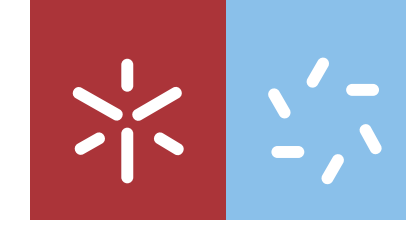




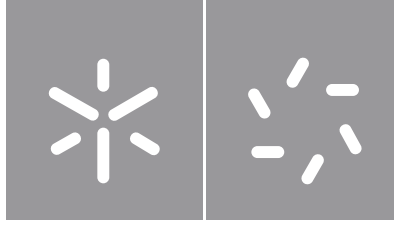
Pedro Emanuel Carvalho Moura

**Caracterização de locais de interesse  
geomorfológico dos domínios setentrionais  
da Zona de Ossa Morena em Portugal**

**Universidade do Minho**  
Escola de Ciências







**Universidade do Minho**  
Escola de Ciências

Pedro Emanuel Carvalho Moura

**Caracterização de locais de interesse  
geomorfológico dos domínios setentrionais  
da Zona de Ossa Morena em Portugal**

Dissertação de Mestrado  
Mestrado em Geociências - Ramo Património Geológico e  
Geoconservação

Trabalho efetuado sob a orientação de  
**Professor Doutor Diamantino Ínsua Pereira**  
**Doutor Noel Alexandre Fontes Moreira**

## **DIREITOS DE AUTOR E CONDIÇÕES DE UTILIZAÇÃO DO TRABALHO POR TERCEIROS**

Este é um trabalho académico que pode ser utilizado por terceiros desde que respeitadas as regras e boas práticas internacionalmente aceites, no que concerne aos direitos de autor e direitos conexos.

Assim, o presente trabalho pode ser utilizado nos termos previstos na licença abaixo indicada.

Caso o utilizador necessite de permissão para poder fazer um uso do trabalho em condições não previstas no licenciamento indicado, deverá contactar o autor, através do RepositóriUM da Universidade do Minho.



**Atribuição  
CC BY**

<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



## **Agradecimentos**

Foi-me pedido que realizasse uma última etapa do mestrado em Geociências – Ramo de Património Geológico e Geoconservação e não teria sido possível sem o apoio que recebi ao longo destes anos.

Em primeiro quero agradecer aos meus dois orientadores, sem eles não teria sido possível a realização desta tese, agradeço ao Professor Doutor Diamantino Ínsua Pereira por todo o apoio, dedicação, disponibilidade ensinamentos e sabedoria. Por nunca me ter deixado desistir atendendo a todas as situações imprevistas, ao Doutor Noel Moreira por toda a ajuda e prontidão, ensinamentos e compreensão na realização deste projeto.

Um muito obrigado à Bárbara Gomes por toda a ajuda na estruturação do meu projeto, pelas noites a trabalhar, pela paciência, compreensão e disponibilidade, e pela autoconfiança que me proporcionou na realização e nunca me deixando desvalorizar o meu próprio trabalho.

Agradeço à Escola de Ciências da Universidade do Minho por esta formação profissional. A todos os meus colegas e amigos por todas as tardes de trabalho, pelos conselhos e risadas.

Aos meus pais e família pelo apoio incondicional, carinho e compreensão, o meu muitíssimo obrigado.

Por último, agradeço ao Instituto de Ciências da Terra pelo apoio financeiro ao trabalho através da FCT - Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P., no âmbito dos projectos Ref<sup>as</sup> UIDB/04683/2020 e UIDP/04683/2020.

***“É um orgulho compartilhar local de trabalho com profissionais tão capazes e dedicados. Competência e empenho são talvez das melhores palavras que descrevem cada um de vocês.”***

## **DECLARAÇÃO DE INTEGRIDADE**

Declaro ter atuado com integridade na elaboração do presente trabalho académico e confirmo que não recorri à prática de plágio nem a qualquer forma de utilização indevida ou falsificação de informações ou resultados em nenhuma das etapas conducente à sua elaboração.

Mais declaro que conheço e que respeitei o Código de Conduta Ética da Universidade do Minho.

# **Caracterização de locais de interesse geomorfológico dos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena em Portugal**

## **Resumo**

Este trabalho teve como objetivos principais identificar, caracterizar e sustentar a valorização de locais de interesse geomorfológico do setor setentrional da Zona de Ossa Morena. Para a caracterização dos locais identificados, este trabalho inclui uma síntese do estado da arte dos temas da estratigrafia, magmatismo e geomorfologia da Zona de Ossa Morena. A Zona de Ossa Morena apresenta grande diversidade geológica, ocupando, em Portugal, uma parte significativa do Alentejo e prolongando-se para Espanha para as regiões da Extremadura e Andaluzia.

Foram identificados oito locais de interesse geomorfológico, nomeadamente: Senhora da Penha-Crista de Fortios (Portalegre), Colina de Alter Pedroso, Barra Quartzítica da Serra das Penas (Cabeço de Vide), Castelo de Estremoz, Pego do Sino-Ribeira de Tera (Estremoz), Degrau Morfológico da Juromenha, Relevos do Ciborro-Aldeia da Serra (Arraiolos) e Alto de São Bento (Évora). Neste trabalho apresenta-se a caracterização de cada um dos locais em epígrafe de modo a expor o seu valor científico, educativo e turístico incluindo-se, sempre que relevante, o seu contexto/valor histórico. Estes locais foram selecionados de forma a incluir diversas formas de relevo que se relacionam com os aspetos litológicos e os processos de evolução tectónica e climática.

O presente trabalho pretende sustentar trabalhos futuros que visem a valorização do território e do património geológico regional através da elaboração de painéis explicativos, a construção de estruturas que permitam sua acessibilidade, a divulgação dos pontos identificados através da *Internet* ou campanhas locais (ex. panfletos específicos) ou a elaboração de roteiros temáticos que permitam visitar e conhecer todos os locais de forma fácil e rápida.

**Palavras-chave:** Alentejo, Geomorfologia, Geologia, Maciço Ibérico, Zona de Ossa Morena

# **Characterization of geomorphological sites in the northern sector of the Ossa Morena Zone in Portugal**

## **Abstract**

The main aim of this thesis is to identify, characterize and sustain the valorization of geomorphological interest sites in the northernmost sector of the Ossa Morena Zone. For the characterization of the identified sites, this work includes a synthesis of the state of the art of the stratigraphy, magmatism and geomorphology themes of the Ossa Morena Zone. The Ossa Morena Zone presents great geological diversity, occupying, in Portugal, a significant part of the Alentejo and extends up into Spain to Extremadura and Andalusia regions.

Throughout the work eight sites of geomorphological interest were identified, namely: Senhora da Penha - Crista de Fortios (Portalegre), Colina de Alter Pedroso, Quartzite Bar of Serra das Penas (Cabeço de Vide), Estremoz Castle, Pego do Sino - Ribeira de Tera (Estremoz), Morphological Step of Juromenha, Reliefs of Ciborro-Aldeia da Serra (Arraiolos) and Alto de São Bento (Évora). This work characterizes those sites in order to understand their scientific, educational and touristic value, including, whenever relevant, their historical value. These sites were selected to include several relief forms related to lithological, tectonic and climatic evolution processes.

The present work can support future work aimed the regional and geological heritage valorization through the development of explanatory panels, the construction of structures that allow easy accessibility, the dissemination of the identified points through the Internet or local campaigns (e.g. specific flyers) and the development of a thematic roadmap that allows visiting and knowing all the sites easily and quickly.

**Keywords:** Alentejo, Geomorphology, Geology, Iberian Massif, Ossa Morena Zone

# Índice

<b>Agradecimentos</b> .....	<b>ii</b>
<b>Resumo</b> .....	<b>iv</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>v</b>
<b>Índice</b> .....	<b>vi</b>
<b>Lista de Abreviaturas</b> .....	<b>viii</b>
<b>Índice de Figuras</b> .....	<b>ix</b>
<b>Índice de Tabelas</b> .....	<b>xii</b>
<b>1. Introdução</b> .....	<b>1</b>
<b>2. A Zona de Ossa-Morena</b> .....	<b>3</b>
2.1. Enquadramento .....	3
2.2. Síntese da estratigrafia da Zona de Ossa Morena.....	4
2.2.1. Faixa Blastomilonítica .....	6
2.2.2. Setor de Alter do Chão - Elvas .....	7
2.2.3. Setor de Estremoz- Barrancos.....	8
2.2.4. Setor de Montemor-Ficalho .....	9
2.3. Magmatismo da ZOM .....	10
2.4. Geomorfologia.....	11
<b>3. Locais de Interesse Geomorfológico dos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena</b> .....	<b>15</b>
3.1. Panorâmica sobre a Zona de Ossa Morena a partir da Senhora da Penha - Crista de Fortio	16
3.2. Colina de Alter Pedroso e as rochas peralcalinas do NE Alentejano .....	22
3.3. Barra Quartzítica da Serra das Penas .....	27
3.4. Castelo de Estremoz.....	31
3.5. Pego do Sino - Ribeira de Tera (Estremoz) .....	38
3.6. Degrau Morfológico de Juromenha .....	42
3.7. Relevos do Ciborro - Aldeia da Serra (Arraiolos).....	50

3.8. Alto de S. Bento .....	53
<b>4. Considerações finais .....</b>	<b>57</b>
<b>5. Referências Bibliográficas.....</b>	<b>59</b>

## Lista de Abreviaturas

<b>CCP</b>	Cordilheira Central Portuguesa
<b>CGP</b>	Carta Geológica de Portugal
<b>E</b>	Este
<b>MS</b>	Meseta Sul
<b>N</b>	Norte
<b>NE</b>	Nordeste
<b>NW</b>	Noroeste
<b>SE</b>	Sudeste
<b>W</b>	Oeste
<b>ZCI</b>	Zona Centro Ibérica
<b>ZOM</b>	Zona de Ossa Morena

## Índice de Figuras

<b>Figura 1.</b> Zonamento do Maciço Ibérico. ....	3
<b>Figura 2.</b> Ensaio de correlação entre as unidades litoestratigráficas.....	5
<b>Figura 3.</b> Mapa Geológico do Sector Alter do Chão-Elvas. ....	8
<b>Figura 4.</b> Mapa Geológico do setor de Estremoz.....	9
<b>Figura 5.</b> Mapa de unidades geomorfológicas. ....	12
<b>Figura 6.</b> Localização da Zona de Ossa Morena (ZOM) e principais elementos do relevo no contexto da Meseta Sul (MS) no setor sul do Maciço Ibérico .....	13
<b>Figura 7.</b> Mapa de localização dos sítios selecionados.....	15
<b>Figura 8.</b> Modelo digital de terreno da região de Portalegre, denotando transição morfológica entre a Zona a Ossa Morena e a Zona Centro Ibérica .....	17
<b>Figura 9.</b> Extrato da Carta Geológica de Portugal (CGP) na escala 1/500000 (1972) na região de Portalegre.....	17
<b>Figura 10.</b> Panorâmica para NNW a partir de Portalegre. No 1º plano a da Crista de Fortios e no horizonte a Cordilheira Central.....	18
<b>Figura 11.</b> A crista de Fortios destaca-se 170 metros da superfície de base. ....	18
<b>Figura 12.</b> Camadas de quartzitos inclinadas para SW na Senhora da Penha, crista de Fortios. ....	18
<b>Figura 13.</b> Cristas da Serra de S. Mamede, a NE de Portalegre, com destaque para a crista de Marvão .....	19
<b>Figura 14.</b> Vista para norte a partir da crista de Fortios com destaque para a Crista de Marvão - no horizonte .....	19
<b>Figura 15.</b> Vista para a Serra de São Mamede a partir da Senhora da Penha, crista de Fortios.....	20
<b>Figura 16.</b> O nível aplanado nos granitos de Portalegre a partir da crista quartzítica de Fortios. ....	20
<b>Figura 17.</b> Da ampla superfície da Meseta Sul observada para sul a partir da crista de Fortios, destaca-se, no horizonte, a Serra d'Ossa. ....	21
<b>Figura 18.</b> Modelo digital de terreno da região de Alter Pedroso .....	22
<b>Figura 19.</b> A colina de rochas ígneas peralcalinas de Alter Pedroso.....	23
<b>Figura 20.</b> Extrato da carta Geológica 32-D da CGP á escala 1:50000.....	23
<b>Figura 21.</b> Colina de Alter Pedroso destacada da superfície aplanada da Meseta Sul, com vista para a Serra de S. Mamede.....	24
<b>Figura 22.</b> Morfologia em blocos no topo da colina de Alter Pedroso. ....	24



<b>Figura 23.</b> Esboço geológico simplificado da região de Alter Pedroso .....	25
<b>Figura 24.</b> Fácies leucocrata dos sienitos de Alter Pedroso. ....	26
<b>Figura 25.</b> Localização da Barra Quartzítica a cerca de 2 km a oeste de Cabeço de Vide.....	27
<b>Figura 26.</b> Modelo digital de terreno com a localização da Barra quartzítica .....	28
<b>Figura 27.</b> Barra Quartzítica destacando-se da superfície aplanada da Meseta Sul .....	28
<b>Figura 28.</b> Vertente íngreme da Barra Quartzítica, localizada no flanco NE. ....	29
<b>Figura 29.</b> Barra Quartzítica cartografada como um nível conglomerático do Câmbrio (Cbi) na Folha 32-B da CGP (Portalegre) à escala 1:50000.....	30
<b>Figura 30.</b> Vista de Cabeço de Vide a partir da Barra Quartzítica.....	30
<b>Figura 31.</b> Dólmen no topo da Barra Quartzítica. ....	31
<b>Figura 32.</b> Modelo digital de terreno de Estremoz e regiões circundantes.....	32
<b>Figura 33.</b> Afloramento de metadolomias na base do castelo de Estremoz.....	32
<b>Figura 34.</b> Vista do castelo de Estremoz para NW, salientando-se a presença de um conjunto de relevos coincidentes com a presença no substrato de mármore dolomíticos. ....	33
<b>Figura 35.</b> Colina da Torre da Frandina. ....	34
<b>Figura 36.</b> O destaque da Torre da Frandina na paisagem.....	34
<b>Figura 37.</b> Modelos digitais de terreno das zonas circundantes de Estremoz.....	35
<b>Figura 38.</b> Vista panorâmica para sul, a partir do castelo de Estremoz, destacando-se a Serra d'Ossa e a elevação cônica de Evoramonte à direita. ....	36
<b>Figura 39.</b> O push-up da Serra de Ossa.....	37
<b>Figura 40.</b> Localização do Pego do Sino, cerca de 10 km a SW de Estremoz.....	38
<b>Figura 41.</b> Vista para jusante da garganta fluvial da ribeira de Terra no Pego do Sino. ....	39
<b>Figura 42.</b> Pormenor dos níveis mais quartzíticos cortados pela ribeira de Tera. ....	39
<b>Figura 43.</b> Extrato da Folha 36-B (Estremoz) da CGP à escala 1/50000 (Gonçalves 1972b) com a localização do troço do pego do Sino na ribeira de Tera .....	40
<b>Figura 44.</b> Extrato da folha 6 da CGP à escala de 1:200000 na região de Estremoz.....	40
<b>Figura 45.</b> Troço imediatamente a montante da garganta do Pego do Sino. ....	41
<b>Figura 46.</b> Evolução de um curso fluvial por processo de antecendência.....	41
<b>Figura 47.</b> Modelos digitais de terreno da região fronteira situada entre Elvas e Juromenha.....	43
<b>Figura 48.</b> Localização de Juromenha na margem direita do rio Guadiana, limitada a norte pela ribeira de Mures.....	44
<b>Figura 49.</b> Extrato da CGP (folha Sul) na escala 1/500000 .....	44

<b>Figura 50.</b> Excerto da Folha 37-C (Juromenha) da CGP à escala 1/50000 .....	45
<b>Figura 51.</b> Vista geral da Bacia Cenozoica de Badajoz e a sua relação geográfica com a região da Juromenha.....	46
<b>Figura 52.</b> Degrau entre a plataforma em que assenta a fortificação da Juromenha (esquerda) e a superfície aluvionar do rio Guadiana. ....	46
<b>Figura 53.</b> Perfil topográfico de direção NW-SE, com cerca de 4km de extensão, evidenciando o degrau morfológico de Juromenha .....	47
<b>Figura 54.</b> Excerto da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500000.....	47
<b>Figura 55.</b> Unidades geomorfológicas que destacam o abatimento do bloco situado a SE da falha da Messejana.....	48
<b>Figura 56.</b> Esboço geomorfológico da região de Juromenha com destaque para os diferentes níveis limitados por escarpas de falha associadas à falha da Messejana.....	49
<b>Figura 57.</b> Depósitos quaternários na margem da ribeira da Asseca em talude estrada nas proximidades de Juromenha .....	49
<b>Figura 58.</b> Geoforma de Aldeia da Serra, elevada cerca de 60 metros relativamente à superfície envolvente.....	50
<b>Figura 59.</b> Extrato da folha 36-A (Pavia) da CGP na escala 1/50000 .....	51
<b>Figura 60.</b> Modelo digital de terreno destacando o relevo de Aldeia da Serra (352 m asl).....	51
<b>Figura 61.</b> A geoforma de Aldeia da Serra, limitada por escarpas de orientação N-S e E-W.. .....	52
<b>Figura 62.</b> Principais lineamentos da região estudada, observáveis em imagem de satélite.. .....	52
<b>Figura 63.</b> Esquema proposto para a atividade tectónica atual, responsável pela génese do relevo de Aldeia da Serra.....	53
<b>Figura 64.</b> Vista sobre o relevo residual do Alto de S. Bento.....	54
<b>Figura 65.</b> Modelo digital de terreno da região de Évora evidenciando a orientação tectónica NW-SE que controla o relevo do Alto de S. Bento.....	54
<b>Figura 66.</b> Excerto da CGP à escala 1/500000, na região de Évora, com a localização do Alto de S. Bento .....	55
<b>Figura 67.</b> Panorâmica do Alto de S. Bento em direção a norte e nordeste, com vista para a Arraiolos e para a Serra d'Ossa.....	55
<b>Figura 68.</b> Panorâmica do Alto de S. Bento em direção a sul com vista para a Serra de Monfurado	56

## Índice de Tabelas

<b>Tabela 1.</b> Designação e localização dos sítios selecionados.....	16
<b>Tabela 2.</b> Descrição geral da panorâmica da ZOM a partir da Senhora da Penha.....	16
<b>Tabela 3.</b> Descrição geral da Colina de Alter Pedroso e as rochas peralcalinas do NE do Alentejo....	22
<b>Tabela 4.</b> Descrição geral da Barra Quartzítica da Serra das Penas .....	27
<b>Tabela 5.</b> Descrição geral do relevo observado a partir do Castelo de Estremoz.....	31
<b>Tabela 6.</b> Descrição geral do Pego do Sino- Ribeira de Tera.....	38
<b>Tabela 7.</b> Descrição geral do Degrau Morfológico de Juromenha.....	42
<b>Tabela 8.</b> Descrição geral dos Relevos do Ciborro- Aldeia da Serra.....	50
<b>Tabela 9.</b> Descrição geral do Alto de S. Bento.....	53

## **1. Introdução**

A presente tese tem como objetivo identificar, caracterizar e sustentar a valorização de locais de interesse geológico nos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena (ZOM). Este trabalho dá ênfase à caracterização das formas de relevo à escala regional, ou seja, da geomorfologia desta zona geológica.

A ZOM é uma zona paleogeográfica do Maciço Ibérico (Ribeiro et al., 1979), onde afloram as rochas mais antigas do território português (com idades compreendidas entre o Neoproterozoico e o Pérmico), que, pela sua complexa evolução geodinâmica, apresenta uma grande diversidade geológica. A ZOM inclui uma grande parte do território alentejano, aproximadamente entre os paralelos de Portalegre e Beja, prolongando-se para Espanha nomeadamente para os territórios da Extremadura e Andaluzia. O enquadramento, a estratigrafia, o magmatismo e a geomorfologia será objeto de uma síntese que aborda também a evolução geodinâmica da ZOM.

Este trabalho permite não apenas fazer um ponto de situação sobre o atual estado da arte no domínio da geomorfologia do setor setentrional da ZOM (Feio, 1983; Feio & Almeida, 1980; Martins et al., 2001; Feio et al., 2004; Araújo, 2004; Brum da Silveira et al., 2009; Araújo et al., 2010; Araújo et al., 2020; Martins et al., 2022), mas também avançar com propostas para a valorização da geodiversidade, dado que são raros os estudos relacionados com esta temática nesta região (e.g. Brilha & Carvalho., 2010; Brilha, 2012; Piçarra, 2012; Maia et al., 2022).

A identificação de locais que melhor evidenciam os principais elementos de relevo da ZOM e revelam maior potencial para a interpretação do relevo à escala local e regional é um dos vetores de inovação na presente tese. Os diferentes locais salientam diferentes formas de relevo que se relacionam não só com aspetos litológicos, mas também com diferentes processos de evolução tectónica e/ou climática. Ao longo deste manuscrito é feita uma análise sobre aspetos mais específicos da geomorfologia da ZOM, caracterizando a sua ligação às características litológicas, estruturais e tectónicas do território. Posto isto, são descritos os locais, incluindo a informação geológica relevante, mas também geográfica e histórica.

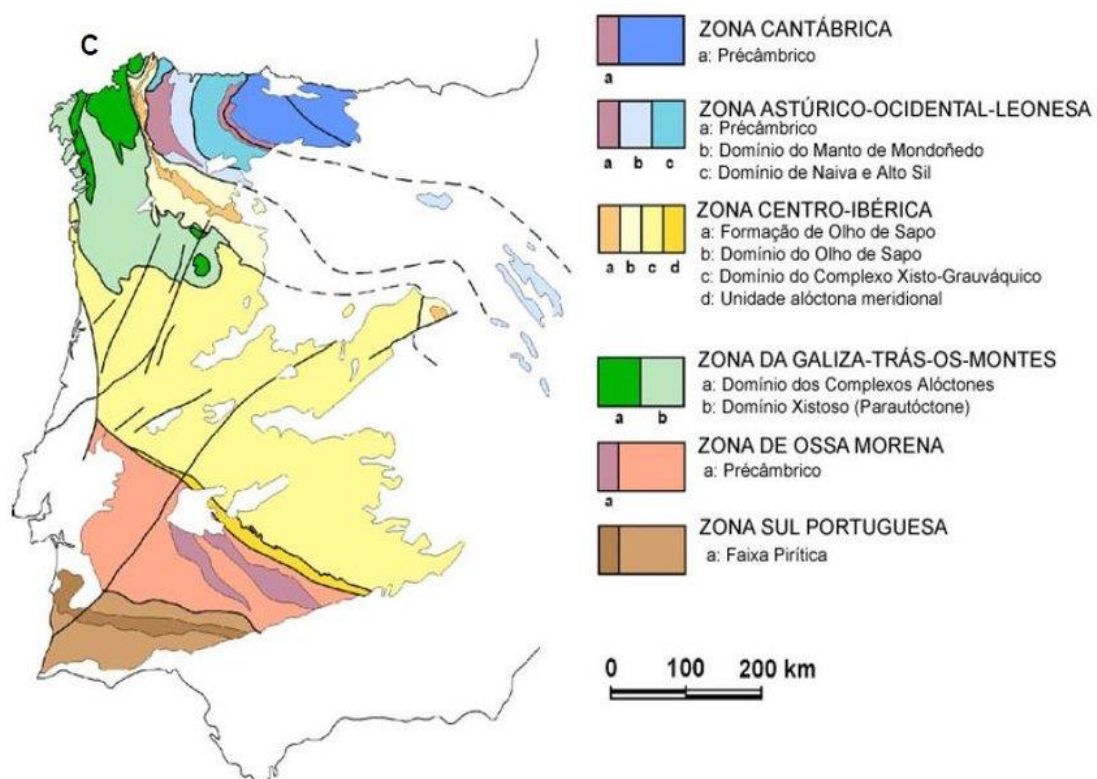
Importa salientar que o trabalho em causa pretende ser um trabalho pioneiro que servirá de base à valorização dos locais de interesse propostos. A informação disponibilizada potenciará a sua conservação e promoção, contribuindo assim para a dinamização territorial, quer turística quer no âmbito da literacia científica/geológica.

O presente trabalho poderá sustentar trabalhos futuros que visem a criação e implantação de painéis explicativos, a construção de pequenas infraestruturas que permitam um fácil acesso a alguns dos pontos, a divulgação dos pontos identificados na internet e através de folhetos específicos, bem como a criação de um roteiro temático regional que permita visitar e conhecer todos os locais de uma forma lógica e rápida.

## 2. A Zona de Ossa-Morena

### 2.1. Enquadramento

A ZOM abrange uma parte significativa do Alentejo (sensivelmente entre o paralelo de Portalegre e Beja) e prolonga-se para território espanhol, nomeadamente para as regiões da Extremadura e Andaluzia (Fig.1). Esta zona paleogeográfica inclui-se no Maciço Ibérico, onde afloram as rochas mais antigas do território nacional, com idades compreendidas entre o Neoproterozoico e o Pérmico (Ribeiro et al., 1979). A ZOM é uma das zonas paleogeográficas mais complexas deste maciço, o que não é alheio à existência de dois ciclos orogénicos sobrepostos (Cadomiano e Varisco) (Ribeiro et al., 2007; 2009; Moreira et al., 2014; Dias et al., 2016). Desta evolução policíclica resultam um conjunto de estruturas de 1ª ordem, mais ou menos complexas, um conjunto de sectores estratigráficos com características próprias, um contraste de graus metamórficos – que variam desde o baixo grau (limite com a diagénese) até ao alto grau (com a presença de migmatitos e eclogitos) – e diversas unidades de natureza magmática que registam fundamentalmente os dois Ciclos de Wilson supra mencionados (Oliveira et al., 1991; Pereira & Silva, 2006; Chichorro et al., 2008; Araújo et al., 2013; Moreira et al., 2014).



**Figura 1.** Zonamento do Maciço Ibérico (adaptado de Vera, 2004).

O ciclo Varisco, ocorrido durante o Paleozoico, é o mais recente dos ciclos atrás mencionados e afeta grande parte da zona centro e sul da Europa (e.g. Dias et al., 2016; Franke et al., 2021). Este ciclo inicia-se com a abertura do oceano Rheic, no bordo Norte da Gondwana durante o Câmbrico inferior (Sánchez-García et al., 2010). Posteriormente, a evolução da bacia oceânica, e outras bacias oceânicas de menores dimensões, levou à separação de um conjunto de microcontinentes; o fecho do oceano atrás mencionado durante o Paleozoico superior resulta na colisão entre Gondwana e a Laurússia, dando origem ao supercontinente Pangeia no Carbonífero terminal (Dias et al., 2016; Franke et al., 2021).

A ZOM é delimitada por duas outras zonas paleogeográficas: a norte pela Zona Centro Ibérica (ZCI), sendo o contacto materializado pelo bordo norte zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, e a Zona Sul Portuguesa a sul, limite materializado pelo cavalgamento de Ferreira-Ficalho e pelo Ofiólito de Beja-Acebuches (Julivert et al., 1974; Pereira, 1999; Ribeiro et al., 1979; 2010). Enquanto o significado do bordo meridional da ZOM não é alvo de discussão, sendo o contacto interpretado como uma zona de sutura ao qual se associam rochas ofiolíticas (Pedro et al., 2010; Ribeiro et al., 2010), o significado do limite norte da ZOM não é tão consensual. Alguns autores interpretam este limite também como uma zona de sutura (Ribeiro et al., 2009).

## **2.2. Síntese da estratigrafia da Zona de Ossa Morena**

Na estratigrafia da ZOM sobressai o facto da presença de uma espessa sucessão de idade compreendida entre o Neoproterozoico e o Câmbrico médio, por vezes associadas a intenso vulcanismo; sobre esta sucessão, deposita-se um conjunto de unidades sedimentares com idades compreendidas entre o Ordovícico e o Carbonífero (Oliveira et al., 1991; 2019; Araújo et al., 2013). Contudo, devido à existência de importantes variações estratigráficas resultantes da organização da própria bacia de sedimentação, mas também dos processos tectono-metamórficos, a organização estratigráfica da ZOM é geralmente apresentada de forma seccionada. Inicialmente organizado em zonas e subzonas ou domínios tectono-estratigráficos (Carvalho et al., 1971; Chacón et al., 1974; Delgado et al., 1977), foi a organização em setores estratigráficos apresentado por Oliveira et al., (1991) que acabou por vingar, pois evita a confusão com a nomenclatura de zonas paleogeográficas, mas também com a nomenclatura bioestratigráfica (visto que várias unidades têm um controlo bioestratigráfico débil), ao mesmo tempo que retira a interpretação tectónica associada ao conceito de domínio. Na Figura 2 resume e correlaciona as diferentes unidades litoestratigráficas dos diversos setores da ZOM.

			Sector de Elvas - Alter do Chão	Sector de Estremoz - Barrancos	Sector de Montemor - Ficalho
				Anticlinal de Estremoz	Anticlinal de Ficalho-Moura
DEVÓNICO	MÉD./SUP.				
	INFERIOR	Emsiano			
		Pragianio			
		Lochkoviano			
SILÚRICO	Pridolf				
	Ludlow				
	Wenlock				
	Llandovery				
ORDOVÍCIO	SUPERIOR	Hirnantiano			
		Kralodvoriano			
	MÉDIO	Berouniano			
		Dobrotiviano			
		Oretaniano			
	INFERIOR	Arenigiano			
		Tremadociano			
	CÂMBRICO	SUPERIOR			
LA			Fm. de Fatuquedo		
MÉDIO		CAE	C.V.S. Ferrugem		
		LEO	B. quartzítica		
INFERIOR		Bilbiliano	Fm. de Vila Boim		
		Marianiano			
NEO - PROTE-ROZÓICO		Fm. Carbonatada	Fm. Dolomítica	Fm. Dolomítica	
		Fm. de Mosteiros	Fm. de Mares	Fm. de Águas de Peixe	

**Figura 2.** Ensaio de correlação entre as unidades litoestratigráficas dos sectores da parte portuguesa da ZOM (Araújo et al., 2013).

Do ponto de vista genérico, a grande diversidade litológica da ZOM resulta maioritariamente da evolução neoproterozoica associada ao Ciclo Cadomiano e às diversas fases associadas ao Ciclo Varisco. Nos domínios meridionais temos ainda uma importante sedimentação sin-tectónica associada às fases finais deste ciclo (Oliveira et al., 2019). Daqui resultam o conjunto de variações estratigráficas identificadas em cada um dos setores estratigráficos da ZOM.

De forma sintética, as rochas mais antigas da ZOM, do Neoproterozoico, ficam localizadas no núcleo de conjunto de estruturas de orientação NW-SE, como sejam a zonas de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba e Maciço de Évora, onde estas rochas foram alvo de intensa alteração tectono-metamórfica, bem como os núcleos dos anticlinais de Estremoz, Torre de Cabedal, Viana do Alentejo ou Serpa (Oliveira et al., 1991; Pereira & Silva, 2006; Araújo et al., 2013; Moreira et al., 2014). Sobre as unidades de idade neoproterozoica, geralmente englobadas na Série Negra, surgem em discordância os depósitos da base do Câmbrico, discordância esta que materializa o fim do Ciclo Cadomiano e o início do Ciclo Varisco. Acima dessa unidade vulcano-sedimentar detrítica, onde se incluem conglomerados com clastos das formações da Série Negra (Oliveira et al., 1991), instala-se uma extensa plataforma carbonatada, que para topo vai dando lugar a uma sedimentação detrítica associada a vulcanismo bimodal, que se estende até ao Câmbrico médio. Toda a sedimentação câmbrica é resultado do processo de rifting intracontinental



ativo (Sanchez-Garcia et al., 2010). Em descontinuidade com a sucessão câmbrica, visto haver uma lacuna de sedimentação no Câmbrico Superior, inicia-se a deposição de uma sucessão de unidades com sedimentação típica de margem passiva, com idades compreendidas entre o Ordovícico e o Devónico Inferior (Oliveira et al., 1991), altura em que se inicia a sedimentação sintectónica, nomeadamente nos domínios mais meridionais da ZOM, condições de sedimentação que se prolongam até ao Carbonífero (Oliveira et al., 2019).

### **2.2.1. Faixa Blastomilonítica**

A Faixa Blastomilonítica, o setor mais setentrional da ZOM, é análoga ao domínio de Valência de las Torres-Cerro Muriano (Chacón et al., 1983; Quesada, 1990; Oliveira et al., 1991), marcando o contacto com a ZCI. Embora se tenha considerado que este sector se prolongaria até à região de Porto-Espinho-Albergaria a Velha, dados recentes parecem apontar para que a estratigrafia típica da ZOM apenas se estenda até à região de Tomar (Romão et al., 2014), tendo as unidades associadas à Zona de Cisalhamento Porto-Tomar sido incluídas no Terreno Finisterra (Moreira et al., 2019). A Faixa Blastomilonítica representa o sector setentrional da ZOM, marcando o contacto com a ZCI através das zonas de cisalhamento Ortiga-Torrão (nas regiões ocidentais) e Portalegre-Esperança (no nordeste alentejano) (Pereira, 1999; Romão et al., 2014).

A Faixa Blastomilonítica representa uma estrutura em leque dissimétrica resultante de uma importante componente cisalhante esquerda (Pereira, 1999), associada ao Orógeno Varisco, muito embora alguns autores considerem que a estrutura seja herdada do ciclo Cadomiano (Ribeiro et al., 2007; 2009). É de destacar que a Faixa Blastomilonítica é constituída por rochas metamórficas, com importantes saltos metamórficos e uma organização estrutural complexa em grandes megaestruturas (Pereira, 1999), resultantes do metamorfismo quer de rochas sedimentares, quer de rochas plutónicas de natureza diversa. Do ponto de vista estratigráfico, Oliveira et al. (1991) caracterizou três unidades litoestratigráficas pré-câmblicas; da base para o topo:

- Formação de Campo Maior, constituída por gneisses e migmatitos, pontualmente com milonitos, granulitos máficos e lenticulas de eclogitos – esta unidade ocupa o núcleo da Faixa Blastomilonítica;
- Formação de Morenos, constituída por metavulcanitos e rochas silicilásticas xistentas, pontualmente com carbonatos no topo;

- Formação de Mosteiros, uma sequência monótona de xistos, grauvaques e psamitos cinzento-escuros com intercalações de metachertes negros e alguns níveis de calcários e anfíbolitos.

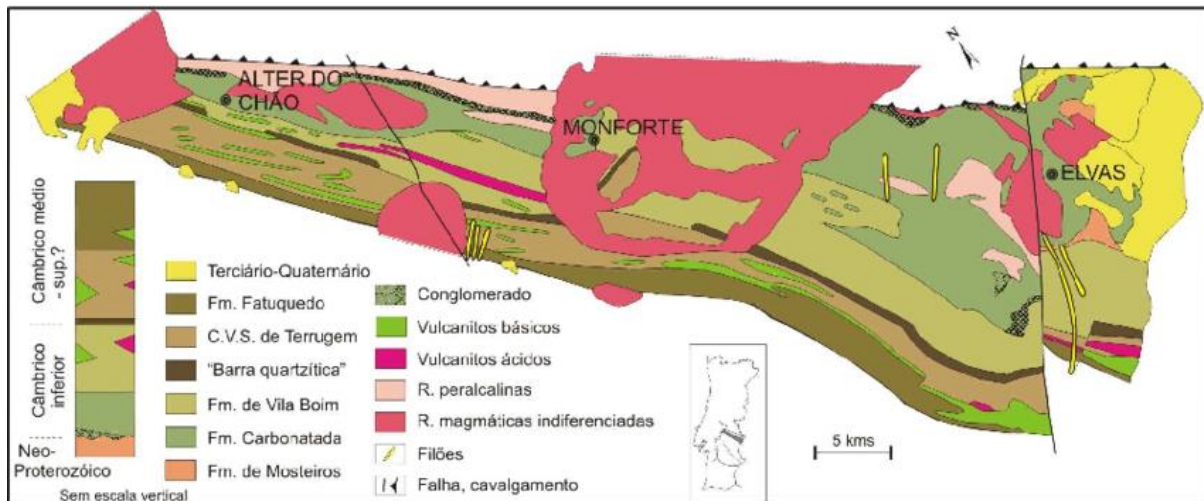
As duas últimas são muitas vezes agrupadas numa unidade informal denominada de Série Negra. Trabalhos recentes parecem ainda mostrar que os gneisses da Formação de Campo Maior terão idade paleozoica (Pereira et al., 2012) e que a estratigrafia deste sector inclui também unidades paleozoicas com claras semelhanças com a parte basal da sucessão câmbrica do sector de Alter do Chão-Elvas (Pereira, 1999; Pereira & Silva, 2006; Linnemman et al., 2008). Pereira (1999) identifica uma sucessão de arcoses que para topo passam a uma sequência carbonatada (e.g. Complexos detritico-carbonatados de Ouguela e Assumar), sendo que a idade mínima de deposição destas arcoses é câmbrica inferior (Linnemman et al., 2008), equiparando-se estratigraficamente com as unidades do câmbrico basal do Sector Alter do Chão-Elvas.

### **2.2.2. Setor de Alter do Chão - Elvas**

O limite nordeste dá-se com a Faixa Blastomilonítica através do cavalgamento de Alter do Chão e a Sul faz fronteira com o sector de Estremoz-Barrancos pelo carreamento de Juromenha (Araujo et al., 1994). A sequência estratigráfica apresenta um conjunto de unidades que se estendem desde o Neoproterozoico até ao Câmbrico Médio (Oliveira et al., 1991; Moreira et al., 2014).

A base da sucessão, do Neoproterozoico, é marcada pela presença da Formação de Mosteiros (Série Negra) de natureza flyschóide (Oliveira et al., 1991). Em discordância com esta formação, deposita-se uma sucessão de conglomerados com espessura variável (Pereira e Silva, 1997). Sobre esta sucessão câmbrica basal deposita-se uma sucessão carbonatada (Formação Carbonatada de Elvas) com espessuras na ordem dos 500 metros, sem conteúdo fossilífero identificado em Portugal, mas considerado litoestratigraficamente equivalente dos Calcários de Alconera de idade Câmbrica inferior (Série 2; Araújo et al., 2013 e referências inclusas). Segue-se a Formação de Vila Boim, de natureza siliciclástica, sobre a qual se encontra uma Barra Quartzítica, um importante nível guia de importância regional, que marca o final do Câmbrico inferior (Teixeira, 1951). Sobre a Barra Quartzítica deposita-se uma sucessão vulcano-sedimentar (Complexo Vulcano-Sedimentar da Terrugem), do Câmbrico Médio - equivalente as partes inferiores das Camadas de Playton (Linan et al., 2004). Este sector termina com a Formação de Fatuquedo, onde no topo se encontram conglomerados que passam para um nível quartzítico com materiais de Ferro e Manganês, que alguns autores interpretam como um marcador da

discordância Câmbrico-Ordovícico (Oliveira, 1984). Na figura 3 é possível observar o mapa geológico do Setor de Alter do Chão-Elvas.



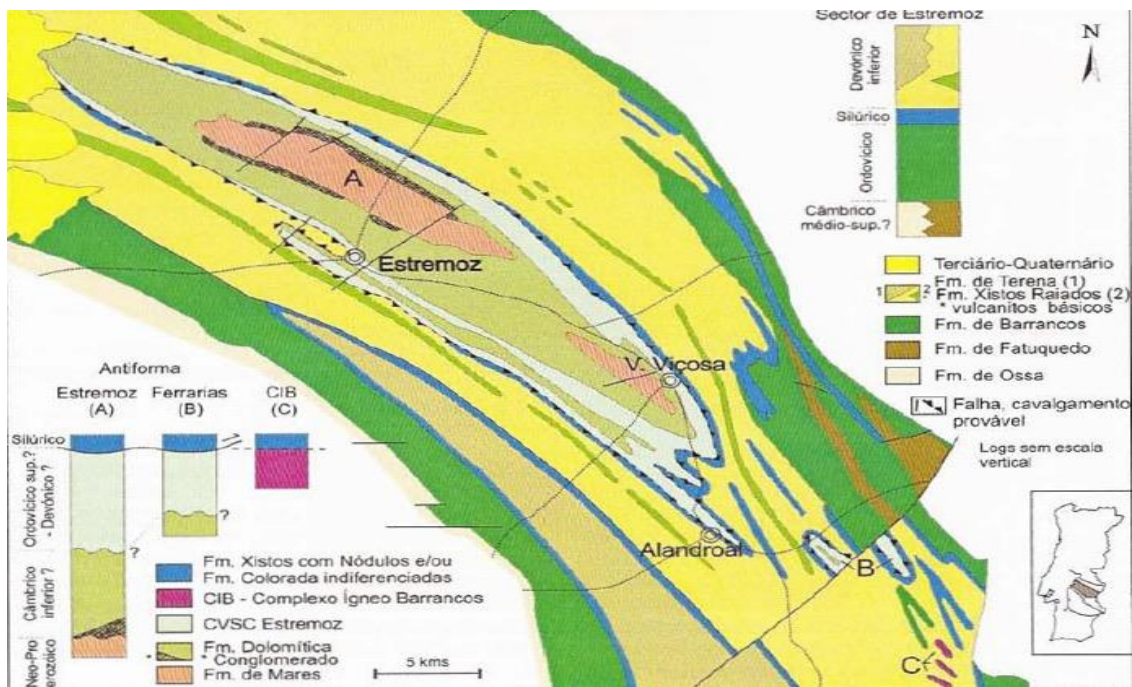
**Figura 3.** Mapa Geológico do Sector Alter do Chão-Elvas (Araújo et al., 2013).

### 2.2.3. Setor de Estremoz- Barrancos

O setor de Estremoz-Barrancos contacta, a nordeste, com o setor de Alter do Chão- Elvas e faz fronteira, a Sudeste, com o setor de Montemor-Ficalho através do Cavalcamento de Santo Aleixo da Restauração (Oliveira et al., 1991). Duas colunas estratigráficas foram definidas para este sector: (1) na região de Barrancos, com unidades que se estendem do Câmbrico médio ao Devónico; (2) no Anticlinal de Estremoz, onde surge uma sucessão com claras similaridades à estratigrafia da transição Neoproterozoico-Câmbrico do setor Alter do Chão-Elvas.

Na região de Barrancos, a unidade mais antiga é a Formação de Ossa caracterizada pela presença de xistos, psamitos, micáceos e grauvaques (Ribeiro et al., 1992), sendo considerada equivalente da Formação de Fatuquedo dado as parencas litológicas (Oliveira et al., 1991). Segue-se a Formação de Barrancos, uma sucessão monótona de rochas xistentas, que na parte superior é mais rica em psamitos com icnofósseis (Perdigão et al., 1982), que permite atribuir uma idade ordovícica a esta formação (Delgado, 1910). Sobre esta formação encontra-se a Formação de Colorada caracterizada pela presença de quartzitos, arenitos micáceos e raros pelitos, de idade atribuída ao Ordovícico superior podendo ir até ao Silúrico inferior (Perdigão et al., 1982). Sobre esta unidade segue-se uma sequência detritica com idades compreendidas entre o Silúrico inferior e o Devónico (Fig.2; Piçarra, 2000; Araújo et al., 2013)

A sucessão do Anticlinal de Estremoz (Fig.4) de inicia-se com a formação de Mares, de idade neoproterozoica, onde se encontram xistos negros, chertes e meta grauvaques (Série Negra; Pereira et al., 2012). De seguida e de forma discordante temos a Formação Dolomítica, composta por mármore dolomíticos, surgindo na sua base, um nível lenticular de meta-conglomerados intercalados com metavulcanitos pertencendo ao câmbrio inferior (Oliveira et al., 1991; Lopes, 2003; Pereira et al., 2012). Posteriormente ocorre um horizonte silico-ferruginoso (Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2013), sobre o qual assenta o Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz, composta maioritariamente por mármore calcíticos. Esta unidade tem idade incerta, compreendida entre o Câmbrio e o Devónico Inferior (Piçarra, 2000; Araujo et al., 2013; Moreira et al., 2019). Todo este complexo é circundado por unidades xistentas do Devónico-Silúrico – Formação dos Xistos Raiados e Formação dos Xistos com Nódulos (Piçarra, 2000).



**Figura 4.** Mapa Geológico do setor de Estremoz (Araujo et al., 2010; Piçarra, 2000).

#### 2.2.4. Setor de Montemor-Ficalho

O setor de Montemor-Ficalho é limitado a norte pelo setor de Estremoz-Barrancos e a Sul pelo Maciço de Beja (Oliveira et al., 1991). Neste setor surgem um conjunto de estruturas em antiforma (Ficalho-Moura, Portel, Serpa, S. Brissos, Alvito-Viana do Alentejo e Escoural) onde surgem um conjunto de unidades com claras semelhanças litoestratigráficas à sucessão da transição Neoproterozoico-Câmbrio do Setor Alter do Chão-Elvas e do Anticlinal de Estremoz (Oliveira et al., 1991; Chichorro et al., 2008).

Sobre estas estruturas desenvolve-se um complexo imbricado, fortemente tectonizado, que alguns autores (Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2005; Ribeiro et al., 2010; Moreira et al., 2022) interpretam como um prisma acrecionário associado a tectónica tangencial do SW da ZOM. O Complexo Filonítico de Moura (informalmente também conhecido como Xistos de Moura) é caracterizado por uma sequência de xistos luzentes e siliciosos intercalados com rochas vulcânicas ácidas e básicas.

Por fim, destaca-se ainda o subsetor da Santa Susana-Cabrela que apresenta características estratigráficas próprias, com o desenvolvimento de uma sucessão estratigráfica de carácter sin-orogénico de idade compreendida entre o Devónico Inferior a Médio e o Carbónico (Oliveira et al., 1991; 2019).

### **2.3. Magmatismo da ZOM**

A ZOM apresenta uma grande diversidade de corpos magmáticos em resultado da sua evolução policíclica. Durante o Ciclo Cadomiano destaca-se a presença de um importante episódio de magmatismo que se inicia em torno dos 590 Ma e se prolonga temporalmente até ao início do Câmbrico, cerca dos 530 Ma (e.g. Ribeiro et al., 2003; Salman, 2004; Sánchez-Lorda et al., 2016; Moreira, 2017). Estes episódios neoproterozoicos estão maioritariamente relacionados com a génese e evolução do arco magmático associado à subducção cadomiana desenvolvida no bordo norte da Gondwana (Linnemann et al., 2008; Sánchez-Lorda et al., 2016; Moreira, 2017).

Por sua vez, as fases iniciais do ciclo Varisco resultam de um evento extensivo com a génese de um conjunto de corpos magmáticos associados ao processo de rifting intercontinental e posterior rotura crustal que dá origem ao oceano Rheic. Os corpos magmáticos daqui resultantes estão bem representados nos setores de Alter do Chão-Elvas e Montemor-Ficalho (Mata e Munhá, 1990; Chichorro et al., 2008; Sánchez-Garcia et al., 2008). O início do processo de rifting ocorreu no Câmbrico inferior, estando a sua evolução temporal e geoquímica bem patente no Setor de Alter do Chão-Elvas. Com efeito, o vulcanismo pontual presente na Formação de Vila Boim (Câmbrico inferior) vai evoluindo no sentido da alcalinidade para o Câmbrico médio, representado pelo Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem, onde se torna mais intenso (Mata e Munhá, 1990; Sánchez-Garcia et al., 2008). Este processo magmático termina na transição entre o Câmbrico superior - Ordovícico inferior. Em todo o Nordeste Alentejano (e.g. Faixa Blastomilonítica e Sector Alter do Chão-Elvas) instalam-se ainda um conjunto de corpos magmáticos plutónicos a sub-vulcânicos de natureza básica-ultrabásica (Alter do Chão e Elvas) e peralcalina (e.g. Alter Pedroso e Cevedais) (Ribeiro et al., 1992; Sánchez-Garcia et al., 2008; Carrilho Lopes, 2020; Roseiro et al., 2022). No setor de Estremoz-Barrancos, descreve-se também a presença

vulcanismo bimodal. Pese embora a sua idade seja discutível (Piçarra, 2000), idades em torno dos 500 Ma foram obtidas em riólitos associados a este vulcanismo bimodal (Pereira et al., 2012), idade similar aos vulcanitos do Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem (Sánchez-Garcia et al., 2008).

A passagem do processo de rift intracontinental para oceânico (*rift-to-drift*) dá-se na transição Câmbrico-Ordovícico, razão pela qual o magmatismo é praticamente inexistente entre o Ordovícico e o Devónico, altura em que se iniciam os processos de subducção associados às fases compressivas do Ciclo Varisco (Moreira et al., 2014). Aliás, são de idade ordovícica os complexos ofiolíticos do SW da ZOM (Pedro et al., 2010).

Como referido, apenas no Devónico (provavelmente médio) se iniciam os processos magmáticos associados ao processo de subducção-colisão, processos magmáticos esses que se estendem até ao permocarbonífero (Moreira et al., 2014). O magmatismo orogénico apresenta maior incidência no bordo SW da ZOM correspondentes à região do Maciço de Évora e do Complexo Ígneo de Beja.

O Maciço de Évora é um importante complexo magmático ao qual se associam um conjunto de rochas metamórficas de alto a médio grau. Este maciço representa um importante domínio localizado do ocidente da ZOM, onde o metamorfismo de médio a alto grau e o intenso plutonismo é muitas vezes associados a importantes zonas de cisalhamento (Chichorro et al., 2008). Por sua vez, o Complexo Ígneo de Beja forma-se ao longo do bordo SW da ZOM durante o Carbónico inferior. Constituído por diferentes maciços intrusivos de natureza diversa, este magmatismo é interpretado como estando diretamente interligado com o processo de subducção-colisão Varisca (Pedro et al., 2006; Jesus et al., 2007).

## **2.4. Geomorfologia**

Sob o ponto de vista geomorfológico, a ZOM enquadra-se nos designados Planaltos do SW Peninsular, uma das unidades de segundo nível hierárquico do Maciço Ibérico e coincide com as unidades de 3º nível designado por Planalto de Estremoz (1.3.6), Planalto de Évora (1.3.7) e Planalto de Beja (1.3.8) (Pereira et al., 2014) (Fig. 5).



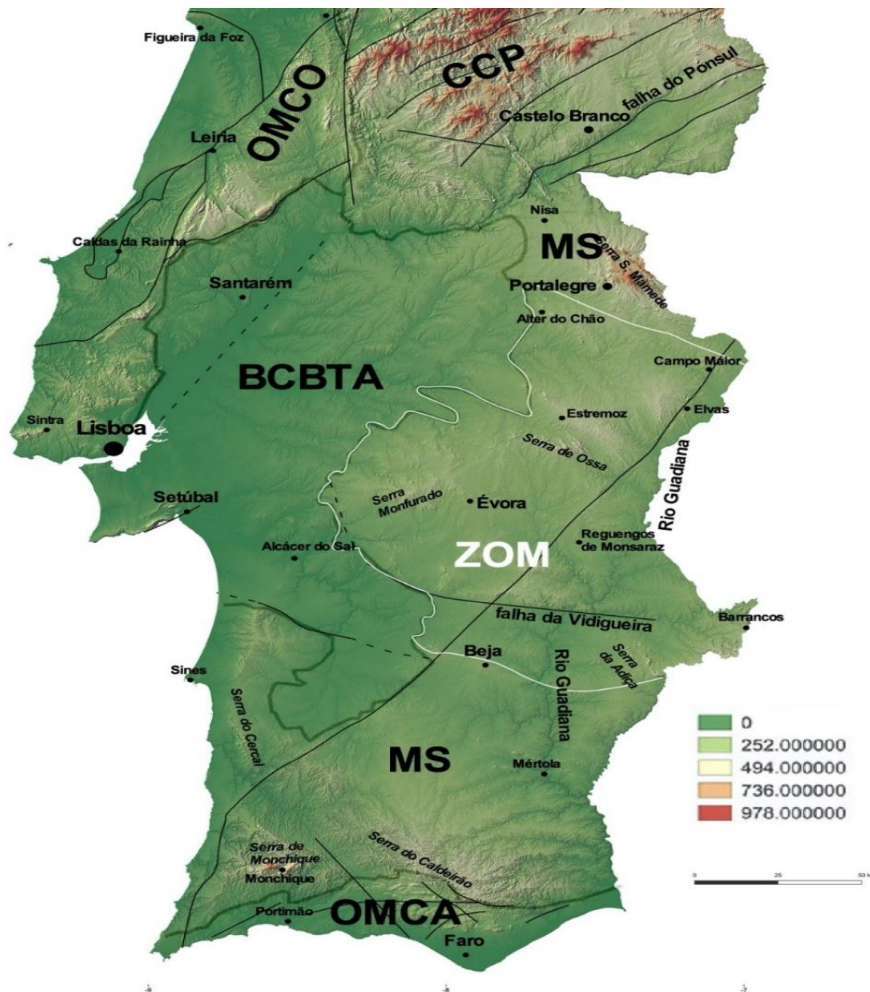
**Figura 5.** Unidades geomorfológicas de Portugal Continental (Pereira et al., 2014).

Tradicionalmente esta unidade é conhecida por Meseta Sul, uma extensa superfície de aplanamento poligénica desenvolvida a sul da Cordilheira Central Ibérica, sobre um substrato essencialmente metassedimentar, por vezes sobre rochas plutónicas (granitóides e rochas máficas) e pontualmente sobre sedimentos cenozoicos que cobrem o substrato pré-mesozoico. Esta unidade geomorfológica ocupa 32% do território continental português e desenvolve-se maioritariamente entre os 200 e os 400 m acima do nível do mar (asl) (Pereira et al., 2014).

Na Meseta Sul são notados três compartimentos tectónicos distintos limitados pelas falhas do Ponsul e da Vidigueira, diminuindo em altitude de norte para sul (Fig. 6):

- (i) a superfície de Castelo Branco, ainda na Beira Baixa, a uma altitude de 400-450 m asl,
- (ii) a superfície do Alto Alentejo, a uma altitude de cerca de 250-350 m asl, e
- (iii) a superfície do Baixo Alentejo, desenvolvida a cerca de 200-250 m asl.





**Figura 6.** Localização da Zona de Ossa Morena (ZOM) e principais elementos do relevo no contexto da Meseta Sul (MS) no setor sul do Maciço Ibérico. A Meseta Sul (MS) está limitada a norte pela Cordilheira Central Portuguesa (CCP), a ocidente pela Bacia Cenozoica da Baixo Tejo e Alvalade (BCBTA) e a sul pela Serra do Caldeirão.

Da superfície aplanada dominante na Meseta Sul sobressaem alguns relevos residuais mais notáveis, como são os casos das cristas quartzíticas da Serra de S. Mamede (1027 m asl) e o maciço ígneo aflorante na Serra de Monchique (902 m asl). O desnivelamento tectónico é mais evidente na escarpa da falha da Vidigueira com orientação aproximada E-W e no levantamento da Serra do Caldeirão que limita, a sul, a Meseta Sul. O menor soerguimento deste sector do Maciço Ibérico relativamente à área situada a norte traduz-se na menor incisão fluvial e melhor preservação das superfícies de aplanamento. Contudo, no setor mais a sul, é notada a forte incisão dos cursos da bacia do Guadiana, traduzida por um rebaixamento progressivo da superfície da Meseta no sentido do curso principal (Pereira et al., 2014) (Fig. 6).

Mais recentemente Martins et al. (2022) descrevem sucintamente a geomorfologia do Alentejo Central que envolve os designados Planaltos de Estremoz e Évora definidos por Pereira et al. (2014), *grosso*



*modo* correspondente à área em estudo da ZOM (Fig.6). A área caracteriza-se pelo desenvolvimento do aplanamento da Meseta Sul a altitudes entre os 200 e os 300 m asl, do qual sobressaem alguns relevos residuais e tectónicos.

O designado Planalto de Estremoz está limitado a norte pelo Planalto de Nisa e pela Serra de São Mamede situados na ZCI. O Planalto de Estremoz desenvolve-se no substrato essencialmente metassedimentar da ZOM, com um padrão de relevo correspondente a alinhamentos estruturais NW-SE, sobressaindo alguns relevos residuais com a mesma orientação (Pereira et al., 2014), orientação coincidente com a estruturação varisca regional (Moreira et al., 2014). Nesta unidade merecem especial destaque a erosão diferencial que destaca os relevos dolomíticos de Elvas e Estremoz e a Serra de Monfurado (Martins et al., 2022), bem como pequenos relevos ocasionais de rochas plutónicas, como é o caso do maciço de rochas perarcalinas de Alter Pedroso. A Serra de Monfurado constitui uma crista resistente, cujos cumes não foram completamente aplanados devido à diversidade litológica e à sua localização geográfica no limite da bacia hidrográfica dos rios Tejo, Guadiana e Sado, onde o aplanamento da Meseta foi difícil de conseguir (Martins et al., 2022).

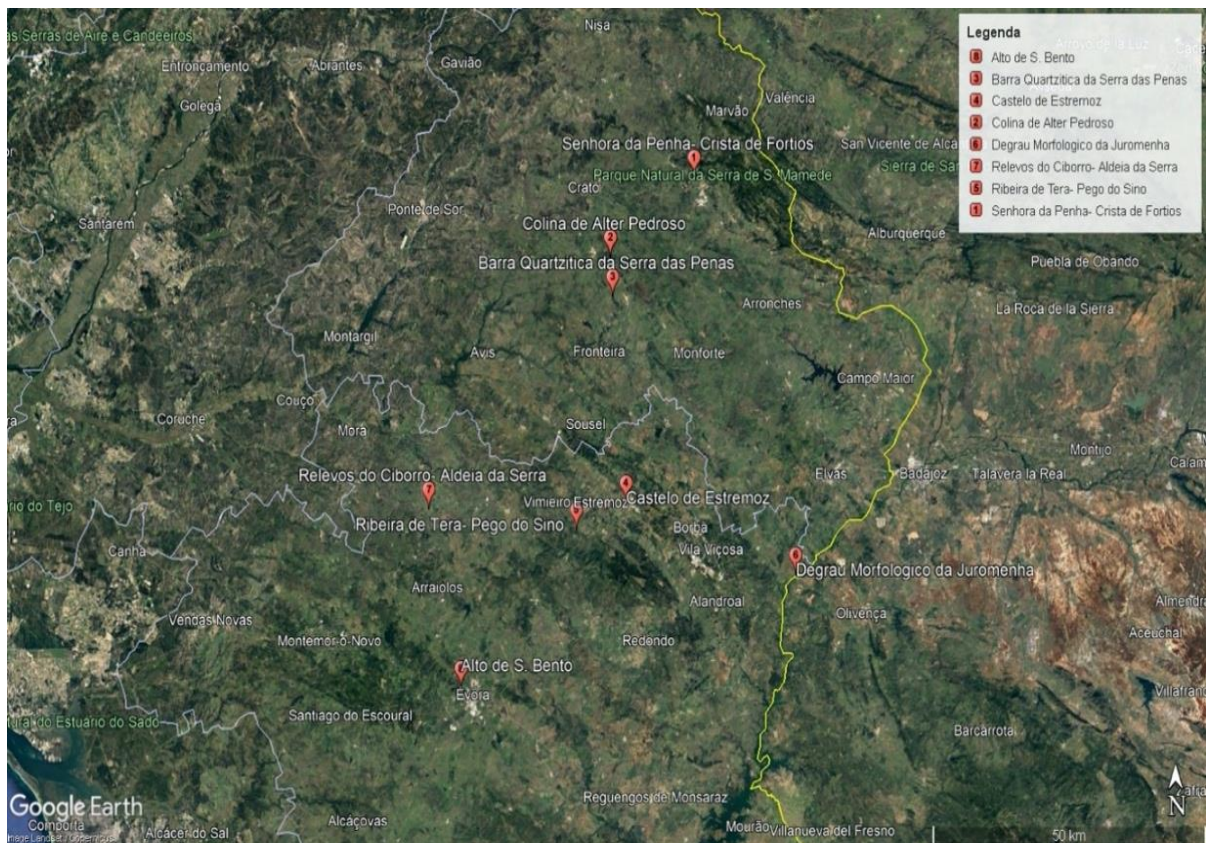
Nos domínios em estudo da ZOM merece especial destaque a Serra d'Ossa (652 m asl) que se desenvolve numa tendência geral WNW-ESE (N80°W), ligeiramente assimétrica e com uma escarpa de 200 m de altura virada a norte, muito mais inclinada do que a encosta virada a sul (Martins et al., 2022). Para Martins et al. (2022), o facto da escarpa da Serra d'Ossa, de orientação WNW-ESE, ser transversal às estruturas variscas de orientação NW-SE (N40°W), sugere causa tectónica para a elevação deste relevo. Também o facto da terminação ocidental da escarpa da falha de Ossa coincidir com a terminação em cauda de cavalo da falha Graça do Divor, um desligamento esquerdo de orientação NNE-SSW, sugere a interpretação da Serra d'Ossa como uma deformação em *push up* da superfície da Meseta Sul (Martins et al., 2022).

Para ocidente, o Planalto de Évora, pouco dissecado pela incisão fluvial, está modelado essencialmente em rochas granitoides do Maciço de Évora, destacando-se por vezes pequenas elevações residuais (Pereira et al., 2014).

Os setores norte e ocidental da ZOM estão envolvidos na bacia hidrográfica do Tejo, sendo a drenagem superficial feita por rios de pequena dimensão e reduzido encaixe, como é o caso dos rios Seda e Arraiolos, afluentes do rio Sorraia. Os setores sul e oriental da ZOM situam-se na bacia hidrográfica do Guadiana, sendo aqui o encaixe moderado, com algum efeito na dissecção e ondulação da superfície da Meseta.

### 3. Locais de Interesse Geomorfológico dos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena

Neste capítulo é apresentada uma caracterização dos locais de interesse geomorfológico selecionados, onde não só é possível compreender a gênese dos principais relevos dos domínios setentrionais da ZOM, mas também, sempre que possível, discutindo os processos associados à sua gênese apesar da complexidade geológica inerente a este domínio do Maciço Ibérico. A ordenação dos pontos em causa (Fig. 7 e Tabela 1) respeitaram apenas um critério de distribuição geográfica, dos domínios setentrionais da ZOM para os mais meridionais, o que mais tarde poderá ser utilizado para a criação de um roteiro, dinamizando e divulgando os locais de interesse selecionados, bem como toda a região da ZOM e, claro, do Alentejo.



**Figura 7.** Localização dos locais de interesse geomorfológico selecionados no domínio setentrional da ZOM. (Google Earth).

**Tabela 1.** Locais de interesse geomorfológico da ZOM selecionados/identificados no âmbito deste trabalho.

<b>Local</b>	<b>Nome</b>	<b>Coordenadas</b>
1	Senhora da Penha - Crista de Fortios	39°18'2.73"N, 7°26'46.42"W
2	Colina de Alter Pedroso	39°11'19.67"N, 7°37'22.70"W
3	Barra Quartzítica da Serra das Penas	39° 7'59.94"N, 7°37'7.27"W
4	Castelo de Estremoz	38°50'31.49"N, 7°35'32.50"W
5	Ribeira de Tera- Pego do Sino	38°48'15.83"N, 7°41'46.41"W
6	Degrau Morfológico da Juromenha	38°44'17.36"N, 7°14'20.90"W
7	Relevos do Ciborro - Aldeia da Serra	38°50'2.29"N, 8° 0'16.67"
8	Alto de S. Bento	38°34'50.56"N, 7°56'15.40"W

### **3.1. Panorâmica sobre a Zona de Ossa Morena a partir da Senhora da Penha - Crista de Fortios (Portalegre, Zona Centro Ibérica)**

**Tabela 2.** Descrição geral da panorâmica da ZOM a partir da Senhora da Penha.

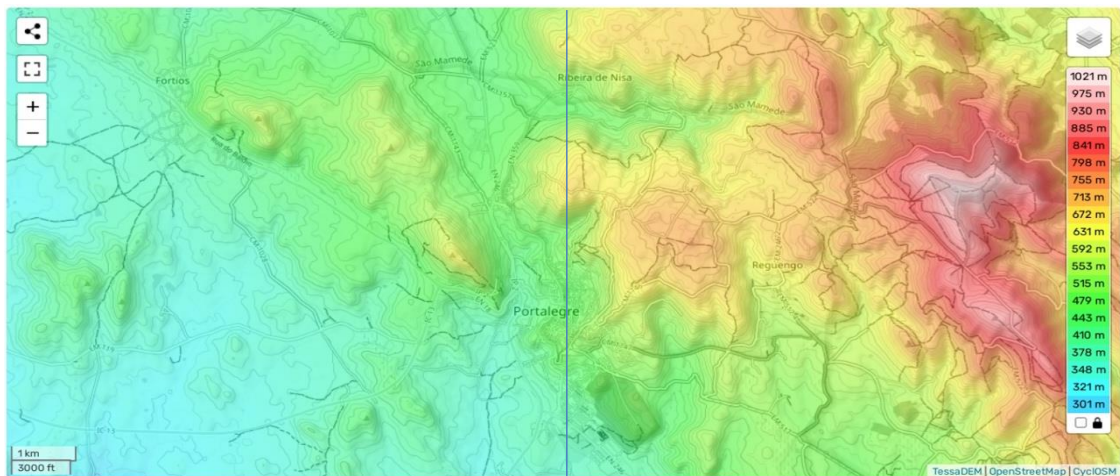
<b>Local</b> - Senhora da Penha	<b>Concelho</b> - Portalegre
<b>Distrito</b> - Portalegre	<b>Coordenadas</b> - 39.300759N, -7.446228W
Folhas 28-B (Nisa) e 32-B (Portalegre) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000	
<b>Tipologia</b> - Crista quartzítica	
<b>Objetivo</b> - Observar, interpretar e comparar aspetos do relevo da Zona de Ossa-Morena e as diferenças relativamente ao limite sul da Zona Centro-Ibérico	

A Senhora da Penha, localizada na crista de Fortios, fica localizada imediatamente a sul do Parque Natural da Serra de S. Mamede, nas proximidades da cidade de Portalegre (Fig. 8). Esta crista desenvolve-se segundo uma orientação *grosso modo* NW-SE, sendo interrompida junto da povoação de Fortios, onde sofre uma deslocação compatível com a presença de uma falha de desligamento esquerdo

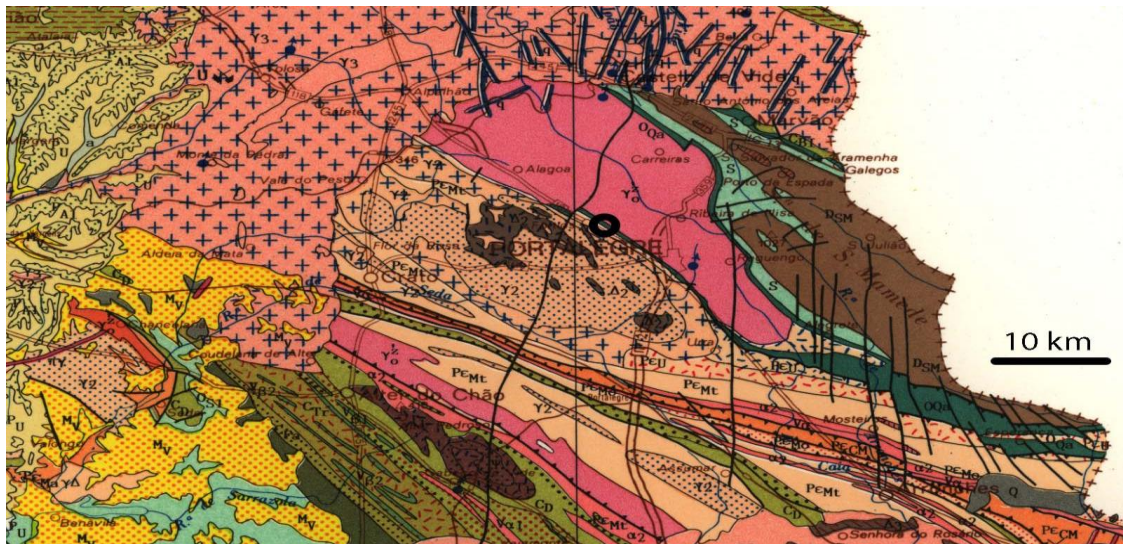


(Fig. 9). A crista é composta por quartzitos do Ordovícico, o célebre Quartzito Armoricano, unidade característica da ZCI ( Dias et al., 2013; Romão et al., 2013).

Imediatamente a sul da crista de Fortios estabelece-se a fronteira entre dois domínios geológicos (a ZCI e a ZOM) e geomorfológicos distintos (Figs.8 e 9). Neste ponto pretende-se observar, interpretar e comparar aspetos do relevo nesta zona de transição, comparando-se o relevo mais acentuado e acidentado a Nordeste (correspondendo à região da ZCI) com o relevo mais aplanado e deprimido característico do centro e sul do Alentejo (área correspondente à ZOM).



**Figura 8.** Mapa hipsométrico da região de Portalegre, denotando transição morfológica entre a Zona de Ossa Morena e a Zona Centro Ibérica (<https://pt-pt.topographic-map.com/map-6nmzs/Portugal/>).



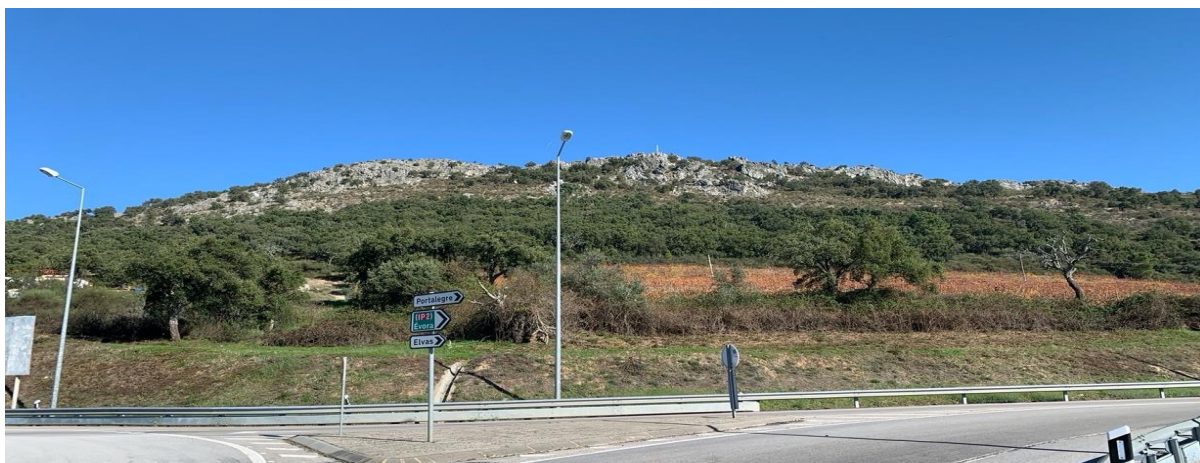
**Figura 9.** Extrato da Carta Geológica de Portugal (CGP) na escala 1/500000 (1972) na região de Portalegre. A S<sup>a</sup> da Pena está assinalada a NW de Portalegre, na estreita faixa de quartzitos ordovícicos (O<sub>08</sub>, verde-escuro); o limite ZCI-ZOM, com orientação NW-SE, situa-se entre os quartzitos da Serra de S. Mamede (O<sub>08</sub>, ZCI) e o Pré-Câmbrico da Formação de Mosteiros (PE<sub>M</sub>, ZOM); a oeste a Baía Cenozoica do Baixo Tejo (amarelo).



A crista de Fortios é um relevo de dureza constituído pelo Quartzito Armoricano, formalmente designado de Formação Marão (Sá et al., 2005; Dias et al., 2013; Romão et al., 2013). Esta unidade ordovícica, típica da Zona Centro-Ibérica, está associada a diversos relevos de dureza bem conhecidos no norte e centro de Portugal (Fig. 9 a 12). A Crista de Fortios, com o topo a 628 metros de altitude, constitui uma das formas de relevo no limite SW do Parque Natural da Serra de S. Mamede (Fig. 14).



**Figura 10.** Panorâmica para NNW a partir de Portalegre. No 1º plano a da Crista de Fortios e no horizonte a Cordilheira Central (Google Earth).



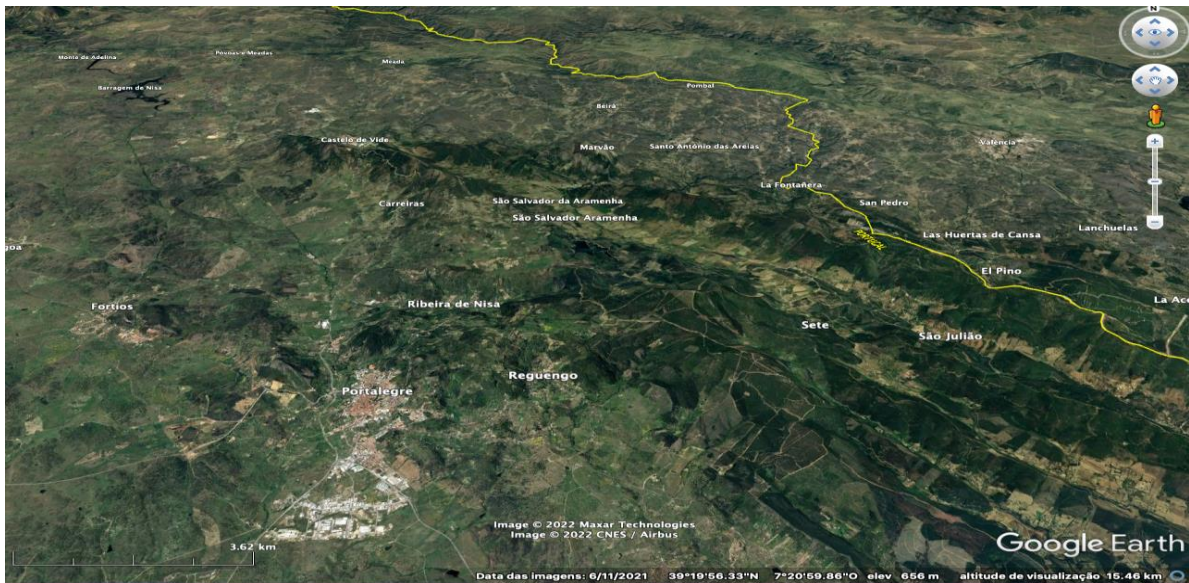
**Figura 11.** A crista de Fortios destaca-se 170 metros acima da superfície de base.



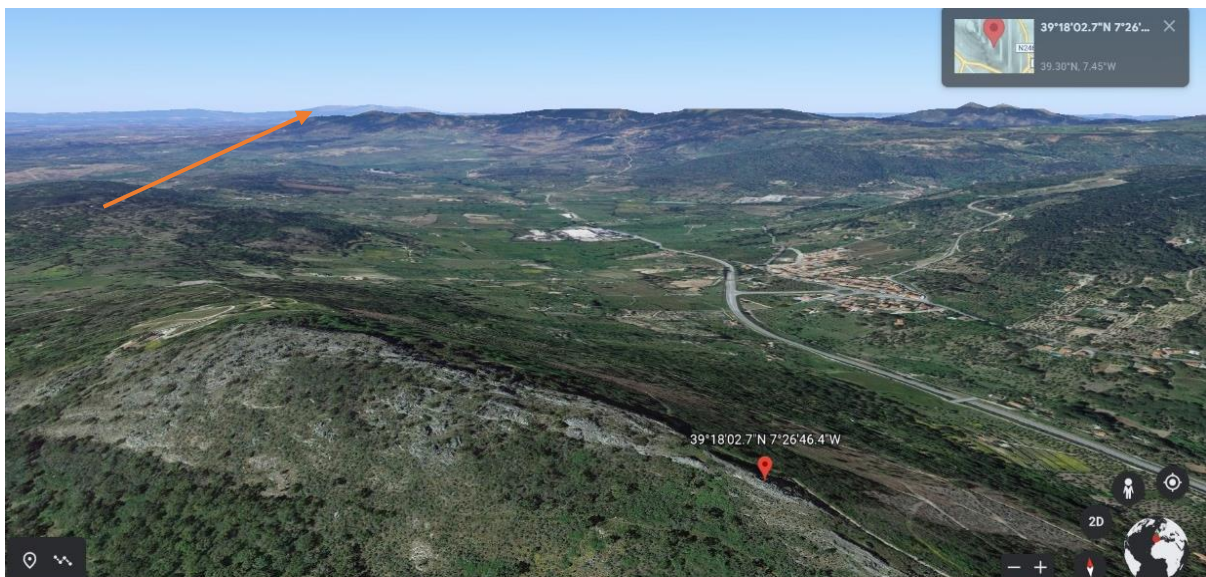
**Figura 12.** Bancadas de quartzitos inclinadas para SW na Senhora da Penha, crista de Fortios.



Os relevos do Parque Natural da Serra de S. Mamede, localizados a NE da crista de Fortios, desenvolvem-se segundo uma orientação NW-SE desde a região de Castelo de Vide até Alegrete, envolvendo diversas unidades metassedimentares de natureza quartzítica, com idades compreendidas entre o Ordovícico e o Devónico (Roseiro et al., 2021). Estes relevos atingem uma altitude máxima de 1027 metros (VG São Mamede). Atendendo aos aspetos geomorfológicos e históricos é também bem conhecida a crista de Marvão (870m) localizada na área do parque natural (Fig. 13 e 14).



**Figura 13.** Cristas da Serra de S. Mamede, a NE de Portalegre, com destaque para a crista de Marvão (Google Earth).



**Figura 14.** Vista para norte a partir da crista de Fortios com destaque para a Crista de Marvão - no horizonte (Google Earth).



Para Sudoeste da Crista de Fortios surgem rochas granitoides deformadas (ortognaisse) de idade ordovícica (ca. 480 Ma), nomeadamente o Maciço do Carrascal (Solá, 2007) (Fig. 8 e 11). Para Nordesde-Este, nas proximidades da cidade de Portalegre, define-se um patamar de rochas granitoides do Granito de Portalegre (com idade similar ao Maciço do Carrascal; Solá, 2007), com altitudes em torno dos 500 metros, do qual sobressaem os afloramentos de quartzitos da crista de Fortios. Feio et al. (1980) afirmam a possibilidade do desnivelamento observado entre Portalegre e Fortios ter origem em falha ou por flexura, não sendo, contudo, possível confirmar tal hipótese.



**Figura 15.** Vista para a Serra de São Mamede a partir da Senhora da Penha, crista de Fortios.



**Figura 16.** O nível aplanado nos granitos de Portalegre a partir da crista quartzítica de Fortios.

Como referido, a ampla panorâmica obtida na crista de Fortios permite compreender a transição geomorfológica entre a ZCI e a ZOM. Se para os quadrantes Norte e Este, é evidente a estrutura das diversas cristas quartzíticas da Serra de S. Mamede atrás descrita (Fig. 10), uma característica marcante da ZCI, o mesmo não encontra paralelo, para Sul, na ZOM.

Para sul, a pequena superfície aplanada, em torno dos 500 metros, definida na cidade Portalegre e anteriormente mencionada, dá lugar à extensa superfície fundamental da Meseta Sul (Fig. 17). Esta desenvolve-se um pouco acima dos 300 metros, e dela emergem pequenos relevos residuais até encontrar a Antiforma de Estremoz a cerca de 400 metros de altitude. É ainda possível observar as pequenas elevações relacionadas com a estruturação NW-SE da Formação Dolomítica, entre Alter do Chão, Cabeço de Vide e Monforte, salientando-se, com 384 metros, o vértice geodésico situado a oeste de Monforte, bem como o relevo das rochas peralcalinas de Alter Pedroso (410m) – vide descrição do ponto 3.2.

No horizonte salienta-se ainda o perfil irregular da Serra d'Ossa (Fig. 17). A Serra d'Ossa é limitada a norte por uma escapa, oblíqua relativamente às estruturas variscas, que foi recentemente interpretada como um possível *push-up* resultante do movimento associado à falha de Ossa (Martins et al., 2022) – vide descrição pormenorizada no ponto 3.4.



**Figura 17.** Da ampla superfície da Meseta Sul observada para sul a partir da crista de Fortios, destaca-se, no horizonte, a Serra d'Ossa.



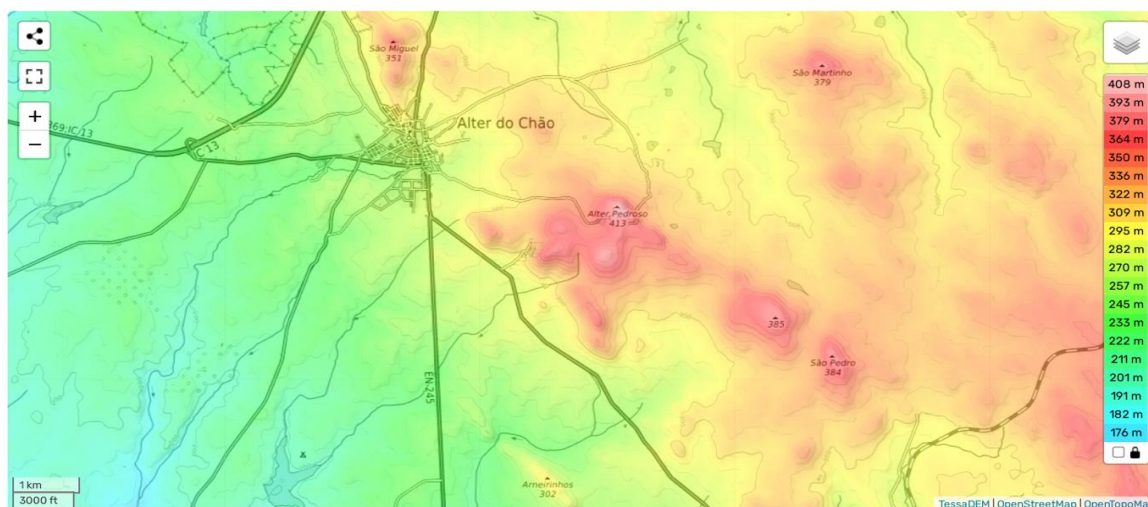
De referir ainda que a partir deste ponto de observação é possível ainda observar (com condições de boa visibilidade), para norte, o vale do Tejo e a cordilheira central em especial a Serra da Estrela (Fig. 9) e para Oeste a extensa aplanção associada à Bacia Cenozoica do Tejo.

### 3.2. Colina de Alter Pedroso e as rochas peralcalinas do NE Alentejano

**Tabela 3.** Descrição geral da Colina de Alter Pedroso e as rochas peralcalinas do Nordeste do Alentejo.

<b>Local</b> - Alter Pedroso	<b>Concelho</b> - Alter do Chão
<b>Distrito</b> - Portalegre	<b>Coordenadas</b> - 38.738156, -7.239138
Folha 32-D (Portalegre) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000	
<b>Tipologia</b> – Relevo de dureza	
<b>Objetivo</b> - Observar e interpretar o relevo de dureza composto pelas rochas de natureza peralcalina (Sienitos)	

A colina de Alter Pedroso, constituída por rochas ígneas peralcalinas, ocupa uma área de cerca de 2 km<sup>2</sup> e tem o seu ponto mais elevado a 410 metros de altitude (Fig. 18 e 19). Apesar do seu alinhamento com outros relevos da região segundo a orientação regional (NW-SE) a natureza do substrato é distinta. Com efeito, os relevos de São Pedro (384m) ou de São Miguel (352m) representam relevos que têm como substrato rochas carbonatadas da Formação Dolomítica de Elvas.

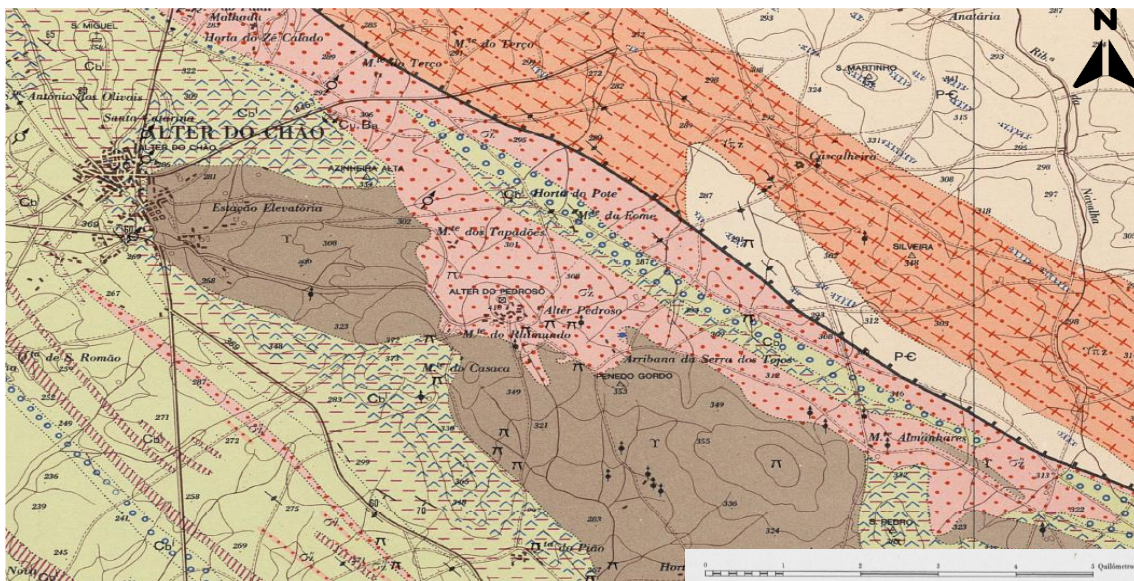


**Figura 18.** Mapa hipsométrico da região de Alter Pedroso (<https://pt-pt.topographic-map.com/map-6nmzs/Portugal/>).

Este maciço intrui as unidades do Câmbrio Inferior, nomeadamente a Formação Carbonatada de Elvas, bem como as rochas silicilásticas da unidade basal do Câmbrio, maioritariamente conglomerados e arcoses (Fig. 20).



**Figura 19.** A colina de rochas ígneas peralcalinas de Alter Pedroso.



**Figura 20.** Extrato da carta Geológica 32-D da CGP á escala 1:50000 (Gonçalves et al., 1975).

Alter Pedroso localiza-se sensivelmente a 2 km a ESE de Alter do Chão (Fig. 18) e constitui um relevo residual que se destaca cerca de 100 metros acima da superfície aplanada envolvente e 20 a 60m dos restantes relevos residuais, o que proporciona uma excelente panorâmica de 360°, onde se destacam, da superfície da Meseta Sul, relevos como a Serra de S. Mamede a norte (Fig. 19) e Serra d'Ossa a sul.



No topo da colina de Alter Pedroso evidencia-se ainda a morfologia em caos de blocos, comum em muitos maciços granitoides (Fig. 21 e 22).

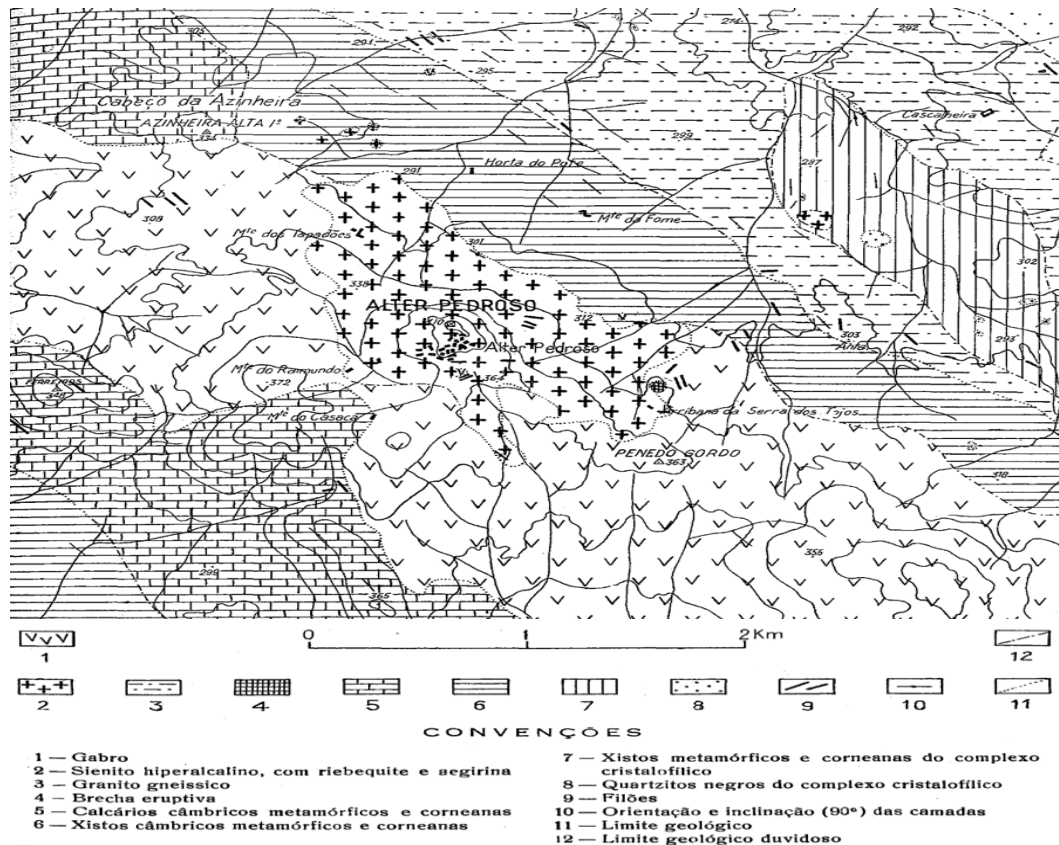


**Figura 21.** Colina de Alter Pedroso destacada da superfície aplanada da Meseta Sul, com vista para a Serra de S. Mamede.



**Figura 22.** Morfologia em blocos no topo da colina de Alter Pedroso.

Serralheiro (1957) afirmou que a modesta aldeia de Alter Pedroso, situada numa pequena colina a SE de Alter do Chão, adquiriu particular notoriedade no domínio das Ciências Geológicas pelo facto de estar assente sobre um maciço de sienitos hiperalcalinos, tipo de rochas pouco comum, para o qual, segundo o autor, a génese constituía ainda um dos problemas para os quais a Petrologia não tinha encontrado explicação satisfatória. O mesmo autor fez a síntese sobre os trabalhos anteriores, enquadramento geográfico e geológico, descrição, não só dos sienitos, mas também das rochas envolventes e apresenta um esboço geológico (Fig. 23).



**Figura 23.** Esboço geológico simplificado da região de Alter Pedroso (Serralheiro, 1957).

Várias décadas após a publicação de Serralheiro (1957), é reafirmada a singularidade petrográfica, geoquímica e petrogenética das rochas peralcalinas do NE Alentejano que tem merecido atenção na literatura geológica nacional e internacional (e.g. Diez Fernandez et al., 2015; Carrilho Lopes, 2020; Roseiro et al., 2022). Carrilho Lopes (2020) efetua um estudo detalhado da petrografia e das condições petrogenéticas do maciço ígneo de Alter Pedroso e de outros maciços peralcalinos, considerando-o um dos mais emblemáticos de toda a província peralcalina do NE Alentejano.

De forma mais sintética, no maciço de Alter Pedroso ocorrem sieníticos com grande variedade de cor, granularidade e grau de deformação (Carrilho Lopes, 2020). As fácies mais abundantes são leucocratas ricas em feldspato potássico (Fig. 24), mas também ocorrem, com relativa frequência, variedades mesocratas ou mesmo melanocratas (Carrilho Lopes, 2020). O relevo da colina de Alter Pedroso corresponde, grosso modo, às fácies leucocratas supramencionadas.



**Figura 24.** Fácies leucocrata dos sienitos de Alter Pedroso.

Neste maciço destaca-se ainda a presença de fácies pegmatíticas, rochas verdadeiramente espectaculares, com megacristais (centimétricos ou mesmo decimétricos) de riebeckite em matriz clara, feldspática. O seu aspeto levou, ao longo dos tempos, à sua grande procura e repetida recolha (por vezes para fins museológicos) (Carrilho Lopes, 2020).

As datações isotópicas efetuadas apontam, para esta província alcalina uma idade em torno dos 480 Ma (transição Câmbrio superior - Ordovício Inferior) (Diez Fernandez et al., 2015; Carrilho Lopes, 2020). Ainda sobre as condições petrogenéticas, Carrilho Lopes (2020) indica que as rochas félsicas peralcalinas de Alter Pedroso revelam composição isotópica (Sm-Nd) compatível com génese a partir de fusões essencialmente mantélicas, embora afetadas, no percurso de diferenciação, por variável contribuição de processos de assimilação crustal.

A transição Câmbrio-Ordovício é marcada pela presença de uma discordância (ou paraconformidade) em toda a ZOM (Oliveira et al., 1991; Moreira et al., 2014). Esta ausência de sedimentação e/ou episódio erosivo encontra-se temporalmente concordante com a intrusão de um conjunto de corpos plutónicos e sub-vulcânicos de que faz parte a ocorrência de Alter Pedroso (Moreira et al., 2014). Este período poderá resultar de um episódio de instabilidade tectónica em todo o Maciço Ibérico, ao qual se associa o levantamento relativo da ZOM. Também desta idade (*ca.* 480-485 Ma) surgem rochas básicas e ultrabásicas com características anorogénicas, de assinatura N/T-MORB, intercaladas no Complexo Filonítico de Moura, apontando para que o processo de oceanização já estivesse concluído no Ordovício, podendo o episódio anteriormente referido estar diretamente relacionado com a abertura do oceano Rheic (Pedro et al., 2010).

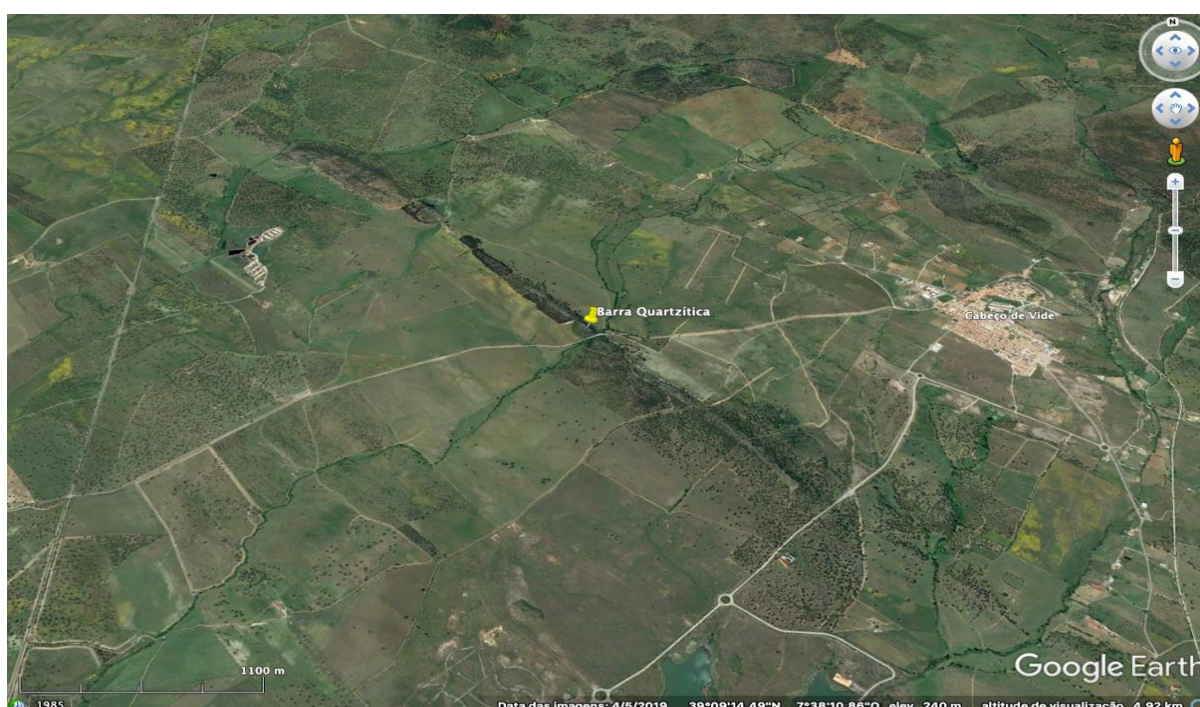


### 3.3. Barra Quartzítica da Serra das Penas

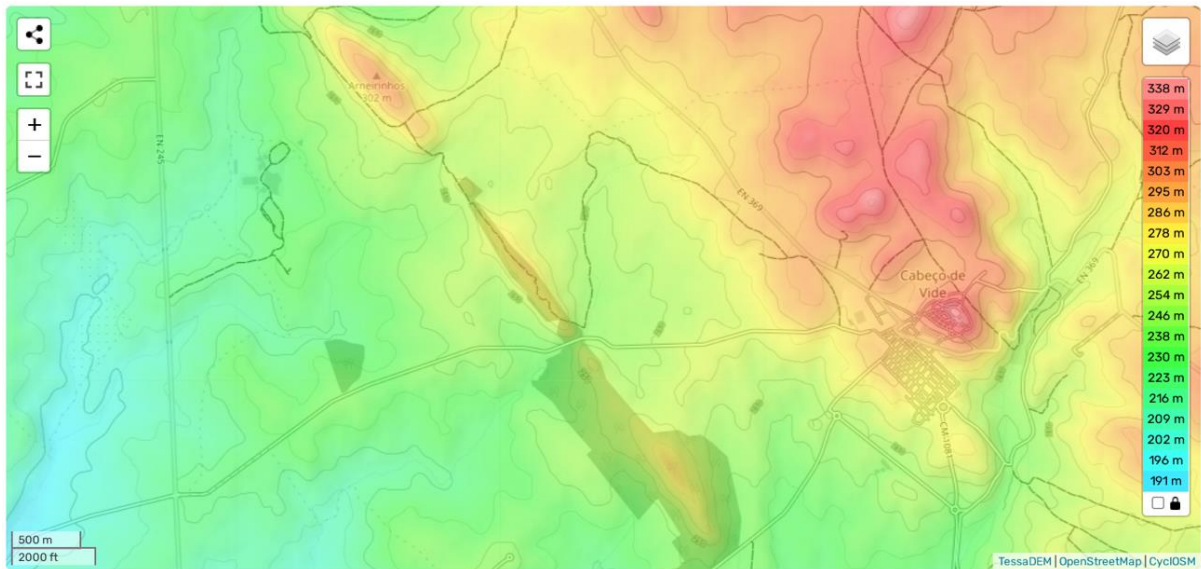
**Tabela 4.** Descrição geral da Barra Quartzítica da Serra das Penas

<b>Local</b> - Serra das Penas, Cabeço de Vide	<b>Concelho</b> - Fronteira
<b>Distrito</b> - Portalegre	<b>Coordenadas</b> - 39.133316, -7.618687
Folha 32-B (Portalegre) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000	
<b>Tipologia</b> - Crista Quartzítica	
<b>Objetivo</b> - Observar e interpretar o relevo de dureza e observar os monumentos megalíticos, nomeadamente os dólmens que utilizam as rochas locais como peças estruturais	

Neste local, situado a cerca de 2 km a Oeste de Cabeço de Vide, é possível observar, ao longo de uma extensão compreendida entre os 6 e 7 km, uma crista de orientação NW-SE que se eleva do relevo cerca de 30 a 50 metros em relação a superfície fundamental da Meseta Sul, localmente a cerca de 250 metros de altitude (Fig. 25 e 26).



**Figura 25.** Localização da Barra Quartzítica a cerca de 2 km a oeste de Cabeço de Vide (Google Earth).



**Figura 26.** Mapa hipsométrico com a localização da Barra quartzítica (<https://pt-pt.topographic-map.com/map-6nmzs/Portugal/>).

Neste local observa-se uma estrutura sub-vertical constituída por um quartzito heterogranular de natureza areno-conglomerática. Os depósitos de vertente resultantes da desagregação destes quartzitos estabelecem, em alguns setores, uma vertente regularizada até à superfície de aplanamento (Fig. 27), pese embora as vertentes sejam muitas vezes ingremes (Fig. 28) e verticais em resultado da sua estruturação geológica.



**Figura 27.** Barra Quartzítica destacando-se da superfície aplanada da Meseta Sul.



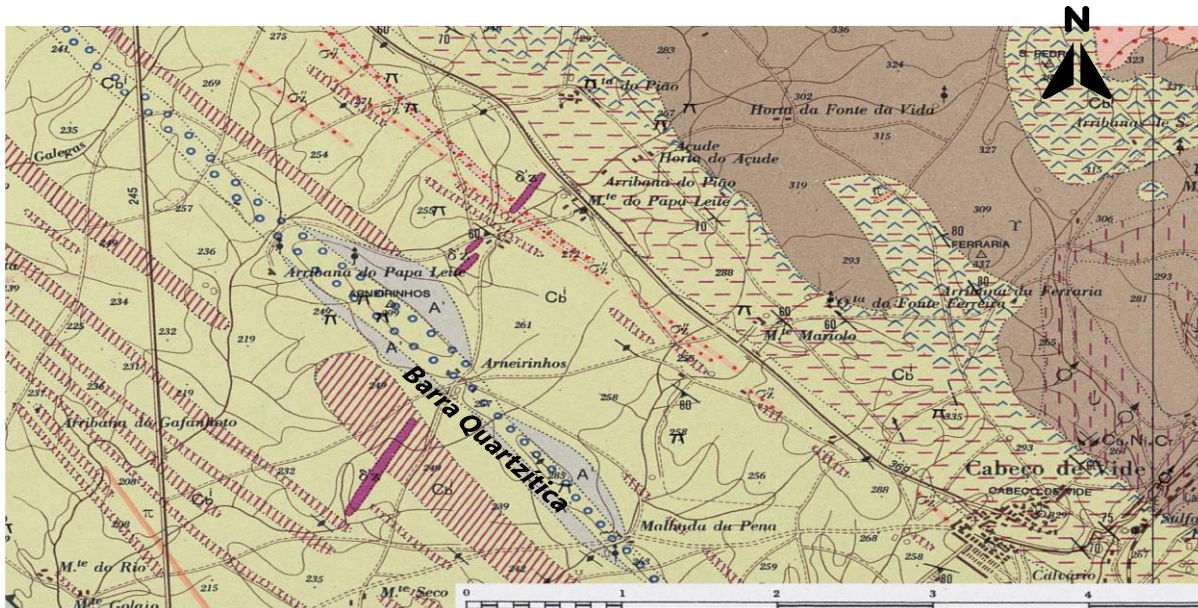


**Figura 28.** Vertente íngreme da Barra Quartzítica, localizada no flanco NE.

Esta crista, com cerca de 20 a 30 metros de espessura, resulta de um processo de erosão diferencial, uma vez que a dureza do quartzito relativamente às unidades silicilásticas localizadas a Nordeste (Formação de Vila Boim) e a Sudoeste (Complexo Vulcano-Sedimentar da Terrugem) (Gonçalves 1972a), sendo responsável pela sua saliência no relevo. Esta crista corresponde à designada Barra Quartzítica, que constitui um importante nível guia à escala regional no contexto da estratigrafia da ZOM, nomeadamente na sucessão estratigráfica do Sector Alter do Chão – Elvas (Fig. 3 em secção 2.2.1- Setor de Alter do Chão - Elvas).

Como referido, a Barra Quartzítica está descrita como um horizonte arenítico-conglomerático clasto-suportado de natureza siliciosa, que marca a transição entre o Câmbrico Inferior e o Câmbrico Médio (Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2013), podendo atingir os 100 metros de espessura. Na Notícia Explicativa da Folha 32-B (Portalegre), a barra quartzítica está descrita como um conjunto de leitos conglomeráticos constituídos, predominantemente, por elementos quartzosos e quartzíticos, em que o cimento, quase inexistente, tem especto também ele quartzítico (Fig. 29).





**Figura 29.** Barra Quartzítica cartografada como um nível conglomerático do Câmbrico (Cb1) na Folha 32-B da CGP (Portalegre) à escala 1:50000 (Gonçalves 1972a). As vertentes deste relevo estão assinaladas com depósitos de vertente (A').

Para além do facto de se tratar de um excelente afloramento, dada a sua elevação também é possível ter uma boa visão do relevo, com vista para o relevo de Cabeço de Vide (composto pelas rochas da Formação Carbonatada de Elvas) para Oeste (Fig. 30) e para sul, relevos descritos no ponto 3.4.



**Figura 30.** Vista de Cabeço de Vide a partir da Barra Quartzítica.



## Uso do relevo em tempos históricos

No topo da Serra das Penas encontrar-se duas tipologias de monumentos pré-históricos (Carneiro, 2005):

- Conjunto de dolmens localizado no topo da crista, um dos quais em muito bom estado de conservação (Figs. 29 e 31), sendo que o material utilizado na construção do mesmo é o que aflora nesta área de observação, isto é, os quartzitos da Barra Quartzítica.
- Uma estrutura fortificada da idade do ferro, onde é possível observar a estrutura elevada formando assim um marco significativo na paisagem.



**Figura 31.** Dólmen no topo da Barra Quartzítica.

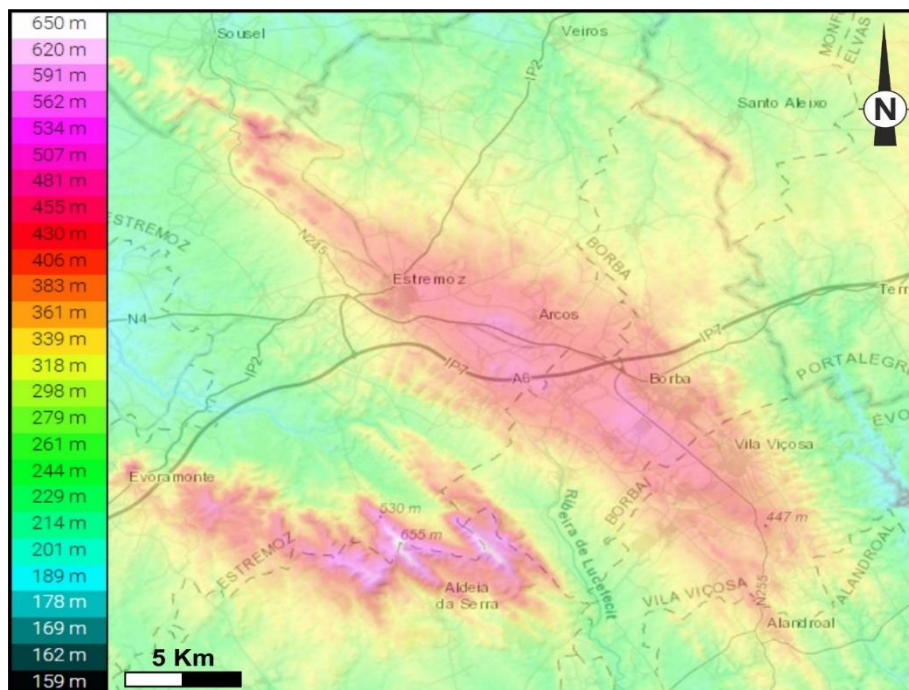
### 3.4. Castelo de Estremoz

**Tabela 5.** Descrição geral do relevo observado a partir do Castelo de Estremoz.

<b>Local</b> - Castelo de Estremoz	<b>Concelho</b> - Estremoz
<b>Distrito</b> - Évora	<b>Coordenadas</b> - 38.739304, -7.583757
Folha 36-B (Estremoz) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000	
<b>Tipologia</b> - Relevos de dureza e tectónico	
<b>Objetivo</b> - Observar e compreender o relevo de dureza em Estremoz e a sua relação com a superfície da Meseta Sul e outros relevos destacados	

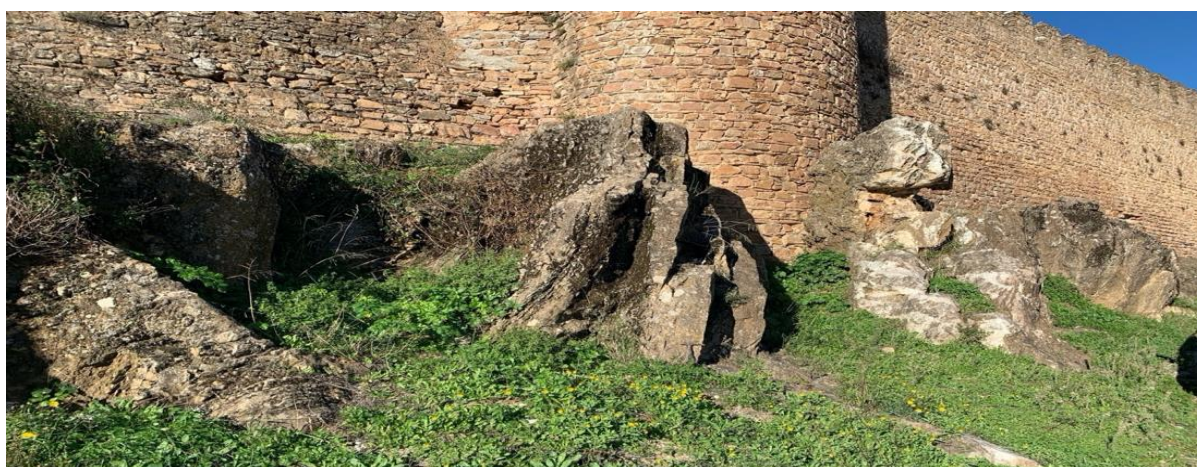
## O relevo de dureza de Estremoz- Formação Dolomítica

O Castelo de Estremoz localiza-se sobre uma elevação com uma altitude de 450 metros, com forma elíptica alinhada segundo a direção NW-SE, orientação regional das unidades geológicas (Fig. 32) (Lopes, 2003).



**Figura 32.** Modelo digital de terreno de Estremoz e regiões circundantes (Moreira e Mourinha, 2018).

A elevação do castelo de Estremoz constitui-se como um relevo de dureza composto por rochas de natureza dolomítica (Formação Dolomítica, Câmbrio inferior), como pode ser observado em afloramentos que rodeiam a Torre de Menagem e a sua muralha medieval (Fig. 33). Nos domínios mais baixos da cidade, nomeadamente no Rossio Marquês de Pombal, são os mármore calcíticos do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz que compõem o seu substrato (Fig. 34).



**Figura 33.** Afloramento de metadolomias na base do castelo de Estremoz.





**Figura 34.** Vista do castelo de Estremoz para NW, salientando-se a presença de um conjunto de relevos coincidentes com a presença no substrato de mármore dolomíticos.

No Anticlinal de Estremoz, a Formação Dolomítica documenta a plataforma detrítico-carbonatada do Câmbrio inferior (Oliveira et al., 1991; Moreira et al., 2018). A Formação é constituída por mármore dolomíticos (e dolomias secundárias; Moreira et al., 2019), claros e maciços, com intercalações de níveis siliciosos, mais abundantes na parte superior da unidade. A espessura é da ordem dos 500 m. Por correlação com a Formação Carbonatada de Elvas e com os Calcários de Alconera, ricos em fósseis de Câmbrio Inferior (trilobites, arqueociátos, etc), a Formação Dolomítica tem sido considerada do Câmbrio Inferior (Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2013; Moreira et al., 2018).

Da elevação onde se situa o Castelo de Estremoz observa-se um relevo de resistência que se desenvolve nos quadrantes Norte e Noroeste (Fig. 34 a 36). Para Norte, nas proximidades da cidade, desenvolve-se uma elevação de orientação NW-SE, pouco pronunciada onde fica localizada a Torre de Frandina (VG da Atalaia das Casas Novas - 467m). Na direção de Sousel – Cano (localizado a NW) este relevo permanece com a mesma orientação, apresentando vários os pontos cotados com altitudes em torno dos 370-450m (VG's São Bartolomeu, São Miguel da Serra, Caixeiro e Murada) salientando-se da restante superfície aplanada. Todos estes relevos desenvolvem-se na mesma unidade geológica, a Formação Dolomítica, sendo que os últimos, se localizam na terminação NW do anticlinal, onde a sua curvatura permite definir os dois flancos de uma estrutura anticlinal (Fig. 32) que se desenvolve segundo a orientação regional das estruturas, isto é NW-SE.



**Figura 35.** Colina da Torre da Frandina.



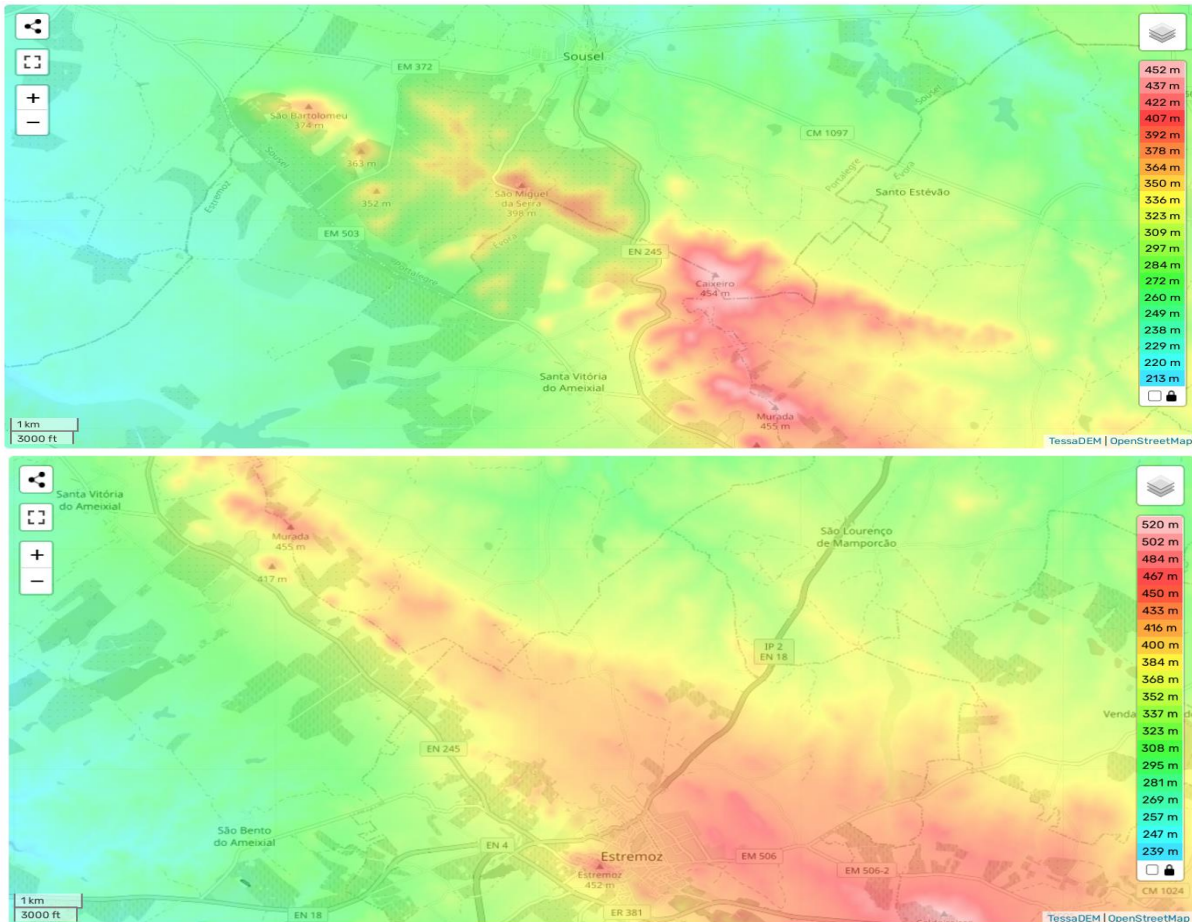
**Figura 36.** O destaque da Torre da Frandina na paisagem.

Os referidos relevos definidos na Formação Dolomítica evidenciam a maior resistência das rochas dolomíticas à erosão quando comparadas com as rochas envolventes, nomeadamente os níveis xistentos e os mármore calcíticos (Fig. 37) (Gonçalves, 1972).

Os relevos referidos de Estremoz e da Serra de Sousel estão envolvidos numa estrutura maior designada por Anticlinal de Estremoz, que se estende desde Sousel até Alandroal e faz parte do designado Sector de Estremoz-Barrancos (Fig. 4). O Anticlinal de Estremoz é mundialmente conhecido pela sua riqueza em mármore, explorados pelo menos desde os tempos romanos (e.g. Lopes & Martins, 2015; Moreira & Lopes, 2019; Moreira, 2022) e que em tempos recentes têm sido objeto de intensa exploração, em dezenas de pedreiras espalhadas entre Estremoz e Alandroal, algumas das quais observadas a partir do castelo de Estremoz.



Todo o Anticlinal de Estremoz, nomeadamente os domínios onde afloram as rochas dolomíticas da Formação Dolomítica (Plataforma Dolomítica de Estremoz; Martins et al., 2022), eleva-se cerca de 100 metros acima da superfície fundamental de aplanamento da Meseta Sul que a envolve. Esta superfície desenvolve-se essencialmente numa sucessão detritica estruturalmente complexa, que inclui sequências sedimentares de idade compreendida entre o Ordovícico e o Devónico Inferior (Piçarra, 2000).



**Figura 37.** Modelos digitais de terreno das zonas circundantes de Estremoz (<https://pt-pt.topographic-map.com/map-6nmzs/Portugal/>)

A panorâmica obtida a partir do castelo de Estremoz para oeste proporciona uma visão privilegiada da superfície fundamental da Meseta Sul que se desenvolve a cerca de 340 metros até às superfícies inferiores associadas à Bacia Cenozoica do Tejo e aos vales quaternários. Apesar de não serem claros os limites, a superfície de erosão da Meseta Sul, dá lugar à superfície de Mora-Lamarosa definida nos sedimentos mais antigos da Bacia Cenozoica do Tejo. A partir da superfície de Mora-Lamarosa formaram-se sucessivos terraços fluviais representativos do progressivo encaixe de drenagem (Martins et al., 2001).

O Castelo de Estremoz proporciona também uma excelente panorâmica para sul, onde se desenvolve, a cerca de 10 km, a Serra d'Ossa, uma das mais importantes formas de relevo da ZOM e do Alto Alentejo, sobressaindo da superfície aplanada do Alto Alentejo (Fig. 38).



**Figura 38.** Vista panorâmica para sul, a partir do castelo de Estremoz, destacando-se a Serra d'Ossa e a elevação cónica de Evoramonte à direita.

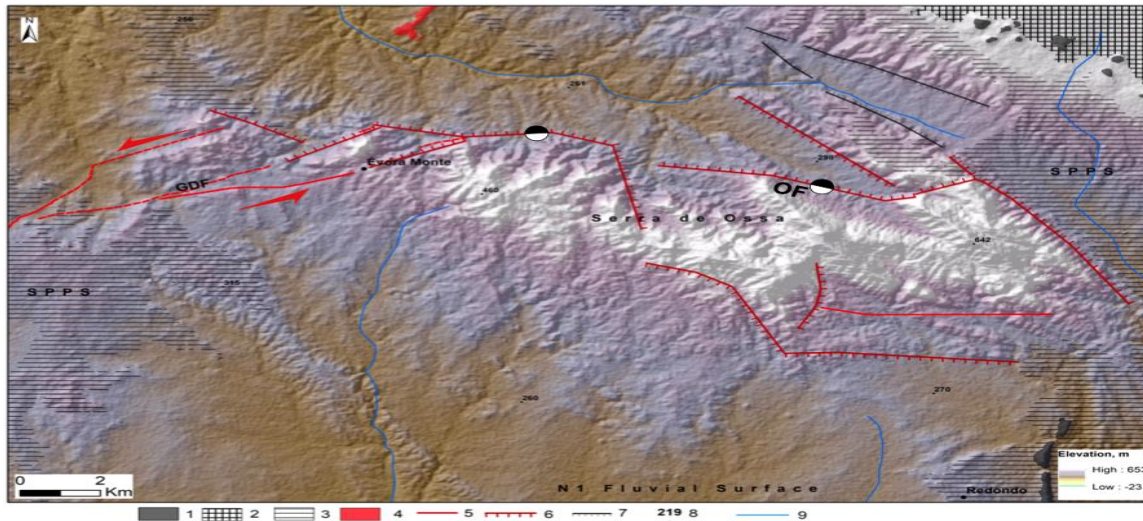
A serra tem cerca de 26 km de comprimento e o seu ponto mais alto apresenta uma altitude aproximada de 652 metros denominado por Alto de São Gens, com um desnível altimétrico em relação à planície de aproximadamente 300 metros. Do ponto de vista morfológico, a Serra d'Ossa apresenta a forma de um triângulo alongado com um vértice a poente e do outro lado um corpo atravessado por depressões enviesadas.

No que respeita à constituição geológica, a mesma pode ser dividida em dois grandes compartimentos geomorfológicos:

- Um primeiro alinhamento NW-SE de xistos siliciosos, localizado nos domínios a NE, constituído por rochas das Formações de Barrancos e Ossa, sendo a sua orientação paralela à orientação regional;
- Um segundo (entre Evoramonte e o VG do Alto de São Gens) de orientação próxima de E-W, assimétrico, com a generalidade das cotas topográficas a cair para Oeste, maioritariamente constituídos por litótipos da Formação de Ossa, aos quais se juntam rochas gneisso-migmatíticas associadas ao Maciço de Évora.

Estes dois são divididos pelo alinhamento do vale por onde corre a ribeira do Canal, afluente da ribeira de Tera.

Do ponto de vista morfológico, a Serra d'Ossa desenvolve-se numa tendência geral WNW-ESE (N80°W), ligeiramente assimétrica com uma escapa de cerca de 200 m de altura do lado norte, muito mais inclinada do que a vertente sul (Fig. 39). A escarpa a norte é apresentada como resultante da provável falha de Ossa, oblíqua relativamente às estruturas variscas NW-SE (N40°W) (Martins et al., 2022).



**Figura 39.** O push-up da Serra de Ossa (Martins et al., 2022).

Martins et al. (2022) consideram que a orientação da falha, relativamente oblíqua em relação a estrutura regional, constitui um critério para considerar a Serra d'Ossa um relevo tectónico, hipótese anteriormente levantada por Feio (1983). De acordo com os mesmos autores, quer a orientação da forma de relevo, próxima de E-W, não coincidente com a orientação das unidades regionais, quer a terminação ocidental das escarpas pequenas da Serra d'Ossa corroboram a origem tectónica da serra, interpretada como uma deformação em *push-up*, associada às falhas de desligamento NE-SW, da superfície aplanada da Meseta Sul.

## Conexão com a História

Os castelos encontram-se geralmente implantados em pontos altos e de elevada amplitude de observação. Do Castelo de Estremoz podem observar-se os Castelos de Avis e de Evoramonte. Contudo, outras estruturas muralhadas próximas, como o Castelo de Veiros, não têm contacto direto com o de Estremoz. Entre ambos foi criada uma torre intermédia, a Torre da Frandina (Fig. 35), localizada no relevo do VG da Atalaia das Casas Novas, sobre a mesma Formação Dolomítica, para ser possível o contacto intermediado entre ambas as estruturas muralhadas, fazendo-se passar informação.



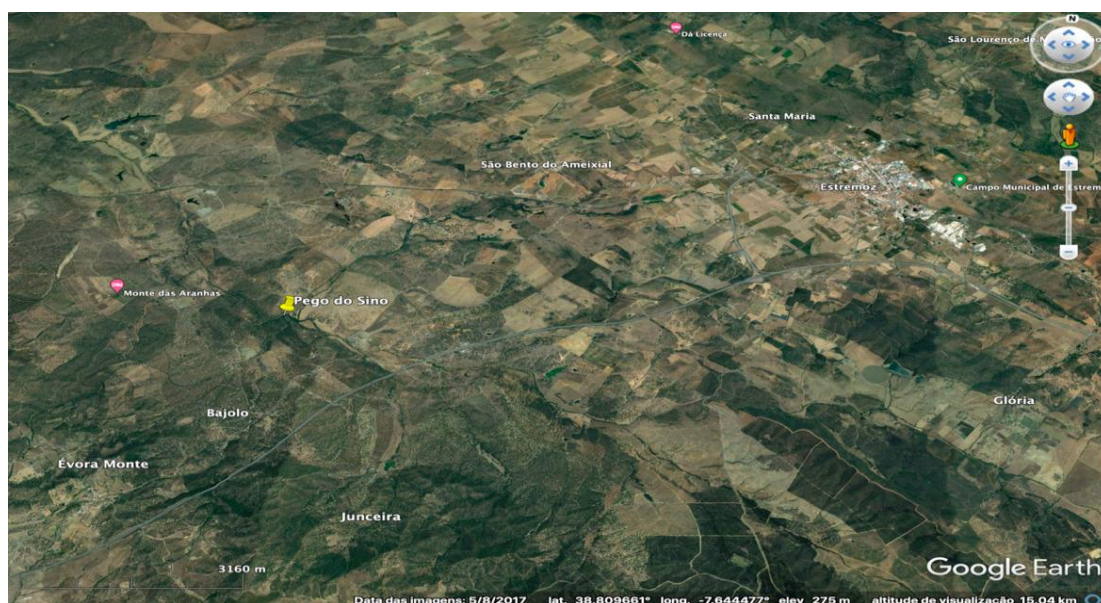
Estremoz é classificado como o último reduto fortificado cujo objetivo consistia em impedir as invasões seiscentistas. A respetiva denominação baseia-se na sua estrutura e localização, uma vez que corresponde a um local de depósito de armas e de abastecimento. Além disso, geograficamente corresponde ao último local com relevo antes de chegar a Lisboa.

### 3.5. Pego do Sino - Ribeira de Tera (Estremoz)

**Tabela 6.** Descrição geral do Pego do Sino- Ribeira de Tera

<b>Local</b> - Ribeira de Tera, Evoramonte	<b>Concelho</b> - Estremoz
<b>Distrito</b> - Évora	<b>Coordenadas</b> - 38.86410, -7.83800
Folha 36-B (Estremoz) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000	
<b>Tipologia</b> - Geoforma por antecedência	
<b>Objetivo</b> - Identificar e compreender a gênese de um processo de antecedência	

Pego do Sino é a toponímia dada a um pequeno setor da ribeira de Tera, localizado a cerca de 10 km a sudoeste de Estremoz (Fig. 40). A Ribera de Tera nasce na Serra d'Ossa e vai desaguar ao rio Sorraia, um afluente do rio Tejo.

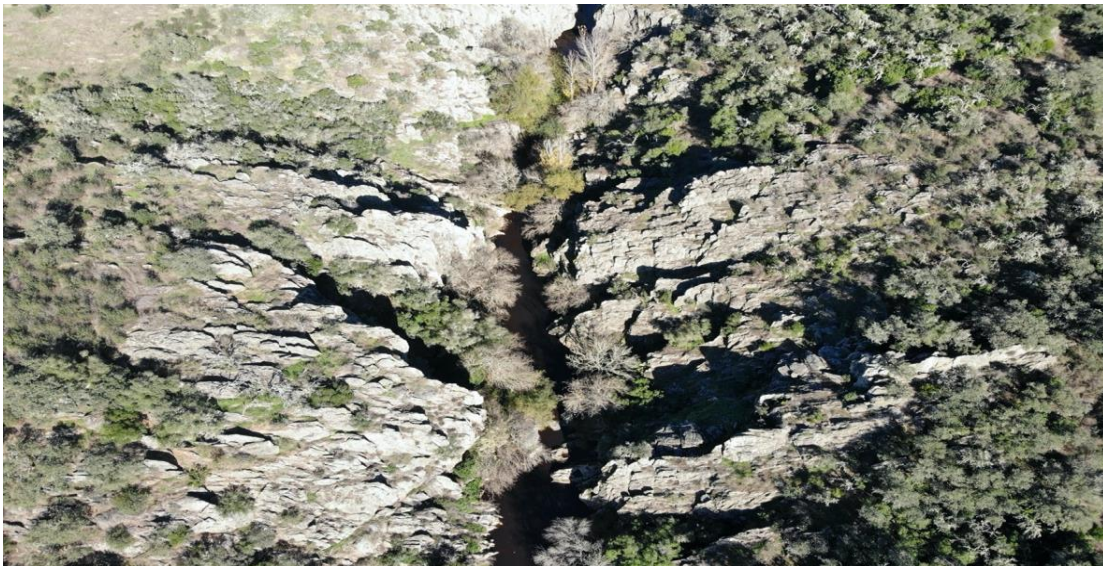


**Figura 40.** Localização do Pego do Sino, cerca de 10 km a SW de Estremoz.

O termo “pego” é usado habitualmente no Alentejo para designar formas mais profundas ou poços no leito de cursos fluviais. Neste caso, o local corresponde a um troço muito encaixado da ribeira de Tera transversal a uma estreita crista de orientação NW-SE (Fig 41 e 42), facto que provoca também uma irregularidade no perfil longitudinal.

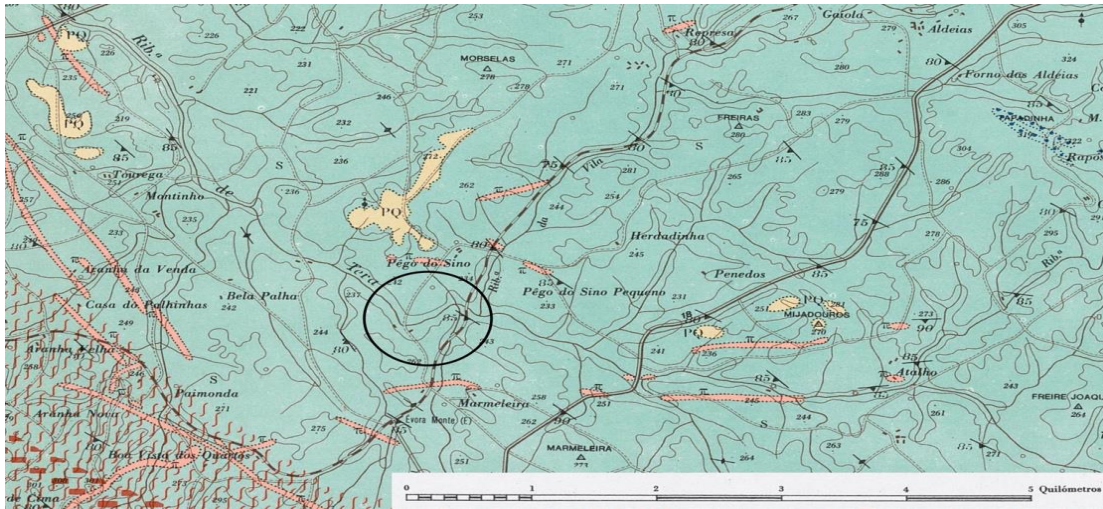


**Figura 41.** Vista para jusante da garganta fluvial da ribeira de Tera no Pego do Sino.



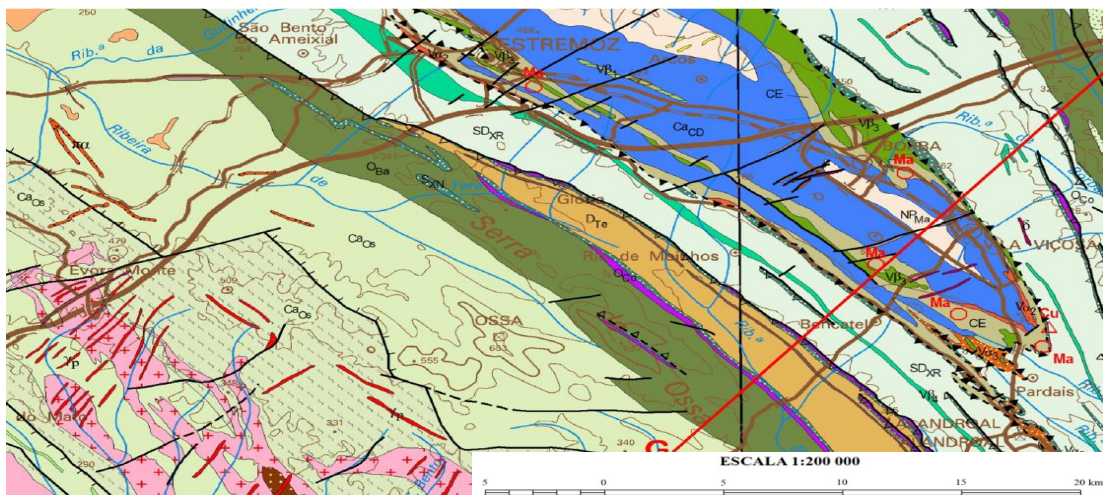
**Figura 42.** Pormenor dos níveis mais quartzíticos cortados pela ribeira de Tera.





**Figura 43.** Extrato da Folha 36-B (Estremoz) da CGP à escala 1/50000 (Gonçalves 1972b) com a localização do troço do pego do Sino na ribeira de Tera. A ribeira percorre essencialmente rochas xistentas assinaladas como silúrico (S), recentemente indicadas como Formação de Ossa (Câmbrico médio); neste setor são relevantes os depósitos sedimentares indicados como Plio-quaternário (PQ).

Neste sector, a ribeira de Tera percorre um trajeto de SE para NW, subparalelo à estrutura regional, em rochas maioritariamente xistentas indicadas como Silúrico na Folha 36-B (Estremoz) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000 (Gonçalves, 1972b) (Fig. 43), pese embora na cartografia mais recente (Folha 6 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200.000) indica tratar-se da Formação de Ossa, atribuída ao Câmbrico médio (Fig. 44).



**Figura 44.** Extrato da folha 6 da CGP à escala de 1:200000 na região de Estremoz.

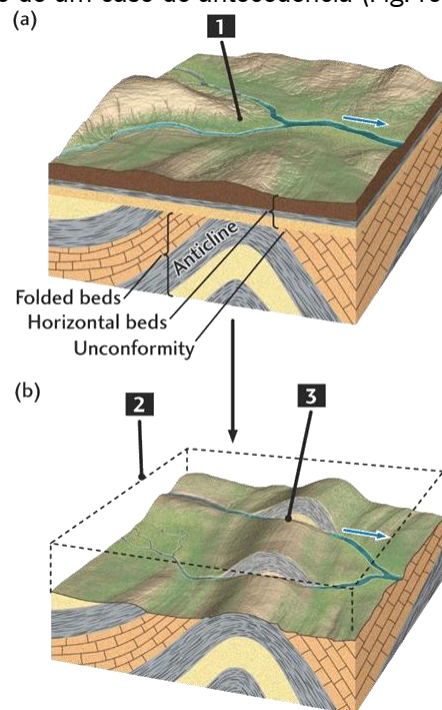
Um pouco a montante, a ribeira de Tera corre para NW, na base de uma vertente de orientação SE-NW, no limite entre uma superfície aplanada a cerca de 235m e uma elevação com cerca de 30m (Fig. 45).



**Figura 45.** Troço imediatamente a montante da garganta do Pego do Sino.

Importa ainda referir que surgem um conjunto de pequenos afloramentos de depósitos cartografados como Plio-quadernário (Gonçalves, 1972b) (Fig. 42), que se ligam, a NW à superfície culminante da Bacia Cenozoica do Tejo, que relevos acima dos 250m de altitude.

No Pego do Sino a inflexão da ribeira, de cerca de 90°, faz-se para SW, com formação de uma garganta em níveis mais resistentes da superfície mais elevada, constituído por litótipos da Formação de Ossa. Após esta inflexão, o curso da ribeira volta a ocupar a superfície inferior, voltando a desenvolver-se segundo uma orientação subparalela à orientação regional. Esta inflexão e o encaixe em níveis mais resistentes sugere tratar-se de um caso de antecedência (Fig.46).



**Figura 46.** Evolução de um curso fluvial por processo de antecedência; (a) situação primitiva; (b) situação atual devida; 1- Curso inicial; 2- superfície topográfica original; 3- curso formado por antecedência (Grotzinger e Jordan 2006).

Um curso de água antecedente mantém o seu curso e padrão original durante o processo de incisão, apesar das mudanças na topografia rochosa subjacente. Este processo ocorre geralmente quando ocorrem movimentos tectónicos verticais levando o curso a erodir através da crista ascendente, ou seja, situada abaixo da superfície topográfica original, para formar um desfiladeiro com paredes íngremes (Grotzinger e Jordan, 2006).

Assim, sugere-se que a ribeira correria inicialmente numa superfície que terá sido deslocada por ação tectónica. O carácter retilíneo de diversos troços orientados NW-SE e o trajeto “anormal” no Pego do Sino poderá ser um indicador do abatimento do bloco NE em que corre a ribeira. Esta, com o seu curso definido anteriormente aos movimentos tectónicos terá sido forçada a encaixar nas rochas mais resistentes do bloco SW.

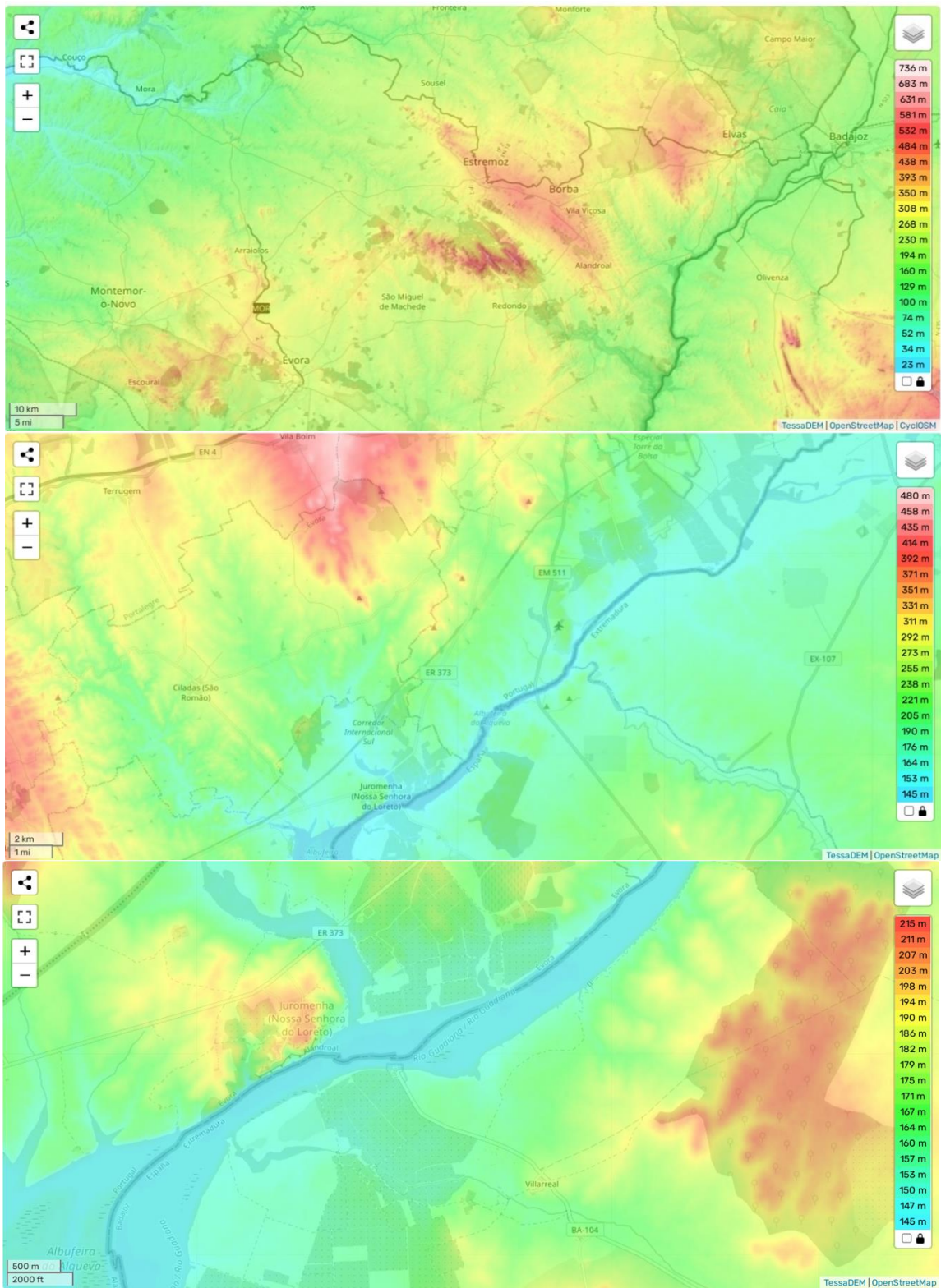
### 3.6. Degrau Morfológico de Juromenha

**Tabela 7.** Descrição geral do Degrau Morfológico de Juromenha.

<b>Local</b> - Juromenha	<b>Concelho</b> - Alandroal
<b>Distrito</b> - Évora	<b>Coordenadas</b> - 38.738156, -7.239138
Folha 37-C (Juromenha) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000	
<b>Tipologia</b> - Degrau Morfológico	
<b>Objetivo</b> - Observar o degrau morfológico e compreender a sua relação com a tectónica alpina.	

A povoação de Juromenha situa-se no extremo oriental do concelho de Alandroal, na margem direita do rio Guadiana, rio que marca nesta região a fronteira com o território espanhol, e está limitada a norte pela ribeira de Mures (Fig. 47 e 48). A povoação de Juromenha assenta no substrato Paleozoico da ZOM, identificando-se na região uma sequência paleozoica atribuída ao Câmbrico médio (Fig. 49 e 50) (Correia Perdigão, 1976).

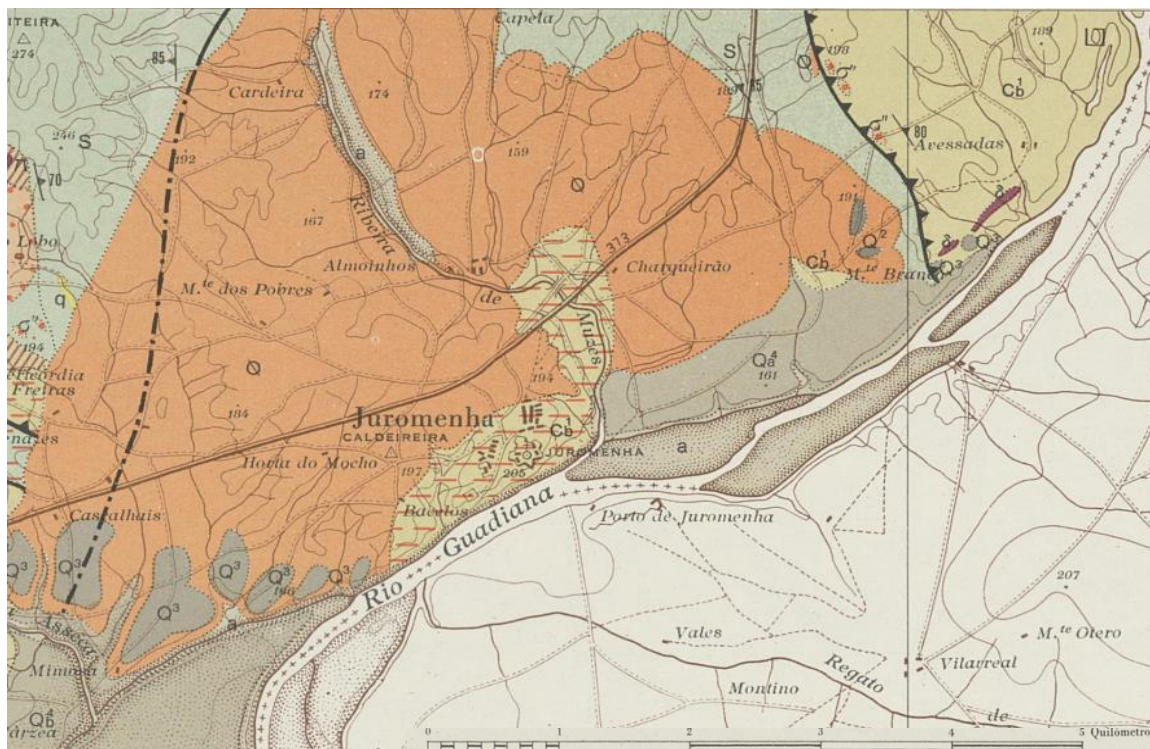




**Figura 47.** Mapa hipsométrico da região fronteiriça situada entre Elvas e Juromenha (<https://pt-pt.topographic-map.com/map-6nmzs/Portugal/>).



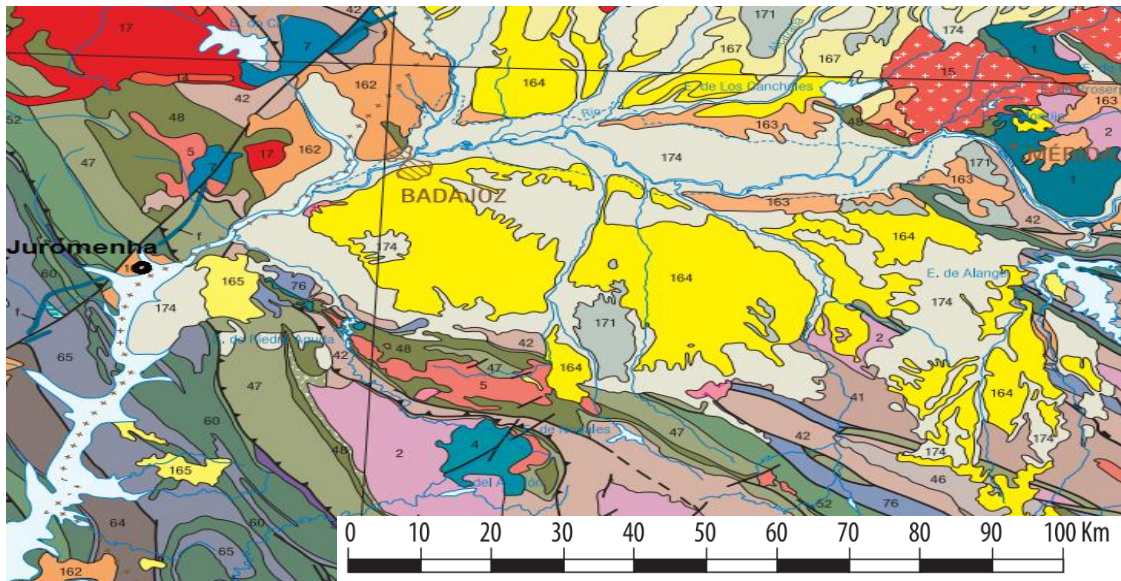




**Figura 50.** Excerto da Folha 37-C (Juromenha) da CGP à escala 1/50000 (Correia Perdigão, 1976).

Sobre esta sucessão de idade paleozoica, em discordância, deposita uma sucessão de depósitos continentais de idade cenozoica (Correia Perdigão, 1976; Araújo, 2004; Arribas et al., 2014), que se incluem na Bacia Cenozoica de Badajoz (também conhecida por Bacia do Guadiana), que se estende para Este da Juromenha (Fig. 51) (Arribas et al., 2014). A bacia do Guadiana prolonga-se desde a região de Juromenha-Badajoz até próximo da cidade de Mérida, com orientação aproximadamente E-W, infletindo para uma orientação WSW-ENE em direção da Madrigalejo (Arribas et al., 2014; García-Vadillo et al., 2021). Durante o Cenozoico, esta depressão foi colmatada por unidades de natureza maioritariamente siliciclastica (arcoses, argilas, arenitos e conglomerados), pontualmente com carbonatos (Arribas et al., 2014; García-Vadillo et al., 2021). No culminar do processo, a depressão estaria colmatada, apresentando um topo aplanado em torno dos 300m acima do nível do mar (García-Vadillo et al., 2021). Sobre esta superfície desenvolve-se a atual rede hidrográfica do Guadiana, condicionada por estruturas alpinas (García-Vadillo et al., 2021).





**Figura 51.** Vista geral da Bacia Cenozoica de Badajoz e a sua relação geográfica com a região da Juromenha (excerto da carta geológica da Península Ibérica à escala 1:1.000.000). As unidades cenozoicas assentam sobre o substrato pré-mesozoico; 162: Paleogénico a Miocénico Inferior; 164 -Miocénico Inferior a Médio; 171 a 174 – Quaternário.

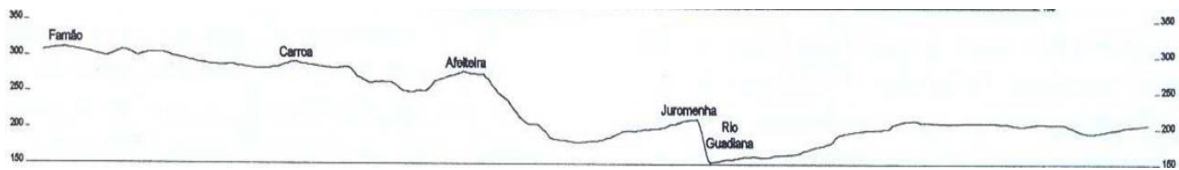
De facto, o Rio Guadiana, um dos principais rios da Península Ibérica, é o principal elemento geomorfológico da região, apresentando aqui um vale amplo e uma extensa planície de inundação resultante da sua incisão sobre os depósitos brandos de idade cenozoica (Fig. 52).



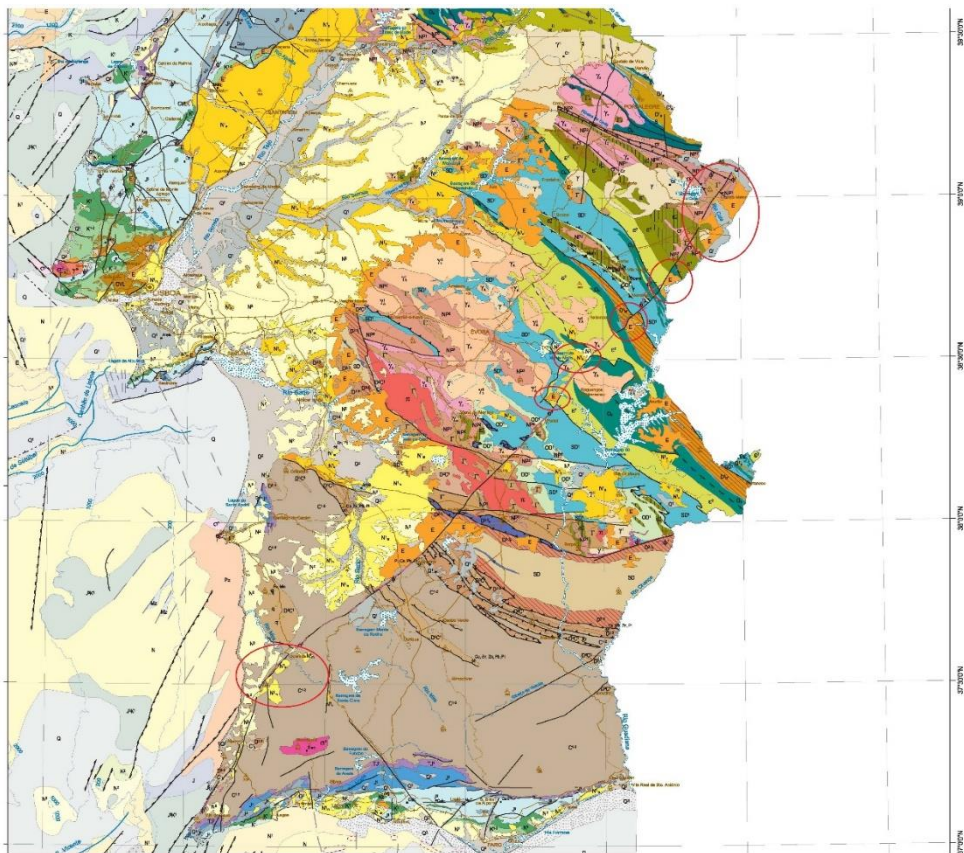
**Figura 52.** Degrau entre a plataforma em que assenta a fortificação da Juromenha (esquerda) e a superfície aluvionar do rio Guadiana.

Na zona da Juromenha, este vale amplo embate contra o substrato paleozoico sobrelevado resultando daqui um degrau morfológico (Fig. 53). Contudo, também este degrau parece estar condicionada pela tectónica alpina da Ibéria (Araújo, 2004). Com efeito, o degrau morfológico de Juromenha foi interpretado como estando relacionado com a falha da Messejana, também conhecida por falha Alentejo-Plasencia

(Araújo, 2004) (Fig. 54). Esta falha tem uma orientação geral NE-SW e pode ser seguida durante aproximadamente 600 km na Península Ibérica, desde o Sistema Central Espanhol até ao SW offshore de Portugal. Esta falha de desligamento esquerdo, tem sido considerada por vários autores como estrutura herdada das fases tardias do Orógeno Varisco (Dias et al., 2017), reativada sucessivamente durante a orogenia alpina. Esta atividade cenozoica é documentada por intrusões de rochas doleríticas jurássicas ao longo da zona da falha, conhecidas por filão da Messejana (Fig. 53), e por movimentos verticais em sedimentos quaternários (Araújo, 2004; Brum da Silveira et al., 2009). As movimentações verticais estão evidentes na morfologia devido ao movimento vertical entre blocos (Fig. 55).

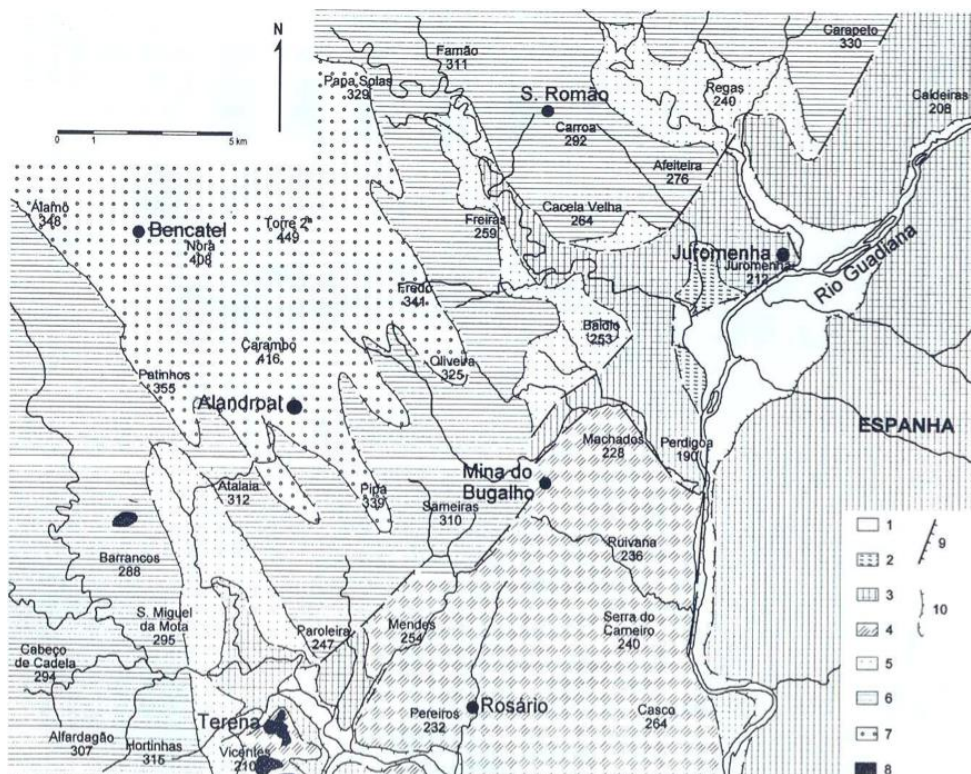


**Figura 53.** Perfil topográfico de direção NW-SE, com cerca de 4km de extensão, evidenciando o degrau morfológico de Juromenha (Araújo 2004).



**Figura 54.** Excerto da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500000 onde se observa o condicionalismo da deposição cenozoica associada à falha da Messejana.



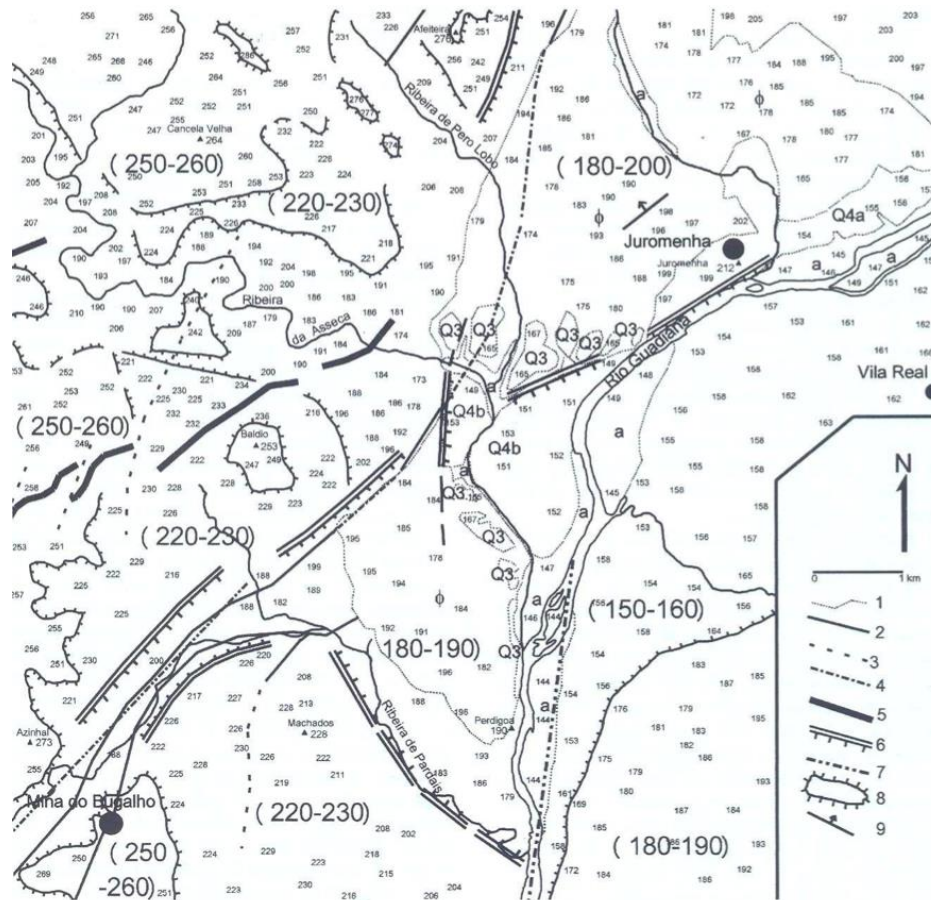


**Figura 55.** Unidades geomorfológicas que destacam o abatimento do bloco situado a SE da falha da Messejana, onde predominam os sedimentos cenozoico, relativamente ao bloco NW, dominado pela superfície do Alto Alentejo e relevos da Antiforma de Estremoz (Araújo 2004).

Neste caso, é evidente o degrau morfológico entre a plataforma paleozoica situada a NW (onde se localiza a povoação de Juromenha) e a bacia que alberga depósitos sedimentares cenozoicos, indicando assim o levantamento do bloco noroeste (Araújo, 2004) (Fig. 55). Como referido, aqui identificam-se sedimentos cenozoicos, com idade provável miocénica (Araújo, 2004), anteriormente indicados como oligocénicos (Perdigão, 1976), associados ao enchimento de uma bacia que antecedeu a incisão do atual curso do rio Guadiana. Aqui os sedimentos de origem continental são maioritariamente areníticos e conglomeráticos, mal calibrados e com clastos angulosos, de matriz argilosa castanho-avermelhada, encontrando-se por vezes níveis calcários concrecionados (Perdigão, 1976; Araújo, 2004).

Associado ao encaixe quaternário do rio Guadiana identificam-se um conjunto de depósitos sedimentares dispostos em diferentes níveis de terraço, bem como aluviões da margem do rio (Fig. 56). Para além da sua posição morfológica, os depósitos de terraço diferenciam-se dos mais antigos pelo facto dos depósitos serem constituídos por conglomerados com clastos mais rolados, intercalados por níveis arenosos e siltsos com marcada estratificação interna (Araújo, 2004). Nas proximidades de Juromenha

identificaram-se também depósitos de terraço constituídos por clastos angulosos, relacionados com afluentes localizados da margem direita do rio Guadiana (Fig. 57).



**Figura 56.** Esboço geomorfológico da região de Juromenha com destaque para os diferentes níveis limitados por escarpas de falha associadas à falha da Messejana (Araújo, 2004).



**Figura 57.** Depósitos quaternários na margem da ribeira da Asseca em talude estrada nas proximidades de Juromenha ( $38^{\circ}44'14,16''$ ,  $7^{\circ}15'56,94''$  W, altitude – 167m).



### 3.7. Relevos do Ciborro - Aldeia da Serra (Arraiolos)

**Tabela 8.** Descrição geral dos Relevos do Ciborro- Aldeia da Serra.

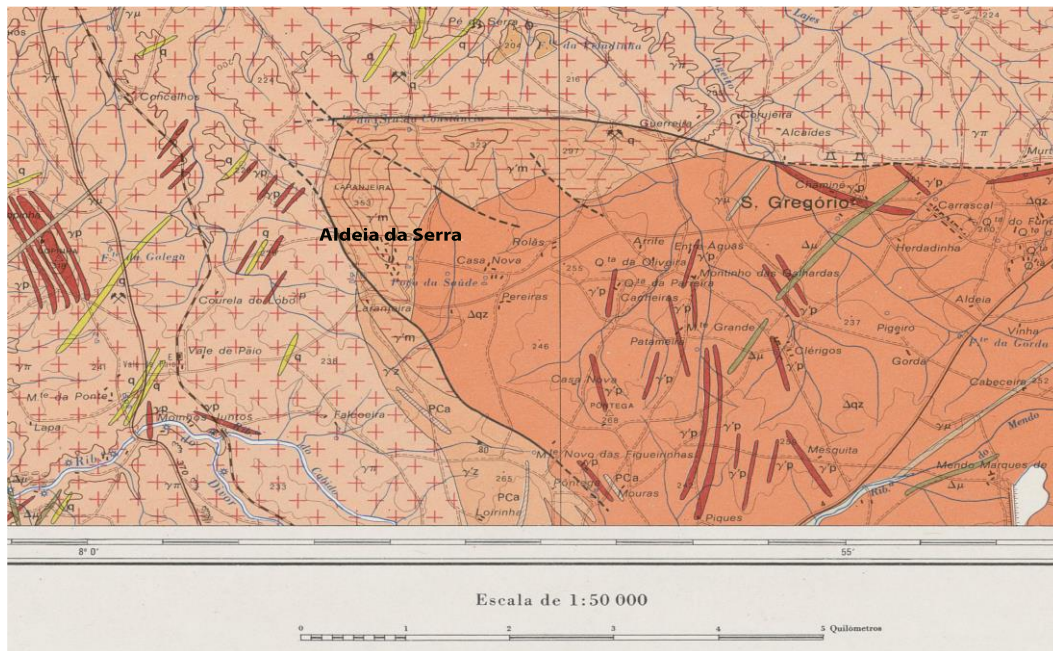
<b>Local</b> - Aldeia da Serra	<b>Concelho</b> - Arraiolos
<b>Distrito</b> - Évora	<b>Coordenadas</b> - 38.729413, -8.000151
Folha 36-A (Pavia) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000	
<b>Tipologia</b> - Geoforma do tipo <i>Push-up</i>	
<b>Objetivo</b> - Identificar e compreender a génese de um relevo do tipo <i>push-up</i> com atividade sísmica atual	

A geoforma da Aldeia da Serra, com uma altitude de 352 m asl, eleva-se cerca de 60 metros acima da superfície envolvente e está situada a cerca de 5 km a Norte de Arraiolos (Fig. 58). Esta elevação foi interpretada como uma estrutura em *push-up* associada à falha de Ciborro e ao lineamento de S. Gregório (Araújo et al., 2010).



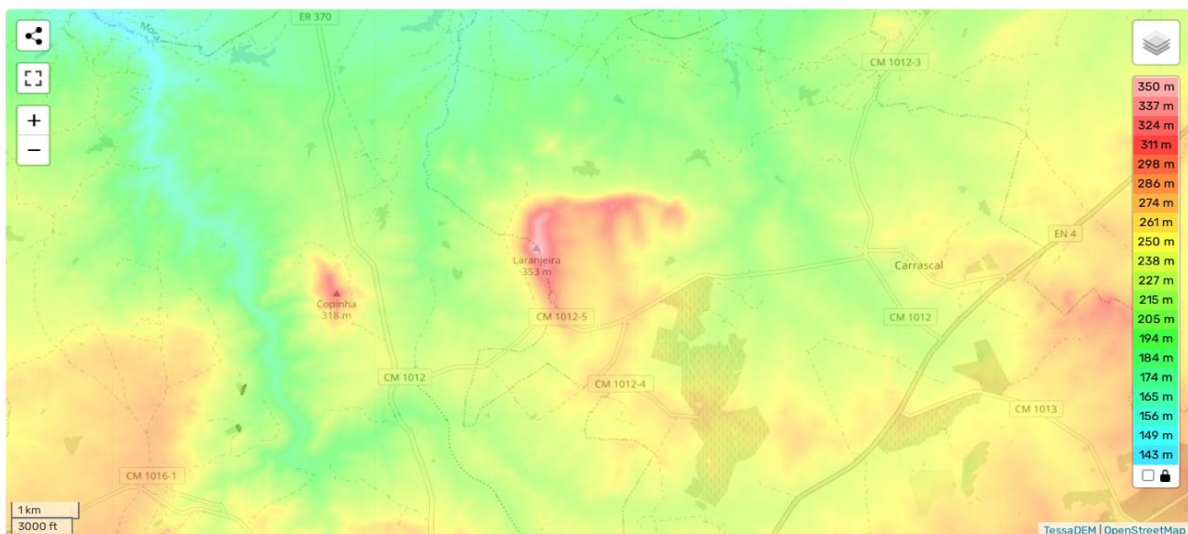
**Figura 58.** Geoforma de Aldeia da Serra, elevada cerca de 60 metros relativamente à superfície envolvente.

A região da Aldeia da Serra é caracterizada pela presença de rochas intrusivas hercínicas de natureza granitoide. A elevação é estruturada num gnáisse de grão médio a grosseiro, de duas micas (Zbyszewski et al., 1981), em geral pouco resistente aos processos erosivos. A oeste e norte confronta com granito de grão grosseiro a médio, biotítico, a leste com quartzodiorito e a sul com gnáisses graníticos (Fig. 59) (Zbyszewski et al., 1981).



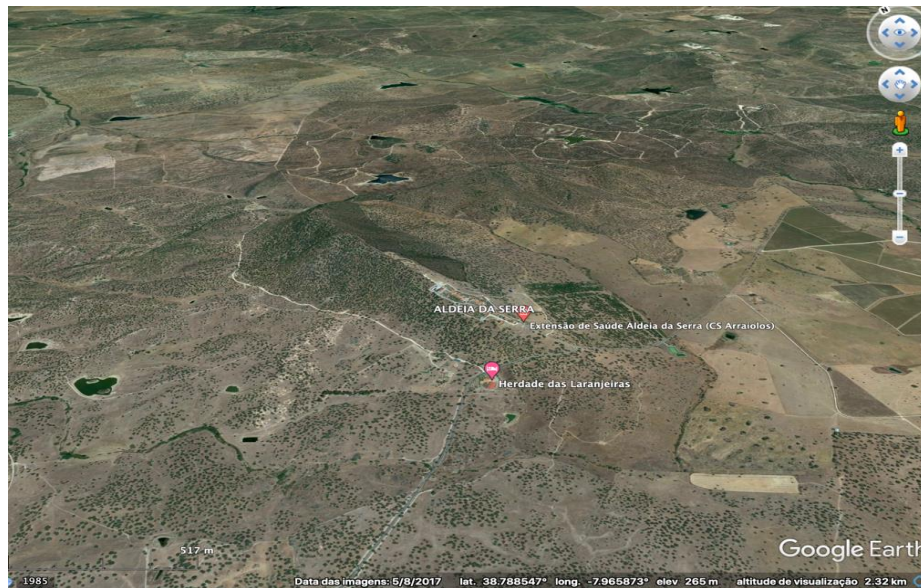
**Figura 59.** Extrato da folha 36-A (Pavia) da CGP na escala 1/50000 (Zbyszewski et al., 1981).

Do ponto de vista morfológico a elevação tem a forma de “L” (Fig. 61) e está limitada por uma escarpa de orientação N-S, interpretado como uma escarpa de falha (apesar de a mesma não estar assinalada na carta geológica à escala 1/50.000 publicada em 1981). A norte, a elevação está também ela limitada por uma escarpa nítida associada ao lineamento de S. Gregório, assinalado na referida carta geológica (Fig. 62). O relevo N-S parece mostrar uma escarpa mais íngreme a oeste e uma escarpa com pendores mais suaves a Este, revelando assimetria no seu perfil transversal.



**Figura 60.** Mapa hipsométrico destacando o relevo de Aldeia da Serra (352 m asl) (<https://pt-pt.topographic-map.com/map-6nmzs/Portugal/>).





**Figura 61.** A geofoma de Aldeia da Serra, limitada por escarpas de orientação N-S e E-W (Google Earth).

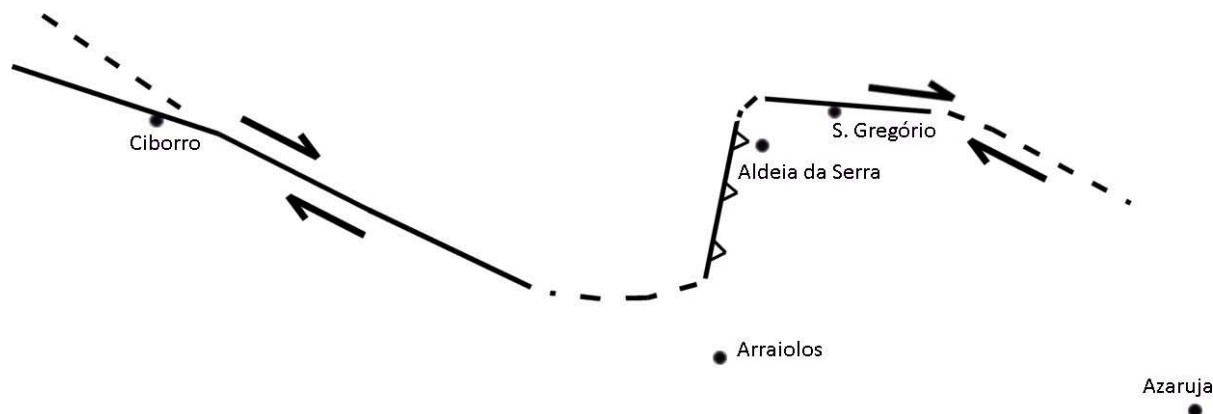
Nesta região, para além das falhas indicadas, foram identificados outros alinhamentos, com vales de fratura ocupados por diversas linhas de água, bem como uma falha (Falha do Ciborro) com orientação NW-SE (Fig. 62) (Araújo et al., 2010).



**Figura 62.** Principais lineamentos da região estudada, observáveis em imagem de satélite (Araújo et al., 2010).



A Geologia e Geomorfologia, bem como a sismicidade ativa nesta região parecem apontar para que a geoforma de Aldeia da Serra, corresponda a um “*push-up*” associado à falha de Ciborro e ao lineamento de S. Gregório (Fig. 63), sendo que o relevo da Aldeia da Serra se elevaria em resultado de uma falha inversa localizada no flanco oeste (mais íngreme) do relevo N-S anteriormente descrito.



**Figura 63.** Esquema proposto para a atividade tectónica atual, responsável pela génese do relevo de Aldeia da Serra (Araújo et al., 2010).

As características geológicas e em especial geomorfológicas do Alentejo, não são indicadoras de uma atividade sísmica intensa, pelo que a interpretação de atividade neotectónica baseada nas relações entre a sismicidade instrumental registada e as estruturas geológicas suscita um interesse particular. Em face dos registos observa-se que grande parte da atividade sísmica se apresenta a norte de Évora, especialmente em Arraiolos, Mora, Ciborro e Azaruja, segundo estudos recentes (e.g. Borges et al., 2001; Matos et al., 2018; Araujo et al., 2020). A interpretação avançada para o relevo permite supor que o *push-up* da Aldeia da Serra poderá relacionar-se com os eventos sísmicos referidos.

### 3.8. Alto de S. Bento

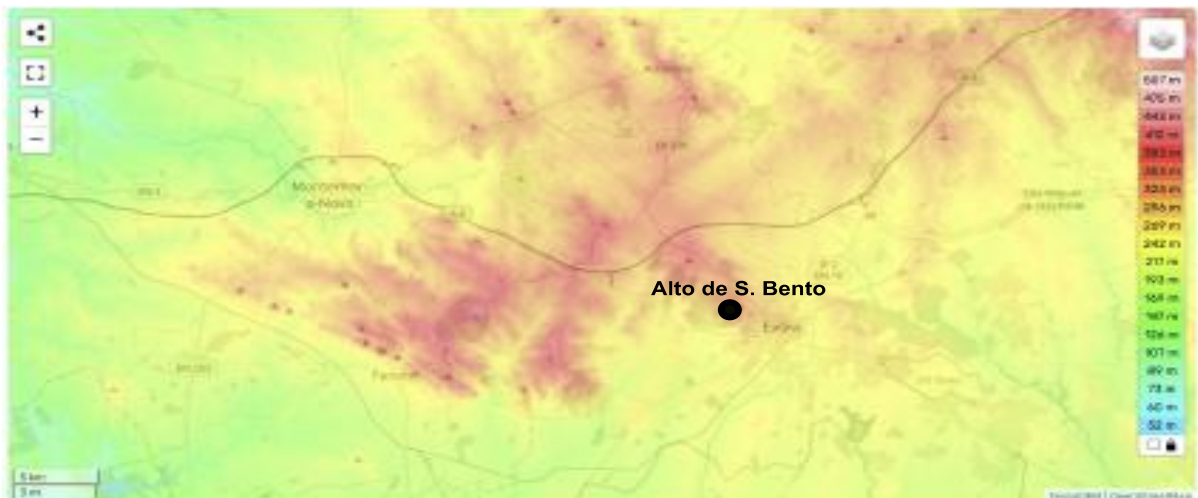
**Tabela 9.** Descrição geral do Alto de S. Bento

<b>Local</b> - Alto de S. Bento	<b>Concelho</b> - Évora
<b>Distrito</b> - Évora	<b>Coordenadas</b> - 38.580712, -7.937612
Folha 40- A (Évora) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000	
<b>Tipologia</b> - Ponto panorâmico	
<b>Objetivo</b> - Observar as unidades magmáticas do Alto de S. Bento pertencente ao Maciço de Évora e a sua vista panorâmica	

O Alto de S. Bento constitui um pequeno relevo residual (Fig. 64) com uma orientação controlada pela tectónica (Fig. 65), associado a um batólito granítico com um conjunto de estruturas magmáticas, localizado a cerca de 3Km a noroeste do centro histórico de Évora. Este local foi já valorizado à escala municipal com a criação do Núcleo Museológico do Alto de S. Bento, em Évora (Brilha & Carvalho, 2010).

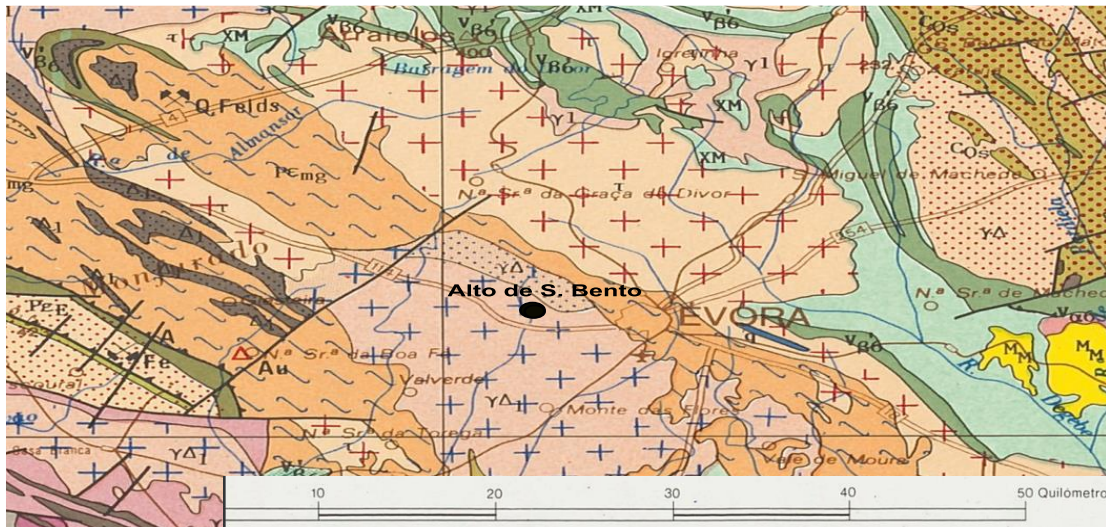


**Figura 64.** Vista sobre o relevo residual do Alto de S. Bento.



**Figura 65.** Modelo digital de terreno da região de Évora evidenciando a orientação tectónica NW-SE que controla o relevo do Alto de S. Bento (<https://pt-pt.topographic-map.com/map-6nmzs/Portugal/>).

Os granitoides do Alto de São Bento enquadram-se ao domínio de Évora-Beja, nomeadamente no Maciço de Évora (Fig. 66). Na parte superior da elevação, junto dos moinhos, encontram-se vários granitos porfiróides com encraves em contacto com o leucogranito. Encontra-se também encraves bandados tonalíticos, com uma ligeira orientação preferencial. Os granitos porfiróides encontram-se também cortados por filões pegmatíticos e por uma rede de filões aplíticos félsicos que se cortam entre si.



**Figura 66.** Excerto da CGP à escala 1/500000, na região de Évora, com a localização do Alto de S. Bento nas proximidades do contacto entre o granito porfiroie com encraves e o granito leucocrata.

O Maciço de Évora possui uma área de cerca de 60 Km<sup>2</sup> distribuídos maioritariamente pelos concelhos de Arraiolos, Montemor-o-Novo e Évora, apresentando um conjunto de rochas magmáticas e metamórficas de alto grau (Pereira et al., 2007; Chichorro et al., 2008; Moita et al., 2009), que permite percorrer a evolução geodinâmica da ZOM desde o Ediacárico até ao Carbónico Inferior.

O Alto de S. Bento proporciona uma panorâmica da paisagem envolvente (Fig. 64), nomeadamente para norte e nordeste em direção a Arraiolos e para a Serra d'Ossa (Fig. 67) e para sul em direção à Serra de Monfurado (Fig. 68).



**Figura 67.** Panorâmica do Alto de S. Bento em direção a norte e nordeste, com vista para a Arraiolos e para a Serra d'Ossa.





**Figura 68.** Panorâmica do Alto de S. Bento em direção a sul com vista para a Serra de Monfurado.

Os moinhos de vento faziam parte da cultura e da economia alentejana, e supõe-se que sejam datados de meados de 1929, sendo que com a evolução industrial acabaram por deixar de trabalhar, tendo muitos ruído ou ficado ao abandono. No alto de S. Bento foi requalificado um dos cinco moinhos presentes (inaugurado a 16 de outubro de 2022), podendo explicar-se o seu funcionamento como na época de atividade, fundamentalmente para a moagem de cereais.

No alto de S. Bento, com ocupação há mais de 3000 anos, surge em 1165 uma Ermida como tributo a S. Bento após a conquista da cidade de Évora por Geraldo Geraldês, o “Sem Pavor”. Um século mais tarde foi criado um convento cisterciense de São Bento e após oito séculos surge então o núcleo museológico de S. Bento. A importância cultural do local manteve-se até aos dias de hoje, sendo costume, desde pelo menos há três gerações, as famílias juntarem-se e ir para o alto de S. Bento num ambiente de festa, levando assim comida e bebida para confraternizarem no dia seguinte ao domingo de Páscoa (Galopim de Carvalho.,2008).

## 4. Considerações finais

A ZOM é uma zona com grande diversidade e complexidade geológica, resultando de um longo processo evolutivo desde o Ediacárico até à atualidade. Apesar da região do Alentejo, onde se inclui a totalidade da ZOM, ser vulgarmente conhecida pelas suas vastas planícies, é possível verificar que existem várias geoformas passíveis de valorização quer do ponto de vista turístico, quer do ponto de vista científico, baseando-se nos fenómenos geológicos que lhes deram origem, uma vez que o relevo desta região tem uma origem diversificada. Neste trabalho foram assim identificados e caracterizados um total de 8 pontos de interesse geomorfológico e paisagístico nos domínios setentrionais da ZOM, isto é, entre os paralelos de Portalegre e Évora. O trabalho aqui apresentado pretendeu não apenas caracterizar estas geoformas (algumas das quais detendo à partida informação bibliográfica), mas também discutir sua relação com os processos geomorfológicos. Em todos os pontos selecionados, tentou-se correlacionar a génese dos relevos com as características geológicas do território, interligando os processos tectónicos atuais e do passado, com os fenómenos da geodinâmica externa. Todos os locais foram analisados e caracterizados de modo a compreender a sua história geológica e a sua formação, conectando-os sempre que possível com a dimensão histórica dos relevos ligando-os às atividades humanas, pois para preservar este tipo de património, para além de conhecer é fundamental criar laços com as ações humanas.

De forma a valorizar este território foram projetados os pontos de interesse identificados, sendo que, posteriormente, os pontos identificados poderão originar um roteiro turístico e educacional para a promoção do território. Aliás, este tipo de valorização do território é fundamental para aumentar a atratividade de territórios com baixos índices demográficos, o que é o caso do território alentejano onde a ZOM se insere. A história e diversidade geológica desta região torna-a uma região com enormes potencialidades de valorização do território do ponto de vista do turismo científico, nomeadamente geológico. A valorização do património geológico desta região, neste caso o património geomorfológico, pode, portanto, ser uma forma dinamizadora das instituições locais (autarquias, empresas, entidades de turismo) promoverem a região, servindo ao mesmo tempo de uma ferramenta educacional que poderá ser utilizada pelas escolas da região.

Após a seleção, análise e a caracterização dos locais de interesse geomorfológico na ZOM aqui apresentado, será fundamental divulgá-los e promovê-los. Desta forma, o presente trabalho poderá sustentar trabalhos futuros que visem a promoção destes locais, possibilitando assim a dinamização da economia regional através do turismo científico e de natureza. Apresentam-se abaixo um conjunto de propostas de linhas de ação que poderão permitir valorizar os locais aqui identificados:



- Criação de um roteiro que permita aos visitantes conhecer os locais de interesse, bem como as acessibilidades viárias a cada um dos locais (uma espécie de *road map* regional) e outros serviços existentes no território;
- Construção de um website e uma aplicação para smartphone, em parceria com entidades regionais, onde será disponibilizado, para além do roteiro, a informação sobre cada um dos pontos de interesse, com diversos graus de desenvolvimento. Esta informação deverá conter não apenas a informação de cariz geológico, mas também alguma informação histórica sobre o local, quando assim se considerar pertinente;
- Conceptualização e criação de painéis informativos sobre o que é possível observar em cada um dos locais. Os painéis criados deverão conter informação simples, direcionada ao público geral, permitindo a sua fácil leitura e a interpretação da paisagem. A informação contida nos painéis, para além de ser apelativa do ponto de vista gráfico, deve ser selecionada de forma cuidadosa permitindo ao visitante conhecer o essencial em cada um dos pontos, promovendo a visita dos restantes pontos. Para além disso, deve ser acrescentado um QRCode que permita aceder rapidamente ao *website* e à informação mais detalhada aí disponibilizada, permitindo assim aos interessados e ao público especializado saber mais sobre os locais em questão;
- Divulgação dos pontos de interesse através das diversas ferramentas web (redes sociais, website entre outras), rádio e meios de comunicação local e regional, bem como através de panfletos diversos, sempre que possível em parceria com entidades locais e regionais, nomeadamente municípios e as entidades de turismo da região;
- Para dinamização dos pontos, será ainda necessário garantir a criação de acessibilidades (percursos pedestres, rampas de acesso, plataformas de observação, sinalética) para todos os locais, permitindo o rápido e fácil acesso a todos os pontos para todos os cidadãos.

Contudo, este trabalho pioneiro apenas ganhará escala quando alargado ao restante território da ZOM, isto é, prolongando o levantamento dos pontos de interesse geomorfológico da ZOM para sul até à região de Beja, incluindo assim grande parte do território alentejano. Para além disso, será necessário também a catalogação, caracterização e valorização do restante património geológico e mineiro da ZOM, algo que está ainda pouco desenvolvido apesar da existência de alguns trabalhos nessa área do conhecimento neste território (e.g. Brilha & Carvalho, 2010; Brilha, 2012; Piçarra, 2012; Maia et al., 2022).

Uma outra proposta, esta mais ambiciosa é a criação de um “Centro de Interpretação da Paisagem Alentejana”, onde a geologia e geomorfologia da região deveriam ter local de destaque, apesar de esta proposta ter de englobar outras áreas do saber, nomeadamente a ecologia.

## 5. Referências Bibliográficas

**Araújo, A., (2004).** Tectónica alpina na região de Juromenha (Nordeste alentejano). *Comunicações Geológicas*, 91, 17-36.

**Araújo, A.,** Caldeira, B., Martins, A., Borges, J., Moreira, N., Araújo, J., Maia, M., Vicente, S., Afonso, P., Espanhol, D., Bezzeghoud, M. **(2020).** Macrossismicidade associada ao sismo de Arraiolos do dia 15 de Janeiro de 2018 com  $M = 4.9$  e eventuais implicações na geometria da ruptura. *Comunicações Geológicas*, 107 (Especial I) (X CNG), 35-37.

**Araújo, A.,** Fonseca, P., Munhá, J., Moita, P., Pedro, J., Ribeiro, A., **(2005).** The Moura Phyllonitic Complex: an accretionary complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodin. Acta* 18 (5), 375–388.

**Araújo, A.,** Matos, J., Martins, A., **(2010).** A elevação de Aldeia da Serra (Arraiolos): um “push up” activo associado à falha de Ciborro e ao lineamento de S. Gregório IIIV Congresso Nacional de Geologia, e-Terra, 11: 10.

**Araújo, A.,** Piçarra, J., Borrego, Pedro, J., Oliveira, T. **(2013),** “As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena”, *Geologia de Portugal (Vol. I)*. Lisboa: Escolar Editora, 509-549.

**Arribas, J.,** Tsige, M., Garzón, G., & Tejero, R. **(2014).** Transport-limited denudation regime inferred from sand petrography and chemical composition: cenozoic sediments from the Guadiana Basin (SW Spain). *International Journal of Geosciences*, 5(05), 478.

**Borges, J. F.,** Fitas, A. J. S., Bezzeghoud, M. e Teves-Costa, P. **(2001).** Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, nº 337, pp. 373-397.

**Brilha, J.,** Galopim de Carvalho, A.M., **(2010).** Geoconservação em Portugal: uma introdução. In: J.M. Coteló Neiva, A. Ribeiro, L. Mendes Victor, F. Noronha, M. Magalhães Ramalho, (Eds). *Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História*. Associação Portuguesa de Geólogos, Volume II, 435-441.

**Cabral, J. (1995).** Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Instituto Geológico e Mineiro* 31, Lisboa.

**Carneiro, A. (2005a).** Carta Arqueológica do Concelho de Fronteira. Lisboa: Câmara Municipal de Fronteira/Edições Colibri.

**Carrilho, L.J.C (2020).** Magmatismo Intrusivo no Ciclo Varisco (Alentejo NE, Portugal). Universidade de Évora, 566 p.

- Carvalho, D.**, Goinhas, J., Oliveira, V., Ribeiro, A. **(1971)**. Observações sobre a geologia do sul de Portugal e consequências metalogenéticas. *Estudos Notas e Trabalhos do SFM* 20/1-2, 153- 199.
- Carvalho, D.**, Goinhas, J., Oliveira, V., Ribeiro, A., **(1971)** Observações sobre a geologia do Sul de Portugal e consequências metalogenéticas. *Estud Not Trab Sery Fomento Min (Porto)* 20 (1/2): 153–199.
- Chacon, J.**, Delgado, M., Garrote, A. **(1974)**. Sobre la existencia de los diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz.Cordoba (Macizo Hesperico Meridional). *Boletin Geologico y minero* 85 (6), 713-717.
- Chacón, J.**, Oliveira, V., Ribeiro, A., Oliveira, J. T. **(1983)**. La estructura de la Zona de Ossa Morena. Livro Jubilar J. M. Rios, *Geologia de España I*, 490-504.
- Chichorro, M.**, Pereira, M. F., Diaz-Azpiroz, M., Williams, I. S., Fernández, C., Pin, C., Silva, J. B. **(2008)**. Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora–Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm–Nd isotopes and SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. *Tectonophysics*, 461(1-4), 91-113.
- Da Silveira, A. B.**, Cabral, J., Perea, H., Ribeiro, A. **(2009)**. Evidence for coupled reverse and normal active faulting in W Iberia: The Vidigueira–Moura and Alqueva faults (SE Portugal). *Tectonophysics*, 474(1-2), 184-199.
- Delgado-Quesada, M.** **(1977)**. Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Studia geologica*, 12, 75-90.
- Dias, R.**, Moreira, N., Ribeiro, A., & Basile, C. **(2017)**. Late Variscan deformation in the Iberian Peninsula; a late feature in the Laurentia–Gondwana dextral collision. *International Journal of Earth Sciences*, 106(2), 549-567.
- Dias, R.**, Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Rebelo, J. **(2013)**. II. 1.1. Evolução estrutural dos sectores setentrionais do Autóctone da Zona Centro-Ibérica. *Geologia de Portugal*, 1, 73-147.
- Dias, R.**, Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C., & Moreira, N. **(2016)**. A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetic models. *Tectonophysics*, 681, 170-194.
- Díez, F, R, M.** Francisco Pereira, David A. Foster. **(2015)**. Peralkaline and alkaline magmatism of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): Age, source, and implications for the Paleozoic evolution of Gondwanan lithosphere. *Lithosphere* 7 (1): 73–90 en Sierra Morena Central. *Estudios Geologicos* 12, 75-90.

**Feio, M**, Martins A, Daveau S, (2004). O Alto Alentejo e a Beira Baixa. In Daveau S e Feio M (Org) O Relevo de Portugal: Grandes Unidades Regionais. Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Coimbra, p 33–47.

**Feio, M. (1983)**. O relevo da Serra da Ossa: uma interpretação tectónica. Finisterra, 18(35).

**Feio, M.**, Almeida, G. (1980). A serra de S. Mamede. Finisterra, 15(29).

**Franke, W.**, Ballèvre, M., Cocks, L. R. M., Torsvik, T. H., Żelaźniewicz, A. (2021). Variscan orogeny. Encyclopedia of Geology (second edition), 338-349.

**Galopim, C. M. A. (2008)**. Núcleo museológico do Alto de S. Bento. Acedido a 25 de janeiro de 2023, em <https://sopasdepedra.blogspot.com/2008/08/ncleo-museologico-do-alto-de-so-bento.html>.

**Gonçalves, F (1972a)**. Folha 32-B (Portalegre) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Serviços Geológicos de Portugal.

**Gonçalves, F (1972b)**. Folha 36-B (Estremoz) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Serviços Geológicos de Portugal.

**Grotzinger, J.**, Jordan, T.H. (2006). Understanding Earth, 5th edition., Freeman, New York.

**Jesus, A. P.**, Munhá, J., Mateus, A., Tassinari, C., Nutman, A. P. (2007). The Beja layered gabbroic sequence (Ossa-Morena Zone, Southern Portugal): geochronology and geodynamic implications. Geodinamica Acta, 20(3), 139-157.

**Julivert, M.**, Fontboté, J. M., Ribeiro, A., Conde, L. (1974). Memoria explicativa del mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Inst. Geol. Min. España, 1, 113.

**Liñan, E.**, Perejón A., Gozalo, R., Moreno-Eiris, E., Oliveira, J.T. (2004). “The Cambrian System in Iberia”. Cuadernos del Museo Geominero 3, 1-63.

**Linnemann, U.**, Pereira, F., Jeffries, T. E., Drost, K., Gerdes, A. (2008). The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). Tectonophysics, 461(1-4), 21-43.

**Lopes, L. (2003)**. Contribuição para o conhecimento tectono-estratigráfico do Nordeste Alentejano. Traversal Terena-Elvas. Tese de doutoramento, Universidade de Évora, 568 p

**Lopes, L. (2020)**. Anticlinal de Estremoz: Geologia, Ordenamento do Território e Produção de Rochas Ornamentais após 2000 Anos de Exploração.54, 1-31.

**Lopes, L.**, Martins, R. (2015). Global heritage stone: estremoz Marbles, Portugal. Geological Society, London, Special Publications, 407(1), 57-74.



- Martins, A. A. (2001).** O nível de Mora-Lamarosa e os primeiros terraços (TI) no troço EW do Tejo. Enquadramento geomorfológico e estratigráfico. *Estudos do Quaternário/Quaternary Studies*, (4).
- Martins, A.,** Moreira, N., Araújo, A., Pereira, D. **(2022).** "The central Alentejo plateaus: a review of the regional relief units". Trabalho apresentado em *10th International Conference on Geomorphology, Coimbra*.
- Matos, C.,** Custódio, S., Batló, J., Zahradník, J., Arroucau, P., Silveira, G., & Heimann, S. **(2018).** An Active Seismic Zone in Intraplate West Iberia Inferred From High-Resolution Geophysical Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4), 2885-2907.
- 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*, 111(3-4), 125-141.
- Moreira, N.,** Araújo, A, Costa, J, P, Dias, R. **(2014).** Evolução geodinâmica da Zona de Ossa-Morena no contexto do SW Ibérico durante o Ciclo Varisco. *Comunicações Geológicas* 101, 275-278.
- Moreira, N. (2017).** Evolução Geodinâmica dos sectores setentrionais da Zona de Ossa-Morena no contexto do Varisco Ibérico. Tese de Doutoramento (não publicada). Universidade de Évora. 433p.
- Moreira, N. (2022).** "Difusão dos mármore do Anticlinal de Estremoz no Império Romano; até onde se reporta a sua expansão?", em André Carneiro et alii (coords.): *Mármore 2000 anos de história*, vol. 3: Contributo dos mármore do Alentejo para a afirmação das artes. Coimbra, Almedina, pp. 69-119.
- Moreira, N.,** Dias, R., Pedro, J.C., Araújo, A. **(2014).** Interferência de fases de deformação Varisca na estrutura de Torre de Cabedal; sector de Alter-do-Chão – Elvas na Zona de Ossa-Morena. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), 279-282.
- Moreira, N.,** Lopes, L. **(2019).** Caracterização dos Mármore de Estremoz no contexto dos Mármore da Antiguidade Clássica da Zona de Ossa- -Morena. In: Serrão, V.; Soares, C.; Carneiro, A. (Eds.), *Mármore: 2000 Anos de História. Vol. I Da Antiguidade à Idade Moderna*, pp. 13 – 54. Theya Editores. Lisboa.
- Moreira, N.,** Machado, G., Dias, R., Pedro, J., Romão, J. **(2018).** Os episódios carbonatados do Câmbrio Inferior e Devónico Médio da Zona de Ossa-Morena; significado geodinâmico. In Livro de actas do VIII Congresso Jovens Investigadores em Geociências, LEG, 24-25.
- Moreira, N.,** Mourinha, N. **(2018).** As Histórias por detrás da História; um Percurso pelo Património Histórico Edificado de Estremoz. Guião da visita guiada realizada no âmbito da 2ª Edição do "Workshop Arqueologia 3.0: Comunicação, Divulgação e Socialização da Arqueologia" (FCB – MBCB e UÉ – CCVEstremoz). 15-16.

**Moreira, N.**, Romão, J., Dias, R., Ribeiro, A., & Pedro, J. (2019). The Finisterra-Léon-Mid German Crystalline Rise Domain; Proposal of a New Terrane in the Variscan Chain. *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (pp. 207–228). Springer.

**Munha, J.**, Palacios, T., MacRae, N. D., Mata, J. (1990). Petrology of ultramafic xenoliths from Madeira Island. *Geological Magazine*, 127(6), 543-566.

**Oliveira, J. T.**, González-clavijo, E., Alonso, J., Armendáriz, M., Bahamonde, J. R., Braid, J. A., Colmenero, J. R., Dias da Silva, I., Fernandes, P., Fernández, I. P., Gabaldón, V., Jorge, R. S., Machado, G., Marcos, A., Merino-Tomé, Ó, Moreira, N., Brendan Murphy, J., Pinto de Jesus, A., Quesada, C., Rodrigues, B., Rosales, I., Sanz-López, J., Suárez, A., Villa, E., Piçarra, J.M., Pereira, Z. (2019), synorogenic basins. *In*: Quesada, C., Oliveira, J.T. (eds.), *The Geology of Iberia: a geodynamic approach* (Volume 2: The Variscan Cycle). Springer (Berlin), *Regional Geology Review series*, 349-429.

**Oliveira, J. T.**, Oliveira, V., Picarra, J. M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigraficos da Zona de Ossa Morena, em Portugal: sintese critica do estado actual dos conhecimentos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 77, 3-26.

**Oliveira, V. (1984)**. Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal–Juromenha (Alto Alentejo). *Estudos, Notas e Trabalhos do SFM* 26/1-4, 103-126.

**Pedro, J.** Pedro, A. Araújo, P. Fonseca, C. Tassinari, A. Ribeiro. (2010). Geochemistry and U-Pb zircon age of the internal Ossa-Morena zone ophiolite sequences: a remnant of Rheic Ocean in SW Iberia. *Ophioliti*, 35 (2), pp. 117-130.

**Pedro, J.**, Araújo, A., Fonseca, P., Munhá J. (2006). Ophiolitos e metamorfismo de alta pressão. *In*: R. Dias, A. Araújo P. Terrinha P. and J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Évora Univ., Évora (Portugal), p. 195-206.

**Perdigão, J. C. (1976)**. Notícia explicativa da folha 37-C (Juromenha) da Carta Geológica de Portugal à escala 1: 50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.

**Perdigão, J. C.**, Oliveira, J. T. Ribeiro, A. (1982). Notícia Explicativa da Folha 44-B (Barrancos) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.

**Pereira, M. F.**, Chichorro, M., Moita, P., Brandão Silva, J., Santos, J. F. (2006). Maciço de Évora. *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, 173-180.

**Pereira, M. F.**, Chichorro, M., Silva, J. B., Ordóñez-Casado, B., Lee, J. K., Williams, I. S. (2012). Early carboniferous wrenching, exhumation of high-grade metamorphic rocks and basin instability in SW Iberia:

Constraints derived from structural geology and U–Pb and <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar geochronology. *Tectonophysics*, 558, 28-44.

**Pereira, M. F.,** Silva, J. B. (1997). A Estrutura nos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena: a Faixa Blastomilonítica e a zona de transição com o Autóctone Centro Ibérico (Nordeste Alentejano-Portugal). In: Araújo, A., Pereira, F. (Eds.), *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Univ. Évora, 183-204.

**Pereira, M. F.,** Solá, A. R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A., Silva, J. B. (2012). North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U–Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22(3-4), 866-881.

**Pereira, M.F.** (1999). Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no nordeste Alentejano. PhD Thesis, Univ Évora, Évora, Portugal, pp 1–115.

**Piçarra, J.M.** (2000). Estudo estratigráfico do sector de EstremozBarrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Vol. I -Litoestratigrafia do intervalo Câmbrico médio?-Devónico inferior, Vol. II - Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico-Devónico inferior. Tese de doutoramento, Universidade de Évora, 268 pp.

**Quesada, C.** (1990). Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to ‘Cadomian’ orogenic events. *Geological Society, London, Special Publications*, 51(1), 353-362.

**Ribeiro, A.,** Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J. H. (1979). Introduction a la geologie generale du Portugal. *Servicos Geologicos de Portugal, Lisboa*, 1-114.

**Ribeiro, A.,** Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P. E., Araújo, A., Oliveira, J. T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J. (2007). “Geodynamic evolution of SW Europe Variscides”. *Tectonics* 26 TC6009.

**Ribeiro, A.,** Munhá, J., Fonseca, P. E., Araújo, A., Pedro, J., Mateus, A., Jesus, A. (2010). Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research*, 17(2-3), 408-421.

**Ribeiro, A.,** Munhá, J., Mateus, A., Fonseca, P., E., Pereira, E., Noronha, F., Romão, J., Rodrigues, J., F., Castro, P., Meireles, C., Ferreira, N. (2009). Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *Comptes Rendus Geoscience* 341(2-3) 127-139.

**Ribeiro, M. L.,** Mata, J., & Munhá, J. M. (1992). Magmatismo do Paleozoico Inferior em Portugal. In *Paleozoico Inferior de Ibero-América. Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América*. 377-395.

- Ribeiro, M. L.**, Pereira, M. F., & Solá, A. R. (2003). O ciclo Cadomiano na ZOM: Evidências geoquímicas. In Proc IV Iberian Geochemical Meeting. 102-104.
- Romão, J.**, Metodiev, D., Dias, R., Ribeiro, A. (2013). Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica. In: Geologia de Portugal, 1 (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., Eds.). Escolar Editora, Lisbon, 206-257.
- Romão, J.**, Moreira, N., Dias, R., Pedro, J., Mateus, A., Ribeiro, A. (2014). Tectonoestratigrafia do Terreno Ibérico no sector Tomar-Sardoal-Ferreira do Zêzere e relações com o Terreno Finisterra. Comunicações geológicas, 101(Especial I), 559-562.
- Roseiro, J.**, Almeida, N., Moreira, N., Araújo, A., Andrade, L., Pereira, S., Sá, V., Louro, R. (2021). Património Geológico e Arqueológico do Parque Natural da Serra de S. Mamede/ Geological and Archaeological Heritage of the Natural Park of S. Mamede Mountain. SANTOS-SILVA, C. & PEDRO, J. (coords.) Coleção “Conhecer está na nossa Natureza” 1ª Edição – Coleção de guias do PNSSM – volume IV. Universidade de Évora Ed. 134p.
- Roseiro, J.**, Moreira, N., Nogueira, P., de Oliveira, D., & Eguiluz, L. (2022). Revisiting geochemical data from the Ossa-Morena Zone peralkaline rocks: New insights on petrogenesis during the Cambrian Ordovician rift-related alkaline magmatism in the Iberian Massif. lowermiddle Palaeozoic detrital units from the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). Comunicações Geológicas, 107, 39-46.
- Roseiro, J.**, Moreira, N., Nogueira, P., Maia, M., Araújo, A., & Pedro, J. (2020). Depositional environment and passive-to-active margin transition as recorded by trace elements chemistry of lower middle Palaeozoic detrital units from the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). Comunicações Geológicas, 107, 39-46.
- Sá, A. A.**, Pinto de Meireles, C. A., Coke, C., Gutiérrez-Marco, J. C. (2005). Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Portugal). Comunicações Geológicas.
- Salman, K.** (2004). The timing of the Cadomian and Variscan cycles in the Ossa-Morena Zone, SW Iberia: granitic magmatism from subduction to extension. Journal of Iberian Geology, 30, 119-132.
- Sánchez-García, T.**, Bellido, F., Pereira, M. F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., & Silva, J. B. (2010). Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena zone, SW Iberia). Gondwana Research, 17(2-3), 392-407.
- Sánchez-García, T.**, Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G. R., & Del Tánago, J. G. (2008). Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia). Tectonophysics, 461(1-4), 72-90.



- Sánchez-Lorda, M. E., Ábalos, B., de Madinabeitia, S. G., Eguíluz, L., Ibarra, J. G., & Paquette, J. L. (2016).** Radiometric discrimination of pre-Variscan amphibolites in the Ediacaran Serie Negra (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 681, 31-45.
- Serralheiro, A. (1957).** Esboço geológico da região de Alter Pedroso - Bol. Soc. Geol. Portugal, 12 (3): 3-12.
- Solá, A.R., (2007).** Relações petrogeoquímicas dos maciços graníticos do NE Alentejano [Ph.D. thesis]: Coimbra, University of Coimbra, 405 p.
- Teixeira, C. (1951).** Notas sobre a geologia da região de Barrancos, e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. *Comun. Servo Geol. Portugal*, XXXII.
- Vera, J. (Coord.). (2004).** Geología de España. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. 884 p.
- Zbyszewski, C. A. Barros e Carvalhosa e O. da Veiga Ferreira (1980).** Folha 36-A (Pavia) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Serviços Geológicos de Portugal.