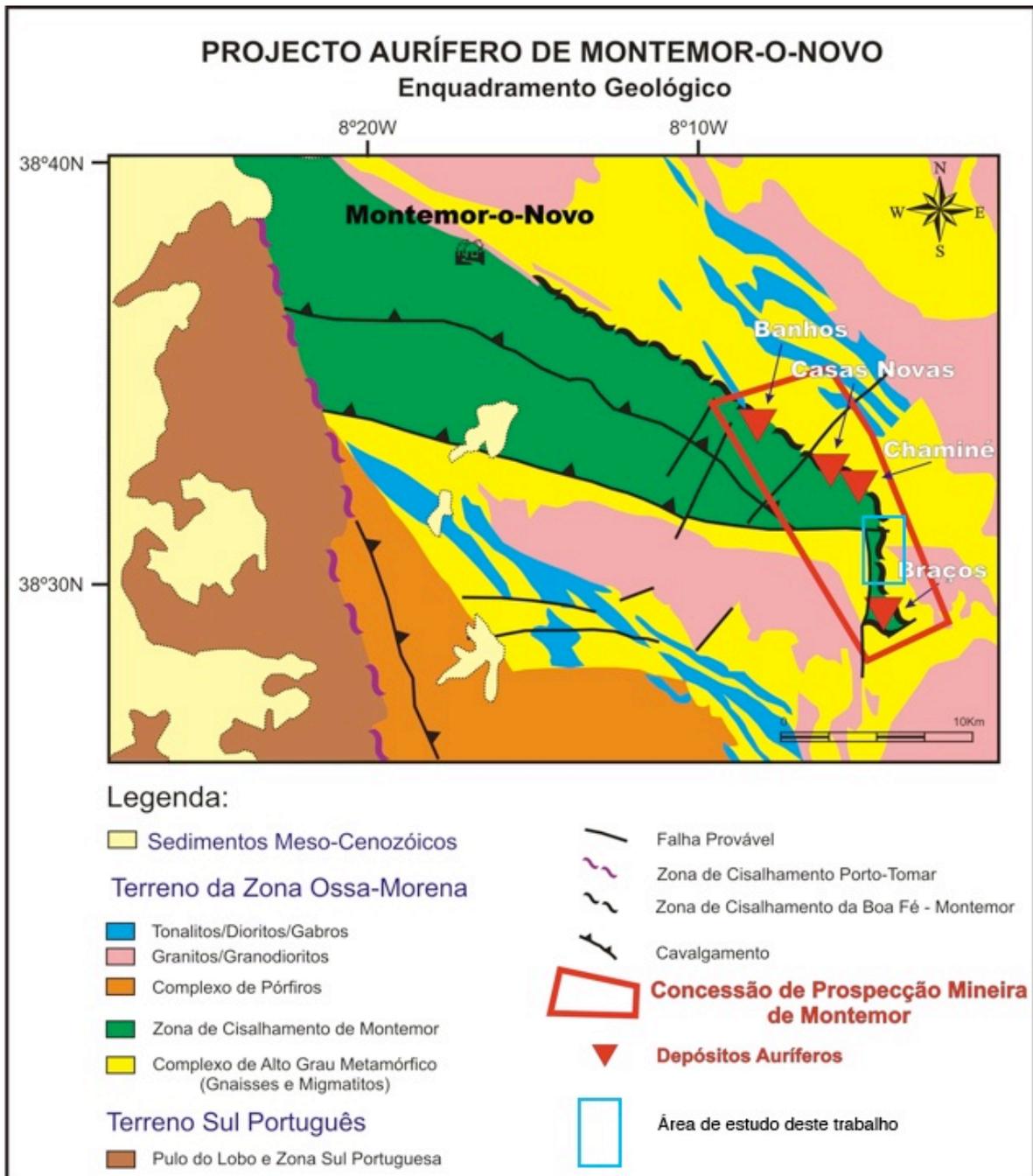


Fig. 9 – Localização dos principais depósitos de Ouro na Mineralização do Escoural num enquadramento geológico simplificado. Assinalada também, a azul, a área de estudo deste trabalho. Adaptado de Tamaya Resources (S.D.).

Depósito de Casas Novas

Situa-se a curta distância a NW do depósito da Chaminé e, tal como os outros situa-se, a tecto da zona de cisalhamento. Existem soleiras graníticas e aplito-pegmatíticas a tecto e a muro da zona de mineralização, mais pronunciadas para NW. As litologias

hospedeiras são felsitos, xistos biotíticos e xistos cordieríticos e estão intersectadas por uma massa tabular granítica. O Au aparece frequentemente em veios de quartzo e no xisto biotítico, com mineralizações associadas de arsenopirite e loellingite (Tamaya Resources, S.D.)

3 Descrição Geológica da Área de Cabanas-Vale de Rodrigo

A zona em estudo é parte constituinte da concessão da Iberian Resources para o projecto de prospecção de Montemor no jazigo aurífero do Escoural. Este jazigo enquadra-se nos domínios ocidentais da ZOM, no sector Montemor-Ficalho (Oliveira *et al.*, 1991), mais especificamente, no Maciço de Évora (Carvalhosa, 1983).

A sequência tectono-estratigráfica actual do ME (Fig. 10), proposta por Carvalhosa & Zbyszewski (1994) e reinterpretada por Chichorro (2006) à luz de dados cartográficos, geocronológicos e bioestratigráficos mais actuais (Pereira *et al.*, 2006), é composta por cinco unidades que, da base para o topo, são:

- Série Negra (Proterozóico superior);
- Complexo ígneo (félsico)-sedimentar (Câmbrico inferior-médio);
- Complexo ígneo (básico)-sedimentar (Câmbrico médio - Ordovícico?);
- Formação da Pedreira de Engenharia (Devónico médio);
- Formação de Cabrela (Devónico superior-Carbónico médio).

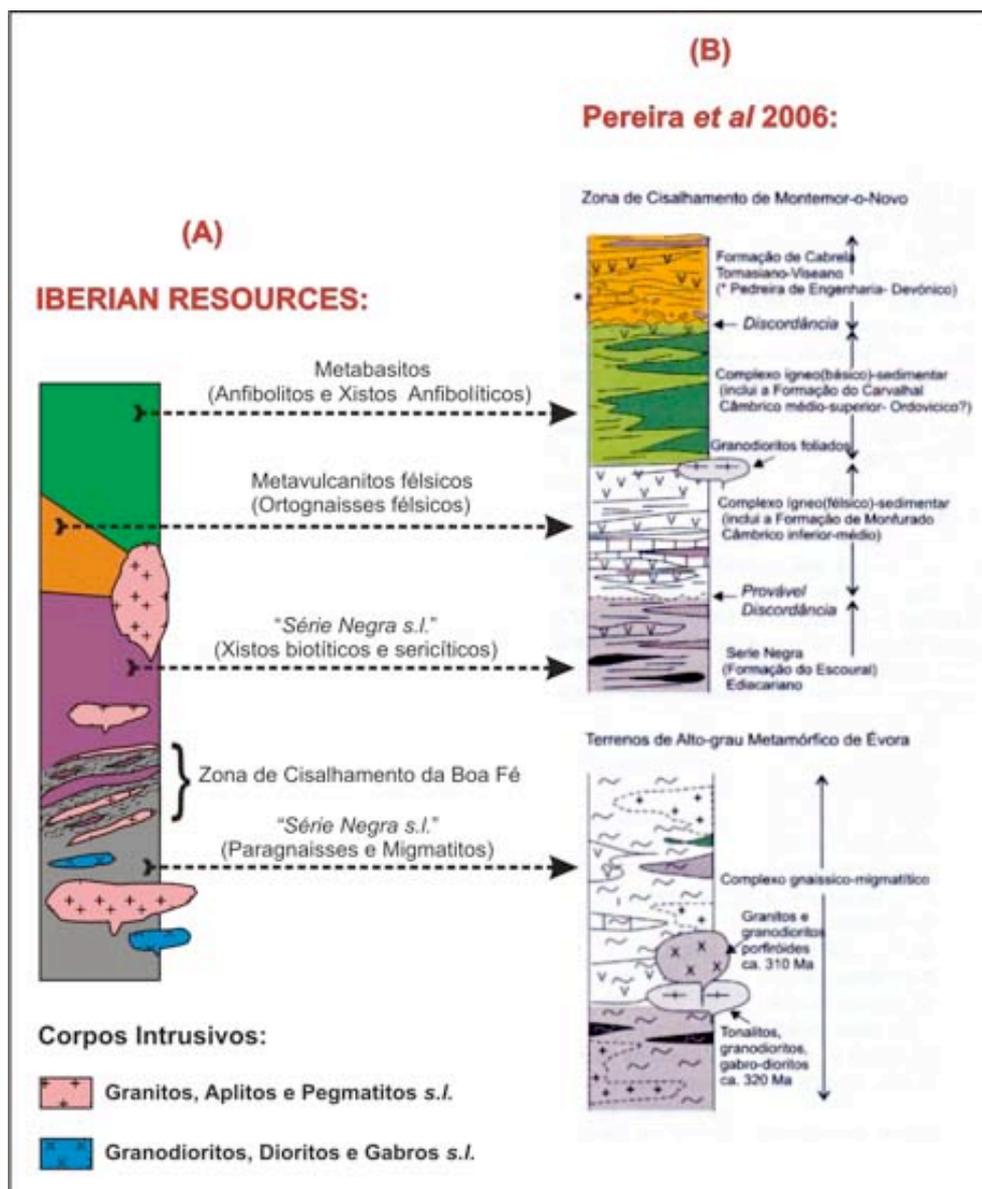


Fig. 10 - Coluna litoestratigráfica esquemática para a região concessionada elaborada pela Iberian Resources e a sua correlação com a Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo e os Terrenos de Alto Grau Metamórfico de Évora definidos em Pereira *et al.*, 2006. Figura retirada de Tamaya Resources, S.D.

3.1 Descrição e Análise das Unidades Cartografadas

Na área estudada, as litologias observadas foram agrupadas nas seguintes unidades cartográficas: **Série Negra s.s.** (considerada em sentido estrito, visto que dela foram excluídos os termos afectados pelas temperaturas mais altas de metamorfismo e pela anatexia crustal); **paragnaisses e migmatitos** (provavelmente também pertencentes, do ponto de vista lito-estratigráfico, à Série Negra); **metavulcanitos félsicos**; **metabasitos**; **rochas intrusivas** variscas (subdivididas em granitos e tonalitos). No interior de algumas destas unidades estão bem patentes alguns testemunhos de intensa actividade metassomática.

3.1.1 *Série Negra s.s.:*

A Série Negra é constituída por metassedimentos pelítico-psamíticos, intercalados com metabasitos de dimensões decimétricas a métricas e com ocorrências locais de metaliditos. Carvalhosa & Zbyszewski (1994) inserem esta unidade na Formação de Escoural. Estes metassedimentos possuem texturas lepidó-granoblástica, granoblástica e, frequentemente, porfiroblástica. As rochas desta unidade são habitualmente compostas por quartzo, plagioclase, biotite (\pm moscovite), andaluzite, grafite e minério opaco. Ocasionalmente, observa-se feldspato potássico, turmalina, granada, silimanite, apatite e zircão. A clorite, a sericite e o rútilo aparecem frequentemente como minerais de alteração (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994).

A Série Negra, nesta zona e no seu sentido mais amplo, apresenta aspectos litológicos distintos, consoante a localização relativa à Zona de Cisalhamento da Boa Fé (ZCBF).

A muro da ZCBF, forma um complexo metamórfico de alto grau, inserido no Terreno de Alto Grau Metamórfico de Évora (TAME), definido por Pereira *et al.* (2003), constituído por paragnaisses e migmatitos de anatexia e intrusões com composições diversas, de gabros a granitos (Chichorro, 2006). Neste trabalho, resolveu-se incluir este complexo metamórfico numa unidade à parte designada “**Paragnaisses e Migmatitos**” e que será tratada mais à frente.



Fig. 11 - Afloramento de micaxisto da Série Negra (*s.s.*) situado no monte de Esfôla-Caras, nas proximidades da amostra L39.

A topo da ZCBF, por outro lado, ocorrem predominantemente os micaxistos biotíticos e moscovíticos (Tamaya Resources, S.D.) que correspondem à “**Série Negra s. s.**” tal como serão doravante designados neste trabalho.

Castanho (2006) identificou, na sua zona de estudo e dentro desta unidade, quase exclusivamente afloramentos de quartzitos negros (metaliditos, uma das litologias representantes desta unidade) e alguns xistos associados. A abundância de afloramentos daqueles quartzitos deve-se provavelmente à sua grande resistência à meteorização. Pelo contrário, na área de estudo deste trabalho não foram observados metaliditos, mas tão só as litologias metapelíticas, um exemplo das quais se pode observar na Fig. 11.

Na área de estudo, a Série Negra *s.s.* surge principalmente a norte da estrada N1079, ocupando a crista do relevo de Esfolia Caras, orientada segundo NNW-SSE e com 100 a 250 m de largura. Esta direcção está provavelmente relacionada com a actividade da ZCBF (Chichorro, 2006). Em geral, a foliação tectónica (xistosidade) é paralela à orientação cartográfica da unidade. As excepções ocorrem habitualmente na proximidade do contacto com a unidade dos metavulcanitos fêlsicos (a oeste, geograficamente) e na presença de sistemas de falha/cisalhamento complexos, ao longo dos quais ocorreu hidrotermalismo testemunhado por veios de quartzo e fenómenos de silicificação (provavelmente responsáveis pelo relevo elevado do monte de Esfolia Caras). Nestas zonas ocorrem também mineralizações de barite, sulfuretos e ouro, bem como gossans.

Esta unidade continua para norte, para lá do limite definido para este trabalho, prolongando-se por toda a concessão de exploração ao longo da ZCBF (Tamaya Resources, 2008), estando as suas litologias associadas às mineralizações de ouro, que são o objectivo da prospecção da Iberian Resources. Para sul, a Série Negra termina abruptamente a cerca de 250 m a norte da estrada N 1079. Reaparece cerca de um quilómetro mais a sul, desta vez com limites geológicos muito imprecisos, devido à escassez de afloramentos nesta zona. Este novo ramo prolonga-se para sul, para além dos limites deste estudo, sendo a unidade hospedeira do depósito aurífero de Braços (Tamaya Resources, 2008, S.D.;

Quanto às amostras pertencentes à Série Negra *s.s.* colhidas no local de estudo deste trabalho, a sua descrição é apresentada a seguir:

L31 (Fig. 12): Micaxisto

Esta amostra é constituída por quartzo, plagioclase, moscovite, sericite, grafite, zircão e turmalina.

A textura é porfiro-grano-lepidoblástica, sendo os porfiroblastos (com cerca de 1 mm, em geral) de plagioclase. Os restantes minerais, bem como os grãos de menores dimensões de plagioclase constituem uma matriz em que se nota uma xistosidade, definida essencialmente por moscovite e grafite. A foliação contorna os porfiroblastos, sugerindo que eles se desenvolveram anterior ou precocemente em relação à deformação tectónica mais importante. A plagioclase apresenta-se tipicamente muito sericitizada.

O zircão e a turmalina encontram-se como minerais acessórios.

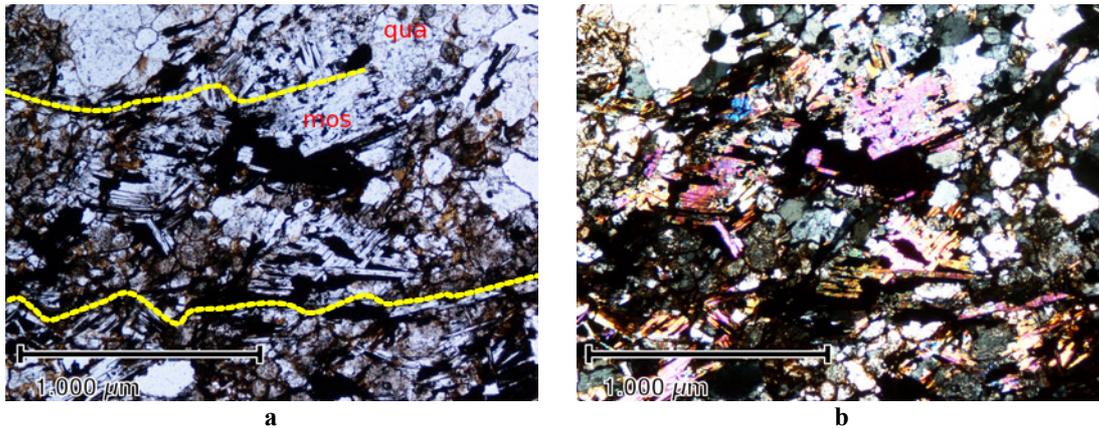


Fig. 12 - Microfotografia da amostra L31. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Evidenciada na imagem **a**, a amarelo, a principal anisotropia da rocha. A vermelho, estão assinalados grãos minerais de quartzo e moscovite

L34 (Fig. 13): Micaxisto

É composto pela seguinte paragénese: quartzo + plagioclase + biotite + moscovite + silimanite + opacos. Encontra-se ainda sericite, como mineral de alteração.

Possui uma textura grano-lepidoblástica. Os domínios granoblásticos têm composição quartzo-feldspática e grãos tipicamente com 200 µm. Originalmente, podem ter existido porfiroblastos de plagioclase, mas, devido à forte alteração por sericite, estes são indistinguíveis.

Os filossilicatos (biotite e moscovite), juntamente com alguns opacos (grafite?), apresentam-se bem alinhados, conferindo xistosidade à rocha. A anisotropia planar dominante encontra-se perturbada, provavelmente em consequência de um episódio de cisalhamento. As micas encontram-se acompanhadas por silimanite (fibrolite).

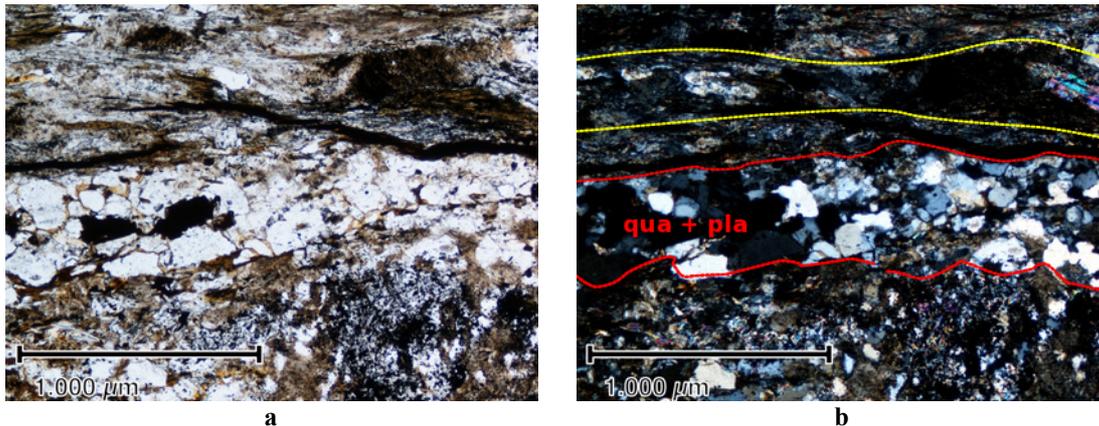


Fig. 13 - Microfotografias da amostra L34. Em **a**: observada com nicóis paralelos; em **b**: com nicóis cruzados. Assinalada, a amarelo, a xistosidade desta rocha. A vermelho, um domínio granoblástico, orientado com a xistosidade e constituído por quartzo e plagioclase.

L35 (Fig. 14): Micaxisto

Esta rocha é composta por quartzo + plagioclase + biotite + moscovite + opacos, a que se junta alguma esfena de provável origem hidrotermal.

A textura é grano-lepidoblástica, tendo os grãos de quartzo e plagioclase dimensões típicas de 200 µm. Os filossilicatos (com dimensões que podem chegar a milimétricas) encontram-se dispostos segundo uma orientação preferencial, conferindo xistosidade à rocha. Apresentam, além disso, os efeitos de crenulação ou de cisalhamento.

Existem massas sub-milimétricas de esfena hidrotermal no preenchimento das fracturas.

Estruturalmente, esta amostra encontra-se num afloramento que aparenta ter sofrido efeitos de cisalhamento: encontra-se numa zona de falha, onde a xistosidade predominante se afasta radicalmente da norma N-S para esta região, assumindo uma direcção aproximada de E-W.

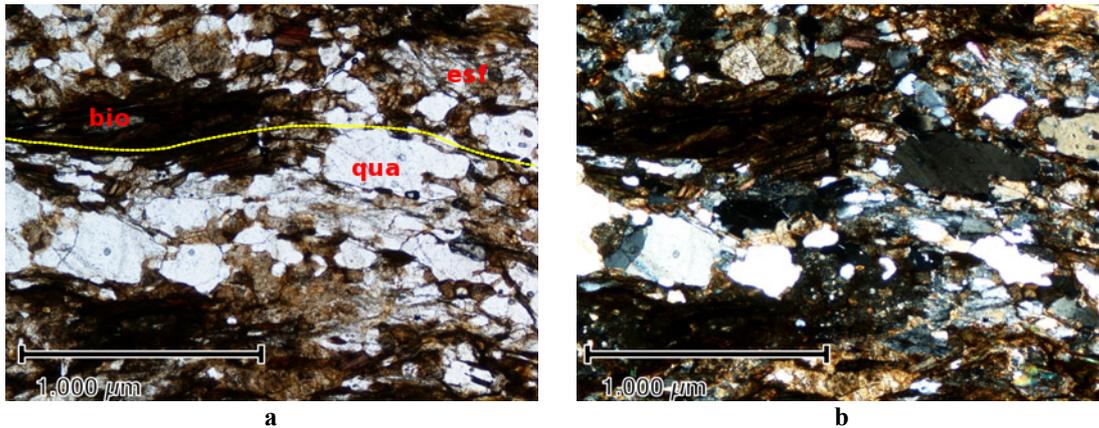


Fig. 14 - Microfotografias da amostra L35. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. A amarelo está assinalada a principal anisotropia da rocha. A vermelho, estão assinalados raios minerais de quartzo, biotite e esfena. Esta fotografia representa um pormenor em que a textura é mais granoblástica que lepidoblástica.

L36 (Fig. 15): Micaxisto

Mineralogicamente, é composta por quartzo, plagioclase, biotite, moscovite, esfena, opacos (grafite). Possui uma textura grano-lepido-porfiroblástica. Os porfiroblastos são de plagioclase sub-idioblástica com $1 \times 0,5$ mm. Existem massas de esfena hidrotermal. Os domínios granoblásticos são compostos fundamentalmente por quartzo xenoblástico com aproximadamente $400 \mu\text{m}$, enquanto que a xistosidade é conferida pelo alinhamento de biotite e moscovite em grãos subidioblásticos, frequentemente de dimensões milimétricas. Alguns opacos (grafite), alinham-se também segundo a xistosidade.

Foram observadas relíquias de andaluzite, provavelmente formada durante o pico térmico, contudo sendo praticamente destruída durante os processos de retrogradação.

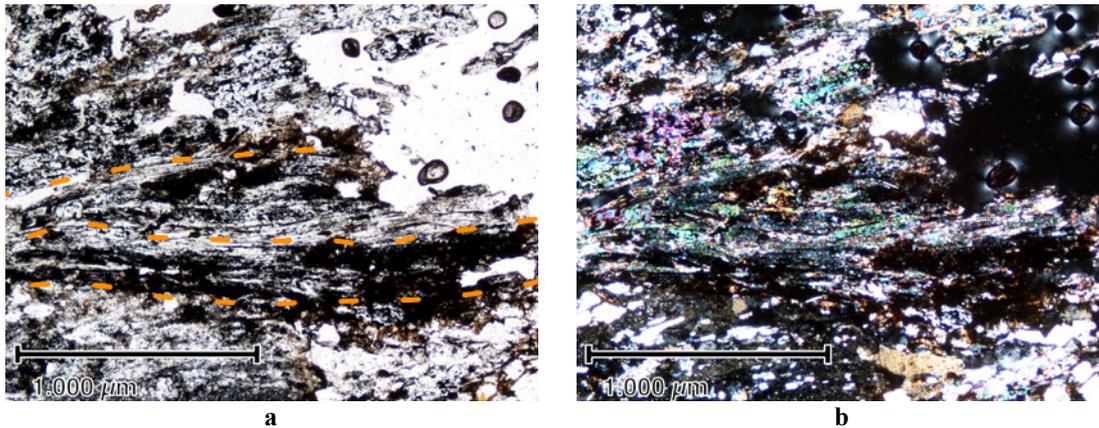


Fig. 15 - Microfotografias da amostra L36. Em **a**: observada com nicóis paralelos; em **b**: com nicóis cruzados. Em **a** está assinalado o alinhamento que confere a xistosidade à rocha.

L38 (Fig. 16): Micaxisto

Esta amostra é composta por quartzo, plagioclase, biotite, moscovite, opacos e sericite. A textura é grano-lepidoblástica com domínios granoblásticos com granularidade variando entre os 100 e 200 μm . A xistosidade é conferida pelo alinhamento dos filossilicatos. Esta xistosidade desvia-se da orientação típica N-S para WSW-ENE, o que pode indicar que se encontra numa zona de falha.

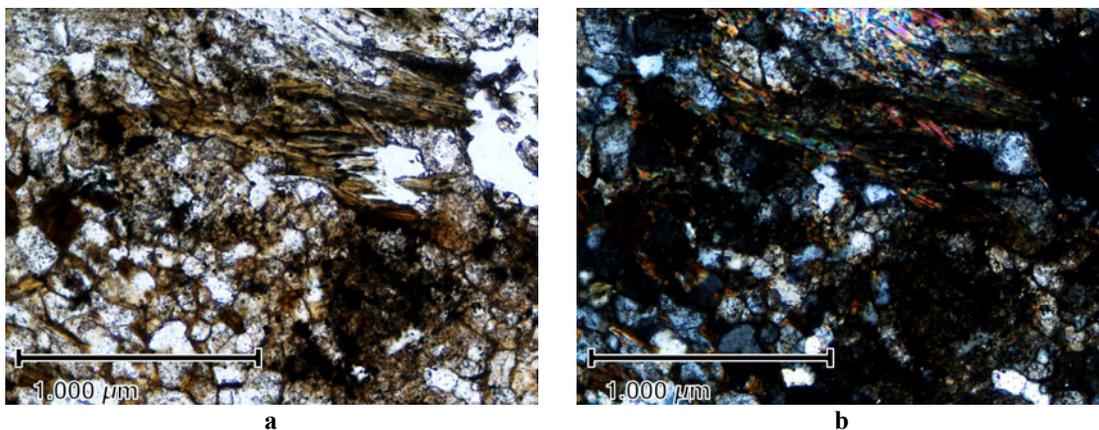


Fig. 16 - Microfotografia da amostra L38. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados.

L39 (Fig. 17): Micaxisto

A associação mineralógica é de quartzo + biotite + moscovite + plagioclase + opacos. Existe também alguma esfena hidrotermal.

Tem uma textura grano-lepido-porfiroblástica. Os porfiroblastos são compostos de moscovite sub-idioblástica com dimensão máxima de um milímetro. Os domínios

granoblásticos são compostos por grãos xenoblásticos de quartzo (e alguma plagioclase) com 100 μm . Também se observam massas xenoblásticas de esfena, possivelmente de origem hidrotermal.

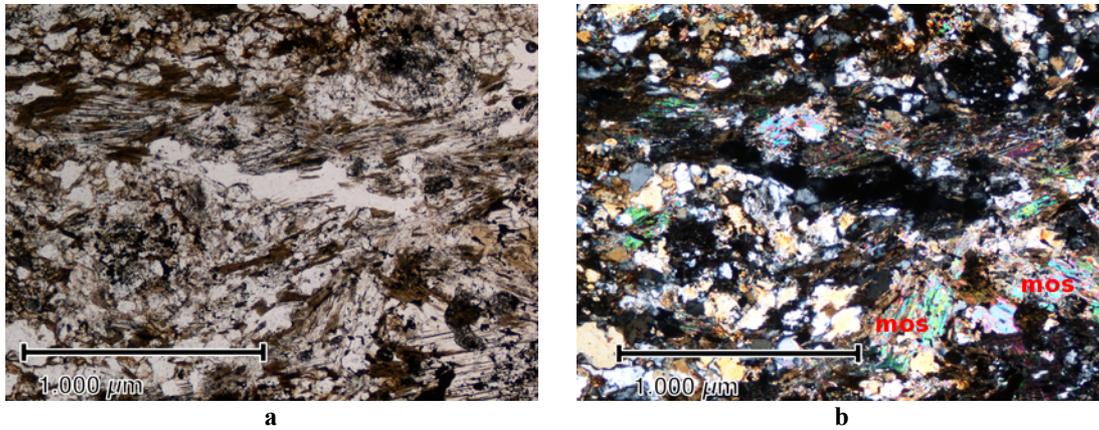


Fig. 17 - Microfotografias da amostra L39. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: com nicóis cruzados. Em **b** encontram-se assinalados porfiroblastos de moscovite.

3.1.2 *Paragnaisses e Migmatitos*

Esta é a unidade complementar à Série Negra s.s.; compreende provavelmente os materiais da Série Negra, sujeitos a metamorfismo de maior temperatura, o que levou à sua fusão parcial (Moita et al., 2009).

Estruturalmente, situam-se nos níveis mais profundos da Série Negra, na proximidade de intrusões granitóides variscas e fazem parte do Terreno de Alto grau Metamórfico de Évora, ou TAME (Chichorro, 2006).

Na zona de estudo, esta unidade aflora apenas num pequeno sector, na zona nordeste, mas está presente na maior parte da concessão, ocupando a zona a norte da Zona de Cisalhamento da Boa Fé, ZCBF (Tamaya Resources, 2008). Devido à pequena representação na área de trabalho, foi colhida apenas uma amostra desta unidade, cuja descrição é apresentada a seguir.

L33 (Fig. 18): Migmatito

Observam-se bandas claras (leucossoma), de composição granítica, alternando com faixas mais escuras (melanossoma), ricas de biotite. As bandas de leucossoma têm textura granular, subédrica e anédrica com cristais à escala milimétrica. A plagioclase e a microclina são tipicamente subédricos, enquanto que o quartzo se apresenta anédrico. Nas restantes faixas, a biotite (por vezes acompanhada de moscovite) é abundante e define uma foliação tectónica. Contudo, nestas faixas também se encontram pequenos grãos (com 200 a 300 μm) de quartzo e feldspatos.

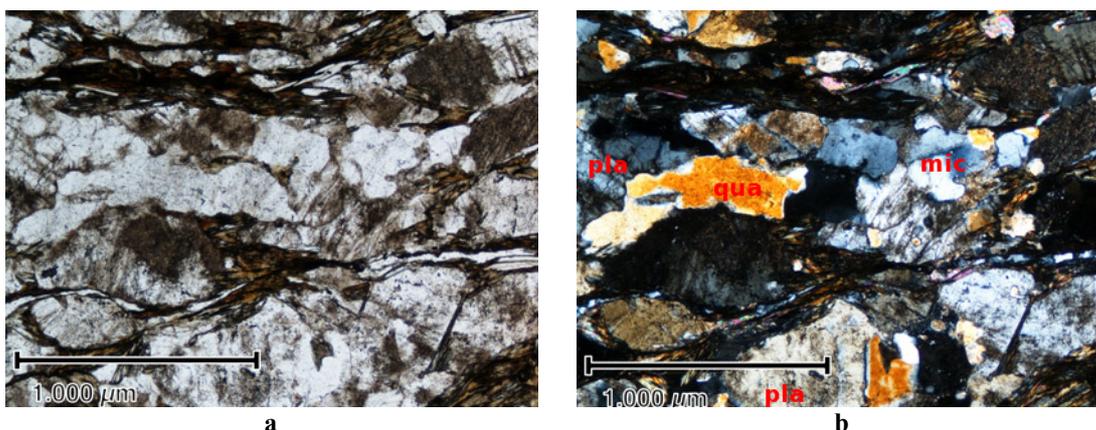


Fig. 18 - Microfotografia da amostra L33. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Em ambas observam-se as bandas do melanossoma intercaladas com o leucossoma. Este melanossoma está evidenciado pelos grandes grãos minerais de quartzo, plagioclase e microclina, assinalados a vermelho.

3.1.3 *Metavulcanitos Félsicos e Rochas Associadas*

Esta unidade situa-se a topo da Série Negra e correlaciona-se com a Formação de Monfurado (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994) e com a unidade inferior do Complexo Ígneo e Sedimentar de Monfurado, do Câmbrio inferior - médio (Chichorro, 2006). É composta por gnaisses félsicos, derivados de vulcanitos riolíticos e riodacíticos (lavas, tufos e aglomerados piroclásticos) e seus equivalentes hipabissais, associados a níveis sedimentares.

No sector de Esfolia Caras (e no alinhamento Casas Novas – Boa Fé), aparentam dispor-se ao longo de sinclinais a topo da Série Negra (Chichorro, 2006). Estes gnaisses, vulgarmente designados “Leptinitos de Escoural” (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994), apresentam-se fortemente tectonizados, silicificados e recristalizados, mascarando as texturas originais (Fig. 19).

Em termos mineralógicos, são tipicamente constituídos por uma grande quantidade de quartzo (de origem primária e de silicificação), feldspato alcalino e plagioclase (esta, geralmente, muito alterada), por vezes acompanhados por biotite e/ou moscovite. Zircão, apatite, turmalina e opacos ocorrem como minerais acessórios. A esfena de baixa temperatura está presente em algumas amostras como contributo hidrotermal.

A topo destes metavulcanitos, na interface com o Complexo Ígneo-Sedimentar (máfico) do Carvalhal, principalmente na zona norte do mapa, ocorrem expressões de forte metassomatismo, que não se considerou terem expressão cartográfica. Este alinhamento de litologias metassomáticas foi designado, na cartografia realizada pela RioFinEx (1988), por “Mélange Calcossilicatada”, um termo que reflecte uma transição composicional entre termos félsico e máfico devida ao efeito de fortes transformações químicas por acção de fases fluidas. Do ponto de vista mineralógico, estas transformações resultaram na formação de grandes proporções de granada e epidoto, bem como em fenómenos de carbonatização, cloritização, sericitização e silicificação. Neste contexto, o termo “mélange” não possui, por isso, a conotação tectónica que vulgarmente lhe é atribuída. Exemplos desta faixa metassomática são as amostras L14 (Fig. 24), incluída nesta unidade, e L06 e L09 (Fig. 27 e Fig. 31), incluídas na unidade dos metabasitos.

Segue-se a descrição petrográfica das amostras colhidas nesta unidade.



Fig. 19 - Apecto de um metavulcanito félsico aflorante no monte de Esfolia-Caras, nas proximidades da amostra L27.

L27 (Fig. 20): Metavulcanito Félsico

Esta amostra é composta por quartzo + microclina + plagioclase + biotite. Texturalmente, predomina o apecto de mosaico granoblástico definido pelos grãos (exemplificado na Fig. 3.11, desta amostra), com dimensões entre 100 e 700 μm , de quartzo xenoblástico e de feldspatos xenoblásticos a sub-idioblásticos. A biotite, menos abundante, encontra-se alinhada segundo a direcção tectónica dominante, conferindo à textura uma tendência grano-lepidoblástica.

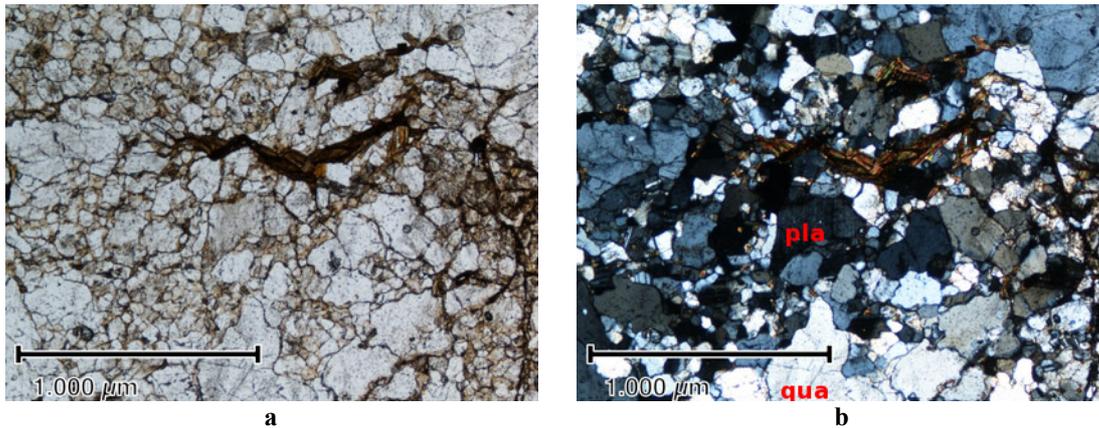


Fig. 20 - Microfotografia da amostra L27. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. A vermelho estão assinalados grãos de plagioclase e quartzo.

L28 (Fig. 21): Metavulcanito Félsico

A sua composição mineralógica é a seguinte: quartzo, plagioclase, microclina, sericite e opacos, tendo uma textura granoblástica de recristalização, com grãos de quartzo e plagioclase xenoblásticos e com dimensões entre 250 e 500 μm . O quartzo apresenta-se frequentemente em cristais maiores do que os dos restantes minerais, e contendo grande quantidade de inclusões fluidas, o que indica que pode ter ocorrido alguma silicificação hidrotermal.

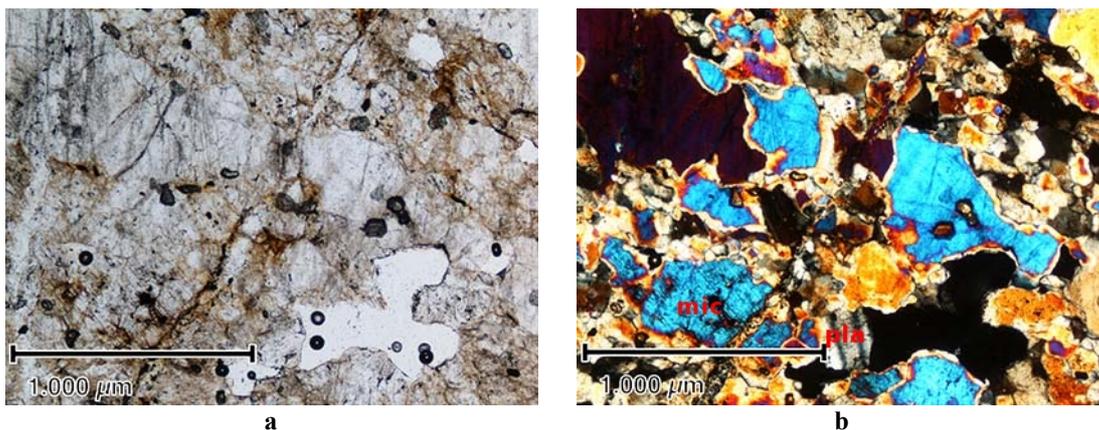


Fig. 21 - Microfotografia da amostra L28. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Na imagem a nicóis cruzados observa-se que esta lâmina ficou com espessura superior à regulamentar (30 μm), pois os principais minerais apresentam elevadas cores de interferência (azuis de primeira ordem).

L29 (Fig. 22): Metavulcanito Félsico

Esta rocha tem a seguinte composição mineralógica: quartzo, feldspato, biotite, sericite e opacos. Trata-se provavelmente de um vulcanito quartzo-feldspático, fortemente silicificado e sericitizado.

A textura da rocha é granoblástica. Os grãos de quartzo e feldspato têm dimensões da ordem dos 50 a 100 μm e são xenoblásticos. Ocorrem também cristais relativamente grandes de quartzo, com 0.5 a 1 mm, incorporando abundantes inclusões fluidas. Como os feldspatos se encontram profundamente alterados, é impossível determinar quer as suas composições quer a importância relativa de feldspato alcalino e plagioclase.

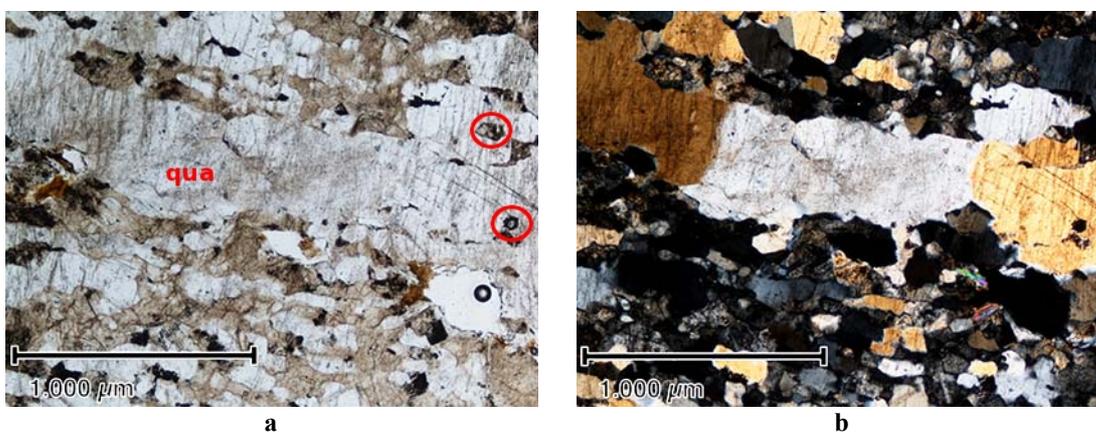


Fig. 22 - Microfotografia da amostra L29. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Assinalados, a vermelho, grãos de quartzo com inclusões fluidas (envolvidas em elipses vermelhas).

L18 (Fig. 23): Metavulcanito Félsico

Esta rocha é constituída por quartzo + microclina + plagioclase + biotite + moscovite + turmalina + apatite + opacos.

Possui uma textura grano-lepidoblástica e apresenta um bandado tectónico, com alinhamento dos filossilicatos. O quartzo, a microclina e a plagioclase apresentam-se em grãos com 100 a 500 μm , sendo o primeiro xenoblástico e os últimos xenoblásticos a sub-idioblásticos.

Trata-se, provavelmente, de uma rocha derivada de um protólito vulcanossedimentar, mas com maior proporção de componente pelítica do que as outras amostras estudadas nesta unidade.

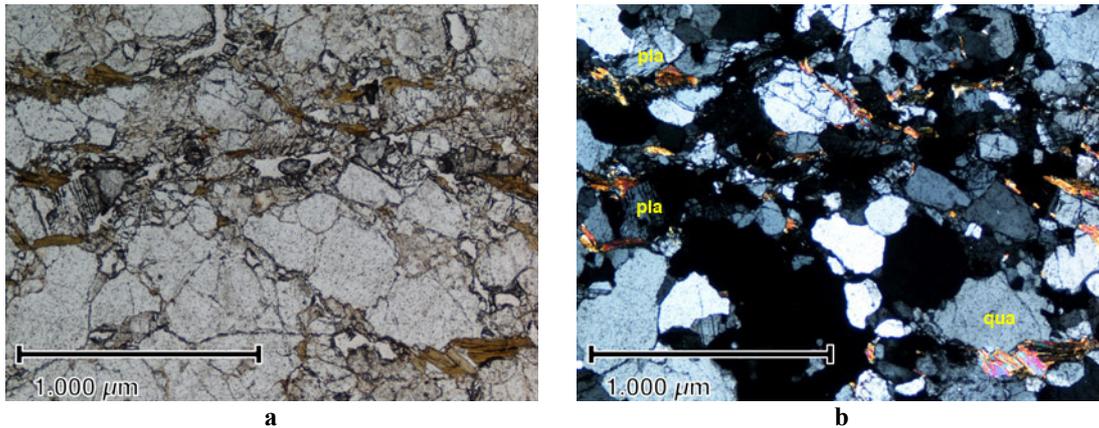


Fig. 23 - Microfotografias da amostra L18. Em **a**: observada com nicóis paralelos; em **b**: com nicóis cruzados. Assinalados, a amarelo, grãos de quartzo e plagioclase.

L14 (Fig. 24): Rocha Metassomática

Esta rocha situa-se na transição entre a unidade dos metavulcanitos félsicos e a dos metabasitos, correspondendo a um exemplo da chamada “Mélange Calcossilicatada” (RioFinEx, 1988). A sua composição mineralógica é a seguinte: quartzo, plagioclase, granada, epídoto, clinopiroxena, esfena e sericite.

Possui uma textura granoblástica e é predominantemente constituída por quartzo e plagioclase de reduzidas dimensões (50 μm), mas contando também com proporções significativas de esfena granulosa, granada xenoblástica e epídoto. As plagioclases estão muito sericitizadas, impossibilitando a sua identificação.

Parece ser o resultado de um metassomatismo muito forte que terá afectado um metavulcanito félsico.

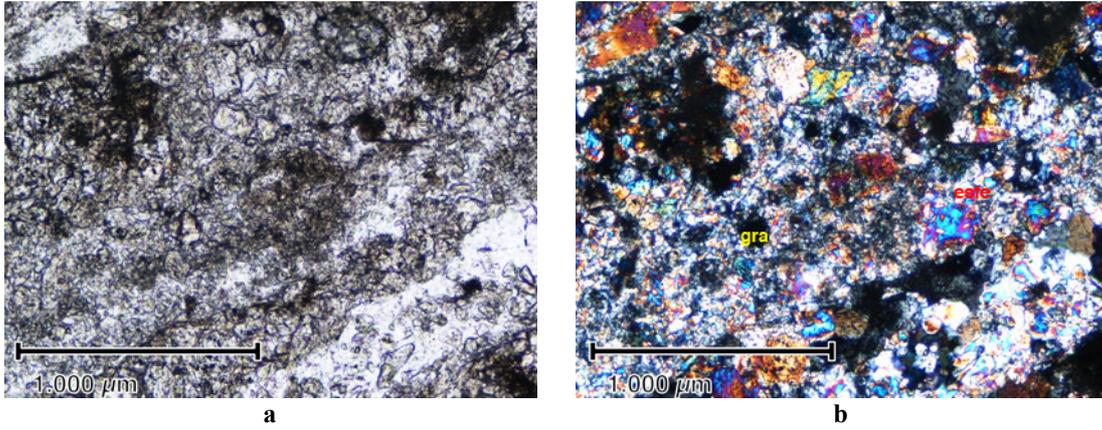


Fig. 24 - Microfotografias da amostra L14. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Mineais assinalados: a amarelo, granada (negra em nicóis cruzados, por ser isotrópica) e a vermelho, esfena (côr de polarização de ordem superior).

3.1.4 *Metabasitos*

Esta unidade situa-se a topo da dos Metavulcanitos Félsicos e correlaciona-se com o Complexo Ígneo-Sedimentar do Carvalhal (Fig. 10). Nele predominam rochas ígneas básicas afectadas por metamorfismo nas fácies dos xistos verdes a anfibolítica (Chichorro, 2006). Este complexo é constituído por uma Unidade Inferior, xisto-anfibolítica (Fig. 25), e por uma Unidade Superior, pelítico-psamítica (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994). Destas duas unidades, apenas a inferior aflora na zona de estudo deste trabalho. Está representada por anfibolitos maciços (provavelmente derivados de escoadas, diques e/ou soleiras de basaltos, doleritos e gabros) e bandados, intercalados por níveis calcossilicatados e por micaxistos (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994; Chichorro, 2006).

A granularidade reduzida encontrada em muitas das amostras desta unidade pode ser um resultado dos fenómenos de milonitização resultantes dos cisalhamentos que afectam a zona de estudo.



Fig. 25 – Aspecto de um anfibolito em afloramento. Local da recolha da amostra L02.

L02 (Fig. 26): Anfibolito

Este anfibolito apresenta uma textura nemato-granoblástica e é composto pelos seguintes minerais: horneblenda, quartzo, clinopiroxena, plagioclase, sericite, clorite, esfena, apatite e opacos.

O mineral dominante é a anfíbola (horneblenda), que se manifesta sob a forma de pequenos cristais (100 – 500 μm), agrupados em bandas orientadas. Associadas, encontram-se a piroxena e a esfena (xenoblástica). O conjunto dos três minerais referidos é responsável pela definição da foliação da rocha. A anfíbola é moderadamente pleocróica, com a cor variando em verde - castanho - amarelo-claro, tendo os cristais formas sub-idioblásticas, ou xenoblásticas.

A existência de clinopiroxena cálcica nesta rocha revela que esta se encontra na fácies anfibolítica de alta temperatura, em que a anfíbola evolui para piroxena por processos de desidratação.

Alternando com estas bandas escuras, ocorrem zonas de composição quartzo-feldspática, sendo a composição destes feldspatos difícil de determinar, por estarem muito alterados, embora haja provavelmente predomínio de plagioclase. Os grãos destes minerais apresentam-se com dimensões idênticas às da anfíbola e o seu hábito é xenoblástico.

A clorite e a sericite ocorrem como minerais de alteração.

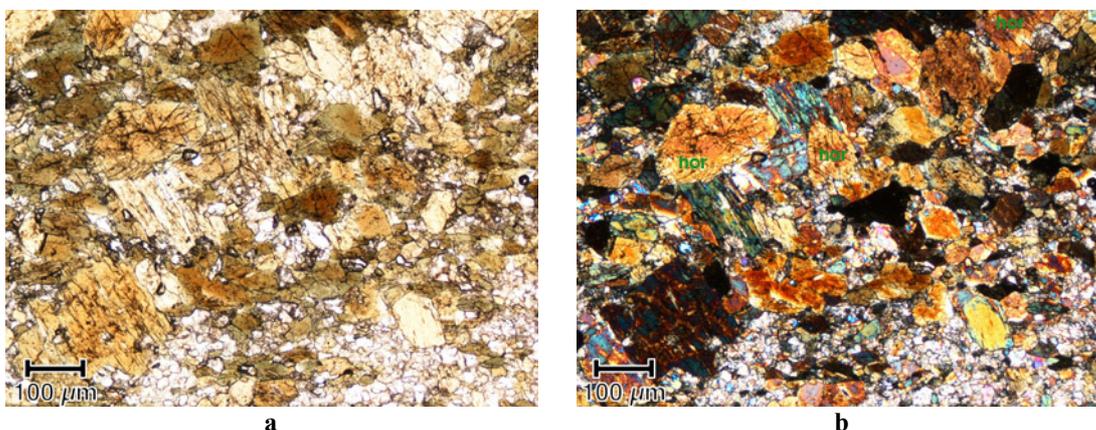


Fig. 26 - Microfotografia da amostra L02. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Assinalada em **b**, grãos de horneblenda (“hor”) sub-idioblástica.

Nota: a fotografia está a uma escala maior do que a maioria das fotografias desta unidade, daí os grãos minerais aparentarem maiores dimensões. Notar a escala gráfica.

L06 (Fig. 27): Anfibolito

Este anfibolito apresenta os seguintes minerais: horneblenda, plagioclase, quartzo, clinopiroxena, esfena, clorite, sericite e opacos.

Além de a constituição ser semelhante à de L02, possui igualmente uma textura nemato-granoblástica e granularidade de 100 a 500 μm . Tem uma foliação bem marcada, conferida pela alternância entre bandas nematoblásticas em que dominam hornblenda e plagioclase (frequentemente sericitizada), com zonas granoblásticas de quartzo e plagioclase ricas em piroxena.

A presença de piroxena situa esta rocha na fácies anfibolítica de alta temperatura. Apesar disso, ocorre esfena secundária, de baixa temperatura, nas fracturas, provavelmente devido a alteração hidrotermal tardia.

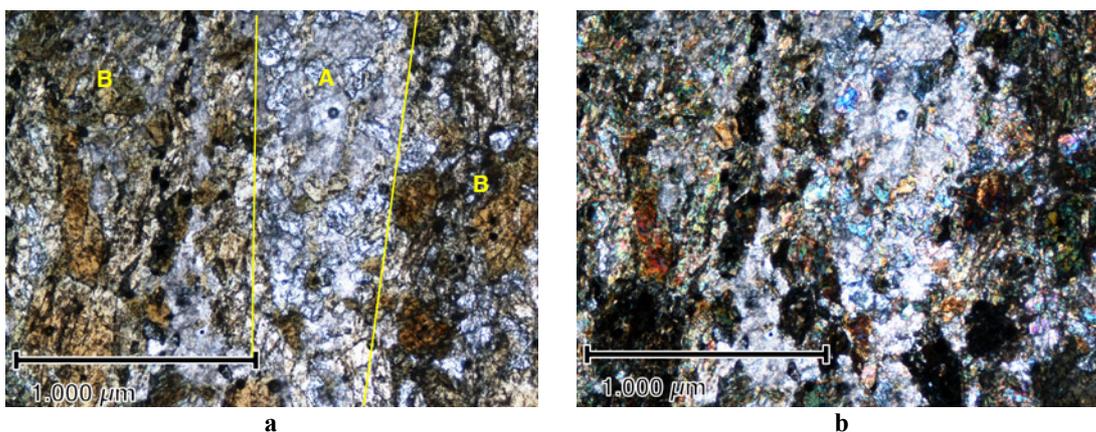


Fig. 27 - Microfotografia da amostra L06. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Assinalado a amarelo, A: banda granoblástica; B: bandas nematoblásticas.

L15 (Fig. 28): Anfibolito

Este anfibolito apresenta a seguinte paragênese: hornblenda + quartzo + plagioclase + opacos. Encontram-se ainda minerais de baixa temperatura, em especial como produtos de alteração de plagioclase.

A rocha apresenta uma textura nemato-grano-porfiroblástica, sendo a dimensão dos grãos da matriz de cerca de 100 μm . Destacando-se da matriz, encontram-se porfiroblastos de plagioclase muito saussuritizada.

A matriz é constituída essencialmente por hornblenda, quartzo e plagioclase. Abundam ainda cristais de minerais opacos, com dimensões inferiores a 50 μm .

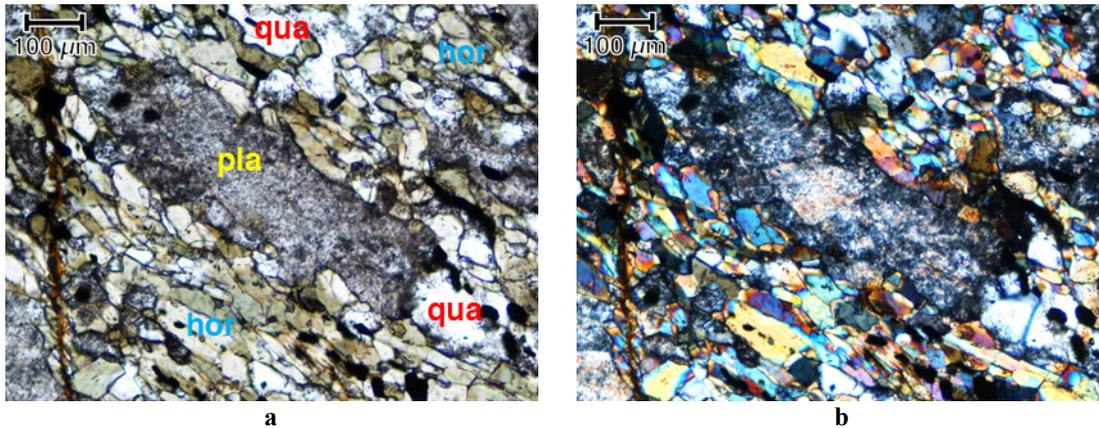


Fig. 28 - Microfotografia da amostra L15. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Assinalados: grãos de quartzo e hornblenda na matriz nemato-granoblástica e um porfiroblasto de plagioclase saussuritizada.

L21 (Fig. 29): Anfibolito

Trata-se de um anfibolito composto pelas seguintes espécies minerais: hornblenda, plagioclase, clinopiroxena, quartzo, esfena e opacos.

Texturalmente, nota-se alguma heterogeneidade, visto que há domínios grano-nematoblásticos, de granularidade fina (100 a 50 µm), em que estão presentes todos os minerais, alternando com domínios que, apesar de compostos quase exclusivamente por hornblenda (em cristais com 0,5 a 2 mm), apresentam textura granoblástica (Fig. 29). Estes últimos domínios estarão provavelmente relacionados com recristalização que acompanhou intensa circulação de fluidos e que, nalguns casos, levou à ocorrência de metassomatismo.

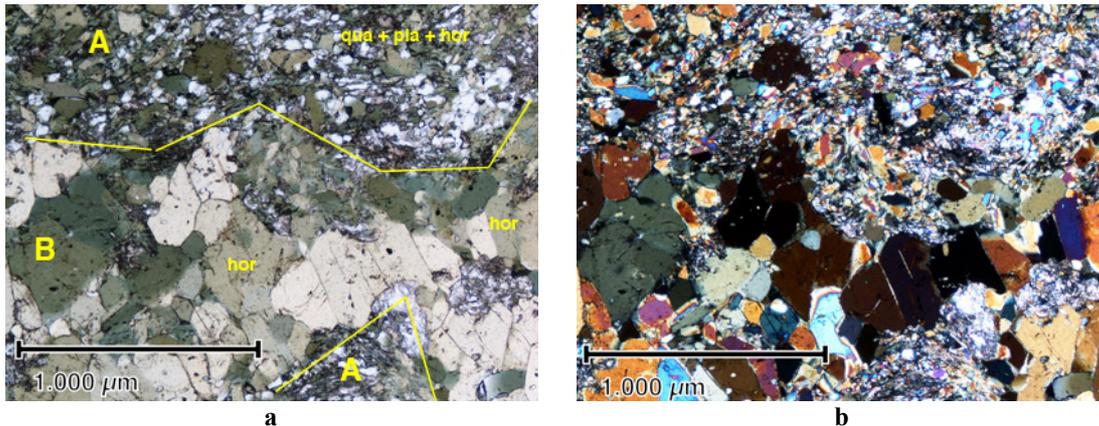


Fig. 29 - Microfotografia da amostra L21. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Na fotografia **a** estão evidenciadas as duas texturas desta rocha: Domínios “A”, nemato-granoblásticos, compostos por quartzo, plagioclase e hornblenda e domínios “B” granoblásticos, de hornblenda recristalizada.

L24 (Fig. 30): Anfíbolito

Deste anfíbolito foram recolhidas duas amostras distintas, L24_1 e L24_2, visto que no afloramento, a rocha se apresenta com aspecto heterogéneo.

L24_1 tem a seguinte composição mineralógica: hornblenda, quartzo, plagioclase, esfena e opacos. A textura é nemato-granoblástica.

A hornblenda ocorre sob a forma de cristais sub-idioblásticos, alinhados segundo a foliação e com dimensões de 100 a 150 µm. O quartzo apresenta-se em grãos xenoblásticos com 100 µm. A plagioclase tem hábito e dimensões semelhantes aos do quartzo, mas encontra-se fortemente alterada (sericitizada). A esfena é hidrotermal, de baixa temperatura, e encontra-se exclusivamente nas fracturas (Fig. 30 **a** e **b**).

L24_2 (Fig. 30 **c** e **d**) difere da anterior na dimensão dos cristais de anfíbola, quartzo e plagioclase, e na presença de piroxena. A textura é nemato-grano-porfiroblástica e a composição mineralógica é a seguinte: hornblenda, plagioclase, quartzo, clinopiroxena, esfena e opacos.

A matriz é composta por hornblenda sub-idioblástica, com 400 a 200 µm, quartzo e plagioclase xenoblásticos, com 100 µm, e opacos. Contém porfiroblastos xenoblásticos de plagioclase alterada e piroxena com cerca de 5 mm, bem como zonas de composição quartzo-feldspática de textura granoblástica, com cristais de 250 µm. A existência de cristais de dimensões muito superiores aos da L24_1, sugere que esta secção do afloramento sofreu processos de recristalização por acção da circulação de fluidos a

elevadas temperaturas, num processo afim do que leva à formação da “Mélange Calcossilicatada” só que, aqui, sem causar modificação significativa da composição da rocha.

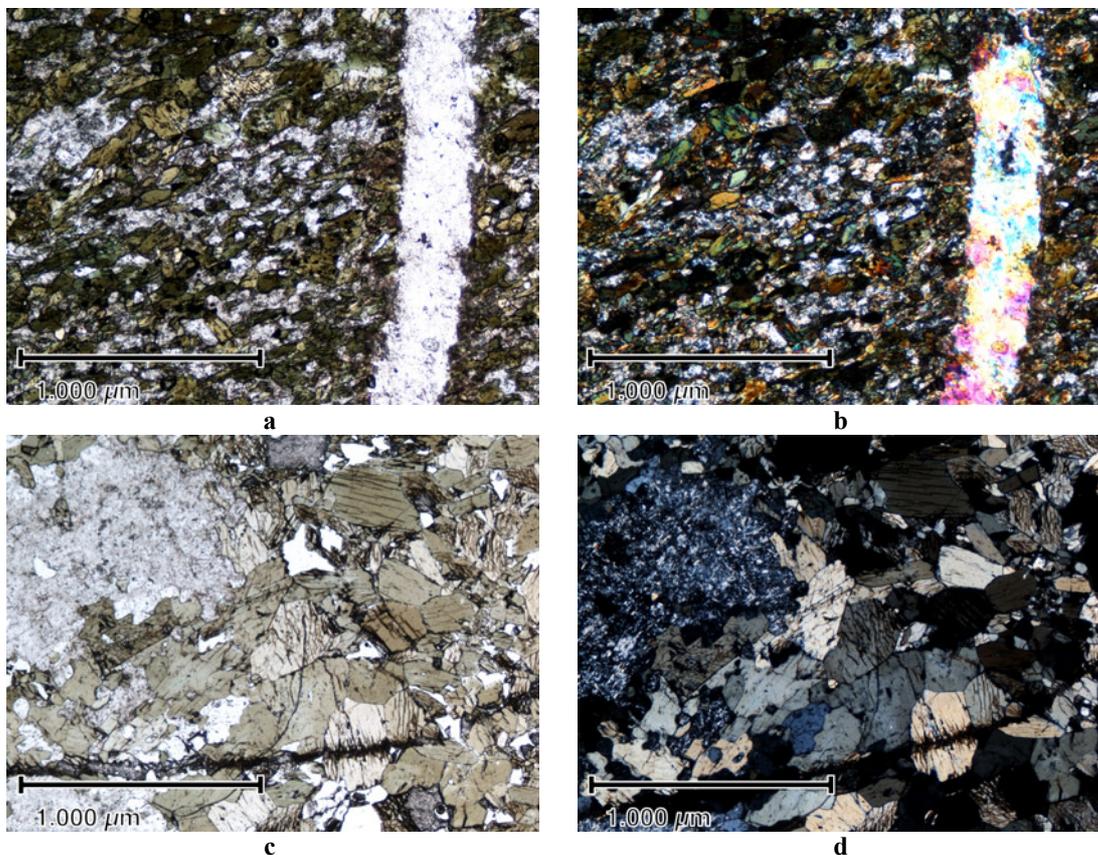


Fig. 30 - Microfotografias das amostras L24. Em **a**: L24_1 vista com nicóis paralelos; em **b**: L24_1 vista com nicóis cruzados; em **c**: L24_2 vista com nicóis paralelos; em **d**: L24_2 vista com nicóis cruzados. Note-se a diferença de texturas entre L24_1 e L24_2.

L09 (Fig. 31): Rocha Metassomática

Esta amostra, embora apresente características que a situam na unidade dos anfibolitos, apresenta uma composição mineralógica e características texturais/estruturais que testemunham a ocorrência de fenómenos metassomáticos.

A sua composição mineralógica compreende hornblenda, quartzo, plagioclase, sericite, esfena, piroxena, calcite, granada e opacos.

Aparenta ter sido originalmente um anfibolito com características semelhantes a L02 e L06, como pode ser observado em certas zonas que preservam textura nematogranoblástica. Todavia, esta rocha encontra-se densamente cortada por fracturas preenchidas por associações mineralógicas que testemunham a ocorrência de processos de metassomatismo.

Estes domínios metassomáticos são constituídos por cristais milimétricos de calcite poiquiloblástica, no interior dos quais abundam cristais de granada sub-idioblástica (observáveis em Fig. 31 **c** e **d**), tipicamente com 250 μm . Estas granadas, por sua vez, contêm frequentemente relíquias de piroxena preservadas no seu interior, pelo que se pode considerar um fenómeno de substituição. Complementarmente, existe ainda esfena hidrotermal.

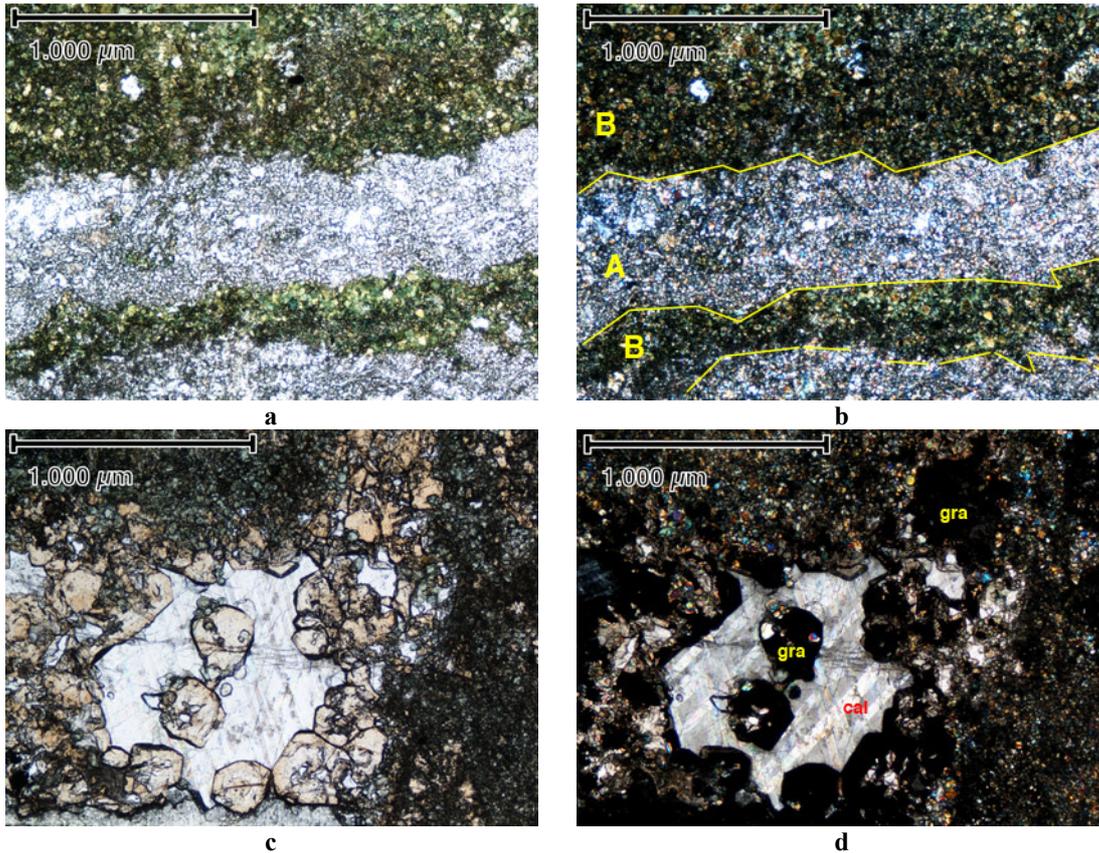


Fig. 31 - Microfotografias da amostra L09. Em **a** e **b** (nicóis paralelos e cruzados, respectivamente) está evidenciada a alternância de domínios granoblásticos (A) com domínios nematoblásticos (B); Em **c** e **d** (nicóis paralelos e cruzados, respectivamente), um domínio metassomático (fracura?) composto por calcite poiquiloblástica e granada sub-idioblástica.

3.1.5 Rochas Intrusivas

Na zona de estudo, as rochas intrusivas podem ser divididas em duas categorias principais:

- Granitos, constituídos essencialmente por quartzo, plagioclase e microclina, e contendo ainda biotite e moscovite (Fig. 1 e Fig. 32);
- Tonalitos, de textura claramente anisotrópica, com cor intermédia, e constituídos predominantemente por plagioclase, quartzo, hornblenda e biotite (esta, tipicamente muito alterada).



Fig. 32 – Afloramento de granito onde foi recolhida a amostra L04. O aspecto é típico dos afloramentos na zona sul da área de estudo.

L01 (Fig. 33): Granito.

Tem a seguinte composição mineralógica: quartzo, plagioclase, microclina, biotite, moscovite, clorite, sericite, apatite e zircão.

Possui uma textura equigranular, tendo os grãos minerais uma dimensão geral de 500 μm . Os minerais que dominam largamente são o quartzo, a plagioclase e a microclina. Seguem-se a biotite e a moscovite e, em proporções muito menores (inferiores a 1%), apatite e zircão.

Os grãos de quartzo e feldspato alcalino ocorrem em grãos fundamentalmente anédricos, sugerindo que a sua cristalização foi relativamente tardia no processo magmático; a plagioclase ocorre frequentemente em cristais subédricos e zonados, com núcleos fortemente alterados por sericite. A determinação da composição das orlas de plagioclase foi possível apenas parcialmente, devido à escassez de cristais apropriados para medição do ângulo de extinção, sendo a composição de albite-oligoclase (10-12% An). A microclina encontra-se levemente alterada, o que lhe confere um aspecto “sujo” na observação em nicóis paralelos. A biotite constitui grãos subédricos apresenta-se por vezes alterada em clorite.

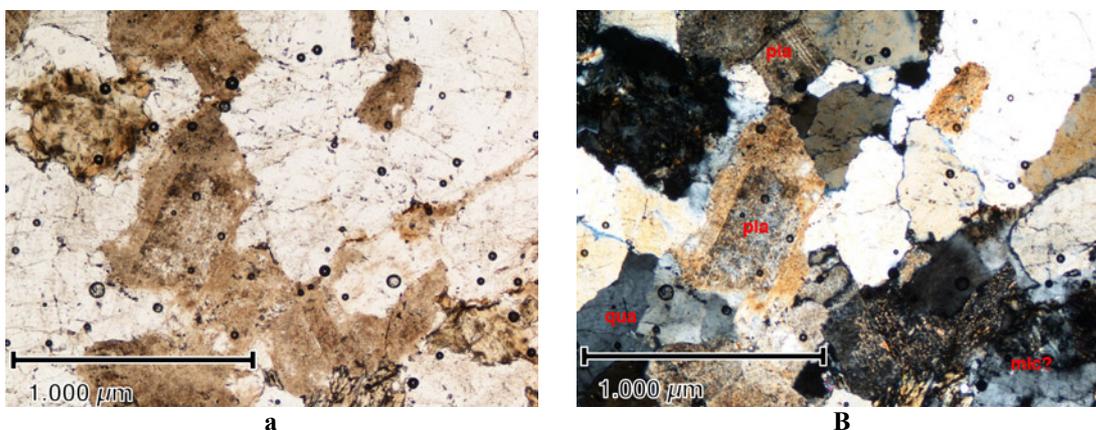


Fig. 33 - Microfotografia da amostra L01. Em a: vista com nicóis paralelos; em b: vista com nicóis cruzados.

L04 (Fig. 34): Granito

Esta rocha tem, na sua composição mineralógica, quartzo, microclina, plagioclase, moscovite, biotite, sericite, apatite, opacos e turmalina. A proporção de quartzo é muito grande, parecendo corresponder a cerca de metade do volume da amostra.

A textura é equigranular, tendo os cristais geralmente cerca de 1 mm, embora possam atingir 2 mm em alguns casos. O quartzo é anédrico, enquanto a microclina e a

plagioclase são anédricos a subédricos. O quartzo possui uma quantidade elevada de inclusões fluidas, o que sugere uma contribuição hidrotermal, ou a cristalização a partir de um magma tardio, o que explicará a sua abundância superior ao normal em rochas ígneas.

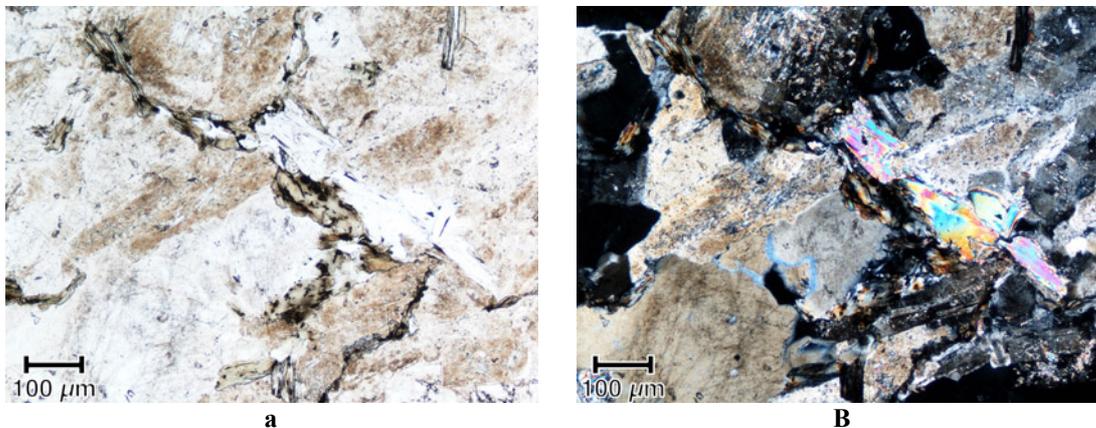


Fig. 34 - Microfotografia da amostra L04. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados.

L05 (Fig. 35): Granito

A sua composição mineralógica compreende quartzo, microclina, plagioclase, moscovite, biotite, clorite, sericite, apatite e zircão.

A textura é equigranular, com quartzo anédrico, microclina e plagioclase anédricos a subédricos, com dimensões da ordem dos 1,5 mm.

Os minerais principais são o quartzo, microclina e plagioclase. Como secundários, ocorrem a moscovite e a biotite, e como acessórios, a apatite e o zircão. A plagioclase encontra-se muito alterada por sericite, o que impede a determinação da sua composição.

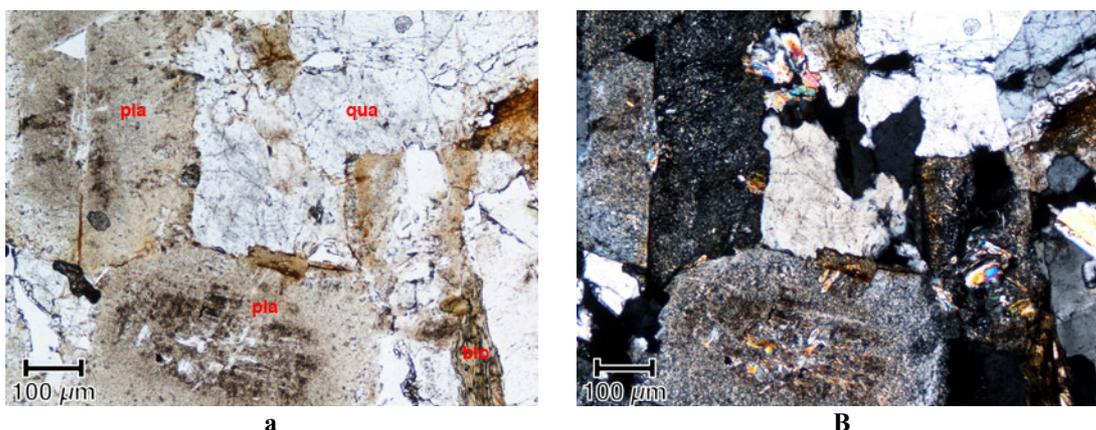


Fig. 35 - Microfotografia da amostra L05. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Assinalados em **a**, alguns grãos de plagioclase, quartzo e biotite.

L11 (Fig. 36): Tonalito

Mesoscopicamente, esta rocha apresenta anisotropia forte marcada pela alternância de bandas predominantemente félsicas com bandas máficas (com cerca de 2 – 5 mm de espessura) e pela orientação preferencial dos cristais subédricos de plagioclase. A textura é equigranular, sendo a dimensão típica dos grãos minerais de 2 a 3 mm.

Os minerais primários mais abundantes são a plagioclase (por vezes, intensamente sericitizada ou saussuritizada), o quartzo, a hornblenda verde – castanha e a biotite (tipicamente, muito alterada em clorite + opacos ± prehnite ± esfena). A microclina está presente só em proporções muito reduzidas. A apatite e o zircão são outros minerais primários que podem ser encontrados.

A plagioclase apresenta um hábito frequentemente subédrico. Encontra-se frequentemente alterada por sericitização, mas os cristais em melhores condições revelam uma composição na transição andesina-labradorite (50% An.). O quartzo, a anfíbola e a microclina ocorrem em cristais anédricos, enquanto que a biotite ocorre em grãos anédricos a subédricos, de acordo com a anisotropia observável.

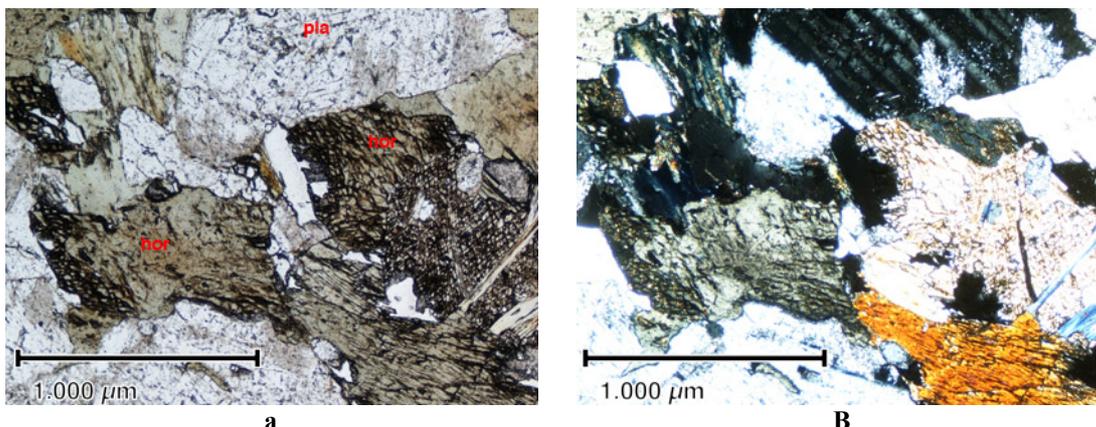


Fig. 36 - Microfotografia da amostra L11. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Assinalados, grãos minerais de hornblenda e plagioclase.

L12 (Fig. 37): Tonalito.

Esta amostra é muito semelhante à anterior, sendo de registar que, na lâmina delgada, ao contrário do que sucedeu no estudo de L11, se observaram alguns cristais de allanite que podem chegar a ultrapassar 1 mm de comprimento.

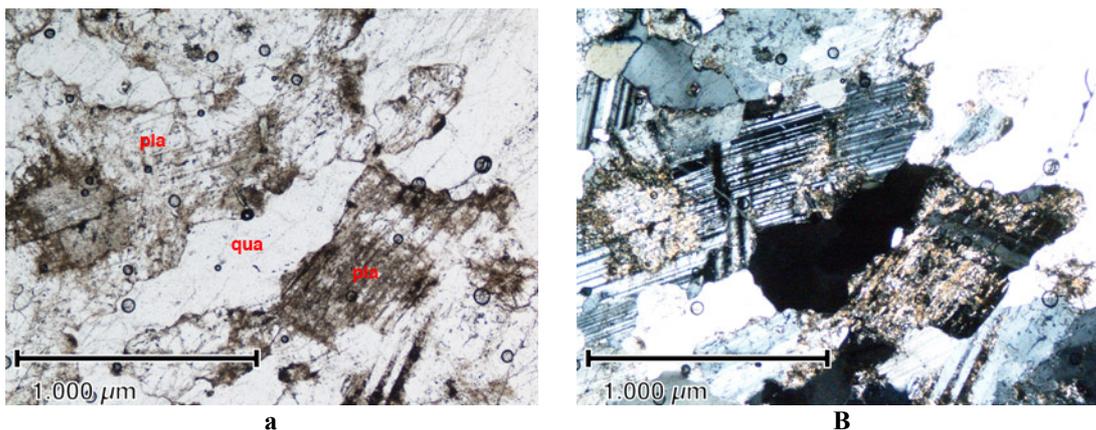


Fig. 37 - Microfotografia da amostra L12. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados. Assinalados, grãos minerais de plagioclase e quartzo.

L03 (Fig. 38): Granito Recristalizado

Esta rocha é composta por: quartzo, microclina, plagioclase, biotite, moscovite, clorite, sericite, esfena e opacos.

Esta amostra apresenta uma textura granoblástica heterogranular em que, de um mosaico de granularidade geral em torno de 200 – 300 µm, se destacam alguns grãos xenoblásticos de quartzo, predominantemente, e microclina, com dimensões que chegam a atingir 1 mm. É de notar que os próprios feldspatos (microclina e plagioclase) são xenoblásticos, o que evidencia o total apagamento da textura ígnea original.

Esta rocha é, provavelmente, o produto da milonitização de um granito preexistente, ao longo de um acidente tectónico ainda não caracterizado, à qual terá sucedido um processo de recristalização estática, após a cessação da movimentação ao longo desse acidente.

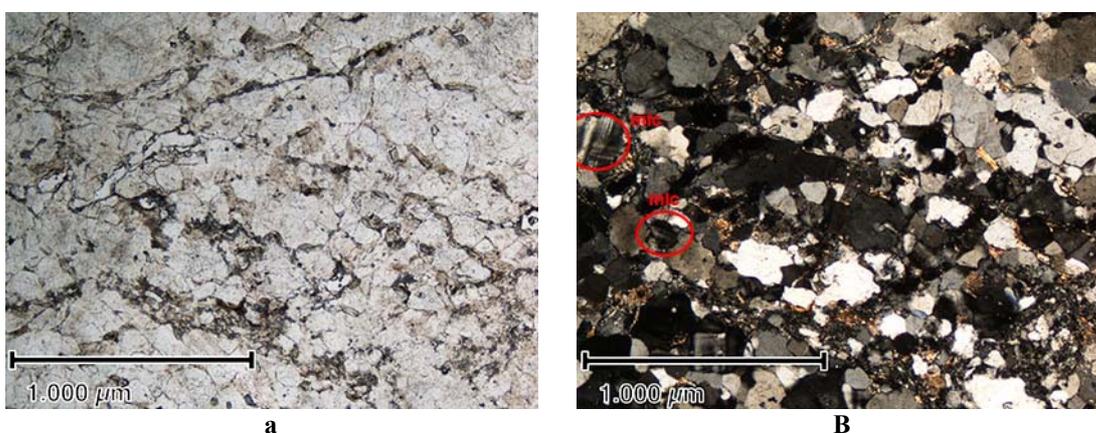


Fig. 38 - Microfotografia da amostra L03. Em **a**: vista com nicóis paralelos; em **b**: vista com nicóis cruzados assinalados, em **b**, dois grãos de microclina.

4 Considerações Finais

Os produtos principais do trabalho levado a cabo durante o estágio proporcionado ao autor na Iberian Resources são as cartas geológica e estrutural da zona entre Cabanas e Vale Rodrigo que agora se apresentam. Essa cartografia foi complementada com este texto em que se procura fazer quer um enquadramento geológico regional quer uma descrição das unidades estudadas.

Na área estudada, em termos de área de afloramento, predominam as rochas ígneas variscas correspondendo a tonalitos, com texturas anisótropas, e a granitos, em geral texturalmente mais isótopos. Estas rochas plutónicas intruem metassedimentos de idade precâmblica superior da Série Negra, aqui representada por micaxistos, e complexos com uma importante participação de protólitos vulcânicos e hipabissais do Paleozóico inferior, com litologias quer félsicas quer máficas (estas últimas correspondendo a anfíbolitos). Nestas unidades com componente metavulcânica, são por vezes observadas, em especial junto a contactos entre litologias composicionalmente contrastantes, zonas evidenciando intenso metassomatismo, habitualmente designadas nas campanhas de prospecção como “mélange calcossilicatada”. No sector NE da zona cartografada, afloram litologias provavelmente relacionadas com a Série Negra, mas representando grau elevado de metamorfismo, chegando à anatexia crustal. Nas cartas produzidas, foram também representados os mais importantes veios de quartzo hidrotermal, bem como as localizações de depósitos residuais ricos em óxidos e hidróxidos férricos (gossan) geralmente produzidos por processos de lixiviação superficial de depósitos de sulfuretos.

A realização deste trabalho é, pois, parte duma fase indispensável dos trabalhos de prospecção mineira e que se espera poder fornecer elementos úteis para as etapas seguintes desse tipo de actividade.

Em 2008, a cartografia apresentada neste trabalho foi submetida aos geólogos da Iberian Resources, e, após ligeiras modificações (fundamentalmente, ajustes às cartografias envolventes), foi considerada apta para ser anexa à carta geológica de toda a concessão.

Entre 2008 e 2011, a Iberian Resources continuou a produzir trabalhos na área de Montemor-o-Novo entre s quais se devem destacar os seguintes:

- Em 2009, foi requerida a Licença de Exploração Experimental para uma área aproximada de 42Km² nos concelhos de Montemor e Évora.
- Em 2010, foi entregue na Agência Portuguesa do Ambiente (APA) uma Proposta de Definição do Âmbito (PDA) do Estudo de Impacto Ambiental relativo ao Projecto Mineiro de Nossa Senhora da Boa Fé, tendo a Comissão de Avaliação deliberado favoravelmente.
- Em Julho de 2010, a Iberian Resources celebrou um acordo de parceria com a empresa canadiana Colt Resources, passando esta última a ser a empresa operadora neste projecto.
- Em Março de 2011, foi entregue o Plano de Lavra Experimental para o depósito da Chaminé.
- Em Novembro de 2011, o Contrato de Exploração Experimental para o depósito de Chaminé foi aprovado e assinado.
- Actualmente, encontra-se a decorrer o Estudo de Impacto Ambiental referente ao Projecto Mineiro Boa Fé com vista a obtenção dos direitos mineiros para a exploração dos depósitos de Casas Novas e Chaminé.

À data da entrega, o autor encontra-se no activo, a realizar trabalho para a GeoLog Gabinete de Geociências, contribuindo na prospecção mineira para a Eurocolt Resources.

Bibliografia

APALATEGUI, O., EGUILUZ, L., QUESADA, C. (1990) - Ossa-morena zone: Structure. *in*: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 280–291.

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, Universidade de Évora. 200 pp.

AZOR, A. (2004) – Zona de Ossa Morena. *In*: Vera, J. A. (Ed.) - *Geologia de España*. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 165.

BOOGARD, M. VAN DER (1972) – Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part I – A: Middle Devonian fauna from near Montemor-o-Novo. *Scripta Geol.*, nº 13, p. 1 – 11.

BURG, J.-P., IGLESIAS, M., LAURENT, PH., MATTE, PH., RIBEIRO, A. (1981) – Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, vol. 78, p. 161-177.

CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL NA ESCALA 1:500 000 (1992), Serviços Geológicos de Portugal , Lisboa, 2 pp.

CARVALHOSA, A. (1983) – Esquema geológico do Maciço de Évora. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, p. 201–208.

CARVALHOSA, A., ZBYSZEWSKY, G. (1994) – *Notícia Explicativa da Folha 35-D (Montemor-o-Novo) da Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50000*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa. 86 pp.

CASQUET, C., GALINDO, C. (2004) – Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa-Morena. *in In: Vera, J. A. (Ed.) - Geología de España. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 194–199.*

CASTANHO, N. B. (2006) – *Cartografia Geológica de Detalhe numa Faixa onde Ocorrem Mineralizações Auríferas*. Relatório de Estágio de Licenciatura, Universidade de Aveiro. 68 pp.

CHACÓN, J., OLIVEIRA, V., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, J.T. (1983) – La estructura de la Zona de Ossa Morena. *In Comba, J.A. (Coord) - Libro Jubilar J. M. Rios – Geología de España, Tomo I. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 490-504.*

CHICHORRO, M. (2006) – *A Evolução Tectónica da Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (Sudoeste da Zona de Ossa-Morena - Área de Santiago do Escoural - Cabrela)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora. 521 pp.

FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODERO, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN PARRA, L. M., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., PABLO MACIA, J. G. DE, AND RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987) – Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de la Galicia Central. *Memórias Fac. Ciênc. Univ. Porto*, v. 1, p. 411–431.

FONSECA, P. E. (1996) – Domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena e limites com a Zona Sul Portuguesa: metamorfismo de alta pressão relacionado com a sutura varisca Ibérica. *In: Araújo, A., Pereira, F. (Eds.) - Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico), Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*. Universidade de Évora, Évora, p. 133–168.

GALINDO, C., CASQUET, C. (2004) – El magmatismo prevarisco de la Zona de Ossa-Morena. *In: Vera, J. A. (Ed.) - Geología de España. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 190–194.*

GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., GEBRE-MARIAM, M, HAGEMANN, S. G., & ROBERT, F. (1998) – Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits types., *in “Ore Geology Reviews”, 13, pp. 7 – 27.*

INSTITUTO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO (1996) – *Carta Militar de Portugal, Folha 459 (Valverde)*, Série M 888, Edição 2-S.C.E.P. -1976, Lisboa.

INVERNO, C. M. (2002) – Primary gold deposits in Portugal - "mesothermal" or "epithermal?". *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 89, p. 63–68.

JULIVERT, M., MARTÍNEZ, G. G. J., RIBEIRO, A., CONDE, L. S. (1972) – *Mapa Tectónico de la Península Ibérica Y Baleares a Escala 1:1000000*. IGME, Madrid.

JULIVERT, M., TRUYOLS, J., VEGAS, J. (1983) – El Devónico en el Macizo-Iberico. *In: Comba, J.A. (Coord.) - Libro Jubilar de J.M. Rios*, Tomo I. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 256-311.

LIÑAN, E., QUESADA, C. (1990) – Ossa-Morena Zone: rift phase (Cambrian). *In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 259–266.

LOTZE, F. (1945) - Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, v. 6, p. 78-92. (Tradução para castelhano de J. M. Rios).

MOITA, P. (2007) – *Granitóides no SW da Zona de Ossa-Morena (Montemor o Novo – Évora): Petrogênese e Processos Geodinâmicos*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, p. 351.

MOITA, P., PEREIRA, M. F., SANTOS, J. F. (2005a) – Magmatismo carbónico nos terrenos de alto-grau metamórfico de Évora: exemplo do Maciço dos Hospitais. *Encontro de Pós-Graduação da Universidade de Évora e Cursos - Riscos Naturais e Tecnológico*, t. 2, p. 57–58.

MOITA, P., SANTOS, J. F., PEREIRA, M. F. (2005b) – Tonalites from the Hospitais Massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif, Portugal) - I: Geological setting and petrography. *Geogaceta*, t. 37, p. 51–54.

MOITA, P., SANTOS, J. F., PEREIRA, M. F. (2005c) – Tonalites from the Hospitais Massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif, Portugal) - II: Geochemistry and petrogenesis. *Geogaceta*, t. 37, p. 55–58.

MOITA, P., SANTOS, J. F., 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*, v. 111, p. 125-141.

MUNHÁ J., OLIVEIRA J. T., RIBEIRO A., OLIVEIRA V., QUESADA C., KERRICH R. (1986) – Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo*, v. 2, nº 13, p. 31.

OLIVEIRA, J. T. (1990) – South Portuguese Zone: stratigraphy and synsedimentary tectonism. *In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 334-347.

OLIVEIRA, J., OLIVEIRA, V., PIÇARRA, J. (1991) – Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da zona de ossa morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 77, p. 3–26.

PEREIRA, M. F., SILVA, J. B., CHICHORRO, M. (2003) – Internal structure of the Évora high-grade terrains and the Montemor-o-Novo shear zone (Ossa Morena Zone, Portugal). *Geogaceta*, t. 33, p. 79-82.

PEREIRA, M. F., SILVA, J. B., CHICHORRO, M., MOITA, P., SANTOS, J. F., APRAIZ, A., RIBEIRO, C. (2007) – Crustal growth and deformational processes in the northern Gondwana margin: constraints from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia, Portugal). *Geol. Soc. America Special Paper*, v. 423, p. 333–358.

PEREIRA, Z., OLIVEIRA, V., OLIVEIRA J. T. (2006) – Palynostratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela Complexes, Ossa Morena Zone, Portugal. Geodynamic implications. *Rev. Paleobotany and Palynology*, v. 139, p. 227–240.

PÉREZ-ESTAÚN, A., BEA, F., BASTIDA, F., MARCOS, A., CATALÁN, J. R., POYATOS, D. M., ARENAS, R., GARCÍA, F. D., AZOR, A., SIMANCAS, J. F., LODEIRO, F. G (2004) – Macizo Ibérico: la cordillera varisca europea. *In: Vera, J. A. (Ed.) - Geología de España*. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 21–25.

QUESADA C. (1990) – Ossa-Morena Zone: introduction. *In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 249–251.

QUESADA, C., APALATEGUI, O., EGUILUZ, L. LIÑAN, E., PALÁCIOS, T. (1990) – Ossa-Morena Zone: Precambrian. *In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 252–258.

QUESADA, C., MUNHÁ, J. (1990) – Ossa-Morena Zone: metamorphism. *In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 314–320.

RIBEIRO, A. (1983) – Relações entre formações do Devonico superior e o Maciço de Évora na região de Cabrela (Vendas Novas). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, p. 267–269.

RIBEIRO, A., QUESADA, C., DALLMEYER, R. D. (1990) – Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In*: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 399–409.

RIBEIRO, C. A. (1994) – *Estudo Metalogenético da Mineralização Aurífera do Escoural (Évora)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, 136 pp.

RIOFINEX - PORTUGAL (1988) – *Montemor – Geological Compilation Map*, 1p.

ROBARDET M., GUTIERREZ-MARCO, J. (1990) – Ossa Morena Zone: passive margin phase (Ordovician – Silurian - Devonian). *In*: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 383–395.

ROBB, L. (2005) – *Introduction to Ore-Forming Processes*. Blackwell, Malden. 373 pp.

SÁNCHEZ CARRETERO, R., EGUILUZ, L., PASCUAL, E., CARRACEDO, M. (1990) – Ossa-Morena Zone: igneous rocks. *In*: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 293–313.

SÁNCHEZ-GARCIA, T., BELLINDO, F., QUESADA, C. (2003) – Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, v. 365, p. 233–255.

SAN JOSÉ, M. A., HERRANZ, P., PIEREN, A. P. (2004) – A review of the Ossa-Morena Zone and its limits. Implications for the definition of the Lusitan-Marianic Zone. *J. Iberian Geol.*, t 30, p. 7–22.

SANTOS, J. F. (1990) - *Petrologia do Sector Ocidental da Unidade de Odivelas (Maciço de Beja)*. Dissertação PAPCC. Universidade de Aveiro. 226 pp.

SANTOS, J. F., MATA, J., GONÇALVES, F., MUNHÁ, J. M. (1987) – Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: o complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 73, p. 29–48.

SCOTESE, C. R., GOLONKA, J. (1992) – *Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 20-0692*, Department of Geology, University of Texas at Arlington, 34 pp.

TAMAYA RESOURCES (IBERIAN RESOURCES PORTUGAL) (2008) – *Projecto Aurífero Montemor-o-Novo: Cartografia Geológica da Concessão de Montemor (Agosto de 2008)*. Tamaya Resources internal report.

TAMAYA RESOURCES (IBERIAN RESOURCES PORTUGAL) (S.D.) – *Montemor Gold Project (Proposed Boa Fé Gold Mine)*, Tamaya Resources internal report.

TORNOS, F., INVERNO, C. M., CASQUET, C., MATEUS, A., ORTIZ, G., OLIVEIRA, V. (2004) – The metallogenic evolution of the Ossa-Morena Zone. *J. Iberian Geol.*, v. 30, pp. 143 – 181.

TORSVIK, T. H. (1998) – Palaeozoic palaeogeography: a North Atlantic viewpoint. *Geol. For. Forh.*, v. 120, p. 109-118.

Mapa Geológico

Esfola Caras - Vale de Rodrigo

0 250 500 750 1.000m

Escala 1 : 10.000



Legenda:

- Estrada N1079 
- Limites geológicos 
- Limites geológicos prováveis 
- Amostra para Lâmina Delgada 
- Curvas de nível (eq. 10 m) e pontos cotados 
- Linha de água / Poço / Chafariz 
- Construções 

Zonas de metassomatismo e de alteração:

- Gossan 
- Barite 
- Skarn / Rocha Calcossilicatada 
- Veios de Quartzo 

Complexo de Baixo a Médio Grau Metamórfico:

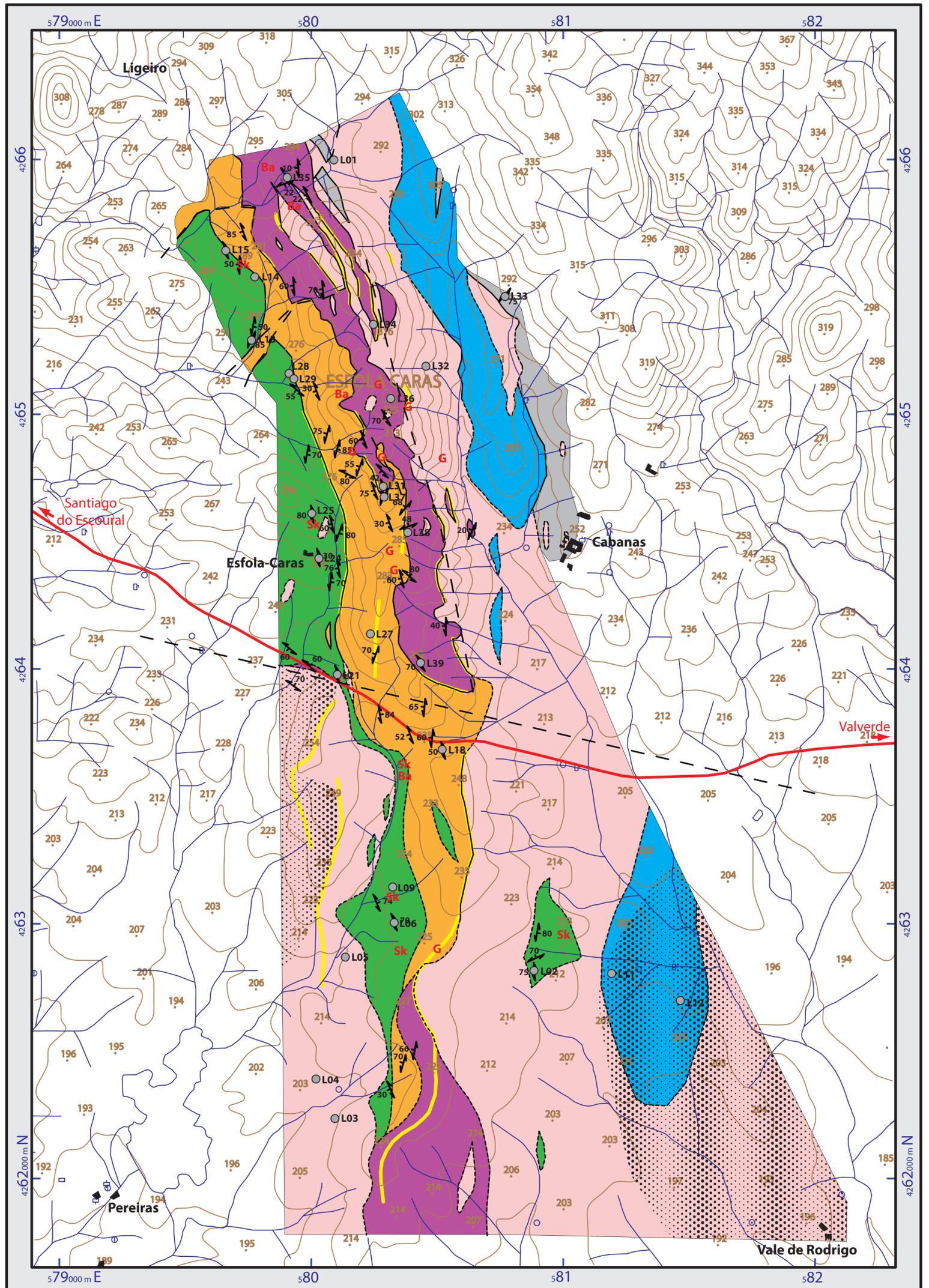
- Metabasitos (Anfibolitos) 
- Metavulcanitos Félsicos e rochas associadas 
- Micaxistos Grafíticos da Série Negra 

Complexo de Médio a Alto Grau Metamórfico:

- Paragneisses e Migmatitos 

Rochas Intrusivas:

- Granitos 
- Tonalitos 



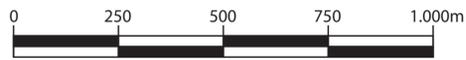


universidade de aveiro

IBERIAN RESOURCES

Mapa Estrutural

Esfola Caras - Vale de Rodrigo



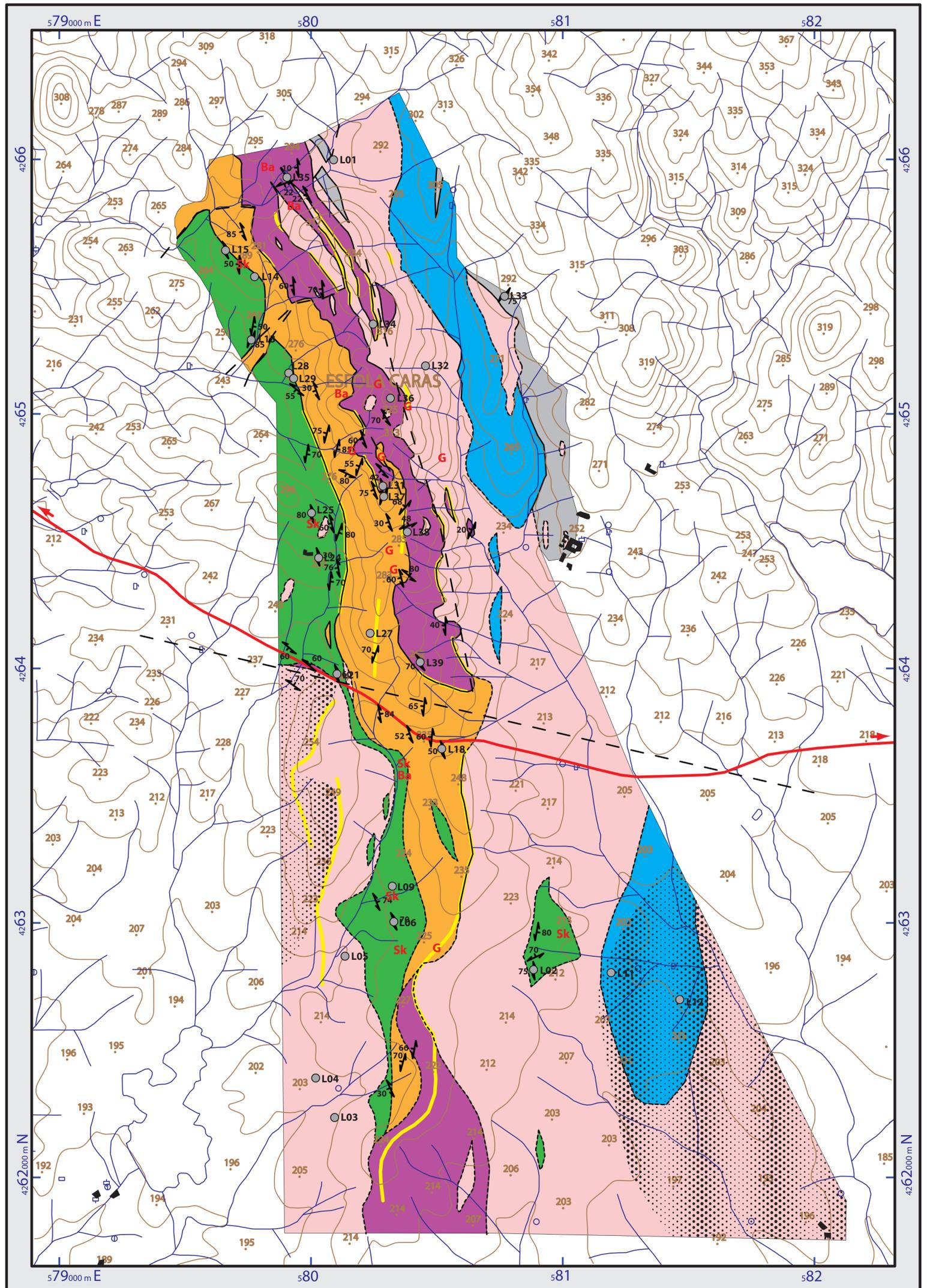
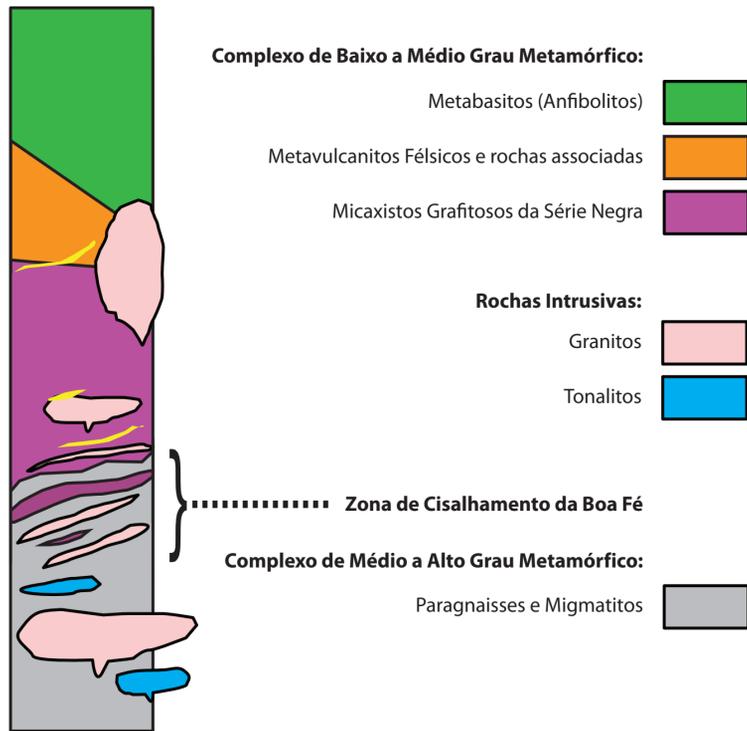
Escala 1 : 10.000



Legenda:

- Falha Provável
- Direcção e Pendor da Xistosidade
- Direcção da Xistosidade, Pendor sub-vertical
- Área de Granitóides Tectonizados
- Veios de Quartzo

Coluna Tectonoestratigráfica Esquemática:



Topografia e hidrografia: excerto da carta topográfica digital 459, edição de 2008, Instituto Geográfico do Exército. Equidistância das curvas de nível: 10m

Gradações marginais: Quadrícula Quilométrica UTM Fuso 29 - Datum Europeu 1950.