



Universidade do Minho
Escola de Ciências

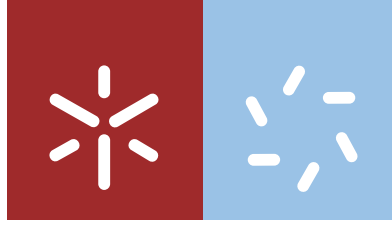
Isabel Maria Romero Sousa Magalhães Fernandes

GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DO PORTO: CARATERIZAÇÃO, EVOLUÇÃO E PATRIMÓNIO

Isabel Maria Romero Sousa Magalhães Fernandes
**GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DO PORTO:
CARATERIZAÇÃO, EVOLUÇÃO E PATRIMÓNIO**

UMinho | 2020

agosto de 2020



Universidade do Minho
Escola de Ciências

Isabel Maria Romero Sousa Magalhães Fernandes

**GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DO PORTO:
CARATERIZAÇÃO, EVOLUÇÃO E PATRIMÓNIO**

Tese de Doutoramento
Doutoramento em Ciências
Especialidade em Geologia

Trabalho efetuado sob a orientação do
Professor Doutor Diamantino Manuel Ínsua Pereira
e do
Professor Doutor António Alberto Teixeira Gomes

agosto de 2020

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

AGRADECIMENTOS

Este estudo surgiu da vontade de ampliar e aprofundar o conhecimento sobre um território que sempre fez parte do meu quotidiano e cuja complexidade e compreensão constituíram um desafio. Neste período de tempo que medeia o arranque e a entrega da tese, várias pessoas deram um contributo da maior importância para me ajudar a compreendê-lo melhor e concluir um marco nesta investigação nunca acabada, as quais são credoras do meu reconhecimento.

Quero deixar expressa a minha gratidão antes do mais ao Professor Doutor Diamantino Ínsua Pereira, meu orientador, que foi imprescindível e que acompanhou toda a minha aprendizagem com prontidão e consideração, atendendo as minhas dúvidas e incertezas e contribuindo enormemente com as suas reflexões e correções, concedendo-me sempre a liberdade que considerou adequada à progressão da minha aprendizagem. Neste agradecimento, sublinho muito especialmente as reuniões que mantivemos, sem as quais de facto não teria sido possível chegar a este momento e, além disso, sou grata pelas palavras de incentivo e pela amizade demonstrada ao longo destes anos.

Ao Professor Doutor Alberto Gomes, meu coorientador, quero agradecer a sua ajuda, muito em especial nos ensinamentos para utilização do *software* ArcGis, na cedência de cartografia em formato digital, que me permitiu entrar no mundo da cartografia geomorfológica em suporte digital. Agradeço também o apoio prestado e as palavras de incentivo.

Ao Doutor Pedro Chamusca, ao Mestre Sérgio Ribeiro e à Liliana Freitas, agradeço a grande disponibilidade e a imensa paciência com que me ajudaram com problemas de natureza técnica que eu via quase sempre como intransponíveis.

Agradeço também à minha escola e aos colegas, pelo encorajamento que sempre me manifestaram.

Finalmente à minha família, ao Diogo e à Inês, sobretudo ao José Alberto, quero agradecer a compreensão e paciência e as palavras de alento que me ajudaram a ganhar forças nos momentos em que o desgaste se revelou mais intenso. Dedico igualmente este trabalho à memória de meus pais.

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 respeitei o Código de Conduta Ética da Universidade do Minho.

RESUMO

GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DO PORTO: CARATERIZAÇÃO, EVOLUÇÃO E PATRIMÓNIO

A pequena região do Noroeste de Portugal que inclui área dos concelhos de Gondomar, Porto, Valongo e Vila Nova de Gaia é marcada, a cerca de 20 km da costa, por um conjunto de elevações, relevos residuais quartzíticos do Maciço Ibérico que constituem dois alinhamentos sensivelmente paralelos, os quais condicionam fortemente o arranjo da rede hidrográfica, onde se destacam o Rio Douro e alguns dos seus afluentes, em especial os rios Ferreira, Sousa e Mau, que cortam transversalmente as cristas, em gargantas estreitas e profundas.

Individualizaram-se diversas superfícies de aplanamento e de cobertura sedimentar. A superfície mais elevada, sem cobertura sedimentar, localiza-se na Serra de Fânzeres, entre os 173 e 194m de altitude e, abaixo desta, as superfícies e sedimentos de Pedrouços (146-160m de altitude), Ermentão (100-120m), Boavista (75-90m), Av^a. M. Gomes da Costa (45-60m), Foz do Douro (30-40m), Carreiros (10-20m) e Praia dos Ingleses, inferior a 10m de altitude.

Durante o Pleistocénico, as oscilações climáticas, as variações do nível eustático, os reajustes isostáticos e o regime tectónico compressivo, terão constituído fatores que controlaram a drenagem regional. Associados a estes, formaram-se alguns níveis de terraços fluviais, sedimentares e rochosos, dos quais, por vezes, só restaram pequenas rechãs e terraços sedimentares muito circunscritos. A sua análise geomorfológica e sedimentológica permitiu considerar a existência de uma cobertura sedimentar continental, correspondente a ambientes de leque aluvial (depósitos de *debris-flow*), torrencial e fluvial, com uma área de alimentação a Este, a partir dos relevos quartzíticos. Foi proposta uma cronologia das principais etapas de evolução geomorfológica desde o Miocénico superior, constatando-se a presença de uma drenagem exorreica atlântica, antecessora da rede hidrográfica atual, da qual o Douro seria parte integrante. A rede primitiva estaria constituída por canais aluviais que derramariam o seu conteúdo sedimentar para ocidente, evoluindo para uma drenagem sucessivamente mais organizada e mais hierarquizada.

Por fim, selecionaram-se *Sítios de Geodiversidade* e construíram-se fichas com a sua descrição e avaliação para suporte a ações que visem abordar a história geológica, em especial para a compreensão das formas e da evolução do relevo no contexto escolar.

PALAVRAS-CHAVE: Depósitos sedimentares fluviais, evolução geomorfológica, rede de drenagem, relevos residuais quartzíticos, *Sítios de Geodiversidade*.

ABSTRACT

GEOMORPHOLOGY OF PORTO REGION: CHARACTERIZATION, EVOLUTION AND HERITAGE

The region in the Northwest of Portugal that comprises areas of Gondomar, Porto, Valongo and Vila Nova de Gaia, is dominated by a set of elevations, located some 20km from the coast. They are the remnants of Ordovician quartzitic reliefs, forming two almost parallel alignments that have a very relevant consequence on the structure of the hydrographic network, dominated by rivers Douro, Ferreira, Sousa and Mau, whose transverse drainage cross mountains through, allowing the formation of deep and narrow gorges.

Several erosional surfaces and sedimentary terraces were identified. The highest surface, without sediments, is situated in Serra de Fânzeres, between 173 and 194m of altitude. Below it, we individualized the surfaces and sedimentary units of Pedrouços (146-160m), Ermentão (100-120m), Boavista (75-90m), Av^a. M. Gomes da Costa (45-60m), Foz do Douro (30 to 40m), Carreiros (10-20m) and Praia dos Ingleses, below 10m of altitude.

During Pleistocene, climatic changes, the eustatic sea-level changes, isostatic readjustments and the tectonic compressive regime were control factors of the regional drainage. Different levels of fluvial terraces, whose remnants may be reduced to little strath terraces and very small sedimentary terraces, are associated with that. Its geomorphological and sedimentological analysis permits considering the existence of continental deposition conditions related to an alluvial fan (debris-flow deposits), and to a torrential and fluvial regime, with provision coming from the quartzitic ridges at East. A chronology of the main periods of the geomorphological evolution since High Miocenic was proposed considering the presence of previous exoreic drainage, Douro included. The primitive network may have been constituted by alluvial channels that would take sediments westwards, evolving to a successively better organized and hierarchized drainage that penetrates progressively to the interior with the intensification of the definition of the reliefs, especially the quartzitic elevations.

Finally, *Geodiversity Sites* were selected, characterized and elements of support to the visit were the object of individual files having in mind the possibility of contributing to field work, especially by secondary school students.

KEYWORDS: Fluvial network, fluvial sedimentation, geomorphological evolution, *Geodiversity Sites*, quartzitic residual ridges.

Índice Geral

AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação	2
1.2. Enquadramento geográfico e geomorfológico	6
1.3. Trabalhos anteriores	10
1.4. Enquadramento geológico-estrutural e evolução geodinâmica.....	14
1.4.1. Orogenia Varisca.....	14
1.4.2. Estratigrafia	20
1.5. Métodos e técnicas	29
CAPÍTULO 2 EVOLUÇÃO TECTÓNICA, RELEVO E HIDROGRAFIA.....	33
2.1. Orogenia alpina e compressão cenozoica.....	34
2.2. Relevo de Portugal continental: aspetos gerais	38
2.3. Maciço Ibérico: morfologia e evolução	41
2.3.1 Superfícies aplanadas	42
2.3.2. Génese e cronologia dos relevos com características apalachianas.....	45
2.3.3. Relevos residuais.....	47
2.3.4. Relevos de origem tectónica	50
2.3.5. Regiões dobradas.....	51
2.4. Incisão fluvial.....	54
2.5. Fatores de controlo da atividade fluvial	57
2.6. Plataforma litoral.....	64

CAPÍTULO 3 CARATERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO SETOR SANTA JUSTA-DOURO.....	71
3.1. Relevo.....	72
3.2. Rede de drenagem	86
3.2.1. Caraterização	86
3.2.2. Padrão da rede de drenagem.....	100
3.2.3. Drenagem transversal.....	106
3.2.4. Ruturas de declive	134
3.2.5. Captura, decapitação e desvio	142
CAPÍTULO 4. CARATERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLATAFORMA LITORAL DO PORTO	147
4.1. Aspetos gerais do relevo	148
4.2. Trabalhos anteriores	155
4.3. Superfícies aplanadas e cobertura sedimentar.....	161
4.3.1. Superfície e sedimentos de Pedrouços	162
4.3.2. Superfície e sedimentos de Ermentão	165
4.3.3. Superfície e sedimentos da Boavista.....	180
4.3.4. Superfície e sedimentos de Av ^a . M. Gomes da Costa	184
4.3.5. Superfície e sedimentos da Foz do Douro.....	188
4.3.6. Superfície e sedimentos de Carreiros	189
4.3.7. Superfícies e sedimentos Praia dos Ingleses	191
CAPÍTULO 5 MODELO DA EVOLUÇÃO DOS SETORES PLATAFORMA LITORAL DO PORTO E SANTA JUSTA-DOURO	197
5.1. Introdução.....	198
5.2. Proposta de modelo evolutivo	204
5.2.1. Paleogénico a Miocénico inferior: Superfície de Fânzeres (Sp1).....	205
5.2.2. Tortoniano a Zanciano: Superfície e sedimentos de Pedrouços (Sp2).....	206
5.2.3. Pliocénico: Superfície e sedimentos de Ermentão (Sp3)	208

5.2.4. Placenciano a Gelasiano: Superfície e sedimentos da Boavista (Sp4).....	210
5.2.5. Calabriano: Superfície Av ^a . M. Gomes da Costa (Sp5)	212
5.2.6. Pleistocénico médio (MIS 11 a MIS7?): Superfície e unidade sedimentar da Foz do Douro (Sp6).....	214
5.2.7. Pleistocénico superior (MIS5e ?): Superfície de Carreiros (Sp7)	215
5.2.8. Pleistocénico superior (MIS4- MIS1?): Superfície Praia dos Ingleses	215
5.2.9. Holocénico 11.700 anos (MIS1) – atualidade	216
CAPÍTULO 6 PATRIMÓNIO GEOMORFOLÓGICO	217
6.1. Introdução.....	218
6.2. Metodologia de inventariação	222
6.3. <i>Sítios de Geodiversidade</i>	233
6.4. Caraterização dos <i>ítios de Geodiversidade</i>	236
6.5. Avaliação.....	270
CAPÍTULO 7 CONCLUSÃO.....	276
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	283
ANEXO	306

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa hipsométrico simplificado da área em estudo.	6
Figura 1.2. A e B- Aspeto dos trabalhos realizados na pedreira de granito no Monte de São Gens em Custoias de onde foi extraída pedra para a construção do porto de Leixões que entrou em serviço em 1892.....	9
Figura 1.3. Relevo residual granítico do Monte Crasto, pequena elevação que sobressai na paisagem, em Gondomar (visto da margem esquerda do Douro)	9
Figura 1.4. Rio Douro e afluentes na Serra de Valongo	11
Figura 1.5. Esboço geomorfológico do Minho ocidental.	12
Figura 1.6. Mapa geomorfológico da orla litoral entre Porto e Espinho	13
Figura 1.7. Reconstituição geológica da colisão dos megacontinentes Gondwana e Laurásia-Báltica há 270 Ma	15
Figura 1.8. Unidades estruturais de 1ª ordem (terrenos) e 2ª ordem (zonas) no Varisco Ibérico	17
Figura 1.9. Estruturas maiores D1 do autóctone da Zona Centro Ibérica	18
Figura 1.10. Esquema com as principais zonas de cisalhamento ativas durante a primeira fase de deformação varisca no Anticlinal de Valongo	18
Figura 1.11. Cronologia das principais fases de deformação hercínica, no setor setentrional da Península Ibérica	19
Figura 1.12. Carta geológica simplificada	22
Figura 1.13. Corte geológico de direção geral W-E, abrangendo a região de Gondomar-Valongo-Baltar	23
Figura 1.14. Mapa geológico simplificado, abrangendo a plataforma litoral do Porto, evidenciando as principais zonas de cisalhamento.	28
Figura 2.1. Abertura progressiva do Atlântico Norte, originando períodos de movimentação diferencial entre as placas Euroasiática, Africana e Ibérica.	34
Figura 2.2. Principais unidades tectónicas (bacias, cadeias de montanhas, enrugamentos crustais, corredores de falhas de desligamento) da Península Ibérica	36

Fig. 2.3. Principais unidades tectónicas da Península Ibérica com a direção do encurtamento crustal durante o Oligocénico-Miocénico inferior (setas a preto); as setas vermelhas indicam a direção de encurtamento crustal do Miocénico à atualidade	37
Figura 2.4. Modelo tectónico de deformação intraplaca na Península Ibérica.	37
Figura 2.5. Esboço morfotectónico do Norte de Portugal	38
Fig.2.6. Unidades morfoestruturais da Península Ibérica consideradas na definição do 1º taxon ou de nível 1	39
Figura 2.7. Excerto do Mapa das Unidades Geomorfológicas de Portugal Continental definidas por Pereira <i>et al.</i> , (2014), para o NW de Portugal	40
Figura 2.8. Níveis de organização do relevo do Maciço Ibérico na região de Zamora, no bordo ocidental da Bacia do Douro	44
Figura 2.9. Modelo de morfogénese dos relevos apalachianos, do Maciço Hespérico, em cinco etapas sucessivas	45
Figura 2.10. Principais acidentes geográfico-geológicos alpinos do Maciço Ibérico.....	46
Figura 2.11. Relevo, tectónica e drenagem do Norte e Centro de Portugal Continental.	51
Figura 2.12. Fases de desenvolvimento erosivo de estratos dobrados.....	52
Figura 2.13. Formas de relevo em dobras abertas paralelas.	53
Figura 2.14. Imagem obtida a partir do <i>Google Earth</i> (sobreelevação 2.5x) em direção a NW ao longo do vale do Torno.	53
Figura 2.15. Relevo da Península Ibérica e enquadramento geral da bacia hidrográfica do Rio Douro.....	55
Figura 2.16. Carta geológica da Bacia Hidrográfica do Douro e perfil longitudinal.....	56
Figura 2.17. Estimativa da variação global do nível do mar entre o MIS1 e MIS19.....	61
Figura 2.18. Curvas isotópicas de variações eustáticas globais compiladas por Rabineau <i>et al.</i>	62
Figura 2.19. Relevo Marginal e depósitos da plataforma litoral e do vale do Rio Douro na região do Porto e Vila Nova de Gaia	67
Figura 2.20. Aspeto da Plataforma Litoral do Porto, vista a partir das elevações quartzíticas de Montalto	69

Figura 3.1. Morfologia do alinhamento dos relevos de resistência (imagem obtida a partir do <i>Google Earth</i> , com sobre-elevação 2,5)	72
Figura 3.2. Mapa hipsométrico do setor Santa Justa-Douro.	73
Figura 3.3. Vista geral das elevações que constituem o ramo oriental do conjunto das serras de Santa Iria, Pias e Santa Justa, a partir de Valongo.	74
Figura 3.4. Relevos residuais quartzíticos (ramo ocidental) vistos a partir do Monte Crasto (Gondomar) em direção a Sudeste	75
Figura 3.5. Mapa de declives dos relevos residuais quartzíticos no setor Santa Justa-Douro....	75
Figura 3.6. Perfis topográficos longitudinais das cristas quartzíticas.	76
Figura 3.7. Alvéolo estrutural de Valongo. Imagem obtida a partir do <i>Google Earth</i>	78
Figura 3.8. Vista sobre o vale encaixado do Ferreira (Vale da Tranquilidade) a partir do Alto do Castelo (Santa Justa).	78
Figura 3.9. Cristas quartzíticas principais (Serra de Santa Justa) e secundárias (Montalto) vistas de Sul	79
Figura 3.10. Aspectos do relevo no setor Santa Justa-Douro.....	80
Figura 3.11. Modelo tridimensional de terreno da área da Serra da Boneca	82
Figura 3.12. Passagem do Douro através das cristas quartzíticas (ramo oriental) em Abitureira, entre as vertentes escarpadas e verticalizadas da Serra da Boneca (esquerda) e o Monte de São Paúl (direita)	84
Figura 3.13. Vista da Serra de São Domingos desde o lugar de Santiago (Melres).	85
Figura 3.14. Perfil longitudinal do Rio Ferreira realizado no segmento compreendido entre a Serra de Santa Justa e a Serra de Pias e a confluência com o Rio Sousa.	86
Figura 3.15. Aspectos do vale encaixado do Rio Ferreira na travessia através dos relevos residuais quartzíticos junto ao Alto do Castelo, na Serra de Santa Justa	88
Figura 3.16. Vale encaixado do Rio Ferreira na transposição dos relevos residuais quartzíticos, nas Fragas do Diabo (Valongo).....	88
Figura 3.17. Corte transversal do vale do Rio Ferreira em Couce, entre as serras de Santa Justa e Pias.....	89

Figura 3.18. Aspeto do vale largo do Rio Sousa, a poucos metros antes da passagem pelo ramo quartzítico oriental (Senhora do Salto).	90
Figura 3.19. Depósito da rua dos Moinhos, na margem direita do Sousa a cerca de 500m do Castelo de Aguiar de Sousa.	91
Figura 3.20. Aspetos do vale do Rio Sousa na travessia das cristas quartzíticas em Senhora do Salto, Aguiar de Sousa.	92
Figura 3.21. Perfil longitudinal do Rio Sousa no segmento correspondente à passagem pelas serras de Santa Iria e Castiçal, até à foz.	93
Figura 3.22. Corte transversal do vale do Rio Sousa, junto à Senhora do Salto, entre as serras de Pias e Santa Iria.	94
Figura 3.23. Perfil longitudinal do Rio Mau.	95
Figura 3.24. Aspetos do vale encaixado do Rio Mau na transposição das cristas quartzíticas do ramo oriental, em Estivada.	96
Figura 3.25. Vista da “península” da Lomba (Gondomar) desde a Serra de Banjas.	97
Figura 3.26. Perfil longitudinal do Douro na área vestibular no segmento entre a Serra da Boneca e a foz.	99
Figura 3.27. Alinhamentos fotointerpretados da área de estudo	100
Figura 3.28. Rede de drenagem no setor Santa Justa-Douro.	101
Figura 3.29. Perfil transversal do Rio Douro entre a Lomba, na margem esquerda, e Melres.	105
Figura 3.30. Modelo tridimensional de terreno mostrando os alinhamentos orográficos e a relação com a drenagem transversal.	107
Figura 3.31. Modelo tridimensional de terreno do setor Santa Justa-Douro.	108
Figura 3.32. Diagrama simplificado ilustrativo dos diferentes processos que originam o desenvolvimento da drenagem transversal.	109
Figura 3.33. Perfil transversal do Rio Douro em Abitureira na imagem superior, do Rio Sousa em Senhora do Salto à esquerda e Ferreira no Alto do Castelo à direita, gerado no local onde se localizam <i>water-gaps</i>	111
Figura 3.34. Mapa conceptual contendo os critérios definidores de cada um dos mecanismos explicativos da drenagem transversal.	114

Figura 3.35. Modelo tridimensional de terreno, contendo a localização dos segmentos de drenagem transversal dos cursos de água que atravessam os relevos residuais quartzíticos....	115
Figura 3.36. Diagrama ilustrativo da evolução e migração dos <i>knickpoints</i> através do canal fluvial, com um substrato rochoso muito verticalizado e de resistência desigual.....	135
Figura 3.37. Principais mecanismos desencadeadores da formação de <i>knickpoint</i>	135
Figura 3.38. Localização das áreas onde ocorrem <i>knickpoints</i> e <i>water-gaps</i>	138
Figura 3.39. Estruturas caraterísticas de erosão (<i>plucking</i>) e abrasão fluvial (marmitas), no Rio Sousa	140
Figura 3.40. Sequência escalonada de <i>knickpoints</i> no Rio Sousa, controlados pela litologia de tipo diferencial e estrutural, dada a inclinação dos afloramentos quartzíticos.....	140
Figura 3.41. Estruturas caraterísticas de erosão fluvial no Rio Sousa.....	141
Figura 3.42. <i>Plucking</i> e marmitas no leito rochoso quartzítico do Rio Mau, junto a Estivada....	142
Figura 3.43. Ribeira dos Cadeados próximo da confluência com o Rio Mau..	142
Figura 3.44. Formas de rearranjo da drenagem.....	144
Figura 3.45. Exemplos de rearranjo da rede de drenagem.....	145
Figura 4.1. Mapa hipsométrico simplificado do setor Plataforma Litoral do Porto.....	148
Figura 4.2. Plataforma Litoral do Porto e relevos interiores associados, vistos a partir de Montalto.....	149
Figura 4.3. Perfil esquemático explicativo da evolução do modelado do setor da Plataforma Litoral do Porto, relativamente aos relevos interiores.....	150
Figura 4.4. Carta de declives.	152
Figura 4.5. Mapa hipsométrico e rede de drenagem do setor Plataforma Litoral do Porto.....	153
Figura 4.6. Modelo digital de terreno da Plataforma Litoral do Porto e principais relevos envolventes.	154
Figura 4.7. Corte esquemático dos depósitos e níveis dos arredores do Porto e a posição relativa dos terraços do Douro.	155

Figura 4.8. Distribuição dos depósitos fini-cenozoicos da área vestibular do Rio Douro e na Plataforma Litoral do Porto e de Vila Nova de Gaia e a sua relação com as litologias paleozoicas que constituem os relevos residuais quartzíticos.	161
Figura 4.9. Aspeto geral do depósito de Cavaleiros, das litofácies que o constituem e do substrato alterado em que assenta.	162
Figura 4.10. Depósito de Cavaleiros.	163
Figura 4.11. Depósito de Medas.....	165
Figura 4.12. Depósito junto à fábrica Tintas Triunfante.....	167
Figura 4.13. Aspeto de geral do afloramento da Travessa de Mendalho.	168
Figura 4.14. Aspetos de pormenor do depósito fluvial.....	168
Figura 4.15. Depósito da Encosta do Douro.....	169
Figura 4.16. Couraça ferruginosa de espessura variável posicionada no topo do terraço.....	170
Figura 4.17. Estrutura canalizada.....	170
Figura 4.18. Registo estratigráfico do terraço fluvial de Ermentão.....	171
Figura 4.19. Aspeto geral do depósito de terraço de Foz do Sousa.....	171
Figura 4.20. Depósito de Esposade.....	173
Figura 4.21. Depósito de Lever.....	174
Figura 4.22. Depósito de Fisga na rua Trás da Agra.....	175
Figura 4.23. Blocos de quartzo e quartzíticos utilizados como materiais de construção.....	175
Figura 4.24. Estruturas sedimentares internas do depósito situado junto à Ribeira de Porqueira	176
Figura 4.25. Depósito de Lodos.....	177
Figura 4.26. Blocos quartzíticos na rua de Quinta de Fiães (Cabanões).	178
Figura 4.27. Depósito de terraço Junto à Fábrica Barbosa e Almeida (Aldeia Nova).	179
Figura 4.28. Estruturas sigmóides nos metassedimentos que suportam o afloramento.	179
Figura 4.29. Vale do Rio Douro e da superfície aplanada da Boavista (em ambas as margens)	180

Figura 4.30. Vista a partir da Serra do Pilar, junto ao Observatório Meteorológico, para nascente.	181
Figura 4.31. Aspeto geral do depósito de Fonte Pedrinha observado abaixo do campo de futebol em Valbom.....	183
Figura 4.32. Aspeto do depósito sedimentar, já desaparecido, na Av ^a . M. Gomes da Costa...184	
Figura 4.33. Vista para V. Nova de Gaia a partir do lugar da Arrábida, no Porto.....	185
Figura 4.34. Coluna estratigráfica do depósito de terraço fluvial da Quinta Marques Gomes..186	
Figura 4.35. Aspeto de pormenor do depósito da Quinta Marques Gomes.....	186
Figura 4.36. Outro aspeto pormenor do depósito da Quinta Marques Gomes.....	187
Figura 4.37. Aspeto do depósito da Quinta Marques Gomes.....	188
Figura 4.38. Retalho de depósito sedimentar junto do Parque da Cidade do Porto.....	190
Figura 4.39. Depósito marinho Eemiano(?) junto ao Castelo do Queijo e na Praia Internacional.....	191
Figura 4.40. Cortes longitudinais entre a Serra da Boneca (margem direita) e o Alto de São Paúl (margem esquerda) e o litoral.....	194
Figura 5.1. Perfil topográfico traçado segundo a direção W-E, entre a Foz do Douro e a Serra de Santa Justa.....	202
Figura 5.2. Diagramas ilustrativos do sistema de drenagem radial na Plataforma Litoral do Porto.....	204
Figura 5.3. Reconstituição paleogeográfica, na transição Zancliano a Placenciano.....	206
Figura 5.4. Reconstituição paleogeográfica na transição Plio-pleistocénica.....	207
Figura 6.1. Mapa concetual organizador da terminologia associada a geoconservação.....	219

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1. Síntese da descrição básica dos mecanismos de drenagem transversal e sua relação com a atividade tectónica.	110
Tabela 3.2. Caracterização de locais de drenagem transversal.	115
Tabela 3.3. Níveis de confiança de aplicação dos mecanismos explicativos da drenagem transversal.....	127
Tabela 3.4. Síntese dos resultados dos mecanismos explicativos de drenagem transversal para cada um dos locais selecionados e níveis de confiança obtidos.....	128
Tabela 3.5. Síntese com os resultados obtidos para a determinação dos mecanismos mais prováveis pelo desenvolvimento da drenagem transversal.....	133
Tabela 3.6. Classificação dos <i>knickpoints</i> com base em critérios genéticos.....	136
Tabela 4.1. Síntese dos trabalhos anteriores com referência a depósitos sedimentares de cobertura na zona vestibular do Rio Douro	158
Tabela 4.2. Aluviões em Agramonte.....	182
Tabela 4.3. Aluviões e argilas da Ervilha.....	189
Tabela 5.1. Síntese das superfícies de aplanamento e da cobertura sedimentar.	203
Tabela 6.1. Sequência de tarefas a realizar na inventariação de <i>Sítios de Geodiversidade</i> com valor educativo e/ou turístico.....	223
Tabela 6.2. Critérios, indicadores e respetivos parâmetros a utilizar na avaliação quantitativa do uso do potencial educacional de um <i>Sítio de Geodiversidade</i>	224
Tabela 6.3. Ponderação dos critérios usados na avaliação do uso do potencial educacional de um <i>Sítio de Geodiversidade</i>	226
Tabela 6.4. Densidade populacional por município.....	228
Tabela 6.5. Síntese do potencial didático de cada <i>Sítio de Geodiversidade</i> inventariado e sua adequação, aos programas em vigor para os ensino básico e ensino secundário.....	228
Tabela 6.6. Critérios, indicadores e parâmetros usados na avaliação quantitativa do risco de degradação dos <i>Sítios de Geodiversidade</i>	232
Tabela 6.7. Ponderação dos critérios de avaliação do risco de degradação de um <i>Sítio de Geodiversidade</i>	233

Tabela 6.8. <i>Sítios de Geodiversidade</i> representativos da temática “Relevo e drenagem do Maciço Ibérico em Portugal”.....	234
Table 6.9. <i>Sítios de Geodiversidade</i>	236
Tabela 6.10. Avaliação quantitativa do uso potencial educacional dos <i>Sítios de Geodiversidade</i> selecionados.....	270
Tabela 6.11. Avaliação quantitativa do risco de degradação dos <i>Sítios de Geodiversidade</i>	271
Tabela 6.12. Listagem de <i>Sítios de Geodiversidade</i> organizados por ordem crescente de uso do potencial educativo.....	272
Tabela 6.13. Listagem de <i>Sítios de Geodiversidade</i> ordenados por risco de degradação.....	273

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

A ideia de aprofundar e alargar conhecimentos no âmbito das Geociências, particularmente na área da Geomorfologia, surgiu natural e espontaneamente na sequência da investigação que conduziu à obtenção do grau de Mestre, desenvolvida parcialmente na região de Valongo, considerada a necessidade permanente e crescente de atualização de conhecimento e da sua vantagem para a atividade profissional.

Por outro lado, a área geográfica onde se desenvolve a investigação, despertou desde sempre um particular interesse e foi palco do desenvolvimento de diversos trabalhos de investigadores de diversas áreas, especialmente da Geologia e da Geografia. Reúne um conjunto de particularidades e características que muitos consideram relevantes, de reconhecido interesse pelos aspetos geológicos que encerra, bem como por aspetos ligados a outras áreas de conhecimento designadamente a Biologia e a História.

A inventariação do património geológico, ou seja, do conjunto de locais com valor científico, educativo e/ou turístico relevante de uma dada área, tem vindo a adquirir um interesse acrescido, designadamente em contexto escolar no desenvolvimento de atividades didáticas, sobretudo porque favorece a aplicação de estratégias associadas ao ensino-aprendizagem, como é o caso do trabalho de campo, em disciplinas como as Ciências da Natureza no Ensino Básico e a Biologia e a Geologia no Ensino Secundário. Este interesse está associado ao facto de se considerar que a saída de campo é uma ferramenta essencial ao processo de aprendizagem e, no caso, permite a realização de atividades em contexto natural em especial nas escolas locais. Além disso, importa realçar que muitas das temáticas abordadas constam dos currículos disciplinares, favorecendo assim o conhecimento geológico, e em especial geomorfológico, contextualizado, bem como a interdisciplinaridade com outras áreas do conhecimento. Por fim, a defesa dos valores patrimoniais locais e a valorização dos aspetos de natureza local, potencia nos alunos um maior enriquecimento e o reforço da cidadania ativa e consciente. Assim, contribui para a formação de indivíduos e elementos de um coletivo mais conscientes e ativos relativamente à importância da defesa e promoção dos valores de importância local e supralocal.

A história geológica, considerando as estruturas, a tectónica e as litologias, leva a que em cada ponto da superfície da Terra exista uma combinação particular que desperta o interesse pelo seu estudo, mesmo que possa ter algumas semelhanças com o que se verifica em lugares mais ou

menos remotos. No presente caso, escolheu-se a história da região compreendida entre as “Serras do Porto” e o litoral. Por apresentar características morfológicas tão distintas, ao realizar este estudo, sentiu-se a necessidade de proceder a uma subdivisão da região em dois setores que se designaram de Santa Justa-Douro e Plataforma Litoral do Porto. O primeiro setor engloba um conjunto de elevações anteriormente denominadas de “Serras de Valongo” (Rebelo,1975). Atualmente, estas serras e o território envolvente tomaram a denominação de “Parque das Serras do Porto” no âmbito do projeto intermunicipal desenvolvido pelas Câmaras Municipais de Gondomar, Valongo, Paredes e engloba as serras de Santa Justa, Pias, Castiçal, Flores, Santa Iria e Banjas.

Estes relevos de resistência têm uma orientação NW-SE e destacam-se na paisagem como formas rígidas e salientes, importantes no contexto regional pela altitude e pelo acentuado declive das suas vertentes, conjuga-se com a plataforma litoral, onde assenta a área mais urbanizada, cujas particularidades resultam em boa parte da evolução das serras quartzíticas e dos condicionalismos por estas impostas na evolução da rede de drenagem. As Serras do Porto estão relacionadas com a existência de rochas quartzíticas ordovícicas amplamente dobradas que, por erosão diferencial, deram origem a relevos do tipo crista, que se desenvolveram na área configurando dois alinhamentos orográficos sensivelmente paralelos. A região é cortada por uma rede relativamente densa de cursos de água, fortemente encaixados, que no geral descrevem percursos sinuosos. Os maiores são o Rio Douro e alguns dos seus afluentes, como o Rio Sousa, cujo traçado patenteia em vários segmentos um forte condicionamento estrutural, rasgando as bancadas quartzíticas ordovícicas em vales fortemente encaixados (com *water-gaps*), de vertentes quase verticais, originando gargantas apertadas e rápidos (Medeiros, 1964, 1980).

Do ponto de vista geológico, encontramos sobretudo formações que estão datadas do Neoproterozoico superior-Câmbrico ao Carbónico. As mais recentes dizem respeito a depósitos sedimentares neogénicos e quaternários, nomeadamente aluviões e depósitos de terraços fluviais e de vertente, presentes sobretudo ao longo das margens dos rios Douro, Sousa e Ferreira.

Por outro lado, o estudo da Plataforma Litoral do Porto e a cobertura sedimentar marinha e fluvial que ela suporta ou que existiu, também mereceu um interesse muito especial. Ocupada maioritariamente pela área urbanizada que constitui a cidade, foi importante determinar a relação desta com os relevos interiores a Este da cidade e a rede de drenagem que lhe está associada, assim como a cobertura sedimentar marinha e continental, que justificam uma

atenção especial de análise, alargando a diferentes aspetos geomorfológicos, sobretudo aqueles que resultam das dinâmicas de alteração recente da paisagem.

Para a investigação desenvolvida neste contexto geológico, constituíram objetivos fundamentais:

- Caracterizar geomorfológicamente o setor da Plataforma Litoral do Porto e o setor Santa-Justa-Douro que contém os relevos estruturais quartzíticos;
- Interpretar a organização geomorfológica resultante da deformação tectónica e do arranjo estrutural, da atuação dos processos erosivos e da sua interação com a litologia e a estrutura das rochas;
- Compreender a evolução da rede de drenagem, tendo em especial consideração o seu condicionamento morfoestrutural, ou seja, a influência da rede de fraturas, dos relevos quartzíticos e das litologias menos resistentes que os ladeiam;
- Identificar as principais dinâmicas geomorfológicas que contribuem para a transformação recente da paisagem;
- Inventariar *Sítios de Geodiversidade* representativos dos processos de evolução do relevo;
- Reconhecer as principais potencialidades científico-didáticas da região, tendo em vista a valorização e a diversificação do ensino-aprendizagem das Geociências, integrando aspetos ligados a outras áreas disciplinares;
- Reconhecer a importância da preservação e da valorização do património natural, em particular do património geomorfológico;
- Propor um modelo evolutivo explicativo da organização geomorfológica e da rede de drenagem atual nos setores de estudo.

O conjunto dos relevos que constituem as "Serras do Porto" impõe-se fortemente na paisagem e constituem um forte constrangimento ao atravessamento dos cursos de água. Trata-se de elevações que se constituíram como relevos de resistência conferida pela presença de níveis quartzíticos ordovícicos amplamente dobrados. Complementarmente, alargou-se esta investigação para ocidente, em direção ao litoral portuense, procurando estabelecer a relação entre as dinâmicas geomorfológicas recentes que afetaram e condicionaram a evolução da

Plataforma Litoral do Porto e a sua relação com os relevos interiores e a rede de drenagem que aí se desenvolveu.

Nesta plataforma, pela sua posição junto ao litoral, as alterações do nível do mar são um fator determinante da sua evolução, das geoformas e depósitos que sobre ela se formam. Como se constitui como suporte dos cursos de água, tornou-se relevante investigar a influência da proximidade ao Atlântico com as elevações interiores e sobretudo com o comportamento da rede hidrográfica que a percorre.

Considerando a localização junto ao litoral, o estudo da bacia hidrográfica implica necessariamente a relação entre terra, rio e mar, pelo que se aborda também a evolução da plataforma litoral portuguesa e do litoral da cidade de Vila Nova de Gaia, neste caso de uma forma simplificada.

No que concerne ao modo como se estruturou este trabalho, o primeiro capítulo, sob a designação de Introdução, foi subdividido em quatro pontos. No primeiro, procedeu-se à apresentação e caracterização generalizada da área e foram definidos os objetivos considerados orientadores, fundamentais desta investigação. Num segundo, efetuou-se a individualização dos setores de estudo: o setor da Plataforma Litoral do Porto e o setor que aqui se denominou de Santa Justa-Douro, apresentando-se para cada setor uma caracterização geral do relevo, da rede de drenagem e dos seus depósitos. Num terceiro ponto consagrado a trabalhos anteriores, efetuou-se uma revisão bibliográfica e revisitação dos trabalhos desenvolvidos por diversos investigadores, com especial referência para Pereira Cabral (1881) que nos finais do século XIX foi autor de um dos estudos mais antigos que se conhece sobre depósitos aluviais localizados no segmento vestibular do Rio Douro. Finalmente um quarto ponto deste primeiro capítulo dedicou-se à descrição dos métodos e técnicas que foram utilizadas como suporte desta investigação.

No segundo capítulo faz-se uma descrição da evolução tectónica e geodinâmica pós-mesozoica da Península Ibérica, com referência à evolução e morfologia do Maciço Ibérico. Realiza-se também um enquadramento geomorfológico, com descrição da evolução, conferindo-se um especial destaque à análise do relevo e da rede de drenagem.

Os capítulos três e quatro consideram a caracterização geomorfológica e a recolha de dados respeitantes à caracterização do relevo e da rede de drenagem no setor Santa Justa-Douro e no setor da Plataforma Litoral do Porto, respetivamente, incluindo a caracterização e o estudo

sedimentológico dos depósitos fluviais do Rio Douro. Após a caracterização e recolha de dados, propõe-se no capítulo cinco um modelo de evolução geomorfológica.

Reconhecendo a riqueza geológica e geomorfológica que esta região encerra e considerando o seu interesse científico, didático e cénico, entendeu-se pertinente a identificação e a seleção de *Sítios de Geodiversidade*, pelo que se dedicou o sexto capítulo, que se designou de Património Geomorfológico, à sua inventariação.

Finalmente no capítulo sétimo, sob a designação de conclusão, expõem-se as conclusões mais relevantes decorrentes da investigação realizada, bem como considerações e notas sobre futuros trabalhos a desenvolver.

1.2. Enquadramento geográfico e geomorfológico

A área onde se desenvolveu o trabalho situa-se no Noroeste de Portugal e engloba parte dos concelhos do Porto, Gondomar, de Vila Nova de Gaia, Valongo, Paredes, Penafiel e Castelo de Paiva. Na Carta Militar dos Serviços Cartográficos do Exército na escala 1/25.000, a área inscreve-se nas folhas nº 122 (Porto) de 1999, nº 123 (Valongo) de 1999, nº133 (Valadares-Vila Nova de Gaia) de 1998, nº 134 (Foz do Sousa) de 1998 e nº 135 (Castelo de Paiva) de 1999 (Fig. 1.1).

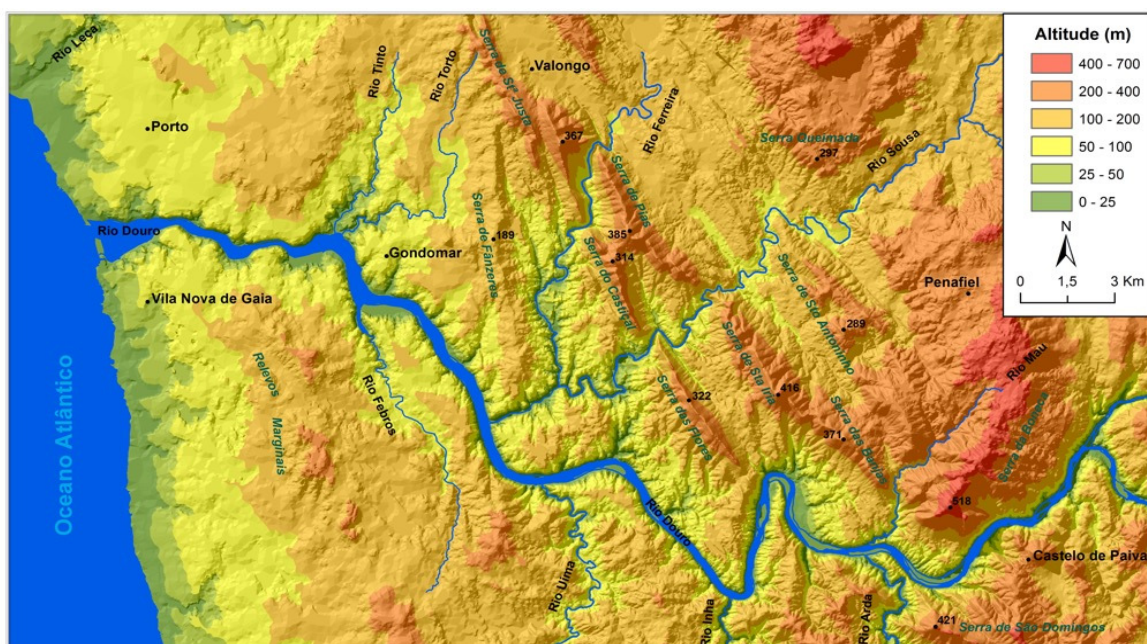


Fig. 1.1 Mapa hipsométrico simplificado da área em estudo. Cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital. Folhas nº122,123, 133,134,135.

Sendo certo que é sempre possível estabelecer continuidade entre todos os territórios, entende-se como adequado para efeito do presente estudo a consideração de uma área compreendida entre o Oceano Atlântico do litoral portuense e o conjunto dos relevos de resistência posicionados a Este, balizada a Norte grosso modo pelo Rio Leça e a Sul pelo Rio Douro. Trata-se de uma área com cerca de 830 Km², que compreende uma área aplanada suavemente inclinada para Oeste designada comumente de plataforma litoral, marginalizada por uma outra mais interior e mais acidentada, constituída por um conjunto de relevos do tipo crista, originados por erosão diferencial, importantes no contexto regional pela altitude das sucessivas elevações que formam e pelo forte controlo que exercem na rede de drenagem paisagem.

Em face de características fisiográficas diferentes, foram considerados dois setores na área de estudo, setores que se interligam e se relacionam. No entanto, dada a interrelação e a continuidade geomorfológica entre os territórios, e sendo difícil estabelecer limites rígidos, entendeu-se sempre que necessário, alargar a análise quer para a faixa litoral de Vila Nova de Gaia, quer para Este das Serras do Porto.

Até cerca de 20km para o interior da costa, é possível identificar uma superfície relativamente aplanada que contém todo o território que constitui o concelho do Porto. Estende-se em plataforma com uma inclinação suave para ocidente até ao Atlântico, disposta numa escadaria pouco nítida, voltada para o Oceano Atlântico e que inclina simultaneamente para Sul, terminando em vertentes abruptas junto à margem do Rio Douro. Esta plataforma litoral é percorrida por rios e ribeiras, que se encontram canalizados artificialmente na maior parte do seu percurso, visto que percorrem vasta área do tecido urbano da cidade do Porto. Drenam maioritariamente para o Douro na encosta granítica, para o Rio Leça e algumas diretamente para o Oceano Atlântico.

A Norte, a Plataforma Litoral do Porto está delimitada pela bacia hidrográfica do Rio Leça e a Sul pelo tramo final da bacia hidrográfica do Rio Douro. A Este, delimitando a plataforma litoral para o interior, destaca-se a Serra de Santa Justa com a direção hercínica NW-SE, que culmina a 376m de altitude. Esta elevação é parte integrante do alinhamento orográfico que constitui as serras quartzíticas, os relevos residuais de resistência que se situam entre os concelhos de Valongo, Gondomar e Paredes e se denominam de Serras do Porto. Assinala-se igualmente, um conjunto de pequenas elevações xistentas alinhadas que tomam a designação de Serra de Fânzeres, com uma orientação geral aproximadamente N-S e com ponto mais elevado a 204m de altitude e que se estendem desde as proximidades da Serra de Santa Justa até à Foz do Sousa (ver esboço geomorfológico em anexo).

Para Este das elevações quartzíticas e com orientação similar a estas, merece referência um outro conjunto de elevações xistentas: a NW a Serra de Penedo e a SE a Serra de Santo Antoninho, interrompidas pelos rios Ferreira e Sousa. A cidade de Valongo assenta sobre um alvéolo largo e extenso, que separa a Serra de Santa Justa da Serra de Penedo.

A Plataforma Litoral do Porto apresenta continuidade geológica e geomorfológica para Sul, para o litoral de Vila Nova de Gaia, embora aqui ela tenha uma extensão bem mais reduzida. Assinalam-se entre Santo Ovídio e Vila D'Este, um conjunto de elevações que não ultrapassam os 240m de altitude e que constituem os denominados Relevos Marginais (Araújo, 1991, 2004, 2008) que se prolongam até à Serra de Negrelos em Vila Nova de Gaia, formando um ligeiro arqueamento com a concavidade voltada para o oceano. Sobre a plataforma litoral, estão cartografados depósitos sedimentares de idade plio-quadernária, muitos deles já desaparecidos hoje em dia, que serão objeto de estudo neste trabalho, muitos deles a partir de trabalhos antigos desenvolvidos nesta área. Serão igualmente objeto de estudo o conjunto de depósitos de terraço fluvial que existem ao longo das margens do Rio Douro, entre a Serra da Boneca e a foz deste rio.

A bacia hidrográfica do Douro domina ambos os setores de estudo. O Rio Douro, que maioritariamente faz o seu percurso com uma orientação aproximadamente E-O, toma uma orientação geral NW-SE, a partir do meandro da Lomba em Gondomar até ao litoral onde desagua (ver Anexo). No setor Santa Justa-Douro, destacam-se as bacias hidrográficas dos rios Sousa e Ferreira seu afluente pela margem direita, que atravessam os relevos residuais que constituem as Serras do Porto através de vales estreitos e escarpados. Mais para SE, destaca-se outra linha de água que atravessa estas elevações quartzíticas, o Rio Mau, que paraleliza com o Rio Tâmega e possui uma direção geral NE-SW. A separar este setor, daquele mais a ocidente, a Plataforma Litoral do Porto, destaca-se um vale largo ocupado por duas pequenas bacias hidrográficas dos rios Tinto e Torto, afluentes do Douro pela margem direita. Na margem esquerda do Douro, de montante para jusante, merecem referência os rios Arda, Inha, Uima e Febros. Na margem direita as linhas de água de maior importância tomam uma direção aproximada NW-SE a N-S, enquanto na margem esquerda na sua globalidade possuem uma orientação geral N-S, sendo que o Febros inicialmente com direção N-S junto à cabeceira reorienta grande parte da sua trajetória para a direção NW-SE (Fig. 1.1).

Relativamente à drenagem, no setor da Plataforma Litoral do Porto, embora em grande medida não seja observável diretamente por os cursos de água se encontrarem canalizados, a rede de drenagem apresenta um padrão que irradia a partir de uma área aplanada mais elevada, a cerca

de 150-160m de altitude, para várias direções, como se pode observar na cartografia desta região. De uma maneira geral observa-se que grande parte dos cursos de água que circulam na cidade do Porto localizam-se nas vertentes graníticas do Douro, ou em pequenos vales, como o Rio Tinto em Campanhã. Outras linhas de água drenam diretamente para o oceano, como as ribeiras da Ervilha, Aldoar e Nevogilde. Salientam-se pequenas elevações entre os 110-120m de altitude, que constituem relevos residuais graníticos como o de São Gens (Fig. 1.2), Viso de Cima, Padrão da Légua, mas já no concelho de Matosinhos, correspondem a antigas explorações de caulino e granito, hoje desativadas. Em Gondomar no centro da cidade assinala-se igualmente uma pequena elevação, um relevo residual granítico, o Monte Crasto (Fig. 1.3).

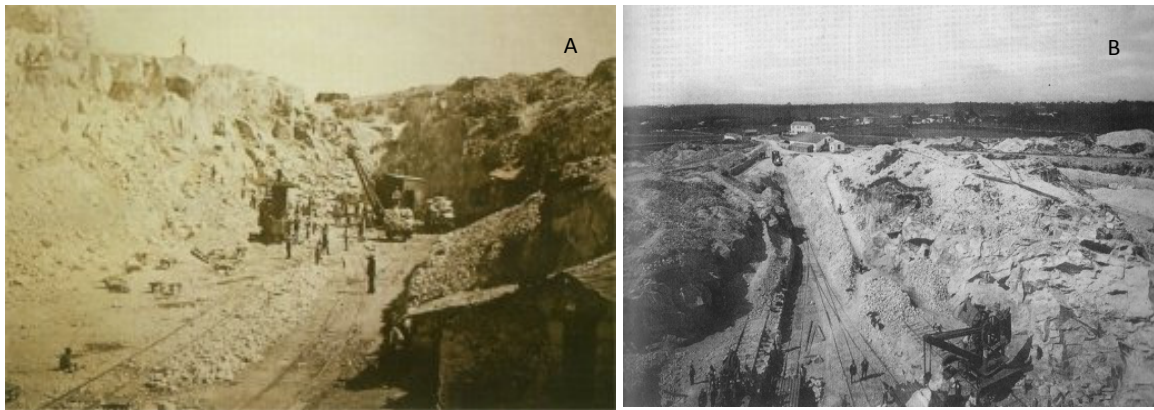


Fig. 1.2. A e B - Aspeto dos trabalhos realizados na pedreira de granito no Monte de São Gens em Custóias de onde foi extraída pedra para a construção do porto de Leixões que entrou em serviço em 1892. (Fonte:<http://custoias.planetaclix.pt/inicio.htm>; <http://joseaugustomendonca.blogspot.pt/2013/04/lendas-do-leito-do-rio-leca-foz.html>)

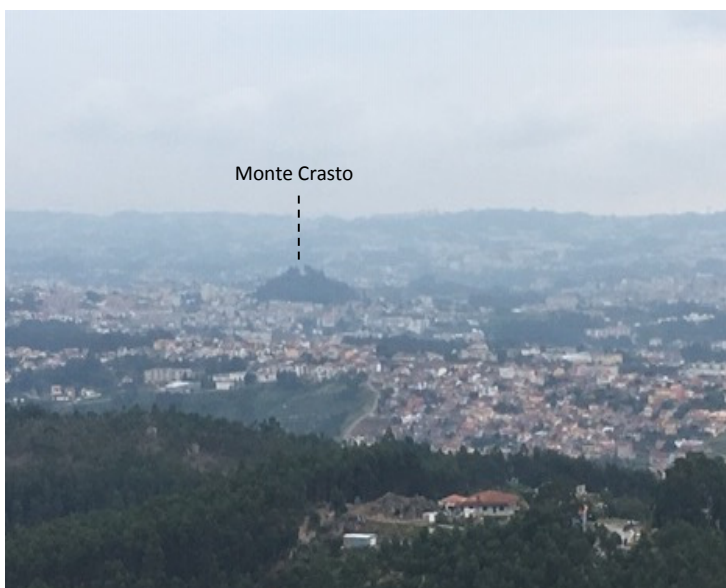


Fig.1.3. Relevo residual granítico do Monte Crasto, pequena elevação que sobressai na paisagem, em Gondomar (visto da margem esquerda do Douro)

1.3. Trabalhos anteriores

Do ponto de vista do conhecimento geológico e geomorfológico as áreas de Santa Justa-Douro e da Plataforma Litoral do Porto têm merecido atenção de diversos autores e objeto de publicações diversas ao longo do tempo, sobretudo no que respeita à compreensão da geologia do substrato rochoso na área de Valongo e a sua evolução. Assim, far-se-á uma resenha dos principais trabalhos desenvolvidos, para esta área.

Se os estudos de natureza geológica são bastante numerosos e remontam ao século XIX, o mesmo não se poderá dizer relativamente a estudos dedicados ao conhecimento geomorfológico onde sejam abordadas a organização e a interpretação do relevo, a hidrografia e a sua interrelação nesta região. Na realidade, a problemática relacionada com os relevos de resistência na área de Valongo, designadamente as serras quartzíticas, só recentemente tem sido abordada e com níveis variáveis de aprofundamento. O primeiro registo relevante é feito numa publicação de meados do século passado, resultante de uma comunicação apresentada ao Congresso Luso-Espanhol para o Progresso das Ciências (Ribeiro *et al.*, 1942), em que faz uma breve descrição dos elementos morfológicos que constituem o conjunto de elevações situadas entre os rios Douro e Paiva, aí denominadas de Maciço da Gralheira. Nesta publicação faz-se referência à existência de cristas de orientação retilínea e à importância da diferente resistência das rochas e do seu alinhamento, bem como aos diferentes elementos que compõem o relevo e comportamento da rede de drenagem. Os autores estabelecem assim a relação entre formas de relevo, litologias e desenho da rede hidrográfica na região e designam de “*apalachiana* a estrutura pregueada, sujeita à ação de erosão diferencial que deu origem à alternância de cristas e vales fundos”.

O relevo da região é aflorado de novo no ano seguinte, a propósito de um pequeno trabalho sobre depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos arredores do Porto (Ribeiro *et al.*, 1943).

Na importante obra de Amorim Girão dedicada à Geografia de Portugal (Girão, 1949-1951), a hidrografia é novamente relacionada com a estrutura do relevo e do solo.

No capítulo que dedica aos rios portugueses, o autor analisa o comportamento que classifica de “bem eloquente” dos rios Sousa e Douro na transposição, indiferentes à estrutura dos terrenos, de “poderosas massas de quartzitos, que pela sua maior dureza deveriam opor mais resistência à erosão.” (Girão, *op. cit.*, p. 157). Neste capítulo, realça-se a existência de uma certa continuidade nas linhas de relevo que constituem a continuação da Serra de Valongo, explicitando o prolongamento destes alinhamentos a Sul do Rio Douro (Fig. 1.4).

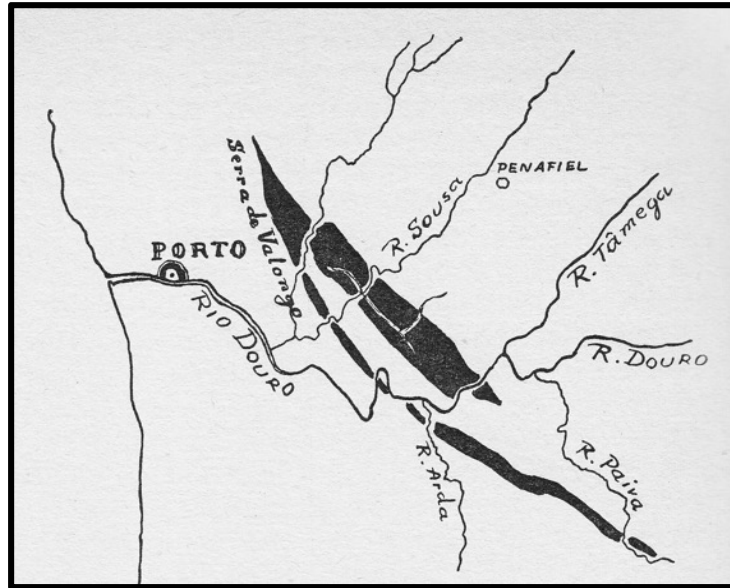
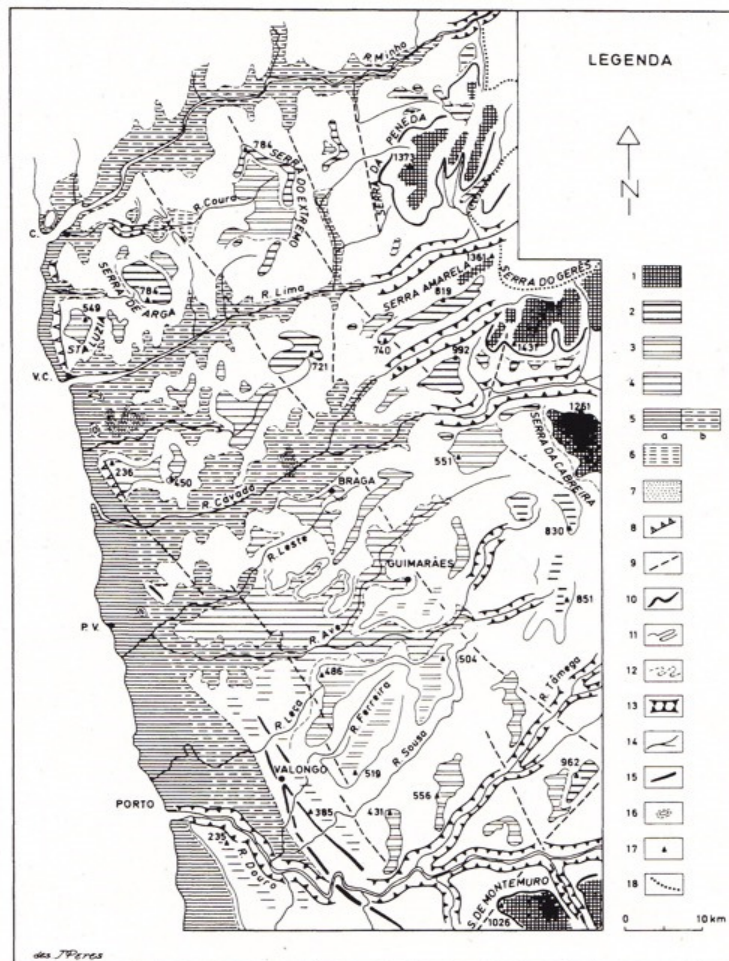


Fig.1.4. Rio Douro e afluentes na Serra de Valongo (Girão, 1949-1951).

Os trabalhos mais detalhados sobre o relevo desta área são da autoria Fernando Rebelo que em 1975 lhe dedica a sua tese de doutoramento (Rebelo, 1975), adotando para os relevos de resistência quartzíticos a designação proposta por Amorim Girão. Grande parte do estudo é direcionado para a caracterização das Serras de Valongo e sua evolução, com referências aos condicionantes que estas colocam à rede de drenagem que lhe está associada.

Poucos anos depois, a dissertação de doutoramento de Brum Ferreira (Ferreira, 1978), efetua um estudo geomorfológico mais interpretativo, que aborda a origem e evolução dos planaltos e montanhas do Norte da Beira e procura explicar objetivamente a diversidade regional do relevo. Este trabalho inclui um capítulo que dedica às montanhas ocidentais, mais propriamente ao Maciço da Gralheira e aos relevos que o compreendem (serras da Freita, Arestal, Arade e São Macário). Esta publicação faz também uma análise interpretativa dos diversos elementos do relevo e a sua relação com a organização da drenagem, a estrutura e as litologias, incluindo uma interessante análise do traçado do Rio Paiva, através das montanhas ocidentais (entre a Serra de Montemuro e o Maciço da Gralheira), especialmente através do sinclinal paleozoico e das cristas quartzíticas. Em 1983, este mesmo autor, a propósito de uma comunicação sobre o relevo do baixo Minho e a sua originalidade, pelas características litológicas que possui com predomínio das rochas cristalinas face ao relevo de Portugal, apresenta um interessante esboço geomorfológico da região do Minho ocidental (Ferreira, 1983) (Fig. 1.5). Neste esboço, o autor assinala os níveis plio-quaternários e distingue uma área de influência da abrasão marinha junto

ao litoral, relativamente a uma área, mais interior, que associa a erosão subaérea e fluvio-marinha. Estes, no seu conjunto, adquirem uma importante extensão em direção ao interior, particularmente nos arredores da cidade do Porto.



Legenda: 1. níveis de aplanamentos culminantes das montanhas interiores; 2. níveis de aplanamento culminantes das montanhas do Minho ocidental; 3. níveis de aplanamentos geralmente embutidos em 2; 4. níveis de transição entre 3 e 5; 5. níveis plio-quaternários: a) abrasão marinha, b) erosão subaérea e fluvio-marinha; 6. alvéolos do Rio Coura; 7. depósitos de Alvarães e Prado; 8. arriba fóssil, provavelmente de origem tectónica; 9. alinhamentos de fraturas hercínicas e tardi-hercínicas (certas e prováveis); 10. rebordo montanhoso; 11. alto de vertente; 12. base de vertente; 13. garganta; 14. curso de água; 15. crista de quartzito; 16. relevo residual circunscrito; 17. altitude em metros; 18. fronteira; C. Caminha; PV. Póvoa de Varzim; VC. Viana do Castelo.

Fig. 1.5. Esboço geomorfológico do Minho ocidental de acordo com Ferreira (1983).

No livro de homenagem a Orlando Ribeiro, Fernando Rebelo retoma o tema da sua tese e detalha o estudo das cristas quartzíticas de Valongo até próximo de Castro Daire, fazendo uma análise da rede de drenagem e do relevo (Rebelo, 1984).

Mais recentemente, diversos autores têm desenvolvido trabalhos sobre esta área, onde se destacam estudos inscritos nos planos diretores municipais de Valongo e Castelo de Paiva. Bateira (2002) constitui um relatório de apoio onde são abordados diversos aspetos relacionados com a dinâmica geomorfológica e os riscos naturais para o Município de Valongo. Gomes & Chaminé (2003) realizam um estudo prévio enquadrado na revisão do Plano Diretor Municipal de Castelo de Paiva, onde se efetua um estudo detalhado de identificação e caracterização das principais unidades territoriais, do ponto de vista geológico, hidrográfico, geomorfológico e dos riscos naturais, o qual antecede um estudo pluridisciplinar no âmbito do planeamento territorial, com elaboração de cartografia geológica e geomorfológica pormenorizada para este concelho (Gomes *et al.*, 2005).

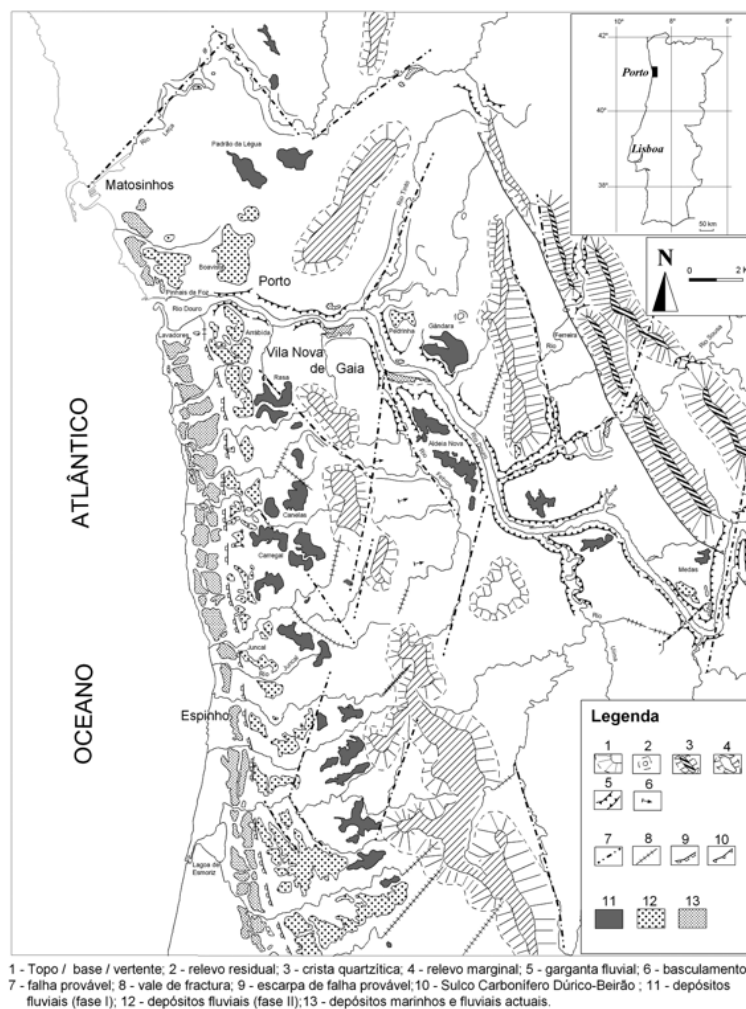


Fig. 1.6. Mapa geomorfológico da orla litoral entre Porto e Espinho (Araújo *et al.*, 2003)

Desde o início dos anos oitenta, Araújo tem vindo a publicar um vasto conjunto de trabalhos sobre a plataforma litoral e os depósitos sedimentares. Salienta-se a sua tese de doutoramento (Araújo, 1991) e trabalhos mais recentes entre os quais se destaca os apresentados em 2003 e 2004 onde se apresenta um esboço geomorfológico de síntese para o litoral entre Porto e Espinho e um modelo interpretativo da evolução fini-cenozoica para a plataforma litoral nesta região (Araújo, 2003; 2004) (Fig. 1.6). A linha de investigação realizada incide sobretudo sobre a evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto e litoral Norte de Portugal. Nos diversos trabalhos que apresenta para o litoral sobretudo para a região do Norte, dedica parte do seu trabalho à descrição e análise dos depósitos Plio-pleistocénicos, bem como, a sua identificação e caracterização sedimentológica.

1.4. Enquadramento geológico-estrutural e evolução geodinâmica

1.4.1. Orogenia Varisca

A cintura varisca do Oeste da Europa é um fragmento de um extenso sistema de montanhas paleozoicas de cerca de 1000 km de largura por 8000 km de comprimento, que se estenderia do Cáucaso aos Montes Apalaches e Quachita na América do Norte, no final do Carbónico. Esta cadeia montanhosa, individualizada entre os 480 e 250 Ma, terá resultado da colisão diacrónica de dois continentes: Laurentia-Báltica a NW e Gondwana a SE. Entre estes dois continentes ter-se-ão formado placas de menores dimensões, separadas principalmente por suturas oceânicas, que terão colidido com Laurentia e Báltica durante o início do Ordovícico, levando à individualização de duas microplacas: a Avalonia e a Armorica, antes da colisão devono-carbónica, o que se demonstrou com base em dados paleomagnéticos e paleobioestratigráficos (Matte, 2001).

A configuração atual do Maciço Hespérico (também conhecido por Maciço Ibérico ou Maciço Antigo) parte da referida cintura varisca, resultou portanto, de um processo complexo de convergência que incluiu etapas iniciais de subducção de crosta oceânica e, posteriormente, fenómenos de obducção. É provável que este processo tenha tido o seu início no Paleozoico superior, provavelmente durante o Devónico inferior-médio, pois datam desta época as evidências mais antigas que atestam a primeira colisão ocorrida entre os dois blocos continentais anteriormente referenciados, a Gondwana e a Laurásia (Fig. 1.7).

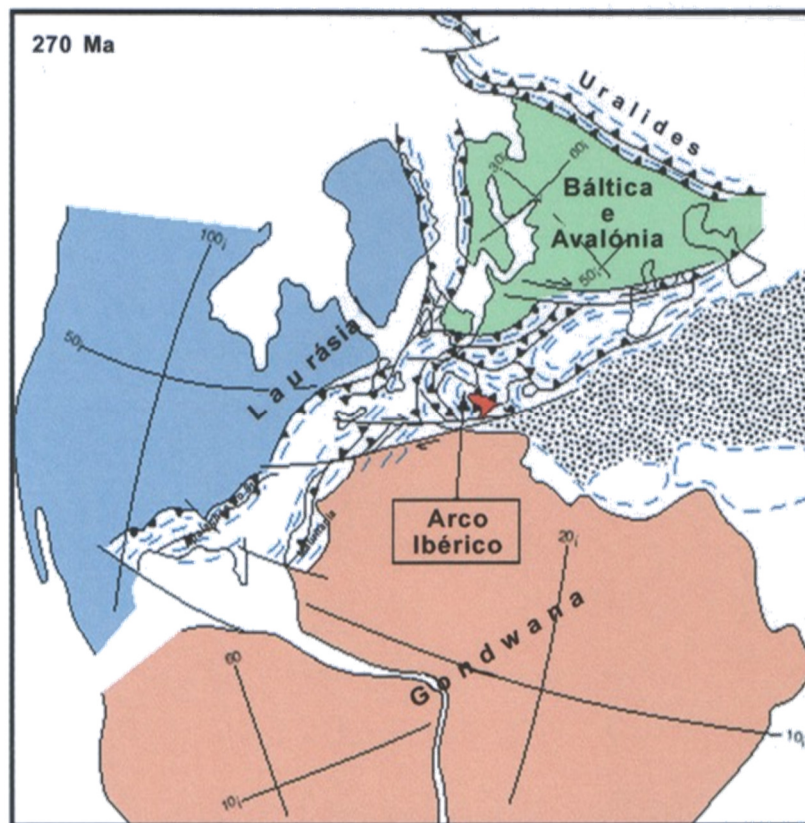


Fig. 1.7. Reconstituição geológica da colisão dos megacontinentes Gondwana e Laurásia-Báltica há 270 Ma (adaptado de Matte, 1991 e Ribeiro & Sanderson, 1996)

Esta colisão marca um primeiro episódio de deformação a que estiveram sujeitos estes blocos, induzindo um regime transpressivo esquerdo heterogéneo na Península Ibérica, cuja complexidade se relacionará com a irregularidade das margens da Laurásia e cujas consequências principais terão sido o fecho do oceano paleozoico *Rheic* e a rotação do Gondwana. Durante o Carbónico superior verifica-se uma mudança nos regimes de deformação, com transpressão direita no Maciço Armoricano e cavalgante no Maciço Ibérico. Os efeitos desta orogenia prolongaram-se pelo Carbónico e persistiram com os seus efeitos deformativos até ao Pérmico inferior (Quesada, 1992; Dias, 1994).

Na sequência de trabalhos de Lotze e Juliver, entre outros, Ribeiro (2013b), sintetiza o ciclo Varisco em várias etapas com duração variável: uma primeira onde ocorre a extensão relacionada com abertura de oceanos paleozoicos bordejados por margens passivas (540-420 Ma); uma segunda etapa onde se inicia a subducção nos oceanos paleozoicos com abertura subordinada de bacias marginais pós-arco, bem como obducção de lâminas ofiolíticas (420-390 Ma) e eventos termometamórficos de alta pressão. Ter-se-á seguido a colisão continental e

orogénese (390-300 Ma), com polaridade sedimentar e tectónica orientada em direção as zonas de antepaís a NE (Zona Cantabrica) e a SW (Zona Sul-Portuguesa), processos que são acompanhados de anomalias térmicas geradoras de abundantes granitóides e metamorfismo de alta temperatura. Por fim, numa fase terminal, terá ocorrido deformação intracontinental transcorrente seguida de colapso orogénico localizado (300-270 Ma).

O Maciço Hespérico representa o segmento mais ocidental do Varisco Europeu, com o qual enlaça através da inversão da abertura do golfo da Biscaia, ocorrida entre 110 e 75 Ma, sendo por isso considerado um setor chave na estruturação dos orógenos paleozoicos peri-atlânticos (Ribeiro, 2013). A maior parte da deformação sofrida pela Zona Centro-Ibérica (ZCI), unidade onde se enquadra a área de estudo, foi gerada durante a primeira fase da orogenia varisca D1 em regime dúctil. Esta foi a fase tectónica que mais profundamente marcou os metassedimentos da ZCI.

Do ponto de vista tectónico estão definidas três fases de deformação variscas fundamentais (Dias *et al.* 2013). Tal como acontece na generalidade do paleozoico ibérico, a deformação varisca afetou de um modo penetrativo os setores setentrionais do autóctone da ZCI. Esta deformação, que do ponto de vista cartográfico se torna evidente pelo padrão dobrado, definido essencialmente pelas litologias competentes da base do Ordovícico, resulta da atuação de uma sucessão mais ou menos contínua de três fases tectónicas a que se sucede uma fase tardi-varisca de características mais frágeis (Ribeiro *et al.*, 1979; Vera, 2004; Dias *et al.*, 2006a).

A estrutura geral dos setores setentrionais do autóctone da ZCI é essencialmente o resultado da atuação da primeira fase de deformação varisca D1, a única que é penetrativa em toda a região (Ribeiro *et al.*, 1990). Em termos de orientação geral das estruturas D1 verifica-se que as atitudes próximas de E-W predominam a oriente, enquanto a ocidente as orientações NW-SE são dominantes. No que diz respeito às charneiras dos dobramentos típicos desta fase verifica-se que, de um modo geral, elas se caracterizam por mergulhos fracos, pouco inclinados para NNW a WNW como é o caso do Anticlinal de Valongo (Dias *et al.*, 2013).

A Cadeia Varisca tem uma direção predominante NW-SE no núcleo do Maciço Hespérico. A sul esta orientação é truncada pela orientação alpina, NE-SW, da Cadeia Bética. A Norte as estruturas variscas desenham um arco montanhoso, o Arco Ibero-Armoricano, que roda as estruturas da orientação predominante para uma direção submeridiana no Noroeste Peninsular e, em continuidade quase perfeita, para uma orientação NE-SW e mesmo E-W, na zona Cantábrica, sendo truncadas pela margem do Golfo de Biscaia (Ribeiro, 2013b). No que diz

respeito ao zonamento do Varisco Ibérico é possível evidenciar unidades e subunidades, de E e NE para W e SW (Fig. 1.8).

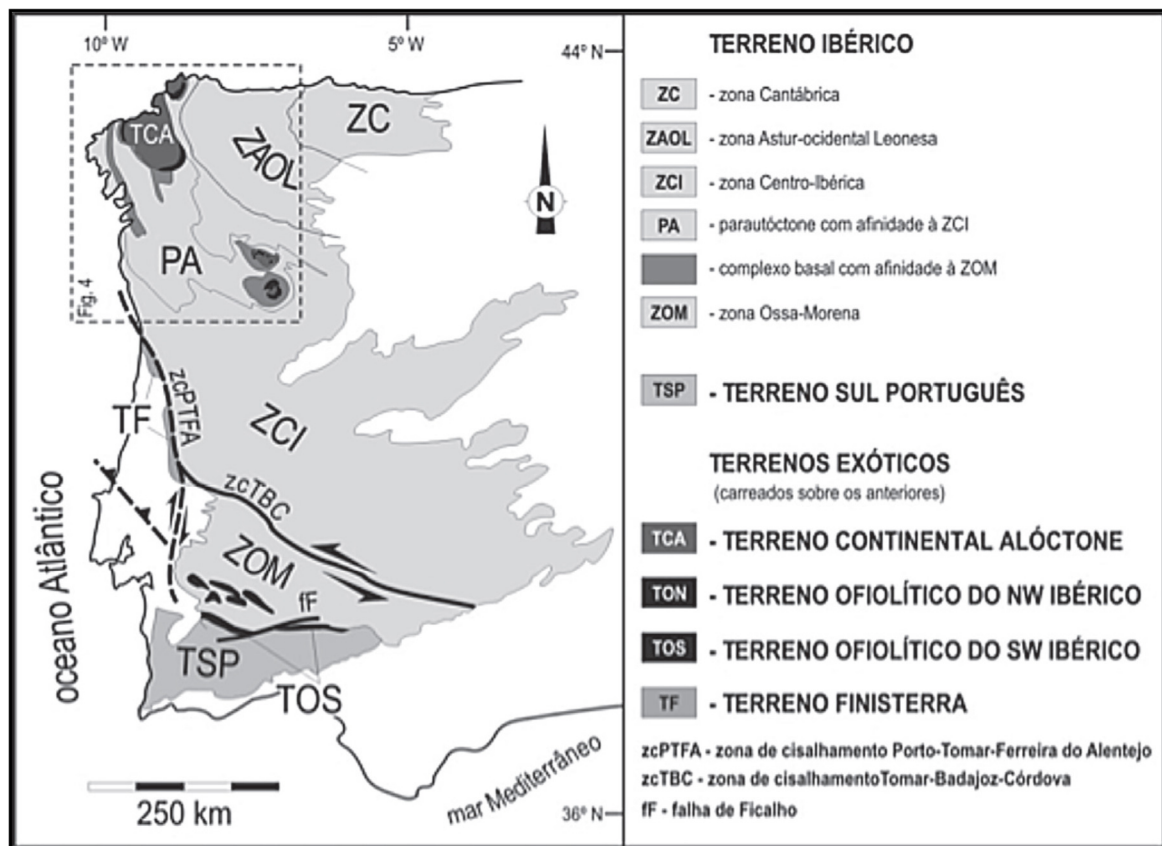
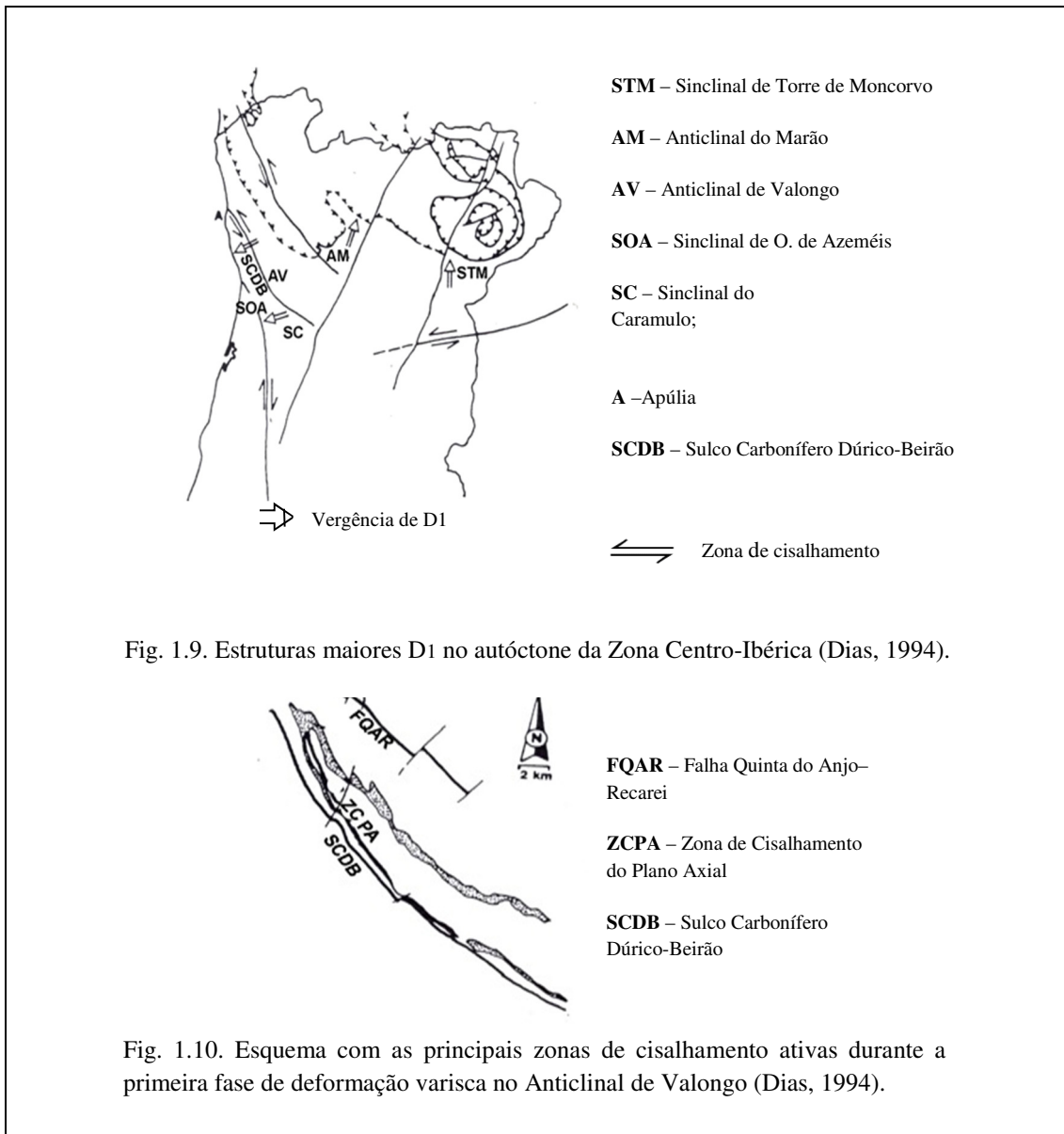


Fig. 1.8. Unidades estruturais de 1.a ordem (terrenos) e de 2.a ordem (zonas) no Varisco Ibérico (adaptado de Ribeiro & Sanderson, 1996 e Vera, 2004).

É na Zona Centro Ibérica que se enquadra a megadobra designada comumente de Anticlinal de Valongo, elemento essencial na compreensão da área de estudo muito particularmente o setor Santa Justa-Douro. Ao efetuar-se uma análise de carácter estrutural neste setor, identifica-se a presença de marcas que correspondem a esta orogenia, de que é exemplo o Anticlinal de Valongo uma macrodobra gerada no autóctone da ZCI em regime transpressivo esquerdo, induzido pela fase D1 da orogenia varisca e que está delimitada por duas importantes zonas de cisalhamento com componente de desligamento esquerdo que lhe são contemporâneas: o Sulco Carbonífero Dúrico Beirão a SW e a falha Quinta do Anjo-Recarei a NE. Subparalelo ao plano axial desta macrodobra há um cavalgamento de componente desligativa esquerda, designado por Zona de Cisalhamento do Plano Axial, afetando os afloramentos pertencentes Super Grupo Dúrico-Beirão (Dias, 1994). (Figs. 1.9 e 1.10).



Na evolução do Sulco Carbonífero Dúrico Beirão ocorreu uma complexa reativação durante as principais fases tectónicas paleozoicas, verificando-se que esta estrutura esteve ativa desde as fases mais precoces da inversão varisca, a qual está intimamente associada ao flanco curto do Anticlinal de Valongo, cuja génese é determinada pela interação entre os mecanismos de dobramento e a movimentação tectónica nesta zona de cisalhamento (Dias, 1994; Dias *et al.*, 2013).

Os eventos mais tardios da orogenia varisca, D2 e D3, assumem importância em áreas mais restritas, nomeadamente junto de mantos de carreamento no NW Ibérico e junto de corpos graníticos sin-orogénicos, verificando-se que a fase D2 é menos penetrativa e intensa que a D1

que lhe precedeu, alterando a estrutura adquirida nos eventos tectónicos anteriores (Ribeiro, 1974).

Durante a fase de deformação dúctil D3, que afetou os metassedimentos da ZCI, ocorre uma reativação das estruturas tectónicas, com a alteração de um movimento essencialmente cavalgante para um regime em desligamento, verificando-se continuidade no movimento tectónico transpressivo vigente em D1, com frequentes zonas de cisalhamento. Segundo Ribeiro *et al.* (1990), a idade desta deformação situar-se-á em cerca de 300 ± 10 Ma, data da instalação dos granitóides sin- a pós-fase D3. No caso dos desligamentos esquerdos subparalelos às estruturas D1, como o caso do Sulco Carbonífero Dúrico Beirão, mostram maior movimentação que os conjugados direitos, onde as dobras D3 que têm uma direção próxima de N-S, indicam movimentação esquerda nesta zona de cisalhamento principal (Ribeiro *et al.* 1990). Durante a fase D3 ocorrerá a exumação da ZCI (a partir dos 300 Ma) e nas fases finais de D3 verifica-se que os cisalhamentos dúcteis passam a falhas frágeis N-S a NNE-SSW, direitas a ENE-WSW esquerdas (Dias *et al.*, 2013).

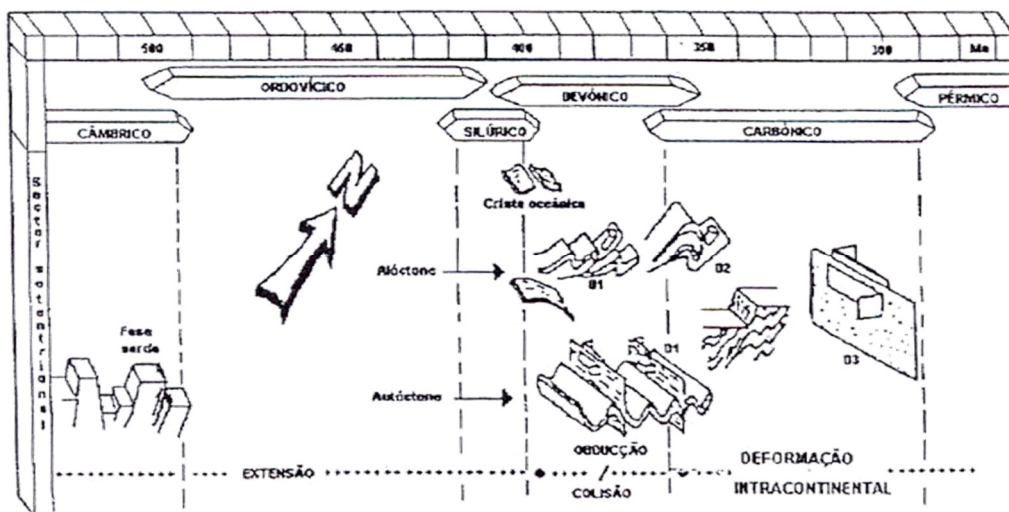


Fig. 1.11. Cronologia das principais fases de deformação hercínica, no setor setentrional da Península Ibérica (Dias, 1994)

As condições de deformação, na transição de um regime dúctil para frágil em D3, evoluíram para condições mais superficiais (Mateus & Noronha, 2010). O continuar deste processo de erosão-recuperação isostática do orógeno, explicará que as estruturas associadas à deformação tardi-varisca (Ribeiro (1974) e Ribeiro *et al.*, (1979), com a formação de uma rede densa de fraturas que afetam todas as litologias constituintes do soco de um modo geral.

No que diz respeito à idade da deformação tardi-varisca, Arthaud & Matte (1975) consideram que a fracturação no SW da Europa associada a este evento tectónico ocorreu entre o Carbónico superior e o Pérmico (310 -270 Ma) o que de acordo com Dias *et al.*, (2013) continua a ser aceite sem grandes alterações.

O sistema de fraturas frágeis é genericamente constituído por desligamentos direitos de direcção NW-SE a NNW-SSE e desligamentos esquerdos conjugados de direcção NNE-SSW a NE-SW, indiciando uma tectónica compressiva de direcção N-S a NNW-SSE (Ribeiro,1974; Arthaud & Matte, 1975); falhas E-W a ENE-WSW esquerdas e falhas inversas de direcção N-S, no bordo Oeste do Maciço Ibérico, associadas a tectónica compressiva E-W, desenvolvida durante o Pérmico (Ribeiro *et al.*, 1979).

Posteriormente, a ação da tectónica alpina vai retomar estas zonas de fragilidade tardi-hercínicas, devendo a sua génese à colisão continental entre a placa africana a a placa euroasiática, placa na qual se integra a micro-placa ibérica. (Ribeiro *et al.*, 1979; Cabral, 1995; Cabral, 2012).

1.4.2. Estratigrafia

As folhas da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 e respectivas Notícias Explicativas que abrangem a área objeto de estudo são a 9-D Penafiel, 9-C Porto, 13-B Castelo de Paiva e 13-A Espinho, permitem verificar a diversidade litológica da região.

No setor Santa Justa – Douro, as rochas de idade paleozoica aflorantes, estratigraficamente, inserem-se do Ordovícico ao Carbónico e formam duas faixas extensas e sensivelmente paralelas. A Norte do Rio Douro, constituem uma megaestrutura frequentemente denominada de Anticlinal de Valongo, enquanto a Sul deste rio os terrenos paleozoicos prolongam-se em sinclinal até às proximidades de Castro Daire. Do ponto de vista geológico, encontramos formações metassedimentares cuja idade oscila entre o Neoproterozoico superior-Câmbrico ao Carbónico superior, sendo que os terrenos mais antigos são aqueles que abrangem a maior extensão cartográfica (Fig.1.12 e 1.13).

Neoproterozoico superior-Câmbrico (Super Grupo Dúrico-Beirão)

As rochas do Super Grupo Dúrico-Beirão (SGDB) constituem os afloramentos geológicos com maior representação cartográfica e os mais possantes da região e correspondem ao

anteriormente denominado de Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico (CXG) designação que se deve originalmente a Carrington da Costa (1950) e posteriormente recuperada por Teixeira (1955).

Constitui uma unidade litoestatigráfica, cuja idade atualmente se enquadra entre o Neoproterozoico superior-Câmbrico (Ribeiro, 2013), e que agrupa as sequências anteordovícicas da Zona Centro Ibérica (ZCI) representadas por xistos, conglomerados, grauvaques e rochas carbonatadas. Atualmente é consensual em Portugal a designação de Super Grupo Dúrico-Beirão, para as unidades que englobam o Grupo do Douro e o Grupo das Beiras (Sousa, 1982, 1983).

Apesar da controvérsia associada à idade destas rochas, atualmente, com base em raros macro e microfósseis, para o Grupo do Douro é indicada uma idade Câmbrico inferior a médio para parte superior desta sequência (Pereira, 1992), sendo sugerido o limite Précâmbrico-Câmbrico nas formações inferiores (Sousa, 1984; Sousa & Sequeira, 1993). Já a idade do Grupo das Beiras, para a qual também não existe um consenso, a sua idade é considerada Neoproterozoico (Sousa, 1984; Sousa & Sequeira, 1993).

Metassedimentos de idade similar ocupam o núcleo do Anticlinal de Valongo (AV), entre a Serra de Santa Justa e as cristas quartzíticas da Serra da Boneca e da Serra das Flores. A Sul do Rio Douro, para além do Monte de São Gens, já nas proximidades de Castelo de Paiva, a faixa paleozoica que constitui o flanco inverso (ramo oriental) deste anticlinal, interrompe-se para dar lugar aos afloramentos do SGDB, que a partir daí contactam diretamente com o granito porfiroide que aflora na região. A Nordeste deste alinhamento, as formações paleozoicas encontram-se delimitadas por rochas granitóides, que parecem fazer parte da extensa faixa granítica do Minho e das Beiras, composta por granito porfiróide de grão grosseiro, duas micas, calcoalcalino (Medeiros *et al.* 1980). O contacto com estes granitóides induziu o desenvolvimento de orlas de metamorfismo térmico, originando duas faixas de metassedimentos recristalizados (Medeiros *et al.* 1980).

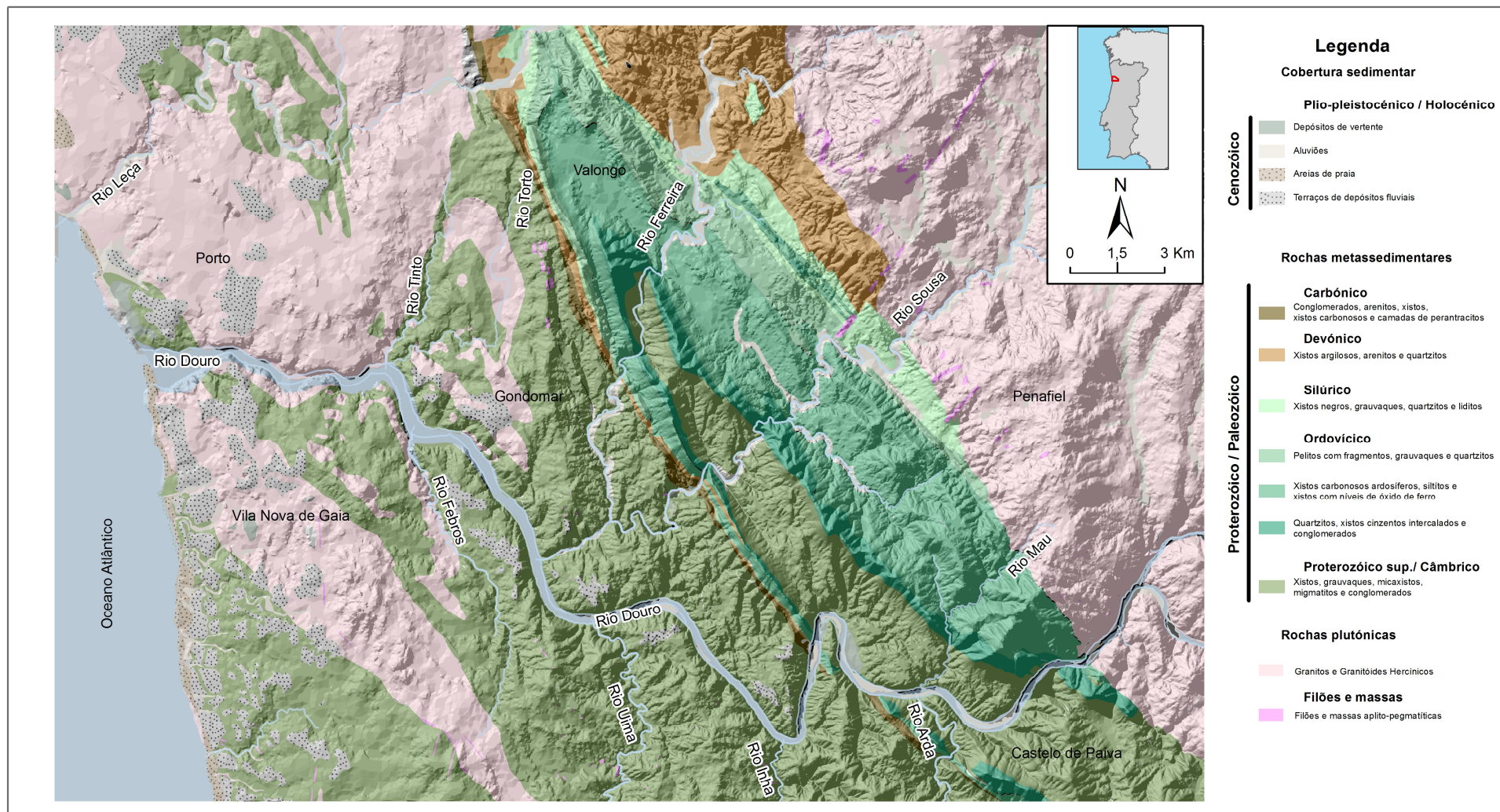
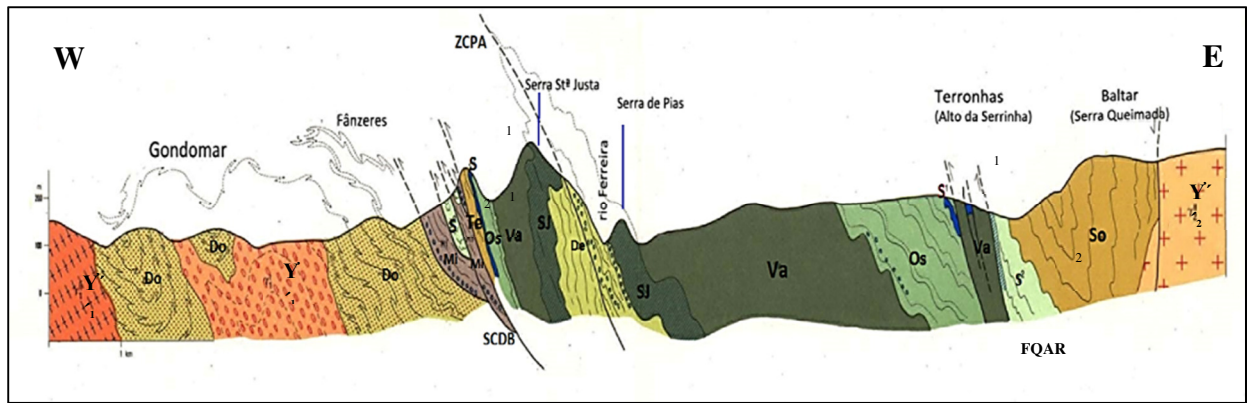


Fig.1.12. Carta geológica simplificada (adaptado da Carta Geológica de Portugal, escala 1/50 000, folhas 9-C Porto, 9-D Penafiel, 13-A Espinho, 13-B Castelo de Paiva).



Legenda:

Metassedimentos paleozoicos: **SJ:** Formação de Santa Justa (Ordovícico inf.); **Va:** Formação de Valongo (Ordovícico médio); **Os:** Formação de Sobrido (Ordovícico sup.); **S¹:** Xistos carbonosos inferiores (Silúrico inf.); **S²:** Xistos carbonosos superiores (Silúrico sup.); **So:** formação de Sobrado (silúrico sup.); **Te¹:** Formação de Telheiras (Devónico inf.); **Mi:** Carbónico sup. **Câmbrico indiferenciado:** **Do-** Grupo do Douro Indiferenciado; **De:** Formação da Desejosa (Grupo do Douro).

Granitóides: **Y'1:** Granito gnáissico granatífero (Granito de Fânzeres); **Y'1:** Granito e granodioritos de grão médio porfiroide de duas micas (Granito de Ermesinde); **Y'2:** Granito porfiroide grão grosseiro essencialmente biotítico.

Téctonica: **SCDB:** Cisalhamento dúctil do Sulco Carbonífero Dúrico- Beirão; **ZCPA:** Zona de Cisalhamento do Plano Axial; **FQAR:** Zona de cisalhamento da Falha da Quinta do Anjo-Recarei.

Fig.1.13. Corte geológico de direção geral W-E, abrangendo a região de Gondomar-Valongo-Baltar (adaptado da Carta Geológica de Portugal, folha 1, na escala 1/200 000 de 1989)

Nas regiões Oeste, Sudoeste e Sul, as rochas do SGDB, encontram-se muito metamorfas e deformadas, devido sobretudo à ação dos granitos da Serra da Gralheira, ou da Freita e de Arouca (Medeiros *et al.*, 1964).

Pereira & Ribeiro (1992), na notícia explicativa da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:200.000, reconhecem a Oeste do Sulco Carbonífero Dúrico Beirão uma unidade que denominam de Complexo-Xisto-grauvácico de idade Câmbrica, referida com a rubrica *Do* (Câmbrico indiferenciado). Esta unidade, no entanto, pelas litologias e litofácies que apresenta, parece identificar-se mais com as unidades pertencentes ao Grupo das Beiras, nomeadamente com a Formação de Rosmaninhal de idade Câmbrico inferior-médio, do Super Grupo do Douro-Beiras, como indicado na Carta Geológica de Portugal na escala 1:500.000 (1992).

Ordovícico

As formações pertencentes a este período assentam sobre o Super Grupo Dúrico-Beirão em discordância angular, observável no flanco normal junto ao núcleo do Anticlinal de Valongo, aflorando em duas bandas paralelas correspondendo cada uma delas aos flancos oriental e

ocidental do antiforma. Sob o ponto de vista estrutural, as formações do Paleozoico inferior da região de Valongo constituem uma antiforma anticlinal assimétrica com direção NW-SE e vergência para Oeste. O eixo da dobra está inclinado 5-15° para NW e o seu plano axial inclina-se 60° para NE (Couto, 1993). O flanco oriental (flanco normal) possui uma inclinação média de 35° para NE e estende-se por 20km de Valongo até Castelo de Paiva, onde é cortado por intrusões graníticas hercínicas. O flanco ocidental (flanco inverso) é aproximadamente subvertical, prolongando-se para Sul por uma extensão de 50km, onde é intruído igualmente por granitos hercínicos perto de Castro Daire (Couto *et al.*, 1997).

Nesta região, já nos anos setenta do século XX, Romano & Diggens (1973-1974), consideraram a existência de três unidades litoestratigráficas sucessivas: - a Formação de Santa Justa, equivalente à Formação do Quartzito Armoricano (Pereira & Ribeiro, 1992) que compreende litologias onde predominam os quartzitos, sobrepondo-se-lhes uma sequência finamente bandada de alternâncias de sedimentos gresosos claros e sedimentos pelíticos escuros, onde foram identificados níveis vulcano-sedimentares (Couto, 1993). A base desta sequência inicia-se por um conglomerado, constituído essencialmente por elementos quartzosos de granulometria variável. Nos quartzitos da Formação de Santa Justa, têm sido encontrados numerosos icnofósseis, de que são exemplo *Cruziana*, *Diplichnites*, *Planolites*, *Vexillum e Skolithos*, (Romano & Diggens, 73-74; Pereira & Ribeiro, 1992; Couto, 1993); - a Formação de Valongo com litologias constituídas por siltitos e a Formação de Sobrido que segundo Pereira & Ribeiro (1992), é composta por dois membros: um inferior, constituído por quartzitos e um superior, constituído essencialmente por grauvaques ou grés argilosos, contendo, a vários níveis, materiais detríticos diversos e concreções carbonatadas ricas de matéria orgânica equivalentes aos “pelitos com fragmentos”, descritos por Babin *et al.* (1976) *in* Pereira & Ribeiro (1992). De acordo com Oliveira *et al.* (1992) *in* Couto (1993), o membro superior desta formação no Anticlinal de Valongo é constituído por arenitos e siltitos com *dropstones* e possui características glaciogénicas, tendo-lhe sido atribuída uma idade provável de Ashgiliano superior ou do Silúrico inferior. Posteriormente, Ribeiro *et al.* (1997) e Rodrigues *et al.* (1998) correlacionam a parte superior da Formação de Sobrido com a Formação de Louzadela, considerando a existência de um tilito com camadas de “pelitos com fragmentos” a tecto e a muro. Propõem também a subdivisão da parte superior de ambas as formações em três membros: um inferior e outro superior, constituídos por “pelitos com fragmentos” (cuja litologia dominante corresponde a uma rocha siltítica contendo *dropstones*) e, entre estes, um membro médio, constituído por uma litofácies conglomerática polimítica, que designam por

tilito. A associação de litofácies desta sequência sedimentar, segundo estes autores parece configurar uma sedimentação do tipo glacio-marinha.

Silúrico

As formações correspondentes ao Silúrico dispõem-se em duas bandas, uma em cada um dos flancos do anticlinal, sendo mais espessa e de maior extensão a que corresponde ao lado oriental.

Pereira & Ribeiro (1992) descrevem três unidades constituintes dos afloramentos silúricos: Xistos Carbonosos Inferiores, Xistos Carbonosos Superiores e a Formação de Sobrado. Globalmente estas unidades estão compostas litologicamente por xistos carbonosos, xistos amplitosos, liditos, e quartzitos com níveis conglomeráticos. Relativamente à fauna fóssil, o Silúrico nesta região é muito rico em graptólitos. São numerosas as espécies que são descritas nos trabalhos de Nery Delgado que datam já do início do século passado (1908) e de Medeiros *et al.* (1980), reconhecendo-se variados e numerosos géneros de que são exemplo *Monograptus*, *Cyrtograptus*, *Climacograptus*, *Streptograptus*, *Rastrites* e *Retiolites*.

Devónico

Os materiais pertencentes ao Devónico afloram na região numa banda muito estreita e descontínua ao longo do flanco ocidental, ladeando os afloramentos carbónicos ao longo do Sulco Carbonífero Dúrico Beirão, sem correspondência no flanco oriental. Xistos cinzentos esverdeados escuros, micáceos, com leitos intercalados de arenito fino que passam a quartzitos, são as litologias mais representativas destas formações que, segundo Medeiros *et al.* (1980), são bem visíveis entre Ervedosa e Santa Justa.

Do ponto de vista faunístico, estão presentes nas formações devónicas, crinóides nos xistos cinzentos-escuros micáceos, nos arenitos finos ocorrem exemplares de *Homalonotus*, *Spirifer*, *Orthothes* e *Pleurotomaria*, entre outros, e nos xistos finos de cor clara, é possível encontrar *Phacops*, *Retsia*, *Tentaculites* e *Pleurodictium* (Medeiros *et al.* 1980).

Carbónico

Os terrenos desta idade constituem uma estreita faixa ao longo de um sinclinal. Nele se encontram afloramentos maioritariamente datados do Estefaniano C inferior que constituem a Bacia Carbonífera do Douro (Wagner & Lemos de Sousa, 1983; Pinto de Jesus, 2001), constituindo este o afloramento mais extenso de Carbonico continental existente em Portugal, interrompida pelos granitóides do Maciço de Castro Daire e Arouca. Geograficamente, estes afloramentos estendem-se desde S. Pedro Fins, a Este do Porto, até Janarde, a Este de Arouca, com uma orientação geral aproximadamente NW-SE. Os sedimentos desta idade depositaram-se em bacias límnicas intramontanhas (Domingos *et al.*, 1983; Pinto de Jesus, 2001) e ter-se-ão desenvolvido nas últimas fases da orogenia varisca, tendo a sedimentação que nelas ocorreu forte dependência de uma importante e complexa zona de cisalhamento, o Sulco Carbonífero Dúrico Beirão (Pinto de Jesus, 2001).

Relativamente ao registo estratigráfico e sedimentológico da Bacia Carbonífera do Douro, Pinto de Jesus (2001) definiu várias unidades tectonossedimentares, sendo globalmente as litologias mais frequentes, os conglomerados, arenitos, siltitos, depósitos pelíticos e fitogenéticos, constituídos por camadas e leitos alternados de xisto e carvão.

Cenozoico

As cartas geológicas que cobrem a área de estudo dão conta da existência de uma cobertura sedimentar fini-cenozoica.

De acordo com Costa & Teixeira (1957) e Teixeira *et al.*, (1962), os depósitos de praias antigas cobriam extensas áreas do litoral e dispor-se-iam geralmente bem individualizados, em diferentes níveis e separados por degraus de rocha, sobretudo os mais elevados a separação dos níveis mais baixos é contudo mais difícil. Os sedimentos assentam sobre o granito ou sobre o xisto, geralmente muito alterados por caulinação. São constituídos principalmente por mantos de calhaus rolados e areias associados a argila.

Nesta categoria enquadram-se também os depósitos de terraço fluviais, posicionados em diferentes níveis altimétricos ao longo das margens dos rios Douro, Sousa e Ferreira, sendo que no Douro estão representados os níveis mais elevados, os quais, de acordo com estes autores, “vão ligar-se de modo claro com os depósitos de praia”.

Sob a designação de “Formação areno-pelítica de cobertura” enquadram-se depósitos por vezes espessos que cobriam áreas muito extensas da faixa litoral (Costa & Teixeira,1957). Na notícia explicativa dá-se conta de extensas áreas da faixa litoral que se encontrariam revestidas por uma formação areno-pelítica (correspondente ao *limon*, designação de geólogos francófonos) de cor amarelada, bastante espessa, semelhante às que se encontram em regiões do Norte do país, mas que hoje dificilmente se podem visualizar, devido à forte urbanização a que ficaram sujeitas. Na região do Porto e de Vila Nova de Gaia, estes depósitos terão ocupado grandes áreas tendo sido cartografados sobre a plataforma litoral (Costa & Teixeira,1957; Teixeira *et al.*,1962). Pereira Cabral descreveu-os no século XIX como “argilas amarelas” e ocupariam áreas bastante diversas e extensas como Pedras Rubras, ou Agramonte, Castelo do Queijo ou o porto de Leixões. No litoral do Porto e de Vila Nova de Gaia, as respetivas notícias explicativas das cartas geológicas inserem na categoria de “Depósitos modernos” as aluviões atuais, as areias e as cascalheiras de praia e areias de duna, que cobrem especialmente a faixa litoral. Dignos de menção são também os depósitos recentes que ocupam parcialmente os fundos de vales e zonas baixas da região litoral, sendo maioritariamente de natureza argilosa muitas vezes misturados com areia, bastante produtivos e por isso com aproveitamento agrícola.

Ao longo dos rios, como o Sousa, Ferreira e principalmente do Douro, observa-se a formação de areinhos constituídos por depósitos recentes, cuja altitude raramente ultrapassa os 7-8m de altitude. Na Foz do Douro, as areias do Cabedelo constituem uma faixa ligada à margem Sul, apoiada em rochedos graníticos, formando uma barra que estrangula a saída do rio para o mar (Costa & Teixeira, 1957; Teixeira *et al.*, 1962; Medeiros *et al.*, 1980).

Na rubrica dedicada aos Depósitos Quaternários e Cenozoico Indiferenciado constante da notícia explicativa da Carta Geológica 1/200 000, folha nº 1, Soares de Carvalho (1992) considera que sob o ponto de vista cronostratigráfico se podem definir quatro unidades: i) Cenozoico indiferenciado (não aflora na área de estudo); ii) Quaternário antigo e Pliocénico recente; iii) Quaternário antigo; iv) Atual associado ao Holocénico.

O Quaternário antigo e Pliocénico recente inclui todos os depósitos fluviais constituídos por areias grossas e cascalhos, bem como depósitos limosos, associados ou não a camadas de areia e cascalho, observados nas zonas de montante dos vales e que se teriam acumulado em ambiente lacustre.

Sob a designação de Quaternário antigo, com a rúbrica Q, foram considerados os depósitos fluviais das zonas vestibulares dos rios ou das do montante que forneceram peças paleolíticas,

bem como, os depósitos marinhos, arenosos com seixos na faixa litoral. Estes, bem como os depósitos considerados do Pliocénico recente, podem apresentar-se cobertos ou não por depósitos de solifluxão periglacial do final do Quaternário.

A designação Atual e Holocénico inclui dois conjuntos de depósitos recentes: o mais antigo constituído por areias de dunas atuais e não atuais, e um mais recente constituído pelos depósitos fluviais e estuarinos que acompanham os canais atuais dos rios.

1.4.3. Rochas ígneas

No setor da Plataforma Litoral do Porto (e no litoral de Vila Nova de Gaia) e a NE do Anticlinal de Valongo, registam-se grandes afloramentos de rochas granitoides, assim como rochas filonianas (quartzo, filões pegmatíticos com turmalina). (Costa & Teixeira,1957; Teixeira *et al.*,1962) (Fig. 1.14).

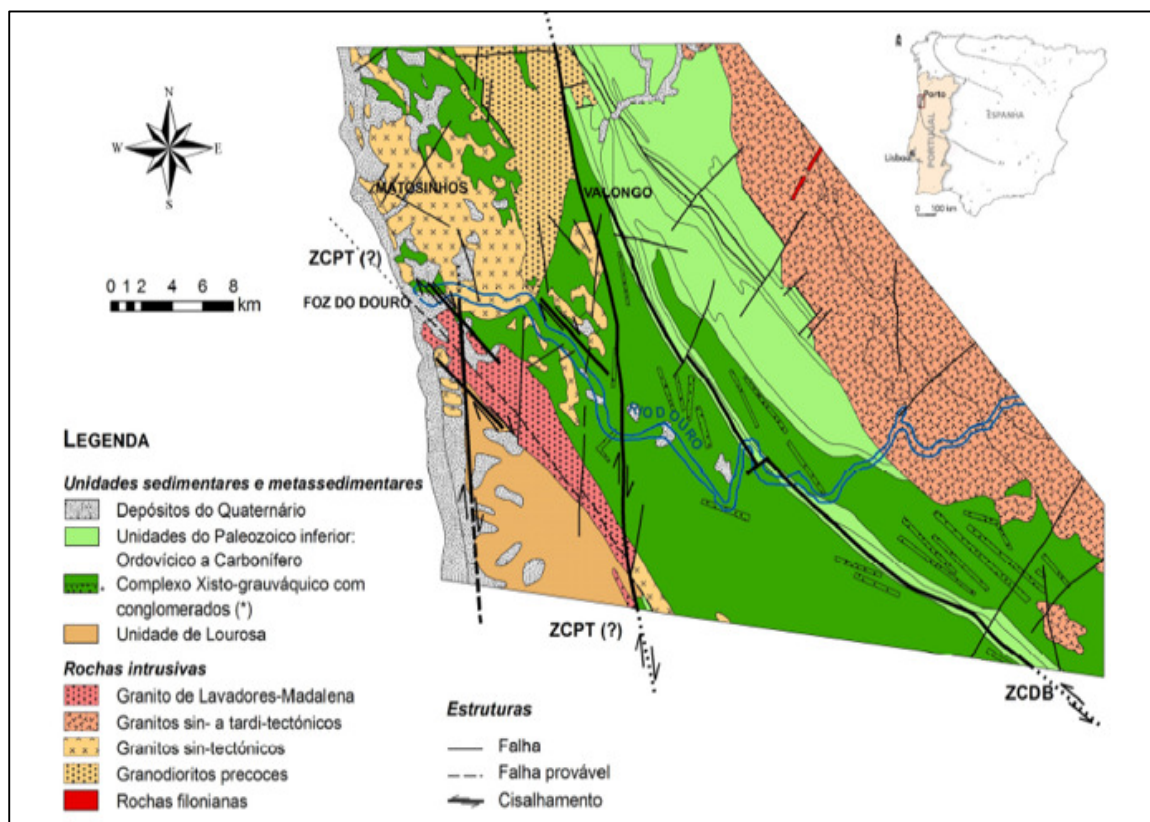


Fig. 1.14. Mapa geológico simplificado, abrangendo a plataforma litoral do Porto, evidenciando as principais zonas de cisalhamento, de acordo com Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000 (adaptado de Ribeiro *et al.*, 2014)

O setor da Plataforma Litoral do Porto comporta maioritariamente rochas graníticas variscas, essencialmente representadas por granitos antigos (310 ± 10 Ma) e sin-variscos (sin-fase D3

varisca), tendo grande representação o granito alcalino de duas micas, designado por Granito do Porto. (Noronha & Leterrier, 2000; Marques *et al.*, 2000). No extremo ocidental, aflora uma faixa metamórfica que se estende entre a foz do Rio Douro e a Fortaleza de S. Francisco Xavier (vulgo Castelo do Queijo) que contém afloramentos representados maioritariamente por anfibolitos, ortognaisses de diversos tipos e metassedimentos, que constituem as unidades do “Complexo Metamórfico da Foz do Douro”. Junto ao Castelo do Queijo e na Cantareira individualizam-se duas pequenas manchas de rochas graníticas variscas, mais recentes relativamente aos afloramentos anteriormente referidos, tardi a pós-variscos (pós-fase D₃ varisca, 280±10 Ma) (Noronha & Leterrier, 2000, Marques *et al.*, 2000).

Ainda na zona ocidental da cidade do Porto, junto à orla litoral entre a foz do Rio Douro e o Forte de São Francisco Xavier, encontram-se afloramentos de rochas metassedimentares em faixa estreita, associadas a rochas ortognaissicas de diferentes tipos, que no seu conjunto são igualmente intruídas por granitóides variscos (Chaminé *et al.* 2003a).

1.5. Métodos e técnicas

Um dos eixos fulcrais na concretização desta investigação foi o conhecimento e a caracterização geomorfológica detalhada dos elementos da paisagem para cada um dos setores de estudo. Para tal, foi efetuada uma exaustiva pesquisa bibliográfica e cartográfica sobre a área geográfica objeto de estudo. Esta pesquisa incidiu muito especialmente sobre o estado da arte na área do conhecimento geomorfológico, geológico, paisagístico e geoconservação, mas também, mineiro, ecológico e até cultural.

O trabalho de campo teve um papel fundamental no conhecimento e na identificação das principais geoformas, no conhecimento geográfico da área, no estabelecimento de relações entre os vários elementos geomorfológicos que compõem a paisagem atual. Todo o trabalho de campo foi efetuado tendo com suporte as Cartas Militares dos Serviços Cartográficos do Exército que cobrem o território em estudo, já anteriormente referenciadas. Para a recolha detalhada dos dados relativos à Geologia foi igualmente utilizada a Carta Geológica de Portugal (escala 1/50 000), designadamente as folhas nº9-C (Porto) de 1957, nº 9-D (Penafiel) de 1981, nº13-A (Espinho) de 1962, nº 13-B (Castelo de Paiva) de 1963, bem como as Folhas nº1 da Carta Geológica de Portugal (na escala 1/ 200 000 e na escala 1/500 000) de 1992 Lisboa.

Além disso, numa fase inicial, para um melhor reconhecimento da área, identificação e interpretação dos locais com interesse geomorfológico, complementou-se o estudo com recurso a ortofotomapas obtidos por satélite, através do uso da ferramenta informática *Google Earth*.

Paralelamente, a investigação incidiu sobre a análise da rede hidrográfica e do seu padrão em cada uma das áreas de estudo, que embora geograficamente próximas, apresentam características morfofisiológicas bastante distintas.

Para além da obtenção dos perfis longitudinais dos principais cursos de água que atravessam as elevações quartzíticas, realizou-se um estudo particularmente aprofundado relativo à drenagem transversal que atravessa os relevos interiores, na tentativa de procurar uma hipótese explicativa dos mecanismos responsáveis pelo seu desenvolvimento. Assim, recorreu-se e aplicou-se a metodologia proposta e desenvolvida por Lee (2013) para a análise da frequência e distribuição de segmentos de cursos de água com drenagem transversal na bacia do Rio Susquehanna na Pensilvânia. Este método pode ser aplicado em bacias de menor dimensão, especialmente em áreas cujo relevo é do tipo apalachiano. Este dado pode ser relevante para integrar a drenagem transversal no modelo de evolução que se pretende traçar na área de estudo.

Assim, efetuou-se a determinação a análise dos segmentos dos cursos de água com drenagem transversal, designadamente identificação e determinação dos perfis característicos de *water-gaps* na área de estudo, através da produção de um perfil de elevação gerado pelo *software Google Earth*. Aplicou-se ainda a metodologia baseada em critérios, proposta e desenvolvida por Douglass *et al.* (2009 a,b) no Sudoeste dos Estados Unidos na região do Rio Colorado no Arizona, em três áreas fisiograficamente contrastantes, para determinação dos mecanismos responsáveis pelo desenvolvimento da drenagem transversal e que se descreve adiante em capítulo próprio com mais detalhe.

Uma das linhas de investigação deste trabalho diz respeito à análise e identificação e levantamento de cada um dos depósitos sedimentares de cobertura fini-Cenozoicos cartografados na área de estudo. Para tal, foi executado trabalho de campo detalhado para o reconhecimento da cobertura sedimentar, acompanhado de levantamento fotográfico dos diferentes aspetos associados aos diferentes ambientes deposicionais. Devido à forte urbanização do setor que abranje a Plataforma Litoral do Porto, a maioria dos depósitos cartografados já não são visíveis hoje em dia, o que constituiu um forte constrangimento no desenvolvimento deste trabalho. Todavia, foi consultada bibliografia de diversos autores, como adiante se refere em trabalhos anteriores, tendo, no entanto, chamado a atenção particular o

Estudo de Depósitos Superficiais da Bacia do Douro realizado por Pereira Cabral em finais do século XIX (Pereira Cabral,1881). Foi efetuada uma análise datalhada deste trabalho e foi possível obter um conjunto de dados sobre a cobertura sedimentar existente em áreas que hoje estão completamente transformadas pela ocupação humana.

Relativamente ao estudo das formações sedimentares existentes nas margens do Rio Douro, e nos poucos que cobrem a plataforma litoral, procurou-se reconhecer e identificar e caracterizar as diversas litologias e as estruturas sedimentares nelas contidas. Procurou-se reconhecer as características da estratificação e a geometria dos diversos corpos sedimentares, bem como a relação que se estabelecem entre eles. Efetuaram-se colunas estratigráficas que traduzem graficamente a ordenação vertical e temporal das unidades estratigráficas constituintes de cada depósito e o contacto com as unidades adjacentes.

Todo o trabalho de levantamento de dados realizado no terreno foi acompanhado de documentação fotográfica. Em cada depósito identificaram-se e caracterizaram-se os diferentes elementos e níveis que os constituíam, as diferentes fácies apresentadas, assim como o reconhecimento dos diversos elementos arquitetónicos, recorrendo-se à utilização das codificações de litofácies desenvolvidas por Miall (1996), já que os afloramentos visitados pareciam apresentar caracteristicamente fácies fluviais e/ou torrenciais.

Complementarmente efetuaram-se determinações em cada afloramento de outros parâmetros sedimentológicos e texturais com determinação do comprimento do eixo maior dos 10 maiores clastos presentes nos níveis conglomeráticos, determinação do sentido da imbricação de clastos, identificação de paleocanais, orientação dos diferentes tipos de estratificação, indicação de cor apresentada pelos sedimentos e pelo substrato, avaliação do grau de arredondamento apresentado pelos sedimentos areno-conglomeráticas, constatação da existência de possíveis alterações diagenéticas nos níveis que constituíam os afloramentos.

Um dos métodos de aquisição de dados que se revelou fundamental nesta investigação foi a elaboração de cartografia digital de vária índole, os Modelos Digitais de Terreno produzidos para esta região e a construção perfis longitudinais de cursos de água e dos principais relevos situados entre Valongo e Castelo de Paiva. Toda a informação obtida durante o desenvolvimento do trabalho foi cartografada com recurso a *software* de tratamento de informação geográfica. O *software* utilizado foi ArcGis 10.2, a partir do qual foi gerada toda a cartografia geomorfológica e temática produzida, resultando da análise de cartografia digital na escala 1/25000.

Na parte final deste trabalho e decorrente de toda a investigação desenvolvida na área de estudo, entendeu-se relevante a elaboração de um levantamento, de uma inventariação de *Sítios de Geodiversidade*. No desenvolvimento desta tarefa, foi seguida de perto a metodologia e os instrumentos de trabalho previstos para a construção de um inventário deste tipo, proposta e desenvolvida por Brilha (2015), onde se determina o Potencial Uso Educativo e o Potencial Grau de Degradação de cada *Sítio de Geodiversidade*, mas também se determina o Potencial Didático e a respetiva adequação a cada nível de ensino. Esta metodologia encontra-se explanada em detalhe no penúltimo capítulo deste trabalho dedicado ao património geomorfológico.

Além disso, dada a diversidade de características e a relevância dos elementos geomorfológicos contidos na área de estudo e, uma vez que esta se enquadra geologicamente no Maciço Ibérico, procedeu-se ao enquadramento dos *Sítios de Geodiversidade* selecionados, na temática “Relevo e drenagem do Maciço Ibérico em Portugal”, uma das categorias do inventário do Património Geológico Nacional, bem como nos respetivos subtemas, tal como propõem Pereira *et al.* (2015).

CAPÍTULO 2

EVOLUÇÃO TECTÓNICA, RELEVO E HIDROGRAFIA

2.1. Orogenia alpina e compressão cenozoica

Em Portugal Continental, o máximo da compressão alpina ocorreu há cerca de 9-9.5 Ma., durante o Tortoniano médio (Cunha *et al.*, 2000a), quando a micro-placa Ibéria sofreu uma longa e complexa evolução tectónica.

Ao longo do Mesozoico, os fenómenos de *rifting* foram os processos dominantes, verificando-se que na Margem Oeste da Ibéria (MOI), estes estão sobretudo relacionados com as etapas iniciais da progressiva abertura do Atlântico Norte, pelo que esteve sujeita a uma tectónica distensiva (Pais *et al.*, 2012) (Fig.2.1).

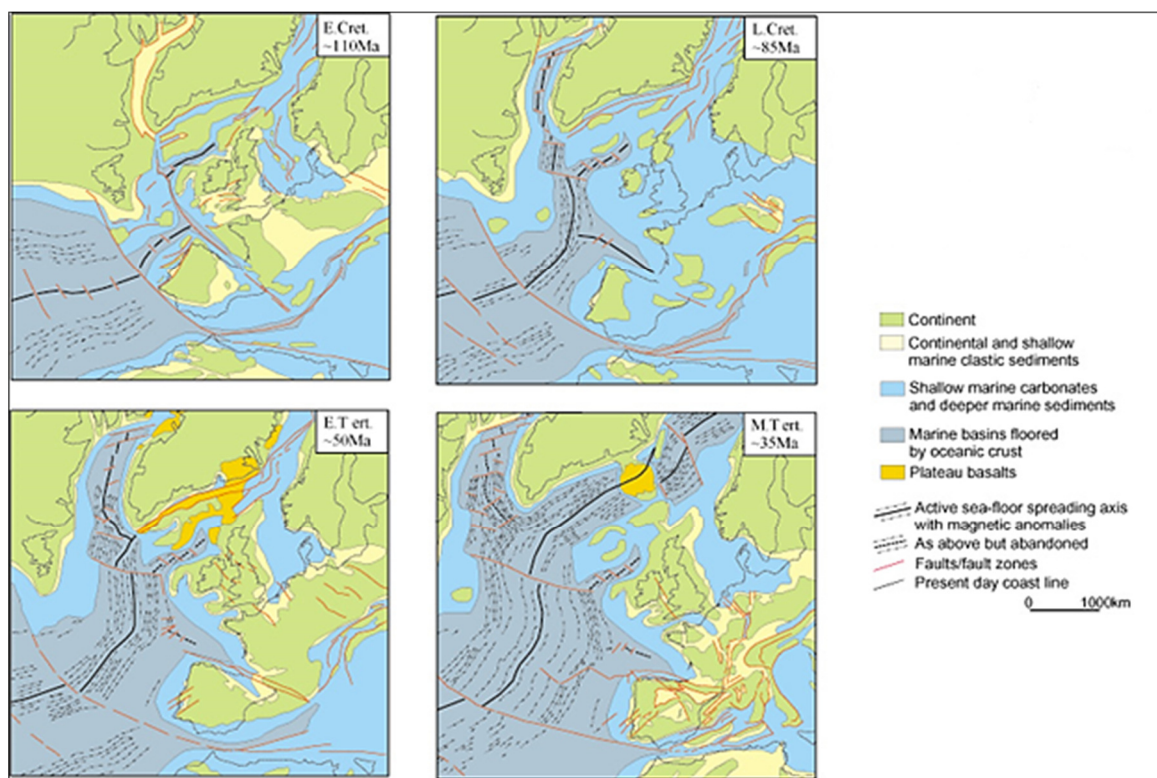


Fig. 2.1. Abertura progressiva do Atlântico Norte, originando períodos de movimentação diferencial entre as placas Euroasiática, Africana e Ibérica: A - Cretácico inferior (110M.a.), B - Cretácico superior (85 M. a.), C - Terciário inferior (50 M. a.), D - Terciário médio (35 M.a.) (adaptado de Ziegler, 1988 *in* Endeweg 2002).

A evolução estrutural e sedimentológica da MOI ocorrida durante o Mesozoico e durante o Cenozoico estão em grande medida relacionadas com a reativação das estruturas do soco varisco (Wilson *et al.*, 1989). A MOI é considerada por Pinheiro *et al.* (1996) como um exemplo de margem continental do tipo atlântico, de *rift* não vulcânica. O padrão dado pelas falhas de desligamento tardi-variscas desempenhou aqui um papel importante, no sentido em que os fenómenos de *rifting* se propagaram muito possivelmente de forma intermitente ao longo da

margem. Este longo processo de *rifting* terá tido início provavelmente durante o final do Triásico e o *breakup* continental ocorrido no sentido de Sul para Norte no início do Cretácico. Durante o Mesozoico, a Ibéria assumiu um papel de charneira, pelo que a sua atividade está associada com a evolução dos limites da placa: a Sul entre a África e a Eurásia, limite transcorrente ao longo da Zona de Falha Açores-Gibraltar (ZFAG) e a Oeste, entre a Ibéria e a Terra Nova, limite divergente associado à evolução do Atlântico. Nas fases iniciais do desenvolvimento do proto-atlântico Norte, desde o Triásico, a Ibéria encontrava-se solidária ao continente Norte-americano, mas por estiramento litosférico progressivo, veio a ocorrer rotura crustal e consequente oceanização no final do Cretácico inferior (Kullberg *et al.*, 2006).

Já no final do Mesozoico (Cretácico superior), o regime distensivo até então observado é progressivamente substituído por uma fase compressiva resultante da colisão entre as placas Africana e Euroasiática. Neste contexto, desenvolveram-se várias bacias sedimentares com orientação E-W a NE-SW (Pais *et al.*, 2012). Ao longo do Cenozoico, a Ibéria terá estado sujeita a uma compressão generalizada, a uma deformação compressiva intraplaca, devido à convergência com direção N-S entre a Eurásia e a África, o que terá originado significativos dobramentos litosféricos (Rosenbaum *et al.* 2002; Cloething *et al.*, 2001; De Vicente *et al.*, 2011). O encurtamento e a morfogénese da Ibéria estão sobretudo relacionados com a orientação da convergência destas placas, que se observou desde o Oligocénio até ao final do Miocénio (Orogenia Bética), com o máximo da compressão de orientação N-S.

Desde o início do Oligocénico que a Ibéria se tem constituído como parte integrante da placa Euroasiática, com o limite tectónico Euroasiático/Africano localizado na posição que conhecemos hoje, onde se concentra a maior parte da atividade sísmica no Oeste da Ibéria. Na parte continental, uma das falhas que se tem mostrado mais ativa é a da Vilariça, sem esquecer a de Seia-Lousã e a sua mais provável extensão (Falha da Nazaré e a Falha do Baixo Tejo) (Pinheiro *et al.*, 1996).

Durante o Cenozoico, estruturaram-se várias bacias sedimentares em território português – do Mondego, do Baixo Tejo, do Guadiana, de Alvalade e de Moura –, como anteriormente se mencionou e vários levantamentos tiveram lugar. Estas bacias ocorreram sobretudo em áreas subsidentes, onde se acumularam espessas sucessões de sedimentos, estando os seus limites com as elevações topográficas marcados por falhas inversas ou desligamentos. A maior parte das bacias, com uma tipologia *pro-foreland* (De Vicente *et al.*, 2011; Pais *et al.*, 2012), serão resultantes de compressão, largamente condicionada pela posição estrutural da Ibéria. Em contrapartida, de acordo com Pais *et al.* (2012), as principais áreas topograficamente elevadas

na Península Ibérica são: a Norte, a cadeia montanhosa Cantábrica-Pirenaica e as montanhas no NW do território português; na zona central, a Cadeia Ibérica e o Sistema Central e, no Sul, a Serra Morena- Cordilheira Bética.

Durante a compressão cenozoica, várias falhas são reativadas, das quais se consideram como principais as fraturas NE-SW a ENE-WSW, falhas inversas, como desligamentos laterais esquerdos, as falhas de direção NNE-SSW e as falhas de direção NW-SE como desligamentos laterais direitos (Pais *et al.* 2012). Considerando que a litosfera da Ibéria sofreu intensa deformação, as diversas bacias que se desenvolveram estiveram fortemente condicionadas por esta variedade de características tectónicas, existindo bacias delimitadas por falhas inversas, bacias transpressionais e bacias transtensionais, verificando-se que as bacias localizadas no Oeste peninsular são de facto sub-bacias de bacias maiores que terão sido provavelmente exumadas desde o final do Neogénico até aos tempos atuais (De Vicente *et al.*, 2011, Pais *et al.*, 2012) (Figs. 2.2 e 2.3).

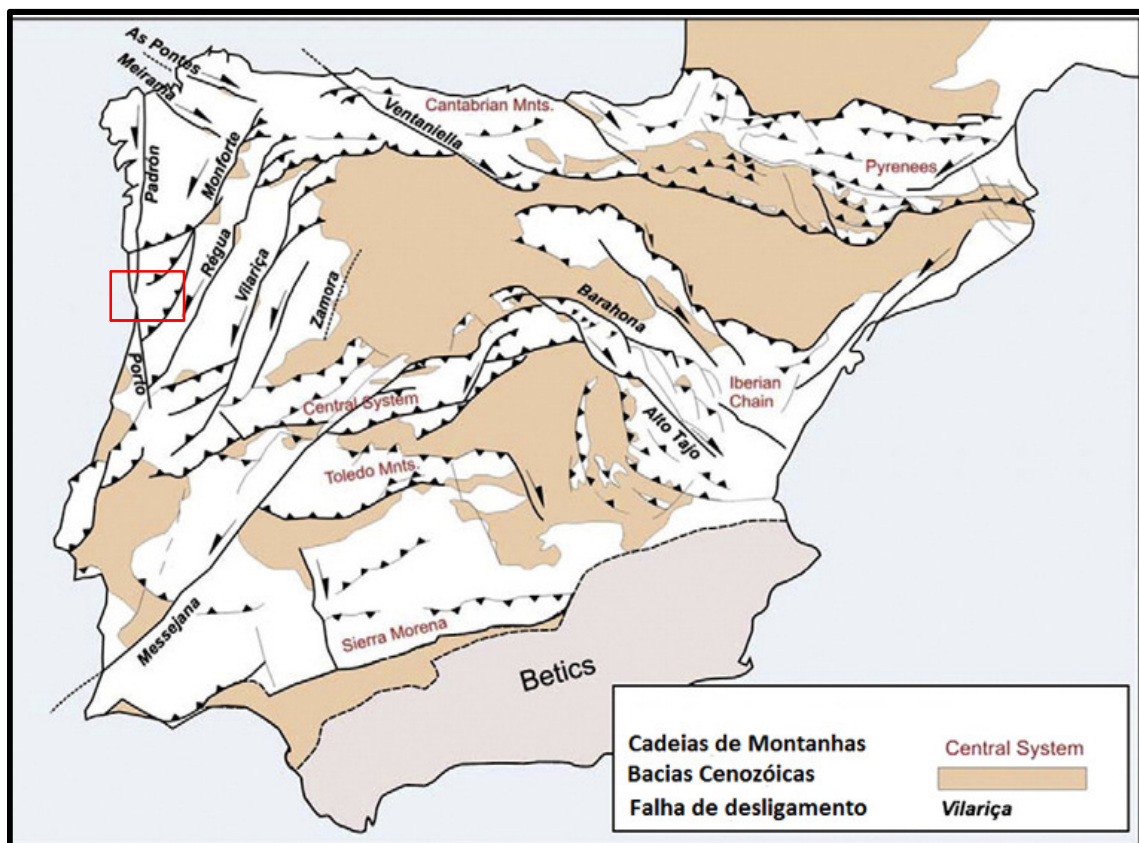


Fig. 2.2. Principais unidades tectónicas (bacias, cadeias de montanhas, enrugamentos crustais, corredores de falhas de desligamento) da Península Ibérica (adaptado de De Vicente *et. al.*, 2011). A área de estudo encontra-se assinalada a vermelho.

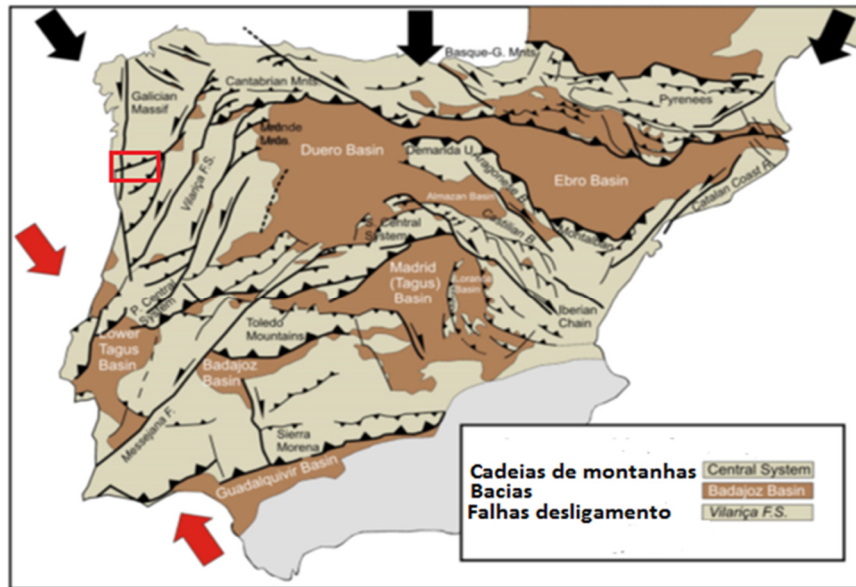


Fig. 2.3. Principais unidades tectónicas da Península Ibérica com a direção do encurtamento crustal durante o Oligocénico-Miocénico inferior (setas a preto); as setas vermelhas indicam a direção de encurtamento crustal do Miocénico à atualidade (adaptado de De Vicente & Vegas, 2009).

No Pleistocénico o regime tectónico compressivo toma a direção de compressão máxima próxima de WNW-ESSE a NW-SE, o que poderá estar relacionada com o limite de placa Açores-Gibraltar e com a margem SW de Portugal continental (banco de Goringe). Então, ocorre uma mudança no processo de movimentação lateral da Ibéria para Oeste, o que parece estar associado a uma alteração do regime tectónico, com a ativação de uma margem passiva para ativa compressiva, pela nucleação de uma zona de subducção que se propaga para Norte ao longo da margem continental Oeste (Ribeiro *et al.*, 1996; Vegas, 2006; De Vicente, 2011) (Fig. 2.4).

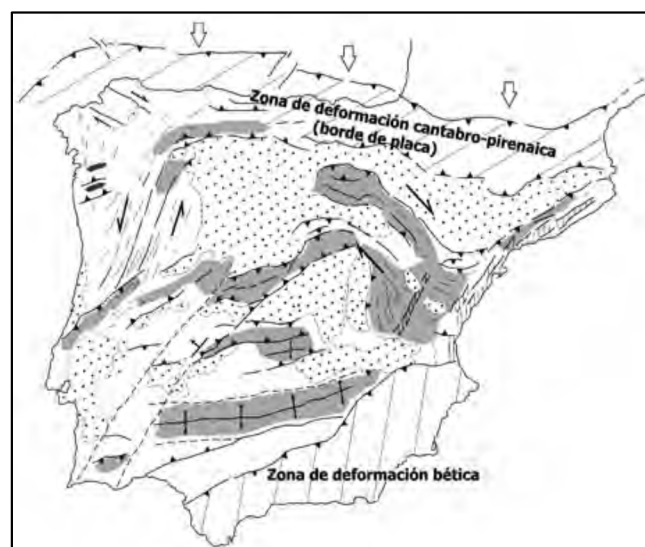


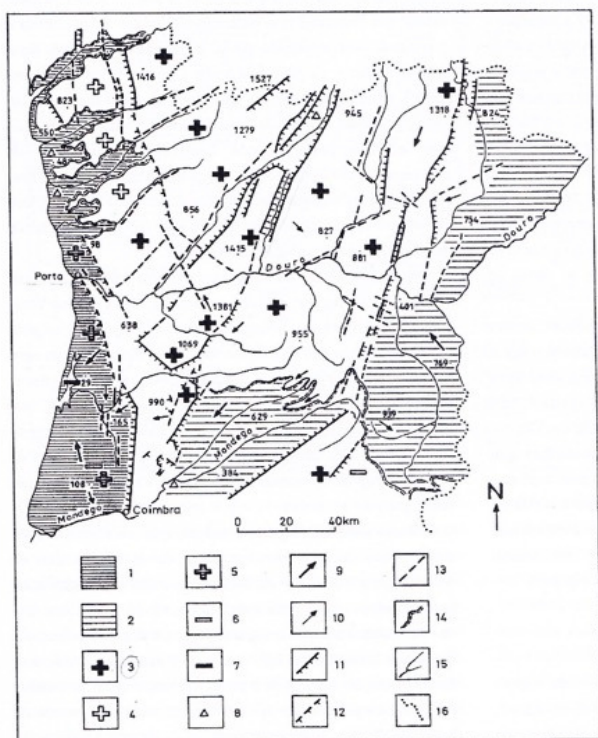
Fig. 2.4. Modelo tectónico de deformação intraplaca na Península Ibérica. O encurtamento N-S está distribuído pelas bacias (ponteadado) e pelos relevos (cinzento), mediante dobras corticais E-W e zonas de cisalhamento de direção NNE-SSW e NW-SE. (adaptado de Vegas, 2006).

2.2. Relevo de Portugal continental: aspetos gerais

O Maciço Ibérico, também designado Maciço Hespérico, ou Antigo, designa o núcleo antigo, pré-Mesozoico da Península Ibérica e ocorre essencialmente no seu setor ocidental.

Numa apresentação sintetizada da geomorfologia de Portugal continental e sob uma perspectiva clássica e tradicional, há muito definida para a Península Ibérica (modelo subjacente à construção do Mapa Geomorfológico de Portugal na escala de 1/500 000 de Ferreira em 1981) tem sido consensual considerar-se que os principais contrastes geomorfológicos do território português se verificam entre três conjuntos morfoestruturais principais: o Maciço Antigo, as orlas mesocenoicas ocidental ou lusitânica e meridional ou algarvia e as bacias cenozoicas do Baixo Tejo e de Alvalade. As características litológicas e o estilo de deformação tectónica terão deixado marcas bem vincadas e diferenciadas na geomorfologia, justificando esta divisão (Ferreira, 1978; Ferreira & Ferreira, 2004; Ferreira, 2005). Para a região Norte foi também elaborado um esboço apresentando as linhas gerais do escalonamento do relevo (Fig. 2.5).

Destes três conjuntos, o Maciço Antigo é aquele que apresenta uma acentuada individualidade, que deriva em grande medida da sua longa evolução geomorfológica, e além disso ocupa uma grande parte do território nacional (Ferreira, 2005).



Legenda

1. Superfície poligénica Plio-Pleistocénica;
2. Superfície de aplanamento poligénica de idade terciária (fraco levantamento durante o Terciário);
3. Superfícies de aplanamento escalonadas (levantamento moderado durante o Terciário e o Quaternário);
4. Levantamento, sobretudo durante o Terciário;
5. Levantamento, sobretudo durante o Quaternário;
6. Subsidência, sobretudo durante o Terciário;
7. Subsidência, sobretudo no Quaternário;
8. Subsidência sobretudo no Pliocénico;
9. Balanceamento geral das superfícies de aplanamento;
10. Balanceamento local das superfícies de aplanamento;
11. Escarpa de falha;
12. Escarpa de falha provável;
13. Fratura ou falha com pouca expressão na topografia;
14. Escarpa erosiva;
15. Rio;
16. Fronteira.

Fig. 2.5. Esboço morfotectónico do Norte de Portugal (Ferreira, 1991).

Apesar de tudo esta diferenciação morfoestrutural, segundo estes autores, não explica muito do traçado do relevo em Portugal, se se observar a hipsometria do território. As terras baixas, com altitudes inferiores a 400m, cobrem a metade Sul do país, onde a transição entre as bacias sedimentares e o Maciço Antigo é pouco notória. Já no Norte do país, à exceção da faixa litoral e dos principais fundos de vale, as altitudes são superiores a 400m, chegando mesmo a atingir cerca de 2000m, no centro do país, na Cordilheira Central Portuguesa, na Serra da Estrela. De acordo com Ferreira & Ferreira (2004), esta diferenciação acentuada das altitudes deve-se fundamentalmente a deslocamentos tectónicos recentes, cujas direções e amplitudes podem mesmo ultrapassar os limites das unidades morfoestruturais anteriormente referidas.

Em trabalhos mais recentes, Pereira *et al.* (2014) propõem a delimitação das unidades geomorfológicas em território nacional. Na execução do mapa de Unidades Geomorfológicas de Portugal continental, consideram unidades de área divididas em três níveis hierárquicos, que permitem descrever e caracterizar unidades geomorfológicas homogéneas. A execução do mapa teve por base a compartimentação do relevo em unidades que têm por princípio a sua homogeneidade numa perspetiva tridimensional: o tamanho, a génese e a sua idade.

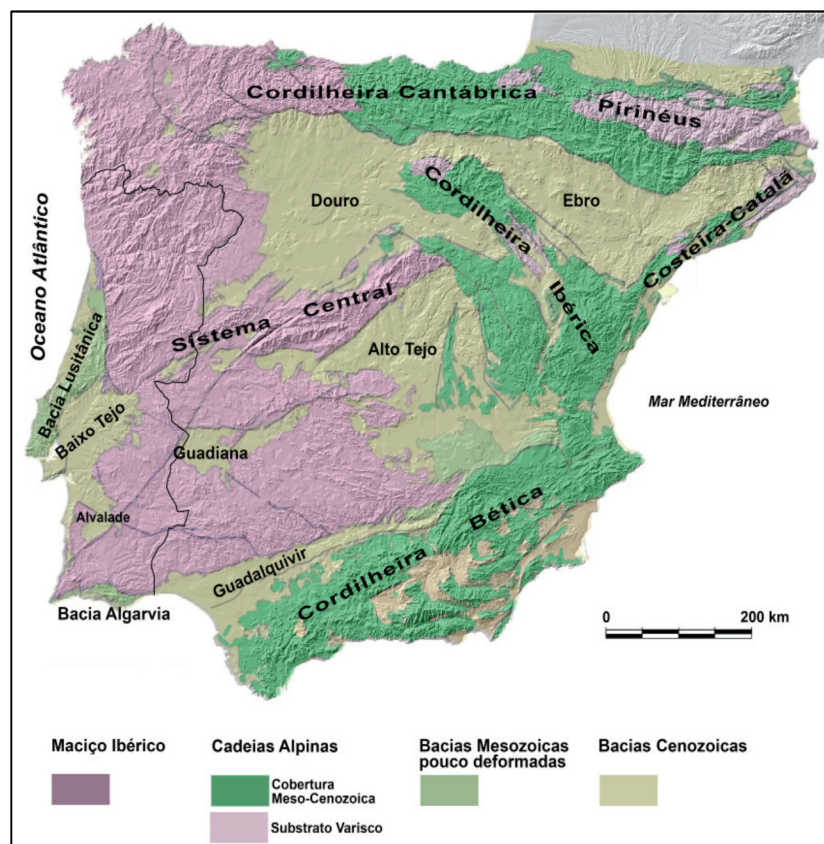


Fig. 2.6. Unidades morfoestruturais da Península Ibérica consideradas na definição do 1º taxon ou de nível 1 (adaptado de Pereira *et al.*, 2014).

Na definição das unidades de nível 1 (unidades morfoestruturais com maior extensão superficial) (Fig. 2.6), foram mantidos os contornos e as subdivisões estabelecidas de acordo com uma visão mais clássica da Península Ibérica, mas Pereira *et al.*, (2014) procederam à adaptação das designações geomorfológicas para o território nacional. Consideraram então para Portugal continental as seguintes grandes unidades geomorfológicas: o Maciço Ibérico, as Bacias Mesozoicas Pouco Deformadas e as Bacias Cenozoicas.

Cada unidade encontra-se subdividida em unidades morfo-esculturais ou de nível 2, sendo que cada uma delas se encontra por sua vez ainda subdividida em unidades de nível 3, que representam as unidades morfológicas contidas nas unidades morfo-esculturais (Fig. 2.7).



Fig. 2.7. Excerto do Mapa das Unidades Geomorfológicas de Portugal Continental definidas por Pereira *et al.*, (2014), para o NW de Portugal.

Incluídos no Maciço Ibérico consideraram quatro domínios morfo-esculturais bem definidos sob o ponto de vista geomorfológico (nível 2): as Montanhas e Planaltos do NW Ibérico, o Sistema Central Ibérico, os Planaltos do SW Ibérico e as Berlegas. A definição destas unidades relaciona-se sobretudo com o facto da evolução geomorfológica que aqui se verificou, ter sido fortemente condicionada pela diferenciação tectónica, bem como pelas condições climáticas.

No domínio das Bacias Mesozoicas Pouco Deformadas, foram considerados dois domínios morfo-esculturais: a Bacia Lusitânica e Bacia Algarvia. Relativamente ao domínio das Bacias Cenozoicas, incluem-se quatro domínios morfo-esculturais: com maior expressão as Bacias do Tejo e Alvalade (correspondem a cerca de 15% do território continental), a Bacia do Douro e a Bacia do Guadiana (com pouca expressão em território português) e as Planícies Costeiras de

origem marinha e fluvial (cerca de 7% do território), superfícies aplanadas cujas altitudes geralmente não ultrapassam os 100m, muitas vezes ocupadas por sedimentos arenosos plio-quadernários.

2.3. Maciço Ibérico: morfologia e evolução

Como parte da área em estudo se enquadra nesta unidade morfoestrutural, a ela se dedica especialmente este subcapítulo. É dada especial ênfase à região do NW de Portugal, analisando com algum detalhe a problemática da sua morfologia, gênese e idade, utilizando para isso dados referentes a algumas áreas que se encontram melhor estudadas por diversos autores, tentando estabelecer paralelismos que ajudem a melhor contextualizar, interpretar e compreender a área de estudo.

O Maciço Antigo português corresponde à extremidade ocidental do Maciço Ibérico, ou seja, é uma unidade morfoestrutural da Península Ibérica, que resultou do arrasamento da Cordilheira Varisca Ibérica no final do Paleozoico. Ocupa cerca de 70% do território nacional (continental), sendo o seu modelado dominado por superfícies de aplanamento, mais ou menos dissecadas pela erosão fluvial plio-quadernária ou deslocadas pela tectónica cenozoica, que provavelmente se desenvolveram desde o final do Mesozoico até à transição entre o Pliocénio e o Quadernário (Ferreira & Ferreira, 2004; Ferreira, 2005; Pereira *et al.*, 2014).

Feio (2004), para o Alentejo, considera que essa evolução levou à formação de uma superfície quase plana que designa por peneplanície alentejana, que no Baixo Alentejo se posiciona a cerca de 200-250m de altitude e constitui a unidade fundamental e estruturante do relevo da parte meridional de Portugal. Ela constitui o elo de relação entre os outros dispositivos geomorfológicos de origem tectónica, erosiva ou de acumulação. Trata-se de uma superfície poligénica, coberta por fina camada de depósitos cenozoicos, que representa o prolongamento para ocidente da Meseta meridional espanhola (Ferreira & Ferreira, 2004).

Pereira *et al.* (2014), distinguem e caracterizam no Maciço Ibérico quatro domínios morfo-esculturais (nível 2), como anteriormente já se referiu, cuja evolução geomorfológica se observou sobretudo condicionada pela diferenciação tectónica e pelo clima. O primeiro destes domínios – Montanhas e Planaltos do NW Ibérico, ocupa cerca de 33% do território e caracteriza-se pela existência de blocos levantados a cotas diversas, onde se destacam superfícies aplanadas situadas entre 800-1500m de altitude relativamente ao atual nível do mar. Subsistem ainda algumas destas superfícies posicionadas a altitudes que podem oscilar entre os 500-800m.

Incluem-se também blocos mais elevados pela ação tectónica onde se observa uma maior dissecação fluvial, cuja altitude oscila entre 1000-1500m. Inserem-se nesta unidade relevos residuais ou de resistência essencialmente quartzíticos e graníticos que podem elevar-se até 300m acima do nível aplanado de base. Esta unidade, junto à fachada atlântica, torna-se menos vigorosa e caracteriza-se pela presença de colinas e vales como resultados de uma forte incisão fluvial, que terá promovido forte erosão sobre os planaltos e as montanhas.

O segundo domínio que definem para o Maciço Ibérico é denominado de Sistema Central e ocupa 4% do território nacional continental. É constituído por um alinhamento montanhoso com uma orientação NE-SW, que em Espanha ultrapassa os 2000m e em Portugal atinge o seu máximo a 1993m, na Serra da Estrela, bloco soerguido do tipo *pop-up*. O levantamento tectónico do Sistema Central tem sido referido como concordante com o soerguimento da Cadeia Bética situada a SW da Península Ibérica, tendo-se verificado importantes episódios de levantamento no final do Miocénico.

O terceiro domínio, o dos Planaltos do SW Peninsular, por sua vez, ocupa cerca de 32% do território e corresponde à habitual designação de Meseta Sul. O seu principal traço corresponde ao bom desenvolvimento de uma superfície aplanada posicionada entre os 300-400m de altitude a partir da qual sobressaem alguns relevos residuais quartzíticos (destaque para a Serra de São Mamede com 1027m de altitude) e graníticos (Serra de Monchique a 902m de altitude). Caracteriza-se igualmente pela presença de um desnível tectónico mais evidente na escarpa de falha da Vidigueira (com orientação E-W) e no levantamento da Serra do Caldeirão. O menor soerguimento deste setor relativamente à área mais a Norte traduz-se numa menor incisão fluvial e na preservação das superfícies de aplanamento. Todavia, o rebaixamento progressivo da superfície da Meseta faz-se notar na forte imposição da bacia do Guadiana no sentido do curso principal.

O pequeno território constituído pelo arquipélago das Berlengas a Oeste de Peniche constitui o quarto domínio do Maciço Ibérico. Trata-se de pequenos afloramentos graníticos e metassedimentos pré-mesozoicos que delimitam a Oeste a Bacia Lusitanica.

2.3.1 Superfícies aplanadas

Tal como acontece em outros maciços antigos ou escudos continentais, as superfícies de aplanamento, geralmente extensas e mais ou menos conservadas, constituem uma das características dominantes desta unidade. Outra das características fundamentais são os relevos

residuais e as deslocções tectónicas das superfícies de aplanamento, e também a morfogénese que se desenvolve nos maciços graníticos (Ferreira, 2005; Ferreira & Ferreira, 2004).

Foi possível definir na evolução geomorfológica do Maciço Antigo, uma superfície de aplanamento designada de “pós-hercínica” ou “pré-triásica”, que, de acordo com Ferreira (2005), corresponde à superfície original que resultou do arrasamento da Cadeia Varisca, a qual foi fossilizada nos bordos do maciço pela sedimentação mesozoica. Em Portugal essa superfície não tem expressão topográfica, sendo somente observável a discordância entre o soco paleozoico arrasado e a sedimentação triásica. As superfícies de aplanamento subsequentes ter-se-ão formado a partir de retoques mais ou menos acentuados dessa superfície (Ferreira, 1978, 2005).

Tanto em território nacional como espanhol, existem testemunhos de uma morfologia arrasada no Maciço Hespérico fossilizada por sedimentos de idade cretácica, evidenciando uma superfície de erosão que provavelmente se estenderia por toda a Península Ibérica e designada por Martín-Serrano (1988) por Superfície Infra-Cretácica ou Neocomiana.

Durante parte do Jurássico, o bordo ocidental do Maciço Antigo parece ter sofrido uma longa fase de forte alteração química e bioquímica, associada às condições climáticas vigentes caracterizadas por calor e humidade e a uma relativa estabilidade tectónica. Isto terá permitido a formação de espessos solos e rególitos e, simultaneamente a sedimentação de carbonatos em mares pouco profundos, próximos do continente. O carácter detrítico da sedimentação no Cretácico inferior parece associar-se a alterações paleogeográficas que originaram a destruição dos solos e rególitos (Ferreira, 2005). De acordo com Martín-Serrano (1988), à exceção do Mesozoico no litoral português, os únicos sedimentos pós-hercínios que repousam sobre o Maciço, remontam ao Cenozoico, constituindo afloramentos reduzidos e localizados, o que implica que durante muito tempo o soco hercínico deva ter estado exposto a um arrasamento generalizado. Numa morfogénese deste tipo e com esta duração, só alguns relevos residuais quartzíticos, isolados e escassos se destacariam na paisagem. Esta superfície erosiva, desenvolvida ao longo do Mesozoico, denominada por este autor de “Superfície Inicial” e os seus vestígios limitam-se a alinhamentos quartzíticos de cumes nivelados. Esta superfície pressupõe uma rutura entre a morfogénese que se seguiu aos dobramentos hercínicos e a que dá início ao Cenozoico.

Abad & Martín-Serrano (1980) e Martín-Serrano (1988, 1994) estabelecem a organização do relevo no Maciço Hespérico na região de Zamora em três níveis principais, correspondentes às

três etapas fundamentais da sua morfogénese: a “Superfície Inicial”, definida pela linha de cumes que representa a etapa em que se geram os principais volumes de relevo; a “Superfície Fundamental” representada pelo nível geral da topografia, período temporal onde se estabelece o modelado definitivo; e o “Encaixe”, que constitui a sua etapa de destruição (Fig. 2.8).

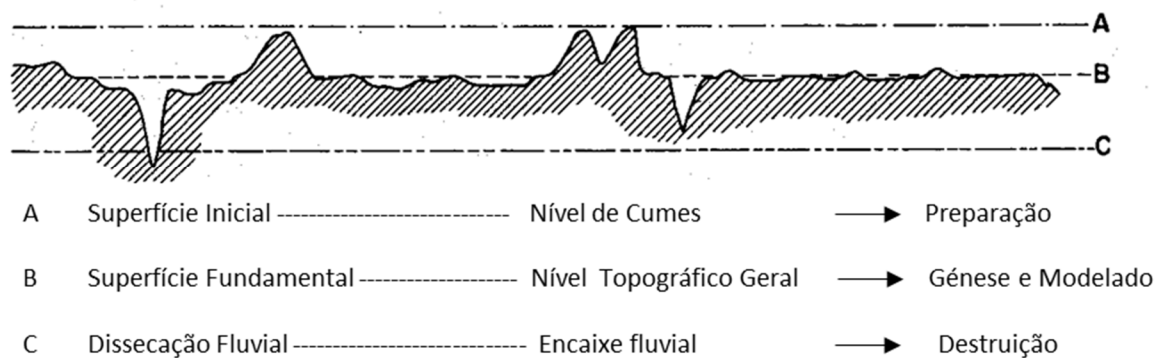


Fig. 2.8. Níveis de organização do relevo do Maciço Ibérico na região de Zamora, no bordo ocidental da Bacia do Douro (adaptado de Martín-Serrano, 1988).

As Arcoses de Coja, conservadas na Bacia de Lousã-Arganil e datadas do Eocénico superior, são uma referência no que respeita aos depósitos correlativos mais antigos que se conhecem e que dominam atualmente o Maciço Antigo. Estes depósitos recobrem em áreas mais ou menos restritas, uma vasta área de aplanamento paleogénica que se entende para Norte e para Sul da Cordilheira Central. É desta superfície paleogénica, identificável desde Trás-os-Montes até ao Alentejo, que deriva a diferenciação do relevo do Maciço Antigo português durante o Neogénico, devido a deslocações tectónicas verticais, algumas de grande amplitude e que originaram as principais montanhas portuguesas, ou devido à formação de superfícies de aplanamento mais recentes. São as deslocações tectónicas que introduzem a maior diferenciação nas altitudes do Maciço Antigo e que explicam a diferença de volumetria do relevo entre o Norte e o Sul do país. Escarpas de falha, compartimentos levantados e fossos tectónicos, sobrepõem-se geralmente a outros fatores no escalonamento regional do relevo (Ferreira & Ferreira, 2004; Ferreira, 2005).

A heterogeneidade litológica dos materiais do soco, sobre os quais se gerou a Superfície Inicial, originou a meteorização seletiva dos mesmos, podendo ser muito intensa e profunda nas séries xistosas hercínicas e quase impercetível sobre as barras quartzíticas.

Consequentemente, ter-se-á originado um perfil de meteorização irregular da frente de meteorização que não se espelharia na superfície, já que a topografia deveria apresentar-se bastante plana como é próprio dos modelados tropicais húmidos, sobressaindo dela alguns relevos residuais quartzíticos (Martín-Serrano, 1988).

A denudação posterior deste manto edáfico, como consequência dos primeiros impulsos alpinos, terá deixado a descoberto estas irregularidades dando lugar a um relevo do tipo *echtplain* ou “Superfície Gravada”, cujos traços fundamentais, de acordo com este autor, se caracterizariam por uma morfologia com características apalachianas, ao iniciar-se o Cenozoico (Fig. 2.9.).

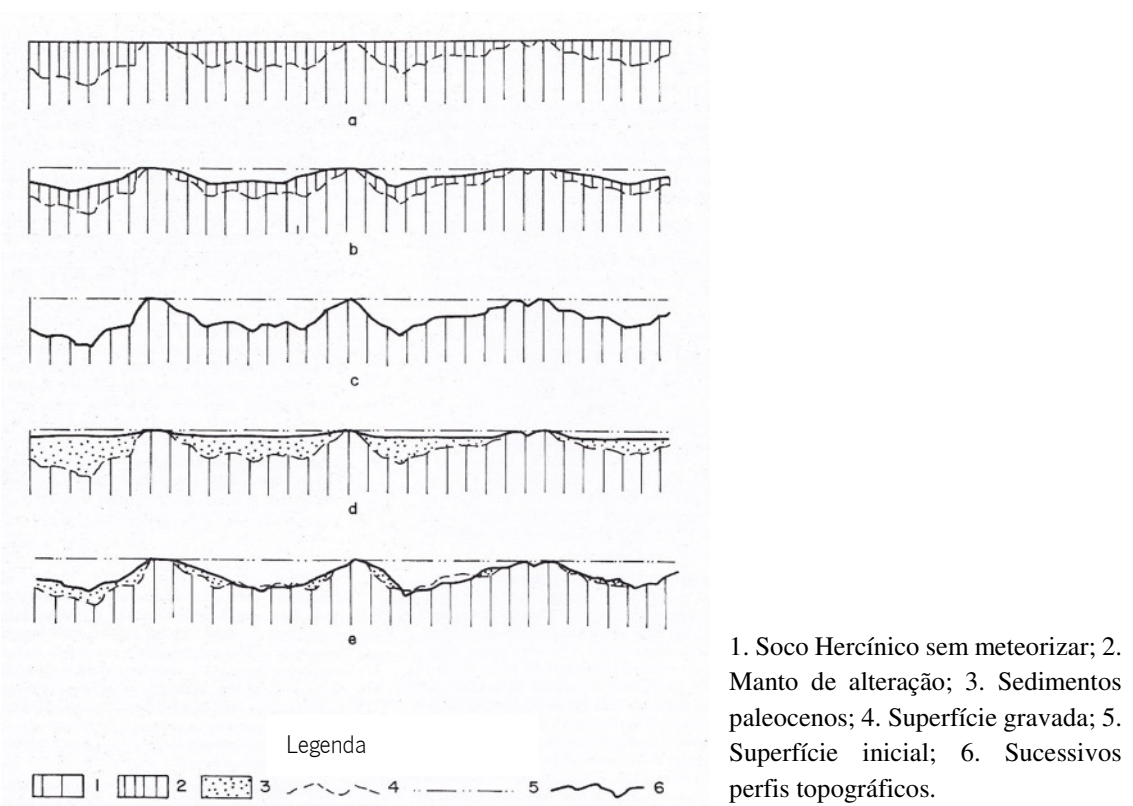


Fig. 2.9. Modelo de morfogênese dos relevos apalachianos, do Maciço Hespérico, em cinco etapas sucessivas (adaptado de Martín-Serrano, 1988).

2.3.2. Gênese e cronologia dos relevos com características apalachianas

A elaboração dessa topografia com uma geometria apalachiana (Superfície Inicial) partiria da destruição do relevo hercínico, até ao seu arrasamento total ao longo do Mesozoico, numa evolução policíclica. A degradação da Superfície Inicial por desmantelamento do seu perfil

edáfico associado terá originado os sedimentos paleocénicos, fazendo desaparecer os vestígios dessa Superfície Inicial, com exceção dos alinhamentos quartzíticos. Por baixo destes alinhamentos e fazendo parte da Superfície Gravada, permanecem as formas apalachianas. A base da antiga frente de meteorização e ainda de acordo com Martín-Serrano (1988), definem o nível geral da topografia. O autor considera que esta topografia corresponde ao primeiro esboço da “Peneplanície fundamental da Meseta”, designação atribuída por Solé (1958) *in* (Martín-Serrano, 1988), cuja elaboração terá perdurado no tempo. A presença generalizada desta superfície no ocidente peninsular é atribuída a uma morfogénese poligénica que terá tido início no Cretácico e finalizada no Miocénico. Mais tarde a incisão da rede fluvial atlântica terão iniciado a sua degradação, desnivelada tectonicamente, quer no Maciço Galego, quer no Sistema Central durante as movimentações alpinas. As deslocações tectónicas e os seguintes ciclos erosivos e denudações parciais acabariam por dar ao soco hespérico o seu relevo atual. No Norte de Portugal, o grau de desníveis associados a fraturas foi bastante considerável durante o Paleogénico e o Neogénico, pelo que tem dificultado a análise dos relevos do tipo apalachiano (Abad & Martín-Serrano, 1980; Martín-Serrano, 1988; Martín-Serrano, 1994) (Fig. 2.10).

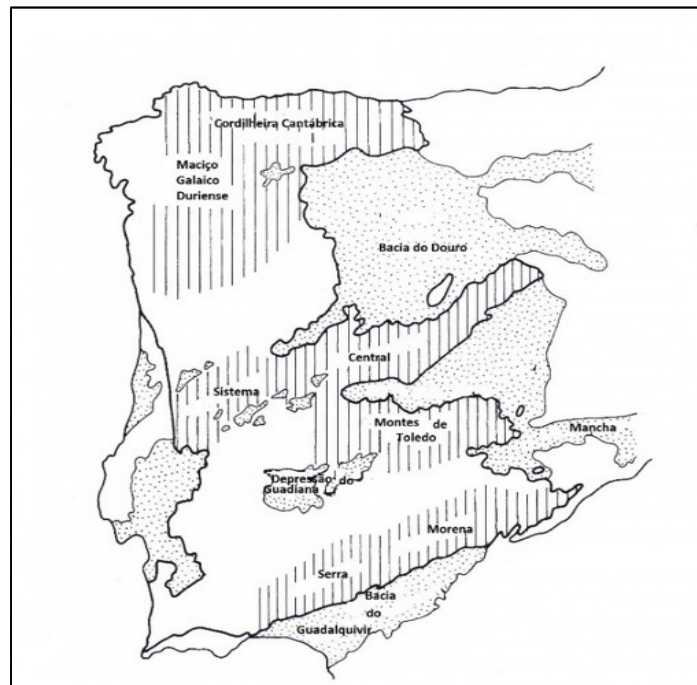


Fig. 2.10. Principais acidentes geográfico-geológicos alpinos do Maciço Ibérico (adaptado de Martín-Serrano, 1994).

A amplitude das deformações tectónicas teve grande importância na evolução das superfícies de aplanamento do Maciço Antigo português, durante o Cenozoico. De acordo com Ferreira (2005) existem dois tipos fundamentais de superfícies de aplanamento no território português: as superfícies poligénicas e as superfícies escalonadas. As primeiras, exemplificadas pela superfície da Meseta, ter-se-ão formado em zonas relativamente estáveis do ponto de vista tectónico, onde deformações de fraca amplitude seriam rapidamente anuladas pela erosão. As superfícies escalonadas, observadas nos planaltos centrais e nas montanhas ocidentais, correspondem a áreas onde a deformação tectónica seria mais acentuada e as várias fases de aplanamento não conseguiram eliminar todo o relevo entretanto formado e originaram sucessivos níveis de aplanamento que se conservaram a diferentes altitudes sucessivamente mais baixas. Este tipo de aplanamentos encontra-se em vários locais do Maciço, contudo as superfícies escalonadas tendem a ser mais frequentes no Norte de Portugal, onde as deformações tectónicas durante o Cenozoico atingiram maior amplitude.

A subida geral do continente suscitou por parte dos cursos de água um maior encaixe, originando gargantas que podem atingir centenas de metros de desnível sobretudo no Norte e no centro do país. De uma forma geral, as formas fluviais apresentam-se bem adaptadas aos acidentes tectónicos, mas há também vários casos em que o traçado dos rios não está de acordo com o relevo atual, sugerindo que eles se poderão ter instalado antes das principais deformações tectónicas (antecedência,) ou então, sobre coberturas de depósitos discordantes hoje já desaparecidos (epigenia) (Ferreira & Ferreira, 2004).

São ainda de referir as formas de origem glaciária (moreias, circos glaciários, morfologia dos vales, lagoas, entre outras formas) e o seu importante significado paleogeográfico. Elas encontram-se apenas em áreas restritas como é o caso da Serra da Estrela, onde se apresentam com grande nitidez e nas serras minhotas da Peneda e do Gerês (Ferreira & Ferreira, 2004).

2.3.3. Relevos residuais

Os mais importantes e frequentes relevos residuais das superfícies de aplanamento em Portugal, são as cristas quartzíticas. São relevos alongados, com várias dezenas de quilómetros de extensão e que se elevam de forma proeminente sobre uma planura de sopé talhada em xistos mais ou menos metamorfizados, atingindo alturas de duas a três centenas de metros. Trata-se de cristas constituídas essencialmente por quartzitos ordovícicos, que sofreram enrugamento

varisco e, por isso a sua direção NW-SE, encurvando para W-E no interior do território (Ferreira, 2005).

Tal como em outras áreas do Maciço Ibérico, este tipo de relevo residual quartzítico com orientação hercínica é uma das características mais marcantes da paisagem no setor Santa Justa – Douro. A sua morfologia contém singularidades, que em muito se assemelham com um relevo apalachiano.

Na província de Zamora, no setor ocidental, de acordo com Abad & Martín-Serrano, (1980) e Martín-Serrano (1988) na Serra de Culebra, bem como em outras áreas do Maciço Hespérico, observa-se uma morfologia que se assemelha bastante a um relevo apalachiano. De acordo com o autor as cristas quartzíticas que aí se observam, foram marcadas por uma superfície de aplanamento poligénico, que sofreu profunda alteração durante o Mesozoico, poupando as cristas.

Os suaves alinhamentos dos relevos residuais de direção hercínica, perpendiculares aos restantes acidentes geográficos, definem a paisagem de extensas regiões do Maciço Ibérico, cuja génese deve ser anterior ao Eoceno médio. As falhas alpinas, que modificam as grandes pediplanícies do Maciço, elevam, afundam e deslocam, estes relevos tão característicos das mesmas. São relevos prévios às principais etapas paroximais alpinas (Martín-Serrano, 1994).

A evolução dos cumes nivelados e alinhados quartzíticos, têm semelhanças com a morfologia presentes nos relevos dos Apalaches nos Estados Unidos, onde estruturas dobradas foram arrasadas por uma superfície de aplanamento. Esta superfície evoluiu, por erosão diferencial, ficando em evidência uma sucessão de barras quartzíticas paralelas, separadas por vales amplos talhados em rochas mais brandas (Ferreira, 2005).

A dinâmica e evolução geológica que caracteriza os Montes Apalaches e parte das serras do Maciço Hespérico em rochas de idade paleozoica correspondem a um estilo designado de apalachiano, modelado estrutural, normalmente desenvolvido em materiais metamórficos com graus diversos de transformação, materializando-se em cristas originadas por erosão diferencial e vales reproduzindo estruturas antigas arrasadas (Gilsanz, 1992). Este tipo de morfologia decorre do aplanamento de um relevo, que sofre um levantamento generalizado, a rede de drenagem reincide sobre o terreno, ficando as camadas mais resistentes numa posição mais elevada, ficando as zonas somitais à mesma altura, conservando o testemunho de uma antiga peneplanície (Elorza, 2008).

Uma característica fundamental das pediplanícies é assim, a presença de relevos residuais com vertentes abruptas, que se erguem bruscamente da planura geral, parecendo uma ilha, designados de *inselbergs* ou monte-ilha, associados sobretudo a climas tropicais húmidos e à remoção do rególito, numa fase posterior de degradação climática no sentido da aridez (Ferreira, 2005).

O volume de *inselbergs* em áreas graníticas conjuntamente com os relevos residuais no Maciço Ibérico, são consequência da primeira etapa da morfogénese terciária. Derivam da fase morfológica principal e é correlativa do manto caulinítico fini-mesozoico. Os *inselbergs* associados ao aprofundamento da frente de meteorização geraram os seus volumes principais durante o Paleocénico, sendo que estes relevos residuais vão ressaltando progressivamente do nível geral da topografia durante a etapa anterior e continuando a ser retocados durante todo o Paleogénico (Martín-Serrano, 1988).

No setor da Plataforma Litoral do Porto, que geologicamente assentam maioritariamente sobre um substrato granitoide, exumado por processos de denudação prolongada, delimitado por metassedimentos proterozoicos bem mais antigos, existiam algumas elevações residuais (hoje praticamente desmanteladas) de que são exemplo o *inselberg* denominado Monte de São Gens e as elevações de idêntica origem que existiram em Senhora da Hora, Viso de Cima e Seixo. Também no setor Santa Justa Douro, o Monte Crasto em Gondomar é um exemplo deste tipo de geofomas.

Na cidade do Porto a rede hidrográfica, desenvolveu uma configuração radial característica das áreas graníticas elevadas embora pontualmente parece que a fraturação terá induzido um desenvolvimento de um padrão angular local (detetável na vertente da plataforma voltada a oriente), desenvolvendo-se os cursos de água a partir de uma área mais elevada (Areosa, Pedrouços) donde fluem em diversas direções, o que sugere uma morfologia desta região numa estrutura em doma.

Segundo Gilsanz (1992), os relevos graníticos constituem um conjunto de fisionomias características deste grande grupo de rochas magmáticas intrusivas. Estes relevos procedem de modelados diferenciais associados a uma meteorização e erosão seletivas. O primeiro processo define os traços característicos sobretudo a meteorização química a mais importante, enquanto o segundo processo origina o desmantelamento da rocha alterada. Quando se associa um clima quente com níveis elevados de humidade, a alteração pode chegar a ser total. De acordo com este autor, conforme atuam estas variáveis, formam-se franjas, zonas e maciços arenizados

formando-se um saprólito que se comporta como uma areia ligeiramente compactada, muito vulnerável à erosão fluvial e pluvial conjuntamente com outras áreas com granito fresco. O modelo mais completo para explicar a génese deste tipo de relevos compreende duas etapas: a meteorização diferencial e a posterior denudação ou lavagem dos produtos de alteração. Corresponde a uma dupla aplanção ou *etchplain*. Diretamente associadas a estes processos, formam-se à superfície uma série de formas “maiores” como é o caso dos domos.

2.3.4. Relevos de origem tectónica

Os grandes acidentes geográficos do Maciço Antigo resultam da sobreposição de deformações alpinas. Embora se tenham feito sentir perturbações durante o Mesozoico, é durante o Cenozoico que ocorrem as alterações mais profundas. Formam-se os grandes sistemas montanhosos, como o Sistema Central ou o Maciço Galaico-Duriense e áreas deprimidas, como por exemplo Bacia do Tejo, Tejo-Sado e Douro. As superfícies de erosão fragmentam-se em blocos que se movimentaram dando lugar às principais massas montanhosas e às depressões cenozoicas (Martín-Serrano, 1994).

De acordo com este autor os acidentes geográficos e/ou geológicos mais importantes relacionam-se com a fragmentação tectónica, da qual a Cordilheira ou Sistema Central Ibérico é um exemplo, com *horsts* individualizados, definidos por escarpas e separadas por corredores tectónicos.

Cunha *et al.* (2008), consideram que a tectónica fini-cenozoica tem características muito distintas das verificadas em etapas anteriores, materializando-se por alterações no contexto tectono-sedimentar regional que ocorreu provavelmente a partir do Tortoniano e que se deve a esta tectónica a definição das principais formas de relevo atual, promovendo basculamentos ou soerguimento de blocos e um forte condicionamento por parte da rede fluvial. Atribuem-se-lhe os soerguimentos das Montanhas Ocidentais Portuguesas, da Cordilheira Central Portuguesa, Maciço Calcário Estremenho, entre outras. A tectónica fini-cenozoica expressou-se predominantemente por falhas inversas e cavalgamentos (NE-SW) e falhas de desligamento esquerdo (NNE-SSW). Além disso, ter-se-á verificado o rejeito de vários sistemas de falhas subverticais provavelmente com génese hercínica.

A superfície fundamental de aplanamento, na bordadura ocidental da Bacia Cenozoica do Douro, que se desenvolve a cerca de 800m de altitude (Martín-Serrano, 1988), resultou de um longo processo de erosão do Maciço Ibérico e a colmatação desta bacia durante o Cenozoico.

As depressões tectónicas constituem importantes formas de relevo regional. Pereira (2010) considera que no Norte do país pequenas depressões tectónicas estão associadas a dois acidentes tectónicos principais: Verin-Penacova (ATVP) e Bragança-Vilariça-Manteigas (ATBVM), a Este da qual a superfície fundamental tem maior expressão. Este autor reconhece ainda outros acidentes como as falhas de Pontevedra e de Mirandela, mas com menor expressão no relevo em Portugal (fig. 2.11). O movimento gerado ao longo destes acidentes terá originado escarpas e pequenas serras.

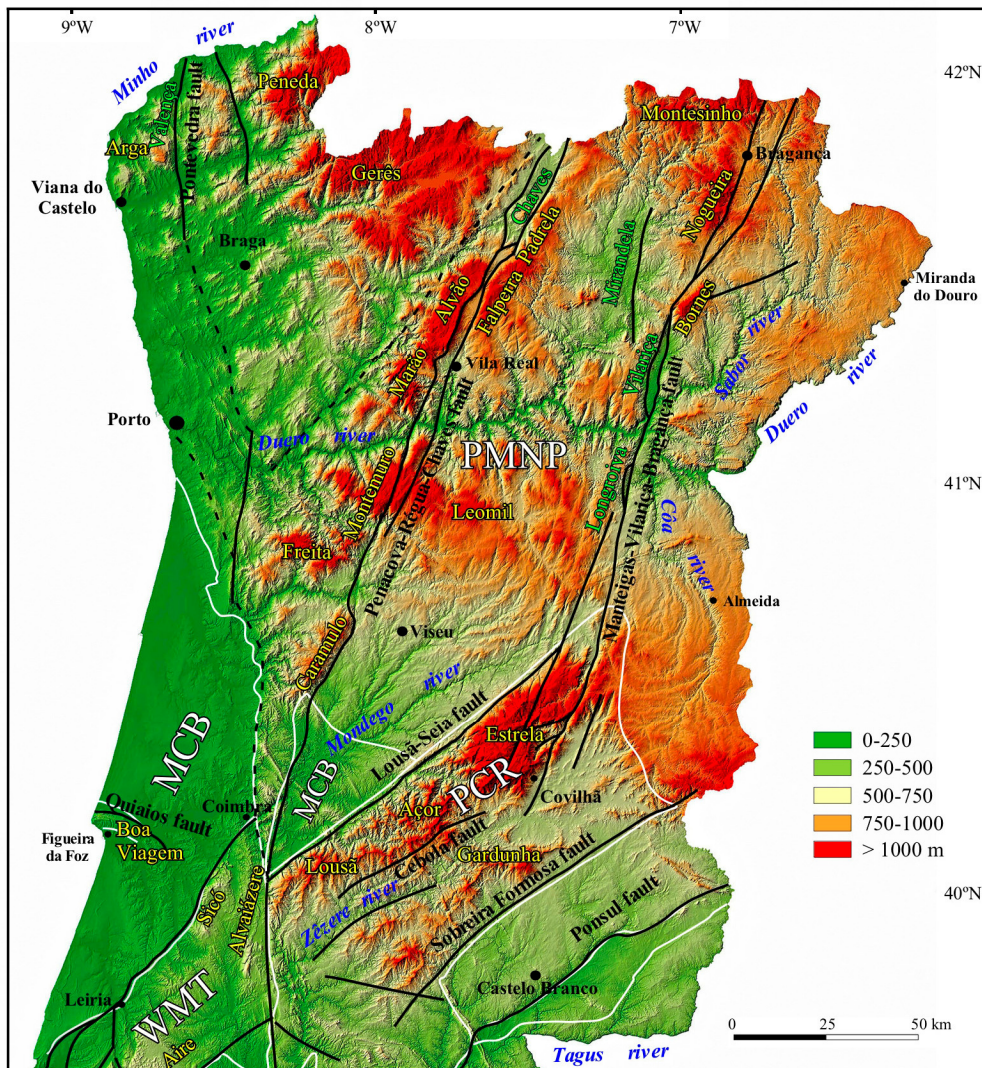
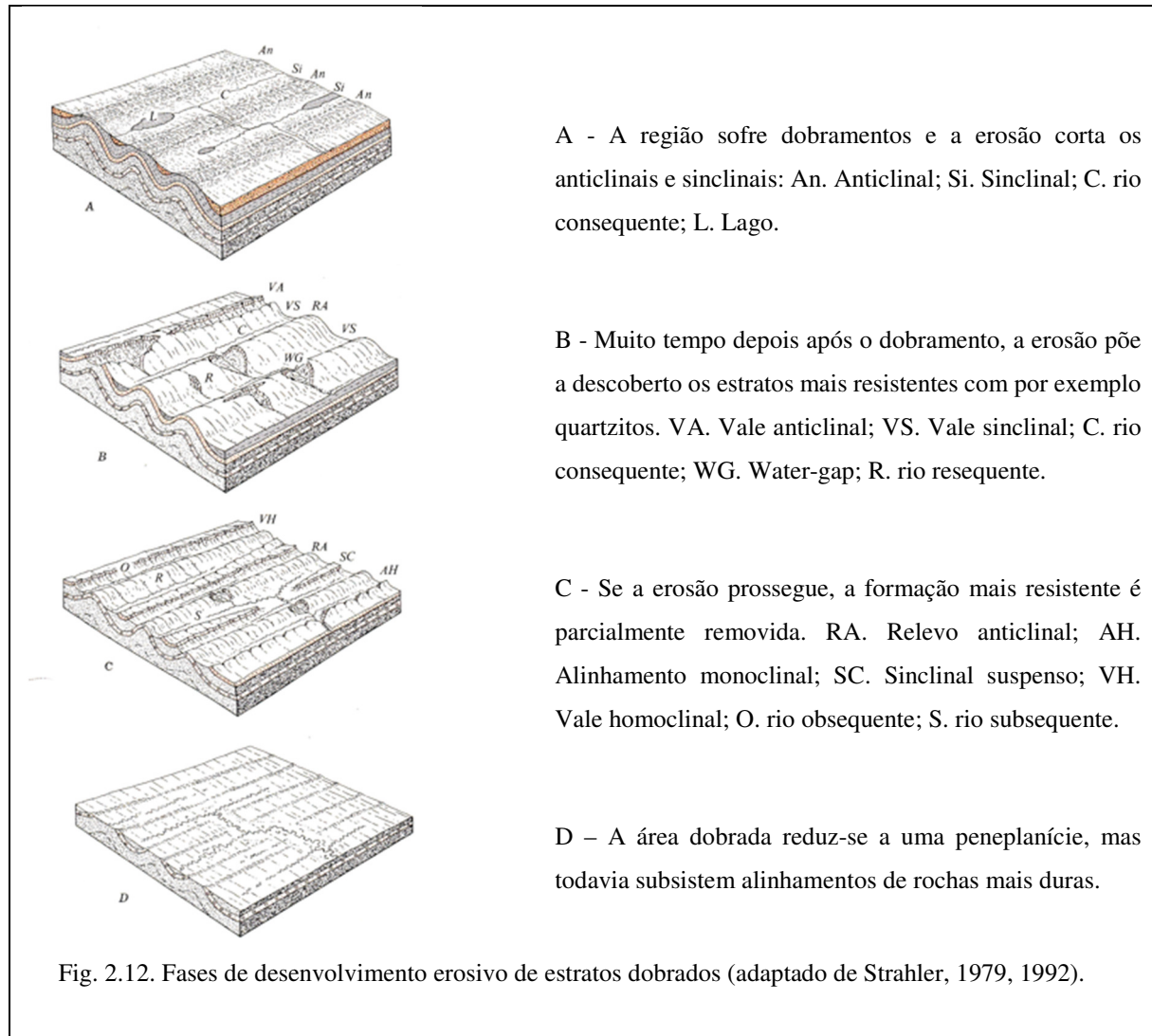


Fig. 2.11. Relevo, tectónica e drenagem do Norte e Centro de Portugal Continental (Galve *et al.*, 2020).

2.3.5. Regiões dobradas

Os modelados estruturais são aqueles que devem a sua forma à interação entre os diversos processos erosivos, à litologia e à estrutura das suas rochas (Elorza, 2008).

Se um relevo aplanado ficar submetido a um levantamento generalizado, a rede fluvial incide sobre o terreno e as camadas de maior dureza situam-se em posição elevada, ficando todas as zonas somitais a igual altitude. Este tipo de morfologia denomina-se de relevo apalachiano (Elorza, 2008).



O diagrama ilustra formas de relevo de erosão desenvolvidas numa série de dobramentos abertos simples, onde a camada mais resistente perdeu quase todas as menos resistentes que a cobriam (Fig. 2.12). Originam-se montanhas anticlinais nos arcos anticlinais e vales sinclinais profundos coincidem com os sulcos sinclinais. Grandes rios que eventualmente atravessassem os anticlinais podem manter os seus cursos transversais escavando “desfiladeiros” encaixados de paredes escarpadas através das montanhas anticlinais. As cristas dos anticlinais, ao longo do tempo vão sofrendo dismantelamento, formando vales inicialmente estreitos que se alargam progressivamente. Estes vales anticlinais poderão ser ocupados por rios subsequentes,

continuando a verificar-se o seu alargamento e aprofundamento, até que o anticlinal fica esventrado a todo o seu comprimento. Nos flancos, as litologias mais resistentes apresentam-se muito verticalizadas e formam montanhas homoclinais (cristas), que na sua essência são o mesmo tipo de acidente que os denominados *hogback*, originando-se um padrão de drenagem caraterístico (Strahler, 1992) (Fig. 2.13).

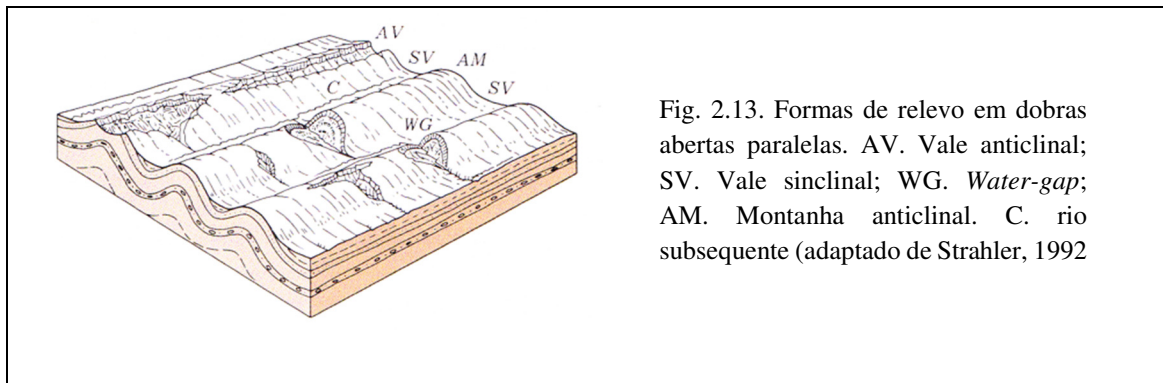


Fig. 2.13. Formas de relevo em dobras abertas paralelas. AV. Vale anticlinal; SV. Vale sinclinal; WG. *Water-gap*; AM. Montanha anticlinal. C. rio subsequente (adaptado de Strahler, 1992)

Se um relevo aplanado se submete a um *uplift* generalizado, a rede de drenagem reincide sobre o terreno e as litologias mais resistentes tomam a posição mais elevada, ficando as áreas mais elevadas a igual altura. Este tipo de modelado estrutural é designado comumente de relevo apalachiano (Elorza, 2008), a que associamos o relevo das Serras do Porto (fig. 2.14).

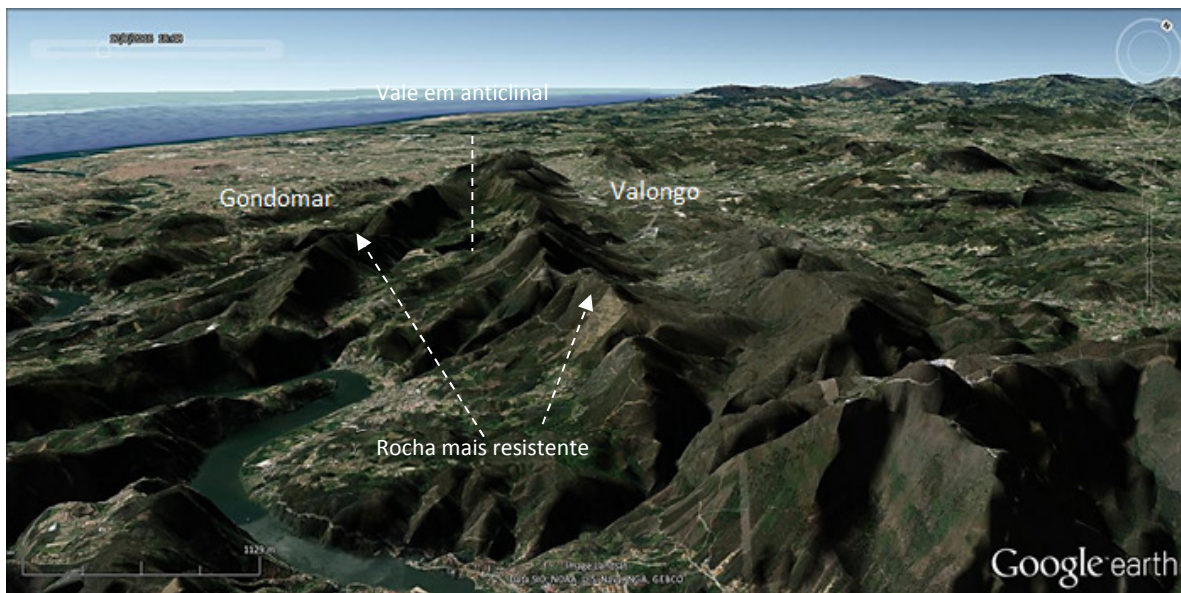


Fig. 2.14. Imagem obtida a partir do *Google Earth* (sobreelevação 2.5x) em direção a NW ao longo do vale do Torno. As camadas inclinam afastando-se do centro do vale, originando um vale anticlinal. Os estratos mais resistentes salientam-se em volta das elevações e originam relevos tipo crista.

2.4. Incisão fluvial

A rede de drenagem no Norte de Portugal, de acordo com Pereira (2010), deverá ter evoluído, por um lado controlada pela evolução das principais estruturas regionais e formas de relevo e por outro, pela presença do Oceano Atlântico a Oeste.

Para a compreensão da evolução da rede de drenagem, torna-se essencial ter em linha de conta a cronologia das etapas de levantamento do relevo. O contributo da herança varisca nesta evolução, não deve ser menorizado, já que deverá ter sido fator condicionante na captura dos setores mais interiores, destacando-se especialmente os maciços graníticos, os relevos diferenciais quartzíticos e as unidades xisto-grauváquicas, bem como a influência da rede de fraturas tardi-variscas no entalhe das linhas de água (Pereira, 1997 *in* Pereira 2010).

A Bacia Hidrográfica do Douro em território português possui uma área de grande extensão e uma grande diversidade morfológica resultante de uma evolução tectónica e geomorfológica complexa (Antón *et al.*, 2010). Possui uma área total de 97 603 Km², dos quais 18 3643 Km² (19%) pertencem a Portugal e 78 960 Km² encontram-se em território espanhol (INAG, 2001). A bacia de drenagem dispõe-se com uma direção geral E-W, sendo o curso de água de maior importância o Rio Douro que desagua no oceano Atlântico entre as cidades do Porto e de Vila Nova de Gaia.

Atualmente os sistemas de drenagem na parte central e Norte da Península Ibérica desenvolvem-se maioritariamente em direção ao Oceano Atlântico e ao mar Mediterrâneo. Contudo, durante o Cenozoico apresentava uma configuração diferente da atual, com um sistema de drenagem interior, tendo posteriormente sofrido reorganização, com a abertura para o litoral Atlântico (Santisteban & Schulte, 2007). A abertura do sistema fluvial intrabasinal ao Atlântico deverá ter tido um importante impacto no nível de base dos principais cursos de água da Bacia Cenozoica do Douro (endorreica). A abertura da rede para o litoral Atlântico a Oeste terá resultando numa complexa reorganização fluvial desencadeando uma acentuada incisão fluvial (Antón *et al.*, 2014).

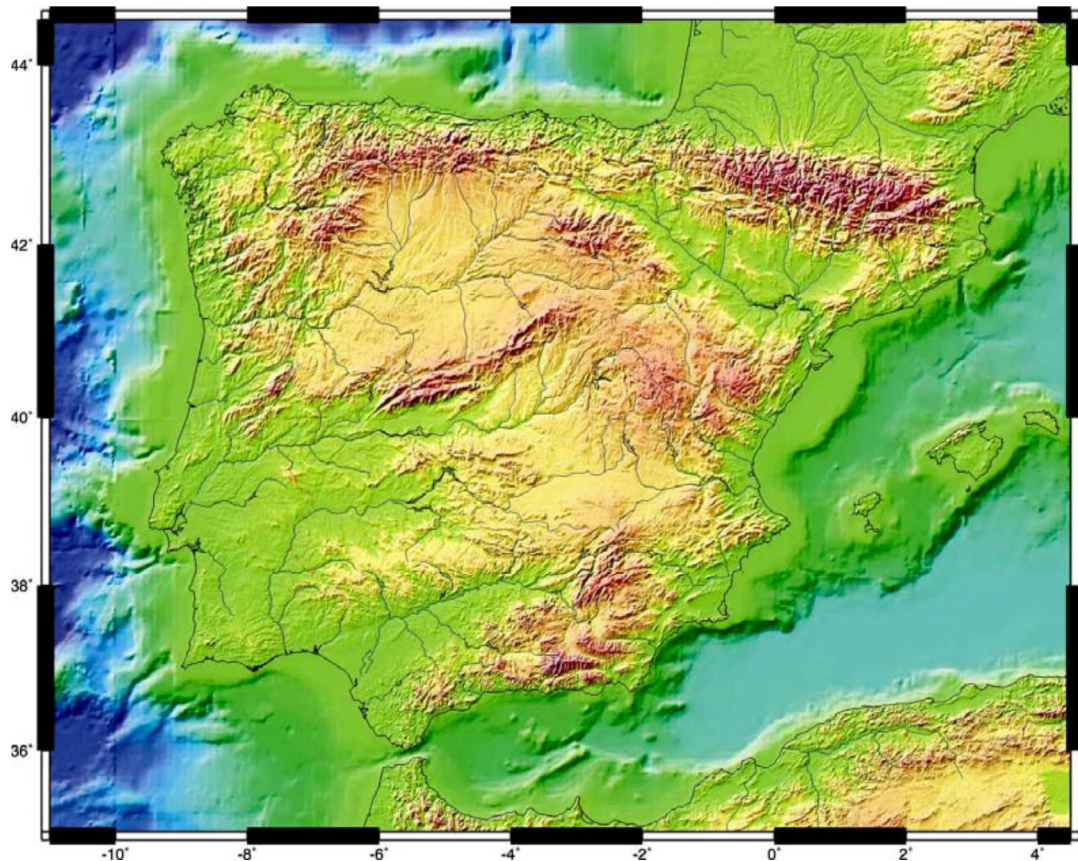


Fig. 2.15. Relevo da Península Ibérica e enquadramento geral da bacia hidrográfica do Rio Douro (adaptado de De Vicente, 2004). É possível distinguir com nitidez as bacias Cenozoicas endorreicas no interior da Península, como por exemplo a Bacia Cenozoica do Douro a Norte (a amarelo) e as bacias com drenagem para o litoral atlântico que capturaram as interiores (a verde).

Na opinião de Antón *et al.*, (2012), os segmentos do Rio Douro que se desenvolvem para além da faixa Oeste da Bacia Cenozoica do Douro (WCB), terão funcionado pelo menos desde o início da drenagem exterior à bacia, induzindo assim um acentuado abaixamento do nível de base, superior a 700m, desencadeando capturas fluviais em grande escala, a reorientação dos cursos de água e provocando um dramático aumento na taxa de incisão.

A evolução do vale do Douro, quando ele ultrapassa a faixa Oeste da bacia (WCB), traduz-se em profundas alterações nas características fluviais.

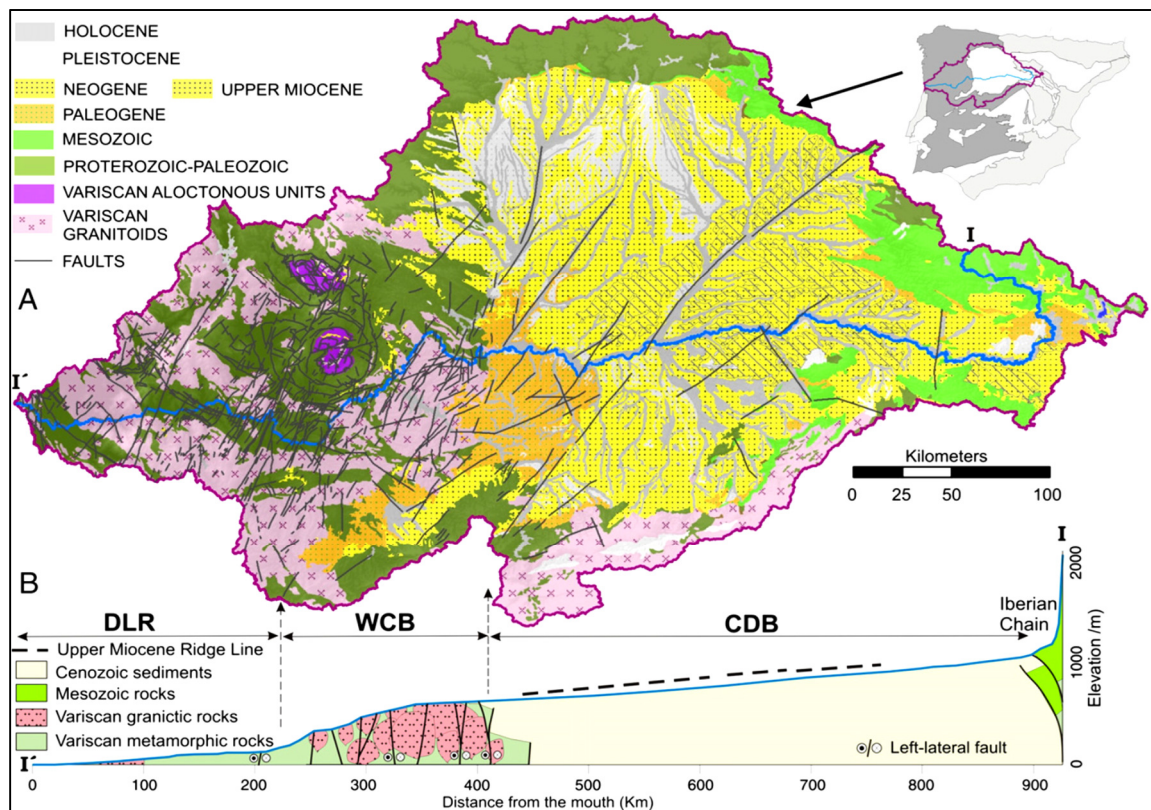


Fig. 2.16. A: Carta geológica da Bacia Hidrográfica do Douro evidenciando o principal curso de água e as três áreas da rede de drenagem (CDB: Bacia Cenozoica do Douro; WCB: Franja Oeste da Bacia Cenozoica do Douro; DLR: Zona vestibular do Douro) B: Perfil longitudinal do rio, mostrando as principais características geológicas ao longo do percurso. (Antón *et al.*, 2012).

Antón *et al.* (2012), efetuaram a análise à escala da bacia, no sentido de determinar a distribuição quantitativa dos valores da incisão e concluíram que, por exemplo, na área das Arribas do Douro, no canal principal, se verificou uma incisão de 470m (cerca de 67% do valor máximo), concentrada nesta área, relativamente ao nível de base da bacia fechada, o que revela bem a amplitude dos processos de incisão. Estes resultados apoiam a ideia de um abrupto aumento da incisão fluvial em direção a Oeste, e dados de datação com isótopos cosmogénicos sugerem para esta área taxas de incisão que rondam os 2-3 mm/ano, nos últimos 100 Ka aproximadamente (Antón *et al.*, 2012).

Na região assinalada como WCB verificam-se anomalias tais como uma multiplicidade de canais fluviais com elevado gradiente e forma do vale anómala, que não podem ser explicados pela tectónica mais recente. A explicação mais comumente aceite é que os mecanismos responsáveis pela modificação da drenagem e a forte incisão estejam intimamente ligadas com

os mecanismos de captura, que determinou a abertura da bacia endorreica e a um posterior abaixamento nível de base, que se transmite e faz sentir em direção a montante CDB.

2.5. Fatores de controlo da atividade fluvial

A natureza da análise da sequência de depósitos de terraço fluviais é multidisciplinar (Stokes, 2012). Os depósitos de terraço fluviais têm vindo a ser reconhecidos como importante fonte de registos dos paleoambientes do Quaternário e providenciam relevante informação sobre os principais mecanismos de controle dos sistemas fluviais como a tectónica, o clima e o nível do mar (Brigdland, 2000; Brigdland *et al.*, 2004; Martins *et al.*, 2017). Os terraços fluviais constituem importantes testemunhos do *uplift* crustal, já que este é um importante fator de controlo para a sua formação, embora a sua ciclicidade esteja invariavelmente associada a uma resposta às flutuações climáticas desencadeando sucessivos períodos de incisão e de agradação. Brigdland (2000), Bridgland & Westaway, (2008) e Brigdland *et al.*, (2010) consideram que a formação de sequências de depósitos de terraços fluviais com sedimentos acumulados ao longo de um largo período de tempo e gerados durante o Quaternário, estão particularmente associados com a temperatura e com a precipitação como fatores de controlo da atividade fluvial.

Brigdland *et al.* (2010) entendem que, a formação destas sequências de terraços está sempre associada à resposta ao *uplift* verificado no final do Cenozoico especialmente durante o Quaternário. A combinação entre o *uplift* progressivo e os ciclos climáticos são responsáveis por desencadarem a atividade fluvial durante este período e consideram que nos sistemas fluviais quaternários sobretudo médio e final, por cada ciclo de 100 Ka aproximadamente, em regra forma-se um terraço.

Durante o Pleistocénio, os rios no continente europeu, são predominantemente marcados por vários estádios de incisão e de episódios de agradação, que amplamente têm sido relacionados com as oscilações climáticas, podendo em outros locais estes estádios também poderem ser atribuídas a uma resposta à tectónica e às flutuações no nível do mar (Ramos *et al.*, 2012).

Os terraços gerados durante o Pleistocénico médio e inferior, regra geral formaram-se sincronizados com os ciclos glacial-interglacial ou megaciclos de maior periodicidade. Embora isto só possa ser demonstrado onde é possível a datação absoluta dos depósitos ou a correlação com o registo oceânico com eventos globais marinhos usando os limites dos MIS (*Marine Isotope Stages*). Este está considerado um referencial do clima e a da estratigrafia quaternária.

Muitos rios formaram terraços em sincronia com as oscilações entre períodos glaciais e interglaciais. O clima por si só parece ser insuficiente para desencadear a formação de terraços, sendo os movimentos de *uplift* igualmente necessários, permitindo que uma sequência de terraços possa providenciar informação do registo dos movimentos crustais numa determinada área (Brigdland, 2000; Brigdland *et al.*, 2004).

Cabral (1995, 2012), considera que a atividade neotectónica em Portugal continental, enquanto território que faz parte da margem Ibérica ocidental, reflete a interação entre a microplaca Ibérica e a placa Nubia, que se caracteriza por ser uma fonte de deformação neotectónica que ocorre a velocidades relativamente baixas. O autor reconhece a evidência de *uplift* tectónico, ou seja, movimentos verticais de longo prazo, praticamente generalizado à maior parte do território português, desde o final do Pliocénico, evidenciado sobretudo pela presença de terraços marinhos elevados ao longo da costa, bem como, pelo forte encaixe evidenciado pela rede de drenagem. Cabral (2012) estima, de uma forma relativamente constante, uma taxa média de *uplift* de longo/ curto prazo que oscila entre 0,1- 0,2mm/ano em vários setores da costa portuguesa, admitindo poder ser um pouco mais elevada para o interior.

Brigdland (2000) e Brigdland *et al.*, (2004) consideram ainda que o *uplift* progressivo parece ser igualmente um fator fundamental, a ter em linha de conta, para explicar não só a formação de sequências de terraços quaternários como a sequência de praias levantadas preservadas acima do recente nível do mar. De acordo com estes autores, em determinadas regiões um certo tipo de isostasia pode providenciar também mecanismos de *uplift* e de subsidência, como resultado do ajuste isostático da crosta com a redistribuição dos materiais resultantes da erosão, transporte e deposição, efetuada maioritariamente pelos cursos de água, das regiões mais elevadas no interior para as mais baixas até ao litoral. Desta forma, os rios tornam-se indiretamente os responsáveis pelos ajustes experimentados pela crosta, desencadeando a formação de depósitos de terraço. Recentemente considera-se que a resposta isostática associada à denudação é o elemento responsável por grande parte do *uplift* em determinadas áreas, pelo que no seu conjunto são importantes fatores de modificação da paisagem.

É largamente aceite que o *uplift* desencadeado por denudação isostática é um processo frequentemente associado à evolução de margens continentais passivas, como a margem atlântica europeia. É também largamente reconhecido que os períodos glaciários verificados durante o Pleistocénico foram períodos de erosão muito acelerada e que sobretudo no Pleistocénico médio, poderá ter desencadeado um aumento da erosão por *uplift*, que foi acelerada especialmente durante o final do Quaternário médio. A isostasia por erosão,

desencadeada pelo clima severo que se fez sentir devido ao arrefecimento global, é a causa direta do aumento significativo do *uplift* durante o Quaternário que é hoje reconhecido em várias partes do globo (Molnar & England 1990; Brigdland, 2000).

Brigdland (2000), Brigdland *et al.*, (2004), consideram que o registo sedimentar marinho é atualmente reconhecido como potencial para providenciar um enquadramento ambiental para o Quaternário, daí que a correlação destes com os depósitos de fácies continental tem especial interesse. Os depósitos de praias levantadas e a sua correlação com depósitos dos sistemas fluviais é desejável, já que aqueles se restringem ao mais elevado nível do mar durante um período interglacial, tornam-se um elo importante no estabelecimento da interligação entre o registo sedimentar de fácies continental com o de fácies marinho permitindo a reconstituição da evolução da paisagem.

Outro dos fatores forçadores da geração de terraços tem que ver com as alterações no nível do mar, sendo especialmente significativo em áreas situadas junto à linha da costa, por sua vez relacionado com a alteração do clima (Brigdland *et al.*, 2004). Dos últimos 65 Ma até à atualidade, é consensual que o sistema climático na Terra tem experienciado significativas oscilações e uma complexa evolução, reveladas sobretudo pela análise em sedimentos do fundo marinho, verificando-se alternância entre períodos de calor extremo, com temperaturas extremamente baixas com formação de massas de gelo continentais e calotes de gelo polar. Estas oscilações são sobretudo desencadeadas pela geometria orbital da Terra gerada pela periódica oscilação nos parâmetros orbitais, a obliquidade e a precessão, assim como, pela tectónica de placas, ambos em perpétuo movimento (Zachos *et al.*, 2001). De uma forma global, existe o consenso generalizado, em relacionar as flutuações do nível do mar e as oscilações climáticas durante o Quaternário, deduzido a partir do registo contínuo de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ medido no mar do Atlântico Norte, o qual abrange os últimos 3 Ma (Raymo, 1994). De acordo com Gibbard & Cohen (2008) estudos isotópicos de sedimentos provenientes dos oceanos, apontam para a existência nos últimos 2.6 Ma. (Quaternário) de cinquenta e dois períodos de temperatura baixa intercalados com períodos de temperaturas elevadas, referidos frequentemente como períodos glaciários e interglaciários. Nos continentes as evidências são incipientes e variam regionalmente, pelo que a estratigrafia glaciário-interglaciário deve recorrer ao registo sedimentar oceânico, para uma fundamentação cronológica global.

Atualmente o clima parece encontrar-se num estágio interglaciário e o nível do mar relativamente constante nos últimos 7000 anos, desde o desaparecimento completo das calotes de gelo da última idade do gelo (Pirazzoli *et al.*, 1991; Sidall *et al.*, 2007). Contudo a exata natureza do

“estado interglaciar” não é muito clara, já que se considera que o nível do mar em períodos interglaciários, variou na ordem dos 10m nos últimos 800 Ka., sugerindo que o clima e o volume das calotes de gelo têm variado entre e talvez durante os períodos interglaciários. O nível do mar pode ser usado na definição da duração e do tempo dos períodos interglaciários, além disso permitirem mostrar a forma como o volume do gelo e a estabilidade do clima variaram de um para outro período interglaciário (Stirling *et al.*, 1998; Sidall *et al.*, 2007).

Sidall *et al* (2007) consideram que, durante o Quaternário, as alterações do nível do mar são atribuídas sobretudo a efeitos eustáticos (variações do nível marinho a nível global) e a efeitos isostáticos que têm uma expressão regional e estão geralmente relacionados com movimentos da crosta originados pela alteração na carga da água dos oceanos e do gelo. Este movimento é extremamente lento, uma vez que o manto é altamente viscoso, além disso, este ajustamento que marcou o final da última idade do gelo ainda não está finalizado.

O registo dos diferentes níveis do mar observados durante o Quaternário, providenciam uma referência chave da sequência e da periodicidade dos ciclos glaciários e interglaciários, sendo especialmente importante para o estabelecimento do tempo e da extensão das glaciações nos continentes, as flutuações na temperatura do mar e o estabelecimento da relação entre o *forcing* orbital e o clima global (Cutler *et al.*, 2003).

A formação de terraços fluviais requer agradacção de sedimentos no canal principal e na planície aluvial, seguida de incisão. Regra geral, a agradacção reflete períodos de instabilidade das vertentes, pela diminuição da vegetação que promove a erosão e promove um acréscimo de carga sedimentar no vale. Em oposição, a incisão fluvial decorre quando as vertentes se estabilizam devido ao coberto vegetal que entretanto se estabeleceu, reduzindo a quantidade de carga sedimentar transportada para os rios (Stokes, 2012). Enquanto o clima é um importante fator de controlo do canal fluvial e do padrão da agradacção e incisão da planície aluvial dando origem ao desenvolvimento de um nível de terraço, a formação de vários níveis de terraço embutidos numa escadaria de terraços, já requer uma tendência consistente do abaixamento do nível do mar (Stokes, 2012).

Em áreas tectonicamente quiescentes, alterações regionais do nível de base, podem ser influenciadas por alterações do nível do mar devido a oscilações climáticas. Durante o Quaternário o nível do mar durante os períodos de frio glaciário manteve-se baixo, promovendo a incisão e num nível alto durante os períodos interglaciários mais quentes, promovendo a agradacção, com ambas respostas ocorrendo somente na parte terminal do sistema fluvial. A

proximidade dos sistemas fluviais ao litoral e a morfologia da região costeira são importantes fatores a ter em consideração (Stokes, 2012).

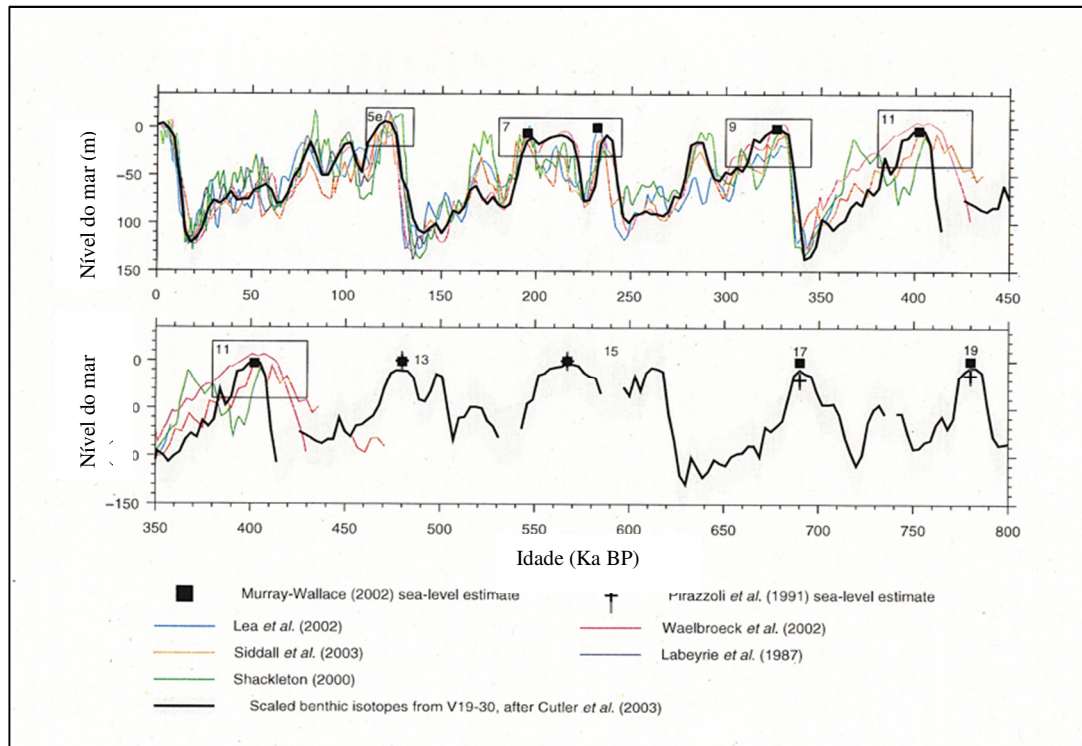


Fig. 2.17. Estimativa da variação global do nível do mar entre o MIS1 e MIS 19 (adaptado de Sidall *et al.*, 2007).

Quando se considera como fator de controlo da formação de seqüências/escadaria de terraços a alteração do nível do mar provocadas pelo clima, um dos principais problemas que se coloca é que este não providencia um padrão consistente de abaixamento do nível de base de magnitude suficiente, pelo menos para o Quaternário médio e inferior. Ou seja, o nível do mar oscilou simplesmente entre um nível mínimo glaciário entre -120 a -160m, até um nível máximo interglaciário de +6m (Rabineau *et al.*, 2006) (Fig. 2.18). Um abaixamento consistente do nível do mar, só pode ser realmente considerado como responsável pela formação de escadaria de terraços, se se incluir o espaço temporal pré-Quaternário para a formação de terraços, como por exemplo incluindo designadamente o clima mais quente do Pliocénico em que o nível do mar atingiu +60m (Dowsett *et al.*, 1996).

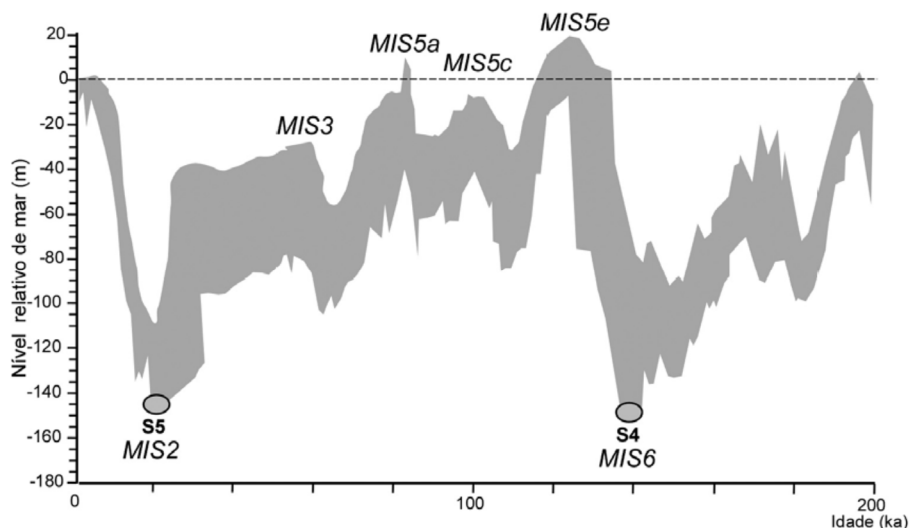


Fig. 2.18. Curvas isotópicas de variações eustáticas globais compiladas por Rabineau *et al.* (2006), baseadas na razão isotópica de $\delta^{18}O$ calibradas pela datação de feições morfogenéticas, diagenéticas e orgânicas em plataformas continentais entre o MIS 2 e MIS 6 (adaptado de Reis *et al.*, 2011).

Reis *et al.*, (2011), em estudos onde abordam a influência das oscilações glacioestáticas Pleistocénicas na evolução geomorfológica da plataforma continental, dão conta que durante o Pleistocénico, terão ocorrido um conjunto de eventos de natureza climática, entre 1250-800 Ka, que levaram a mudanças significativas na frequência da ciclicidade climática e deposicional nas plataformas continentais à escala global. Referem ainda que, o Pleistocénio médio caracterizou-se pelo registo dominante de ciclos glacioeustáticos de baixa frequência e de alta amplitude. No registo cicloestratigráfico das margens estes ciclos passam a ser dominantes e caracterizados por sinais eustáticos compostos pela alternância de lenta descida do mar seguidos de rápida ascensão do nível marinho, pontuados por curtos períodos de máximo e de mínimo nível eustático. De acordo com estes autores, sinais eustáticos com esta configuração, amplitude e frequência, terão provocado variações muito significativas do nível de base para a erosão forçando o trânsito dos ambientes sedimentares costeiros e de transição sobre as plataformas. Regra geral este é acompanhado da deposição de sequências regressivas sob condições de regressão forçada. As plataformas, quando sujeitas a um regime de regressão forçada, são expostas à erosão subaérea (correspondendo a períodos glaciários) durante longos períodos de tempo, seguidos de rápidos episódios de submersão.

Siddall *et al.* (2007), defendem que, o efeito isostático são movimentos da crosta terrestre de índole regional e relativamente localizados, causados pela alteração de carga superficial, quer

da água do oceano (hidro-isostasia), quer do gelo calotes polares (glacio-isostasia). Como estes movimentos são relativamente lentos devido à natureza viscosa do manto, o ajuste isostático às alterações do gelo e do oceano que caracterizou o final da última glaciação, não está ainda finalizado.

Os depósitos fluviais podem constituir arquivos importante, não só das alterações climáticas e ambientais, mas também arquivos dos vestígios mais remotos da ocupação humana. Os sedimentos fluviais constituem importante repositório não só na preservação de fósseis, pólenes, mas também, especialmente no Quaternário de artefactos líticos pré-históricos, evidenciando paleo-ambientes e registando atividades humanas ancestrais (Brigdland, 2000; Brigdland *et al.* 2014). Na área de estudo, embora não se tenha registado a presença de fósseis, nem existam datações radiométricas, registam-se em alguns depósitos sedimentares a presença de artefactos da indústria lítica paleolítica e pós-paleolítica, trabalhados maioritariamente em quartzitos e em quartzo (Monteiro Rodrigues & Cunha-Ribeiro, 1991; 2014) podendo contribuir para a caracterização crono-estratigráfica dos afloramentos fluvio-marinhos quaternários da área de estudo.

Foram identificados por diversos autores em vários depósitos sedimentares, quer junto ao litoral, quer em depósitos mais elevados situados a 20-30m de altitude sobretudo na Plataforma Litoral do Porto e em Vila Nova de Gaia, materiais líticos associados ao Paleolítico e à indústria lítica Acheulense desde a década de 70 do século XIX por Pereira Cabral (1881).

Cortez (1943) refere também a descoberta de objetos líticos de tradição Acheulense e Ancoreense em diversos afloramentos da região e num terraço do Rio Douro junto ao Esteiro de Campanhã, cujas características permitiram o autor relacioná-lo com o Acheulense, como se descreve na síntese bibliográfica sobre a pré-história antiga da região do Porto, elaborada por Monteiro-Rodrigues (2000).

Um dos poucos casos de datação de depósitos de terraço na área em estudo diz respeito ao depósito das Pedras Amarelas (que se inicia a cerca 18m de altitude) junto ao litoral de Vila Nova de Gaia, mais propriamente junto à praia de Lavadores, onde foi efetuada uma análise polínica nos sedimentos permitindo um melhor reconhecimento das condições ambientais e evidências estratigráficas (Ribeiro *et al.*, 2010). A análise do registo sedimentológico, e o estudo morfométrico e granulométrico efetuado neste local permitiram distinguir três níveis concordantes formados em ambientes sedimentares distintos: marinho, fluvial e no topo características de meio palustre/lagunar afetado por fenómenos de periglacialismo. Aqui,

Ribeiro *et al.*, (2010) fazem a interpretação paleoflorística do registo sedimentar, o que lhes permitiu inferir mudanças na fitodiversidade, bem como, uma origem não marinha para os níveis superiores deste terraço, bem como a inferência de alterações climáticas e o avanço e recuo do nível do mar. Foram obtidas datações por ^{14}C , no nível pelítico superior, tendo-se obtido uma idade $>40\text{Ka}$, o que apesar das limitações, está em concordância com a obtida por Araújo em 1995 de $44,370\text{Ka BP}$. A datação obtida por OSL em quartzo para o mesmo terraço, mas no nível conglomerático, também questionada quanto à sua fiabilidade, sugere uma idade de $180 \pm 25\text{Ka}$ (Pinto de Jesus *et al.*, 2008). Mais recentemente, Ribeiro *et al.*, (2014), efetuam estudos geocronológicos por datação através de Luninescência Óptica Estimulada (OSL) no quartzo, do nível de cobertura de diversos depósitos localizados ao longo do litoral de Vila Nova de Gaia e Porto em afloramentos da denominada “Formação Areno-Pelítica de cobertura”, tendo-se obtido datações que oscilam entre 67 e 56Ka.

Apesar disso, a determinação da idade absoluta dos terraços fluviais na área vestibular do Douro é ainda hoje muito incipiente e incompleta. Acresce ainda realçar que o período temporal abrangido pelo Acheulense (Paleolítico inferior) atribuído aos artefactos líticos encontrados englobam um espaço temporal bastante alargado, ou seja, abrange parte do Pleistocénio médio e parte do Pleistocénio superior (Silva *et al.*, 2017b), o que dificulta a cronologia relativa e a sua correlação com outros depósitos. Brigdland *et al.* (2006) consideram que, aparecem no registo europeu indústrias líticas associadas ao Acheulense a partir de 620-550Ka, durante os estádios isotópicos MIS 16 e MIS 15. A evolução tecnológica que se produz durante o Acheulense ter-se-á prolongado até ao MIS 7-MIS 5e, entre 200-120Ka (Silva *et al.*, 2017b).

2.6. Plataforma litoral

Um traço caraterístico da paisagem portuguesa é a existência de uma geoforma herdada, geralmente aplanada e posicionada ao longo de quase todo o litoral, designada de plataforma litoral. Esta plataforma está intimamente relacionada com as flutuações relativas observadas no nível do mar e a sua influência nas geoformas costeiras e nos depósitos (Pereira, 2008).

A aplicação do termo plataforma litoral e a explicação da sua génese nem sempre têm sido uniformes para diferentes autores. A plataforma litoral, designação mais comum, é uma das formas mais marcantes do litoral português, correspondente à faixa aplanada disposta *grosso modo* em rampa inclinada para Oeste, delimitada para o interior por um rebordo, rigidamente alinhado, bem contrastante (Araújo, 1993; Araújo *et al.* 2003; Pereira, 2008). Esta plataforma

encontra-se geralmente organizada em patamares e suporta frequentemente depósitos com características variadas.

Ferreira (1983) designa a morfologia da faixa litoral portuguesa, que se estende desde um pouco a Norte do Douro até ao Algarve, por plataforma de abrasão marinha, a qual, conjuntamente com as praias levantadas e escalonadas a altitudes diversas (sempre inferiores a 100m), constitui uma das formas mais importantes nestas áreas. No esboço geomorfológico que apresenta para o Minho ocidental, o autor faz referência aos níveis de aplanção plio-quadernários e faz a diferenciação entre os que resultam da abrasão marinha dos que resultam da erosão subaérea ou fluvio-marinha. Ferreira (1983) considera ainda que no NW do litoral português, o perfil da plataforma litoral não apresenta sempre o mesmo aspeto, ora desce regularmente até ao mar, ora se decompõe numa série de patamares mais ou menos bem individualizados e considera ser um problema de difícil solução, por falta de depósitos bem datados, saber em que medida esses diversos patamares correspondem a deslocamentos tectónicos ou a diferentes fases erosivas.

Considera-se que no litoral português o nível médio do mar subiu cerca de 15cm no último século, o que implica litorais baixos, constituídos por materiais não consolidados, conhecendo-se testemunhos geomorfológicos de estacionamento do nível do mar acima e abaixo da posição atual. Os primeiros localizam-se na plataforma litoral, que é uma forma aplanada de construção ou, mais frequentemente, de ablação, alcandorada sobre o mar atual, enquanto os segundos ocorrem na plataforma continental, que é uma unidade geomorfológica semelhante à plataforma litoral, mas que se encontra submersa na atualidade (Pereira, 2004).

A plataforma litoral tem uma gênese bastante complexa, de acordo com Pereira (2004), que define esta unidade geomorfológica como sendo uma área aplanada adjacente ao mar, muitas vezes coberta por uma película de sedimentos, cujo limite interior pode ser mais ou menos nítido, com rigor variável. Geralmente encontra-se sobranceira ao mar nas áreas onde a tectónica regional é de levantamento, mas também pode ser uma forma construída, de acumulação. Para a primeira situação, a autora, utiliza e cita a terminologia de Guilcher (1974), designando-a de *rasa verdadeira*, onde é possível geralmente individualizarem-se níveis escalonados e se observa um arrasamento das rochas, independentemente da sua resistência e inclinação. O seu grau de conservação dependerá sobretudo do encaixe posterior da rede hidrográfica e das deformações tectónicas que tenha sofrido, quer sejam de flexura, quer sejam de fratura ou balançamento. O limite interior da plataforma litoral é muitas vezes rígido. Considera ainda que à simplicidade morfológica desta unidade, se opõe uma gênese de grande complexidade e de grande variabilidade regional.

A evolução é testemunhada por depósitos litorais, hoje posicionados em locais da plataforma a dezenas de quilómetros de distância do mar, porventura remexidos após o recuo do mar. Estes depósitos raramente possuem restos orgânicos que os permita datar e apesar dos testemunhos da ação marinha serem presentes em vários elementos, nada autoriza que se afirme que o arrasamento original tenha sido realizado pelo mar, sendo mais provável ter havido sucessivos retoques, quer marinhos, quer continentais.

Pereira *et al.* (2014), no seu trabalho de delimitação das unidades geomorfológicas de Portugal continental, incluem a unidade morfológica que constitui as Planícies Costeiras de origem marinha e fluvial (nível 2), na unidade morfoestrutural das Bacias Cenozoicas. As Planícies Costeiras caracterizam-se por se apresentarem como superfícies aplanadas, em geral posicionadas a altitudes inferiores a 100m, respeitando o conceito definido pelos autores referidos anteriormente. Constituem 7% do território nacional e definem uma linha de fronteira irregular que separa um domínio de baixa altitude das restantes unidades. A uniformidade do relevo é sobretudo dada pela cobertura sedimentar, pois são ocupadas por sedimentos arenosos de idade plio-quadernária. Em alguns locais, especialmente onde a largura é maior, pode observar-se um padrão ondulado que corresponde a campos dunares. A Plataforma Litoral do Porto, insere-se portanto na unidade morfológica que designam por Planície Douro-Mondego.

Relativamente ao litoral da cidade do Porto, Pereira Cabral (1881) efetua e publica o estudo mais antigo que se conhece, onde se assinala e caracteriza diversos depósitos sedimentares. No início dos anos quarenta, Ribeiro *et al.* (1943) efetuam um estudo sobre os depósitos e níveis pliocénicos e quadernários dos arredores do Porto e atribuem às variações eustáticas do nível do mar a sucessão de níveis e os depósitos sedimentares existentes sob a plataforma. Mais tarde, Carrington da Costa & Teixeira (1957) atribuem à regressão wurmiana a existência de inúmeros depósitos acumulados sobre a plataforma do litoral do Porto, identificando-os como níveis de praias antigas. No mesmo ano, Zbyszewski (1957), elabora uma obra de síntese sobre o Quadernário em Portugal, onde faz especial referência ao estudo de terraços no litoral em especial na região entre o Rio Minho e o Rio Mondego.

Décadas depois, trabalhos desenvolvidos para esta área por Araújo (Fig. 2.19) vieram dar um importante contributo ao conhecimento da plataforma litoral, realçando a complexidade da evolução desta unidade, admitindo a interpenetração da influência continental com a influência marinha associada às flutuações do nível do mar, quer regionais, quer eustáticas.

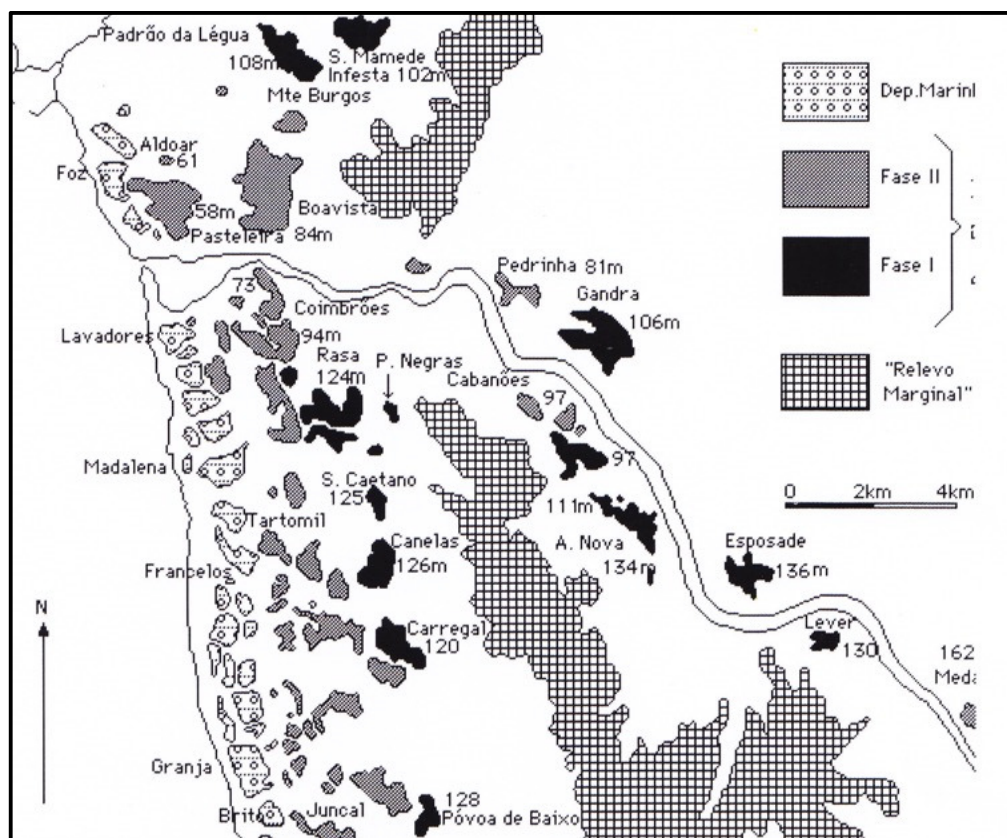


Fig. 2.19. Relevo Marginal e depósitos da plataforma litoral e do vale do Rio Douro na região do Porto e V. Nova de Gaia (Araújo, 1991).

Além disso, colocam em evidência a influência que pode ter a tectónica quaternária na plataforma litoral, considerando a existência de múltiplos blocos movimentados tectonicamente de forma diferencial, o que contribui para dificultar a sua interpretação e generalização. Quando existe um limite interior, este corresponde frequentemente, ou a uma escarpa de falha, ou a uma flexura, em que os elementos aplanados do compartimento interior levantado podem corresponder a retalhos do aplanamento litoral, mas que foram desnivelados pelo acidente tectónico.

Também sobre esta faixa, Pereira, (2004), dá conta que a plataforma litoral está muito degradada pelo encaixe fluvial, parecendo os seus testemunhos deformados e provavelmente levantados para Sul, tal como se verifica no Relevo Marginal, o qual contacta com a plataforma litoral por um escarpado abrupto, em cujo sopé fica cada vez mais alto à medida que se caminha em direção ao Sul, na área entre Porto e Espinho, associando-se ao grande acidente tectónico Falha Porto-Tomar (Pereira, 2004).

Araújo (1991) definiu dois conjuntos de depósitos: um a altitudes superiores a 40m, que identifica como de tipo fluvial e o outro abaixo dos 40m de altitude, que será de génese marinha. Considera ainda que os depósitos marinhos se restringem a uma faixa estreita junto à linha de costa, enquanto os fluviais ocupam uma área mais vasta e dos dois lados dos Relevos Marginais, referindo que os depósitos presentes na plataforma se encontram bastante erodidos e que nem todos os patamares presentes na plataforma litoral corresponderão a plataforma de abrasão, nem terão de ser necessariamente marinhos (Fig. 2.19). Considera que o ambiente seria inicialmente de planície aluvial, próxima de um nível de base geral ou local, em que os materiais mais finos seriam depositados por múltiplos cursos de água não hierarquizados, ou através de canais anastomosados, onde minerais de neoformação nos depósitos, como a caulinite, sugerem um ambiente de clima tropical húmido (biostasia). Ter-se-ia seguido um episódio de leques aluviais, correlativo ao levantamento do Relevo Marginal e da definição da plataforma litoral, com o encouraçamento frequente nos depósitos do tipo conglomerático a sugerir mudança das condições climáticas, com uma estação seca bem marcada.

O conjunto de depósitos de génese marinha, situam-se a ocidente dos anteriormente referidos. Trata-se de depósitos de praia e situam-se geralmente entre os 20-15m de altitude abaixo dos patamares que suportam os depósitos fluviais, prolongando-se até à proximidade do litoral. Araújo (1991) refere que o degrau que separa os retalhos que suportam depósitos fluviais dos marinhos, apresenta um traçado mais ou menos meridiano e retilíneo o que a leva a atribuir-lhe uma possível origem tectónica, associando o degrau a uma escarpa de falha que posteriormente poderia ter funcionado como arriba.

Alguns outros problemas se colocam, associados a esta plataforma, desde logo o da datação. Ferreira (1983) considera que a natureza destes aplanamentos é de difícil interpretação, mas embora desprovidos de fósseis, alguns indícios permitem-lhe atribuir uma idade calabriana (Pleistocénico inferior, entre 1,77 Ma-780 Ka). Cabral (1995) identifica nesta área um “planalto costeiro” que abranje uma faixa de largura variável que a Norte de Coimbra pode ultrapassar os 30km e se posiciona geralmente a altitudes entre os 100m e 250m nas áreas interiores, podendo descer até próximo do nível o mar. Frequentemente é delimitado por um rebordo topográfico definido por uma vertente, por vezes abrupta. O autor considera trata-se de uma superfície de origem poligénica, delineada provavelmente desde o Paleogénico, tendo sofrido profundos retoques durante o Neogénico. A aplanção litoral, na sua forma atual, segundo o autor, resultará da evolução a partir de uma superfície inicial, por escalonamento de níveis de erosão, ou desenvolvimento de facetas de baixo ângulo de interceção que podem sobrepor-se

no sentido da linha de costa (sentido geral de decréscimo de cotas). É neste contexto que se escalonam, por embutimento, os vários níveis de praia e os terraços fluviais atribuídos ao Quaternário.



Fig. 2.20. Aspeto da Plataforma Litoral do Porto, vista a partir das elevações quartzíticas de Montalto (Gondomar)

Entre os estudos mais recentes sobre as plataformas costeiras no litoral Norte, destacam-se os que foram realizados para o setor Minho-Neiva por Carvalhido (2012, 2014a, 2014b), onde se aponta para a existência de cinco plataformas costeiras acima da atual, estabelecendo uma relação entre estratigrafia e um modelo geomorfológico para todo o litoral Norte de Portugal. Merecedor de destaque é igualmente o trabalho efetuado por Gomes (2008) no litoral entre Espinho e Águeda, para o qual propõe um modelo da evolução geomorfológica que terá decorrido desde o Pliocénico até ao Quaternário nesta área.

Há todavia outros trabalhos que incidem na plataforma litoral na região entre Porto e Espinho (Assunção *et al.*, 2003; Assunção, 2004; Assunção, 2008), que vêm na sequência de outros (Assunção, 1991, 1995) e abordam os depósitos Plio-pleistocénicos que a recobrem, considerando que parte importante destes não corresponde a praias levantadas, mas sim a depósitos de origem continental. Os depósitos de fácies marinha serão relativamente raros e limitam-se à parte exterior da plataforma, desenvolvendo-se a altitudes inferiores a 40m, enquanto que os depósitos posicionados a altitudes superiores são de fácies claramente

continental correspondendo a uma deposição fluvial, estruturada em leque aluvial. Esta deposição fluvial, de acordo com os autores, ter-se-ia efetuado em duas fases separadas por eventos com características climáticas e tectónicas distintas, definindo depósitos fluviais de fase I (Placenciano?), os mais altos da plataforma na imediata proximidade do Relevo Marginal, e depósitos fluviais de fase II, posicionados a altitudes entre 50m e 100m, que parecem sugerir uma cronologia próxima da transição Pliocénio-Quaternário, enquanto os depósitos marinhos seriam inequivocamente Quaternários. Assim, a larga maioria dos depósitos nesta área, tal como os da plataforma litoral mais a Sul, poderão enquadrar-se no conjunto de depósitos fluviais de fase I. Em contrapartida, os afloramentos em áreas posicionadas abaixo dos 40m, como é o caso do da Foz do Douro, que se estende para Norte até ao Castelo do Queijo, corresponderão a uma deposição em ambiente marinho. Pereira *et al.*, (2000) atribuem ao registo sedimentar Cenozoico, documentados sob a forma de terraços sobre a Plataforma Litoral do Porto, a idade Placenciano e Quaternário.

CAPÍTULO 3

CARACTERIZAÇÃO

GEOMORFOLÓGICA DO SETOR

SANTA JUSTA-DOURO

3.1. Relevo

O setor Santa Justa-Douro (que ocupa o setor Este da área de estudo) contrasta pelo caráter montanhoso que apresenta face ao território aplanado que lhe fica a ocidente, ocupado pela Plataforma Litoral do Porto (ver esboço geomorfológico em anexo) (Fig. 3.1). É fortemente marcado pela presença de relevos de resistência do tipo crista, constituindo dois alinhamentos orográficos sensivelmente paralelos que se desenvolvem com uma orientação geral de NW-SE e se estendem desde as proximidades de Valongo, a Este do Porto, para sul do Rio Douro (Fig. 3.2).

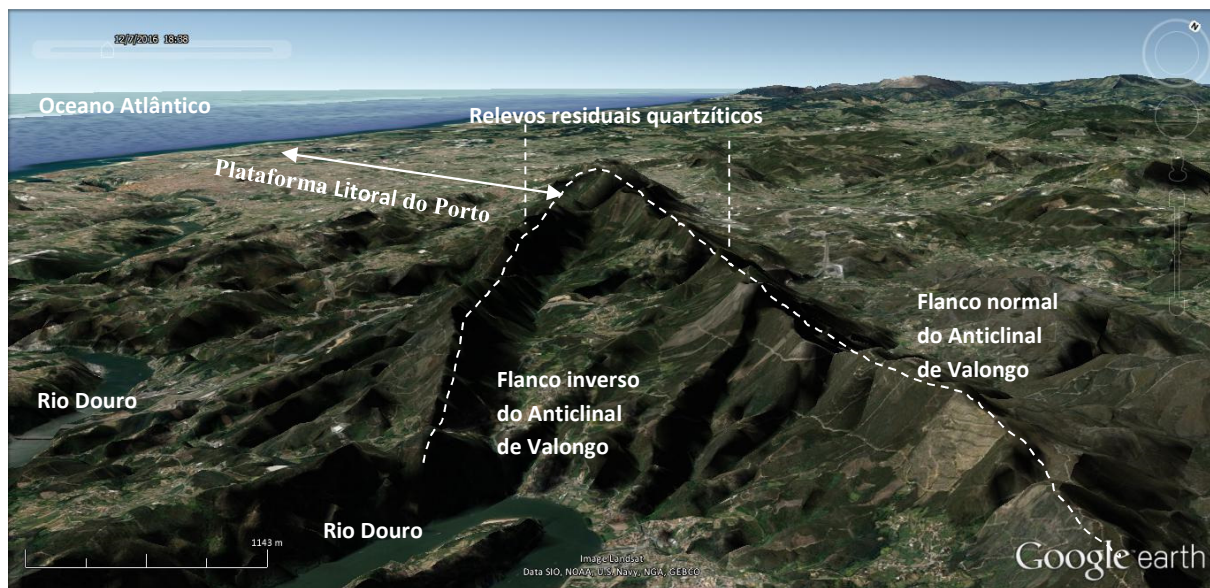


Fig. 3.1. Morfologia do alinhamento dos relevos de resistência – cristas quartzíticas orientadas segundo NW-SE e posicionamento da Plataforma Litoral do Porto face a estas elevações (imagem obtida a partir do *Google Earth*, sobrelevação de 2,5).

Num contexto regional, este conjunto de relevos quartzíticos destaca-se pelas altitudes que apresenta e pela declividade das vertentes, cortadas por uma vasta rede hidrográfica, constituindo desta forma um forte condicionamento à rede de drenagem. A transposição das cristas pelos cursos de água realiza-se geralmente através de vales profundamente encaixados (*water-gaps*) que em muitos casos aproveitam a rede de fraturas posicionada transversalmente à orientação das cristas. Estruturalmente, neste setor está bem vincada a deformação ocorrida nas formações de idade paleozoica, durante a primeira fase da orogenia varisca e que marcou significativamente a topografia regional, com a formação de uma megaestrutura dobrada de orientação NW-SE (Dias, 1994), comumente designada por Anticlinal de Valongo. Após o arrasamento da cadeia varisca, existiria, no Cretácico superior, uma “superfície grabada”

(Martin Serrano, 1988), com um manto de alteração pouco desenvolvido sobre os quartzitos. Com o levantamento tectónico cenozoico, esses quartzitos ficaram destacados na paisagem.

Nos estádios mais avançados de evolução, este relevo terá sido progressivamente desmantelado pela erosão, designadamente pelos cursos de água, e as cristas quartzíticas terão originado capas de rochas mais resistentes, originando-se vales nas rochas de menor resistência, sobretudo metassedimentares. Este conjunto de elevações configura por isso um relevo estrutural, talhado numa megaestrutura dobrada.

O extremo Noroeste dos alinhamentos orográficos atrás referidos estão marcados pela Serra de Santa Justa com uma altitude máxima de 376m. A partir desta, dois ramos de elevações com topos geralmente aplanados e estreitos prolongam-se para SE.

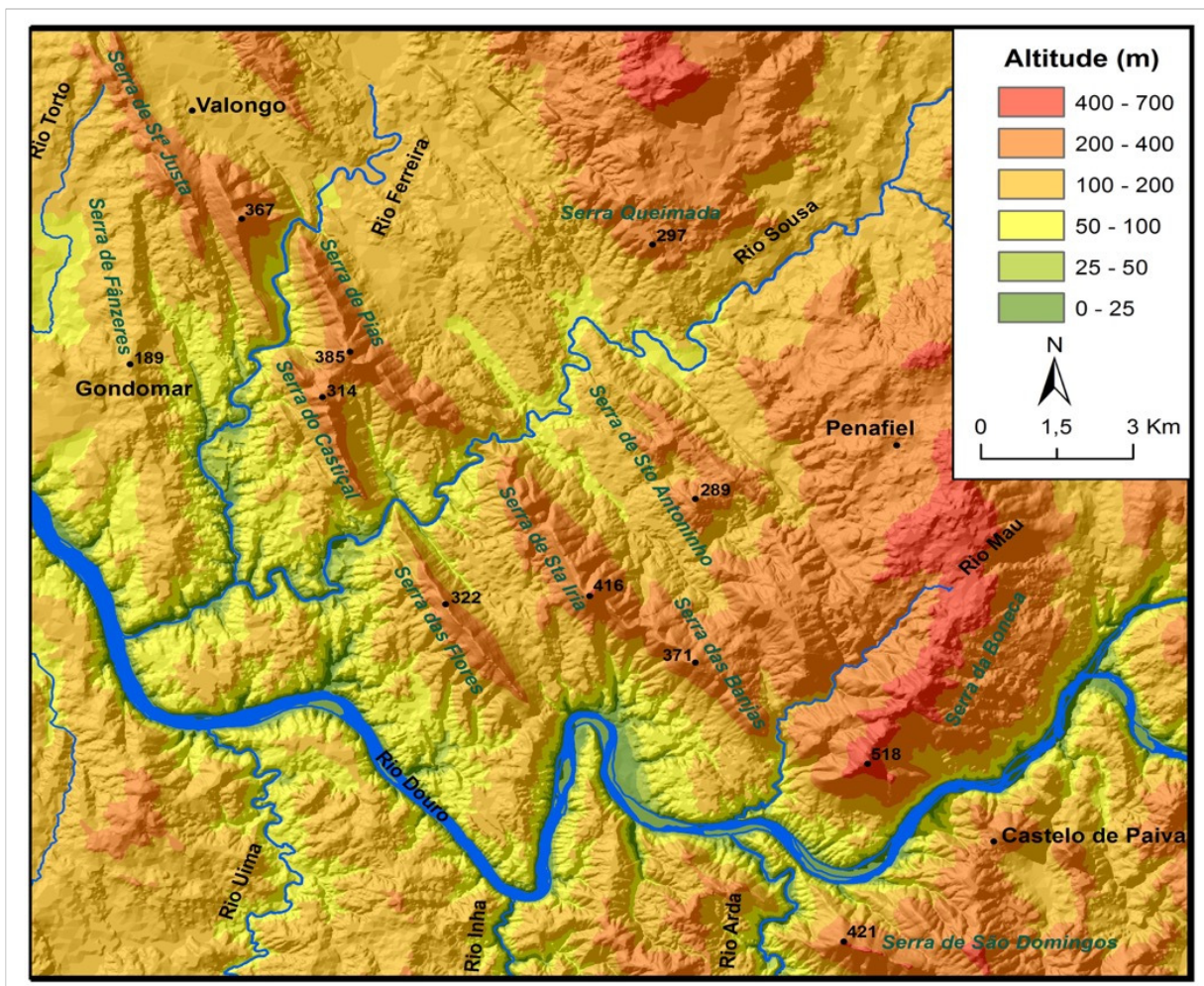


Fig. 3.2. Mapa hipsométrico do setor Santa Justa-Douro. Cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital. Folhas n°123,134,135.

O ramo oriental (coincidente com o flanco normal do anticlinal de Valongo) é constituído por várias elevações: pela Serra de Pias com 384 m de altitude máxima que separa o Rio Ferreira do Rio Sousa, a Serra de Santa Iria com 416 m de altitude máxima, a Serra de Banjas com 368m (que separam o Rio Sousa do Rio Mau) (fig. 3.3.), seguindo-se-lhe a Serra da Boneca com 518m. A Sul do Rio Douro, as elevações de São Paul (250m) e São Gens (328m) dão continuidade a este alinhamento quartzítico, desviadas por ligeira mudança de direção da crista para NNW-SSE (Fig. 3.2). Neste conjunto, a elevação da Boneca surge como um bloco levantado relativamente aos adjacentes, sobretudo face aos que lhe ficam a Sul, facto que pode permitir justificar a génese tectónica desta elevação e a passagem do Douro neste setor.

No ramo ocidental (flanco inverso do anticlinal de Valongo) a Serra do Castiçal, com uma altitude máxima de cerca de 322m, está posicionada entre os rios Ferreira e Sousa, constituindo uma faixa estreita quase retilínea, devido à largura do a floramento quartzítico associado ao forte pendor. Segue-se-lhe a Serra das Flores com 319 de altitude máxima (fig. 3.2), interrompida igualmente a SE pelo vale do Rio Douro (Figs. 3.4 e 3.5). Um dos traços caraterísticos apresentado por esta sucessão de elevações é o aplanamento que se verifica nos topos, com maior expressão no ramo oriental do que no ocidental.

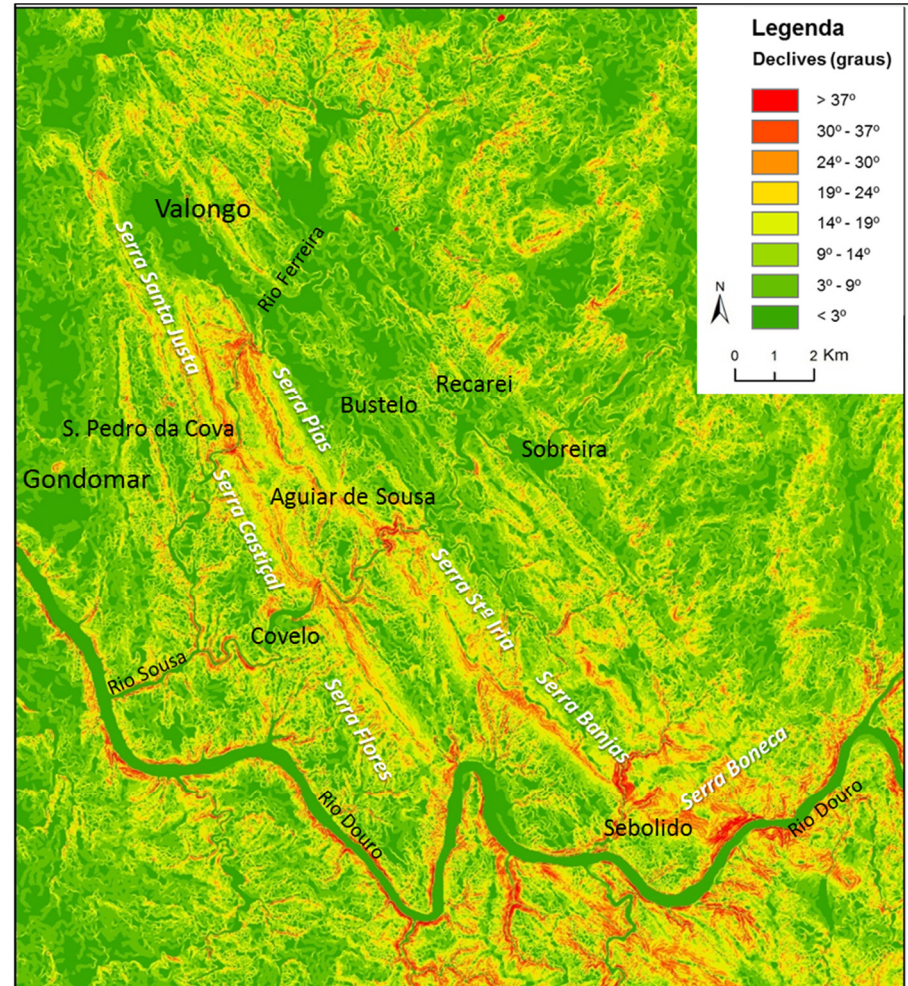


Fig. 3.3. Vista geral das elevações que constituem o ramo oriental do conjunto das serras a partir de Valongo. Fica patente o seu alinhamento para SE, assim como o contraste da altitude face ao relevo regional. Ao lado direito da imagem identifica-se a Serra de Santa Justa, seguida da Serra de Pias, com Santa Iria mais ao fundo, vislumbrando-se também o vale do Rio Ferreira que atravessa as cristas entre as duas primeiras elevações. Em primeiro plano e em contraste com as elevações quartzíticas observa-se parte do alvéolo de Valongo.



Fig. 3.4. Relevos residuais quartzíticos (ramo ocidental) vistos a partir do Monte Crasto (Gondomar) em direção a Sudeste.

Fig.3.5.Mapa de declives dos relevos residuais quartzíticos no setor Santa Justa-Douro. Cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital, folhas nº123,134, 135 .



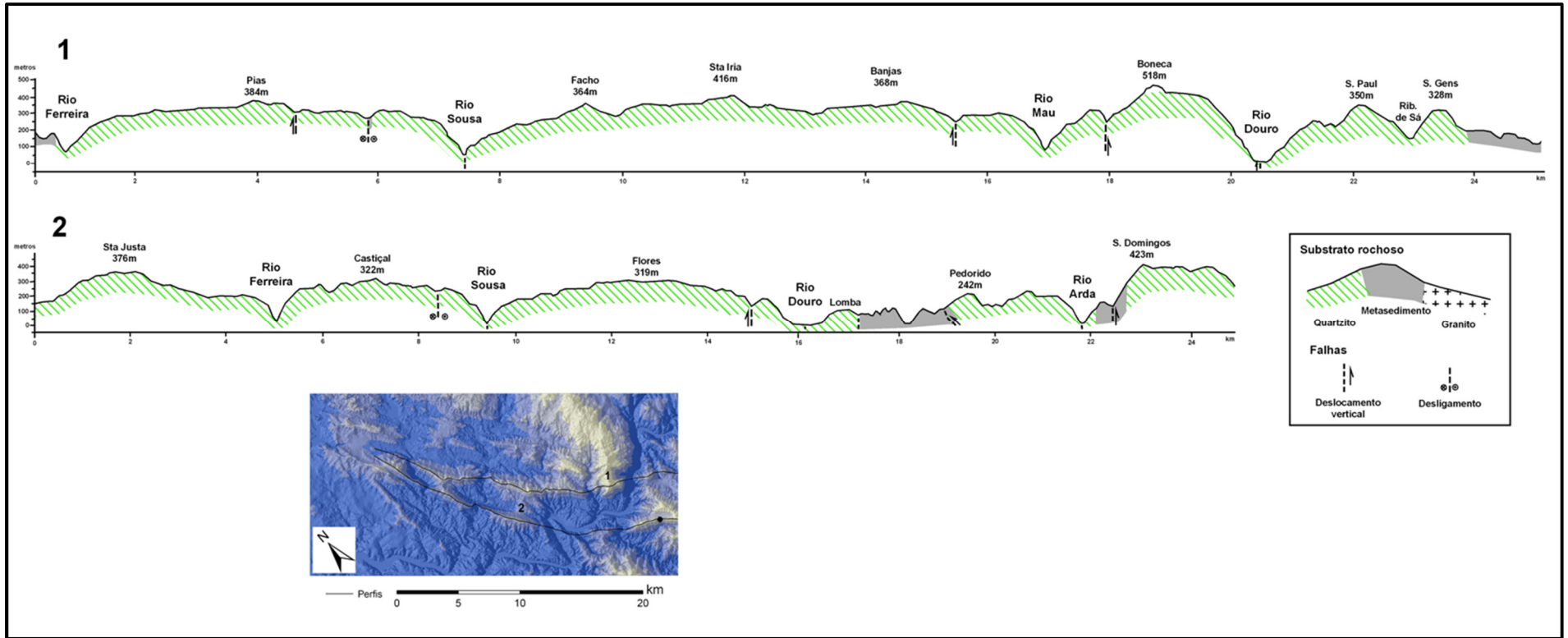


Fig. 3.6. Perfis topográficos longitudinais das cristas quartzíticas (adaptado de Fernandes *et al.*, 2010). Cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital, folhas n.ºs 123,134 e 135.

Separado por uma vasta área deprimida e alongada, um outro conjunto de elevações destaca-se na paisagem para Este e com a mesma orientação dos relevos quartzíticos. A Noroeste de Campo, no concelho de Valongo, a Serra do Penedo apresenta uma altitude máxima de 329m, tendo sido talhada nos metassedimentos silúricos; para Sudeste a Serra de Santo Antoninho, constituída por um conjunto de elevações que se erguem progressivamente para Sudeste, tem o ponto mais elevado situado a 289m de altitude, tendo sido talhadas nas litologias xistentas ordovícicas da Formação de Valongo (Figs. 3.2 e 3.7).

Globalmente neste setor, no que se refere às altitudes, pode-se concluir que a tendência geral é a de um aumento suave e progressivo de NW para SE até ao vale do Rio Douro. Além disso, constata-se que elas são mais elevadas nas serras que compõem o ramo oriental, com o máximo, de 518m, a registar-se na Serra da Boneca, relativamente ao ramo ocidental, onde não se ultrapassa os 328m no ponto mais elevado.

Neste, verifica-se uma grande proximidade entre as altitudes máximas atingidas pelas serras de Santa Justa (367), Castiçal (324 m) e Flores (318 m). A Serra de Santa Justa, posicionada no extremo NW, está limitada a SE pelo Ferreira qua a separa das restantes elevações, caracterizando-se por apresentar importante dissimetria entre as suas vertentes, já que a que se encontra voltada a SW se apresenta com um maior pendor. Além disso, a serra apresenta um contraste marcante com o espaço envolvente, pois contacta diretamente a Este com uma zona aplanada, correspondente a um alvéolo onde se localiza a cidade de Valongo. Esta geoforma de génese estrutural constitui uma depressão grosseiramente circular quase fechada, a partir do qual se desenvolve um vale alongado e estreito que se abre sobre o vale do Ferreira (Fig. 3.7).

Outro aspeto marcante da paisagem, relativamente a esta e demais elevações, é a presença de bancadas quartzíticas vigorosas que sobressaem na paisagem, por se encontrarem muito verticalizadas, fraturadas e com um ligeiro aplanamento nos topos, a que se somam, nalguns locais, bancadas de xistos ordovícicos muito verticalizadas e igualmente fraturados marcando presença com algum vigor.

Na parte Norte verifica-se a presença de um colo entre a vertente ocidental da Serra de Santa Justa e a crista onde fica situado o edifício onde outrora existiu o Sanatório de Valongo (Montalto), hoje em ruínas, com ressaltos na vertente oriental desta, os quais poderão estar relacionados com a mudança de litologias, entre quartzitos, mais resistentes, e xistos, mais vulneráveis à meteorização.



Fig. 3.7. Alvéolo estrutural de Valongo. Imagem obtida a partir do *Google Earth* sobre-elevação 2,5x.

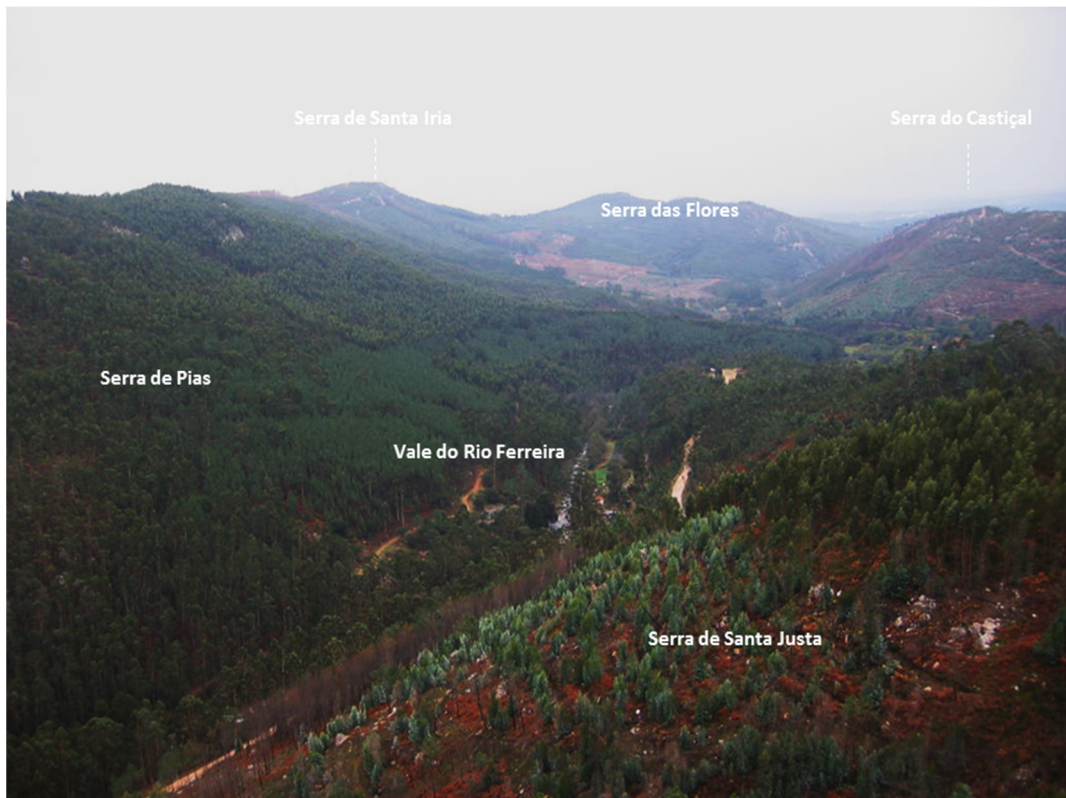


Fig. 3.8. Vista sobre o vale encaixado do Ferreira (“Vale da Tranquilidade”) a partir do Alto do Castelo (Santa Justa). Sobressai na paisagem o alinhamento, conferido pelas cristas quartzíticas em dois ramos: à esquerda a Serra de Pias- ramo oriental e à direita a Serra do Castiçal-ramo ocidental. Nos topos distinguem-se as bancadas quartzíticas de cor clara no meio da vegetação.

As cristas quartzíticas secundárias, embora com menor importância no conjunto relativamente à extensão e à altitude, constituem outro elemento do relevo digno de referência. Contrariamente às cristas principais, são talhadas nos quartzitos que estratigraficamente se situam no topo do Ordovícico (Caradociano), no Silúrico (Valenciano) ou no Devónico (Coblenciano). Regra geral, mostram-se em afloramentos bastante descontínuos, estreitos e pouco extensos, em camadas de fraca espessura, muito fraturados e verticalizados, desenvolvem-se paralelamente às cristas principais e apresentam um maior desenvolvimento na parte setentrional, enquanto a Sul se observam apenas pequenos ressaltos nas vertentes.



Fig. 3.9. Cristas quartzíticas principais (Serra de Santa Justa) e secundárias (Montalto), vistas de Sul.

A Serra de Pias apresenta-se no alinhamento da Serra de Santa Justa e corresponde igualmente a um modelado do tipo estrutural, designado de relevo residual de resistência, talhado em quartzitos. Aqui e coincidindo com níveis culminantes que detêm maior dureza e apresentam maior inclinação, podem originar-se formas de relevo em *cuesta* (Gilsanz, 1992). É o que se verifica nas vertentes desta serra, observando-se igualmente barras em estratos muito verticalizados desenvolvidas nos quartzitos. Aqui, como nas outras serras, há uma sensação de aplanamento nos topos, encontrando-se retalhos aplanados estreitos cuja largura pode atingir os 100m, já muito atacados pela erosão associada às linhas de água.

As vertentes apresentam-se dissimétricas, tal como em Santa Justa, com a vertente voltada para NE de pendor inferior à que se encontra virada a SW, mais abrupta.

Nas proximidades de Aguiar de Sousa, a falha do Rio Sousa (Medeiros *et al.*, 1980), um acidente tectónico tardi-hercínico com direção geral NNE-SSW, atinge os metassedimentos do Paleozoico e do Super Grupo Dúrico-Beirão, desde Gens até Bustelo. A falha interrompe a continuidade da crista para Sul, provocando o desligamento da faixa quartzítica do ramo oriental do anticlinal, com Aguiar de Sousa a situar-se sobre uma área aplanada de superfície considerável, a altitudes que oscilam entre os 137-158m, dominando o Sousa, o qual transpõe transversalmente os afloramentos quartzíticos.

Prosseguindo para SE, ergue-se a Serra de Santa Iria, seguindo-se-lhe a das Banjas. A Serra de Santa Iria encontra-se a uma altitude superior à de Pias, o que sugere um deslocamento vertical com elevação deste bloco, associado provavelmente à movimentação da falha do Sousa. Para Sul as elevações que constituem a Serra de Banjas voltam progressivamente a diminuir de altitude.



Fig. 3.10. Aspectos do relevo no setor Santa Justa-Douro. A - Vale do Torno que ocupa o núcleo do Anticlinal de Valongo. B - Vale encaixado do Rio Mau e verticalização das bancadas quartzíticas. C - Superfície aplanada em Aguiar de Sousa na encosta da serra de Pias. D - Superfície aplanada em Sebolido, no sopé da Serra da Boneca.

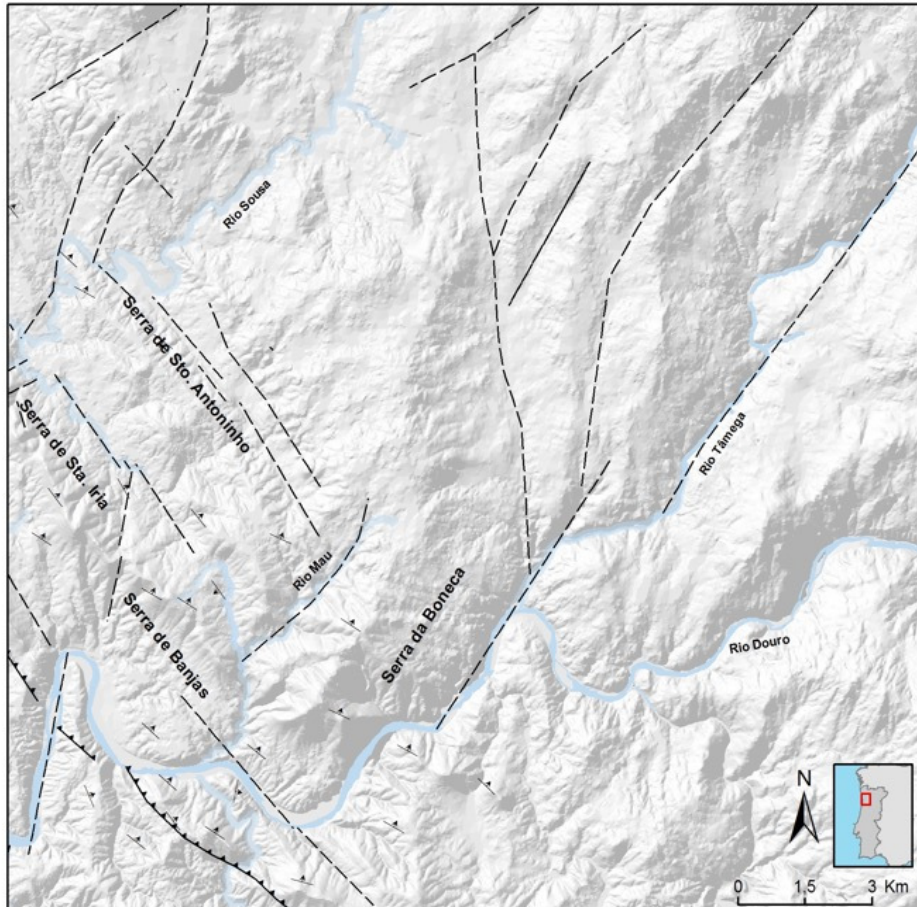
Tal como na Serra de Pias, é aqui notório o aplanamento dos topos estreitos e é ainda mais evidente a dissimetria das vertentes, com declives mais suaves a oriente e mais abruptos a ocidente, o que pode estar relacionado com características estruturais. Assim, na vertente oriental os quartzitos e os xistos ardosíferos que lhe são estratigraficamente superiores, apesar de elevados, inclinam para NE e parecem por esse facto responsáveis pelos declives menores. Na vertente ocidental, entretanto, os xistos pertencentes ao Super Grupo Dúrico-Beirão que se apresentam fortemente dobrados e fraturados, são facilmente desagregáveis, e os quartzitos do topo, mais resistentes, apresentam pendores para NE, ou seja, contrários ao declive da vertente, funcionando provavelmente como soleira, assim contribuindo para o retardamento do recuo resultante da erosão, o que ajuda a explicar o declive cada vez mais forte que é possível observar à medida que se sobe na vertente.

O limite Sul da Serra de Banjas é marcado pelo vale do Rio Mau o qual atravessa as cristas transversalmente neste ponto, erguendo-se depois a Serra da Boneca que termina junto ao Rio Douro, onde se interrompe o ramo oriental das cristas quartzíticas. O ponto mais elevado da Serra da Boneca encontra-se a 518 m de altitude e contrariamente ao que se verifica nas elevações anteriormente referidas, afloram bancadas espessas de xistos ardosíferos da Formação de Valongo (Landeiliano-Lanvirniano) estão aqui bem representadas, o que lhe confere uma fisionomia menos vigorosa no topo, já que os quartzitos, em bancadas menos possantes, muito erodidas e desmanteladas pela rede de fraturação, ocorrem na vertente voltada a SW, formando barras que inclinam para NE.

Desde o topo da Serra da Boneca (Fig. 3.11) podem observar-se vertentes com pendores muito acentuados, com o Rio Mau a transpor as cristas quartzíticas no seu trecho final, através de um vale apertado, em garganta, com vertentes com forte pendor. Outro aspeto digno de menção é a orientação particular tomada por esta serra relativamente ao conjunto dos relevos quartzíticos. De um modo geral, posiciona-se perpendicularmente àqueles, em forma de S que se prolonga até próximo do Rio Sousa e é constituída por um conjunto de elevações que se prolongam com uma orientação geral NE-SW (sensivelmente paralela à direção geral das elevações que constituem o Sistema Central), estando delimitado a Norte e a Sul pelos vales encaixados dos rios Mau e Douro que neste setor paralelizam.

O relevo da Serra da Boneca poderá estar associado à movimentação de um importante acidente tectónico a Sul, com direção NNE-SSW: Verín-Penacova (ATVP). O movimento ao longo deste acidente tectónico tem sido relacionado com o eixo de compressão máxima NW-SE, com

o auge durante o Miocénio superior (Cabral, 1995; Cunha *et al.*, 2000a; 2000b). Desta compressão resultaram desligamentos esquerdos e relevos tectónicos do tipo *push-up* como o conjunto formado pelo eixo Alvão-Marão-Montemor-Gralheira e terá resultado no principal episódio de levantamento da Cordilheira Central e consequente movimento inverso nas falhas com orientação NE-SW (Cabral, 1995; Cunha *et al.*, 2000a; 2000b).



Tectónica

- Alinhamento fotointerpretado
- ▲▲▲ Sulco Carbonífero Dúrico - Beirão
- ▼ Direção e pendor das camadas

Fig. 3.11. Modelo tridimensional de terreno da área da Serra da Boneca em forma de S, com os tramos superior e inferior de direção NE-SW (grosso modo perpendicular relativamente à direção geral dos relevos residuais quartzíticos) e o tramo central com a direção aproximadamente NNE-SSW.

A disposição sub-paralela verificada pela Serra da Boneca face a estes relevos, o seu posicionamento perpendicular às orientações dominantes dos relevos quartzíticos (constituindo um bloco claramente mais elevado face aos que a delimitam), os múltiplos patamares aplanados

a diferentes altitudes na vertente virada para o Douro e o perfil longitudinal do Rio Mau (com um perfil “jovem” e forte incisão sobre o substrato rochoso), leva a admitir uma génese tectónica com estruturação de um relevo do tipo *push-up* formado em regime de compressão, podendo esta serra corresponder a um relevo tectónico. Acresce ainda que é possível distinguir um certo alinhamento do Mau, com o flanco da serra virado a SE orientado subparalelamente com um dos principais lineamentos estruturais de direção NE-SW que promoveram o encaixe retilíneo do Rio Tâmega (Martins *et al.*, 2010), particularmente visível em Entre-os-Rios junto à foz com o Rio Douro, podendo corresponder assim a uma escarpa de falha.

Na base da vertente da Serra da Boneca, virada ao Rio Douro, destaca-se a superfície de aplanamento de Sebolido, posicionada a altitudes que oscilam em torno dos 115-130m de altitude.

Para Sul, o Rio Douro atravessa transversalmente os relevos residuais quartzíticos num estreitamento do vale por constrangimento associado às bancadas quartzíticas e xistentas muito verticalizadas que aí afloram, separando o tramo final do ramo oriental deste alinhamento de relevos residuais (Fig. 3.12). As elevações de São Paúl e de São Gens, na margem esquerda do rio, finalizam a continuidade dos relevos quartzíticos da margem direita e constituem, conjuntamente com o topo da Serra da Boneca, um bloco cuja direção se encontra desviada para NE relativamente ao alinhamento apresentado pelas restantes elevações. Além disso, verifica-se que o eixo formado pelas elevações de São Paúl (359m) e de São Gens (328m) forma um bloco abatido relativamente ao topo da Serra da Boneca, o que estará provavelmente associado à fraturação hercínica NE-SW que está bem marcada na região e será aproveitada pelo Douro na passagem através das cristas quartzíticas.

Relativamente ao ramo ocidental dos relevos residuais quartzíticos, este inicia-se, a Norte, pela serra de Santa Justa, a que se segue, depois do vale do Ferreira, a Serra do Castiçal. Esta desenvolvida também nos quartzitos ordovícicos, constitui uma faixa estreita e quase sempre retilínea e é a que possui menor altitude, devido à pouca largura dos afloramentos quartzíticos e ao forte pendor que lhe estão associados. Nota-se também uma certa dissimetria nas vertentes, embora menos nítida do que noutros casos, talvez por estar no contacto dos quartzitos com litologias mais brandas, designadamente das formações xistentas pertencentes aos metassedimentos do Super Grupo Dúrico-Beirão que ocupam o interior do Anticlinal de Valongo. Esta serra é igualmente afetada pela falha do Sousa que origina o desligamento da faixa quartzítica do ramo oriental.



Fig. 3.12. Passagem do Douro através das cristas quartzíticas (ramo oriental) em Abitureira, por entre as vertentes escarpadas e verticalizadas da serra da Boneca (esquerda) e o Monte de São Paúl (direita).

Para Sul da Serra do Castiçal e no seu alinhamento, entre os rios Sousa e Douro, a Serra das Flores constitui um bloco onde se verifica um aumento progressivo da altitude até aos 318m. Há igualmente quartzitos no topo, em afloramentos de fraca espessura, e a serra tem menor altitude que as demais, terminando junto ao Rio Douro, após um colo próximo de Sobrido, terminado junto ao vale do Douro por uma elevação que se encontra mais abatida e cujo ponto mais alto atinge 189m de altitude.

A Sul do Rio Douro, observa-se um progressivo aumento da altitude dos relevos. No entanto, entre a Lomba e Pedorido (242m) existe uma área mais baixa, o que poderá estar associado ao desmantelamento das bancadas quartzíticas que ocupam apenas estreitas faixas descontínuas e ao condicionamento tectónico que existe neste setor. À pequena elevação de Pedorido ergue-se para Sudeste a importante escarpa de falha (Rebelo, 1984; Chaminé *et al.*, 2004) da Serra de São Domingos (423m) (Fig.3.13), a qual marca a continuidade dos relevos quartzíticos para o Sul do Douro, que se estendem até à proximidade de Castro Daire.



Fig. 3.13. Vista da Serra de São Domingos desde o lugar de Santiago (Melres)

Entre os dois alinhamentos orográficos quartzíticos, os metassedimentos mais brandos que preenchem o núcleo do Anticlinal de Valongo formam vales profundos onde se encaixam linhas de água. É o caso do Ferreira, que escava um vale profundo de vertentes abruptas entre as serras de Santa Justa, Pias e Castiçal. Outro importante elemento morfológico, pela expressão que tem e pela direção que apresenta, é o vale do Torno com dimensões imponentes e com uma orientação NW-SE. Corresponde a um vale cuja génese se encontra associada a um acidente tectónico subparalelo ao plano axial do anticlinal, cavalgamento de componente desligativa esquerda (Dias, 1994), sobre o qual uma pequena linha de água encaixa o leito.

O Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão, uma importante estrutura varisca de grande extensão geográfica e de direção geral NW-SE, tem neste setor importante expressão morfológica. Esta zona de cisalhamento, com componente de desligamento esquerda induzida pelas fases precoces da orogenia varisca está ligada ao flanco curto do Anticlinal de Valongo (Dias, 1994), condicionando assim, a ocidente, a forma estreita e alongada e o aspeto retilíneo tão característico das elevações que constituem o ramo ocidental dos relevos quartzíticos. Acresce ainda o facto de, ao longo do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão, se ter estruturado a Bacia Carbonífera do Douro, com corpos sedimentares de natureza conglomerática, arenosa e por camadas de xisto. Estes factos são compatíveis com a instalação de diversas linhas de água,

como as ribeiras de Silveirinhos ou de Parada, que tendem a paralelizar com os alinhamentos quartzíticos e com as principais direções de fraturação regional, escavando vales profundos, muito retilíneos, de acordo com a configuração geológico-estrutural regional subjacente.

3.2. Rede de drenagem

3.2.1. Caracterização

Rio Ferreira

A rede de drenagem deste setor é dominada pelo Rio Douro, que funciona como nível de base local que condiciona toda a rede nesta região. Delimita a Sul este setor e transpõe os quartzitos ordovícicos em ambos os flancos do Anticlinal de Valongo: junto à Serra da Boneca (ramo oriental) e junto a Sobrido (ramo ocidental), por um meandro apertado e efetua uma mudança de direção, interrompendo desta forma o alinhamento que constitui o ramo ocidental (Fig. 3.6). O Rio Douro atravessa o flanco Este do Anticlinal de Valongo, entre a Serra da Boneca e o Alto de São Paúl, através de um estreitamento do vale com vertentes bastante declivosas. Neste local, a vertente da margem direita tem uma inclinação aproximadamente de 48° e com um desnível de cerca de 400m, enquanto na margem esquerda a vertente inclina aproximadamente 35° com um desnível de cerca de 340m.

Rio Ferreira

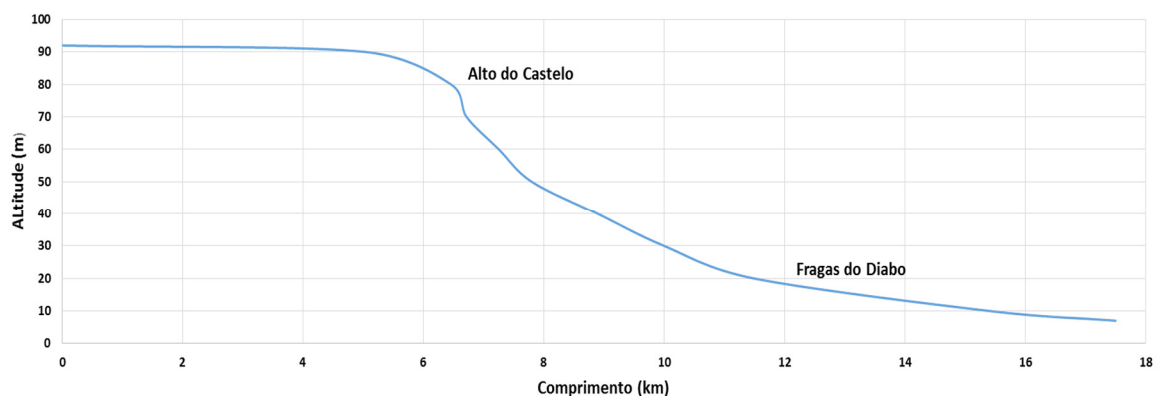


Fig. 3.14. Perfil longitudinal do Ferreira realizado no segmento compreendido entre a Serra de Santa Justa e a Serra de Pias e a confluência com o Rio Sousa. Assinala-se a presença de uma importante rutura de declive neste trecho no Alto do Castelo, um *knickpoint* a cerca de 80m de altitude. Este elemento corresponde a uma resposta do curso de água a alteração no nível de base, originando a migração do *knickpoint* para montante. Nas Fragas do Diabo regista-se igualmente uma nova rutura de declive a cerca de 50m de altitude.

Também o Ferreira transpõe trasversalmente as cristas quartzíticas, mas mais a Norte. Nasce em Raimonda, em Paços de Ferreira, e desagua no Rio Sousa (de que é o principal afluente), na freguesia de Foz do Sousa, no concelho de Gondomar. No percurso junto a Campo (Valongo), imediatamente antes de atravessar a Serra de Santa Justa, desenvolve alguns meandros em terrenos relativamente aplanados, xistentos de idade paleozoica, num vale mais alargado. O estreitamento do vale deve-se à forte resistência dos quartzitos à erosão e as cristas comportam-se como barreira natural, condicionando o comportamento das linhas de água a montante e o relevo envolvente.

Quando se acerca da Serra de Santa Justa, descreve uma curva, inverte o sentido e transpõe os afloramentos quartzíticos através de um vale em canhão muito estreito, – *water-gaps* através de paredes subverticais, com rápidos - e cascatas – *knickpoints* (Fig. 3.15).

Para compreender o condicionamento interposto pelos relevos residuais, elaborou-se o perfil longitudinal, num percurso entre a transposição do nos relevos quartzíticos e a foz. A análise do perfil longitudinal (Fig. 3.14) permite constatar que durante os primeiros 6 km o declive é muito pouco acentuado, ponto a partir do qual se observa uma rutura acentuada no traçado do perfil, muito provavelmente relacionado com mudança brusca de litologias, materializando a passagem do rio das litologias mais xistentas da Formação de Valongo para os quartzitos da Formação de Santa Justa, seguido de um traçado com um pendor bastante significativo.

Entre os 6 e os 9 km aproximadamente, o rio desloca-se por entre os xistos e grauvaques ante-ordovícicos, formações mais brandas e friáveis, muito fraturadas e deformadas, por isso o perfil apresenta-se mais côncavo. Pelos 9 km, parece haver uma nova rutura no declive, não tão acentuada como na anterior, coincidindo com a interceção das cristas quartzíticas do ramo ocidental.

A passagem do Ferreira pelas cristas (Fig. 3.15) deverá ter sido igualmente condicionada pela intensa fraturação, sobretudo a de direção NNE-SSW que se encontra bem marcada na região e até eventualmente com a inclinação geral das camadas para NE, que facilitam a passagem. Seguidamente atravessa afloramentos metassedimentares no núcleo do Anticlinal de Valongo, num percurso mais retilíneo. Na passagem junto à aldeia de Couce, é possível observar na margem direita um pequeno depósito de terraço fluvial (5-15m), constituindo a planície de inundação que favorece a sua utilização para fins agrícolas. Um pouco antes do Alto do Ramalho, nas Fragas do Diabo (Fig.3.16), o Ferreira atravessa de novo as cristas quartzíticas

através de uma garganta estreita de paredes abruptas, com rápidos e cascatas. O rio volta a atravessar cristas, prosseguindo o seu percurso, com meandros, novamente em xistos e grauvaques, até ao Rio Sousa, onde desagua.



Fig. 3.15. Aspetos do vale encaixado do Rio Ferreira na travessia através dos relevos residuais quartzíticos junto ao Alto do Castelo, na Serra de Santa Justa.

Fig. 3.16. Vale encaixado do Rio Ferreira na transposição dos relevos residuais quartzíticos nas Fragas do Diabo (Valongo), entre as serras de Santa Justa (à direita) e Castiçal (à esquerda).



Também é possível observar a existência de pequenas superfícies, a diferentes altitudes, terraços de rocha, sobretudo bem marcadas nas vertentes da margem esquerda escalonadas a diferentes altitudes. Estes factos parecem poder relacionar-se com as movimentações tectónicas recentes, designadamente o soerguimento com basculamento generalizado para SE, que se verifica neste setor, originando uma forte incisão do leito, ou seja, um rejuvenescimento da rede por levantamento da área, com progressão da erosão para montante. A existência de vários desníveis no leito tais como cascatas e rápidos, a existência de canhões apertados e estreitos, com particular relevância nos tramos do Alto do Castelo e das Fragas do Diabo, ajuda a compreender esse rejuvenescimento, já que estes elementos topográficos surgem associados a um abaixamento rápido do nível de base. A rede de drenagem responde a súbitos abaixamentos do nível de base, por migração em direção a montante destes desníveis denominados de *knickpoints*, que podem ser desencadeados por elevação tectónica, abaixamento do nível do mar ou captura de linhas de água, fazendo propagar o abaixamento do nível de base a toda a rede hidrográfica (Crosby, 2001).

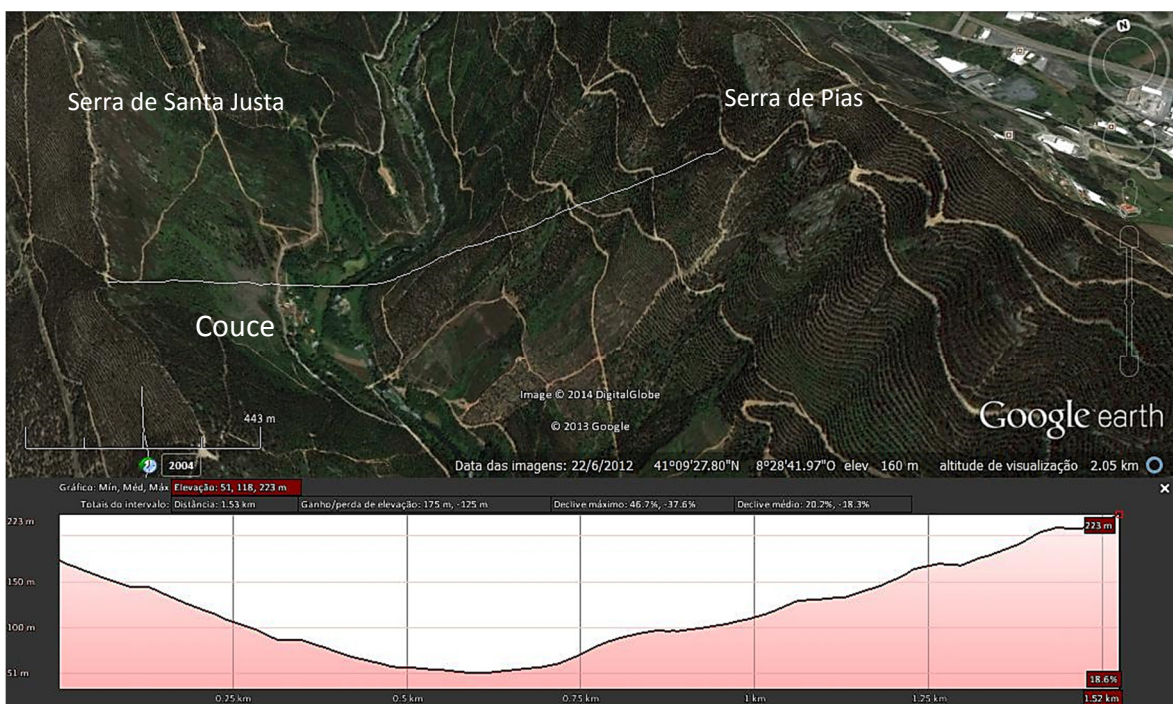


Fig. 3.17. Corte transversal do vale do Rio Ferreira em Couce, entre as Serras de Santa Justa e Pias. Em ambas as margens é possível evidenciar a presença de pequenas superfícies a diferentes altitudes sobretudo na margem esquerda a cerca de 179m, a 130m e outra a 100m de altitude. Na margem direita registam-se uma a 133m e outra 77m aproximadamente. Imagem obtida a partir do *Google Earth*, sobre-elevação 3X.

Rio Sousa

Num trajeto sensivelmente paralelo, encontra-se o Rio Sousa, mas posicionado mais para SE. Nasce em Felgueiras (Friande) e é um afluente do Douro, onde desagua pela margem direita, na freguesia da Foz do Sousa (Gondomar). Similarmente ao Ferreira, este curso de água atravessa as cristas quartzíticas obliquamente, através de vales fortemente encaixados e estreitos formando gargantas, com rápidos e ruturas de declive no leito. Antes de atravessar por entre as serras de Pias e Santa Iria, forma meandros largos, num vale relativamente aberto, resultado da presença dos relevos quartzíticos que constituem uma barreira natural. Entre Parada de Tondeia e Sobreira e Recarei, estão cartografados alguns depósitos de terraços fluviais posicionados entre 5-15m na margem direita do rio. Estes terraços são essencialmente constituídos por calhaus rolados bastante grosseiros de quartzo, quartzito, granito, entre outras rochas duras provenientes das formações ordovícicas e silúricas que atravessa, assim como da mancha de granitos hercínicos a Leste. (Fig. 3.18).



Fig. 3.18. Aspeto do vale largo do Rio Sousa, poucos metros antes da passagem pelo ramo quartzítico oriental (Senhora do Salto).

Falhas com as direções NW-SE e NNE-SSW afetam os afloramentos desta região e constituem também um forte condicionamento no traçado do rio. Por outro lado, entre Recarei e Gandra, está cartografada uma importante zona de cisalhamento, verificando-se que, tanto a Norte como a Sul, a área é interrompida por desligamentos sinistrógenos de direção NNE-SSW (Medeiros *et al.*, 1980).

Na Senhora do Salto (Fig. 3.20), local de passagem entre as serras de Pias e de Santa Iria, o Rio Sousa transpõe transversalmente as cristas quartzíticas através de um vale em garganta bastante estreita que se estende por alguns quilómetros, com inúmeros rápidos, cascatas e alguns terraços de rocha nas margens desembocando em terrenos xistentos. Junto ao Castelo de Aguiar de Sousa, faz um desvio acentuado, deixando abandonado um segmento do vale e um pequeno depósito de terraço (Fig. 3.19). Antes de atravessar os relevos quartzíticos, o Rio Sousa volta a fazer uma brusca inflexão, condicionado provavelmente pelo acidente tectónico Zona de Cisalhamento do Plano Axial, sugerindo adaptação à estrutura regional.

Na extremidade meridional da Serra do Castiçal, o Rio Sousa interceta novamente a estrutura quartzítica, transversalmente, segundo uma direção NE-SW. O atravessamento do flanco ocidental faz-se por vale com vertentes de forte pendor, num percurso praticamente retilíneo, de direção NNE-SSW, desembocando junto a Covelo.



Fig. 3.19. Depósito da Rua dos Moinhos, na margem direita do Sousa, a cerca de 500m do Castelo de Aguiar de Sousa.

O perfil longitudinal do Rio Sousa (Fig. 3.21) reflete a passagem por várias litologias, especialmente dos granitóides para os metassedimentos (próximo de Sobreira) e na transposição dos quartzitos ordovícicos (em Senhora do Salto e Covelo). No perfil estão representados os *knickpoints*, convexidades que interrompem o perfil típico do rio, e onde a erosão é maximizada. Estes formam-se tipicamente como resposta à descida do nível de base ou em locais onde o rio encontra um substrato relativamente resistente (Frankel *et. al.*, 2007). Registam-se a 110m (Parada de Todeia), 90m (Sobreira), a 60m (Senhora do Salto) e a 15m (Covelo). No *knickpoint* da Senhora do Salto a concavidade do leito imediatamente abaixo da

ruptura de declive é notória, sublinhando os processos de forte incisão neste segmento do rio. Os *knickpoints* em Parada de Todeia e em Sobreira localizam-se nos pontos de passagem do rio para diferentes litologias, de rochas graníticas para os metassedimentos paleozoicos, estes últimos muito verticalizados; os dois restantes mais proeminentes sublinham o atravessamento pelas bancadas quartzíticas mais resistentes.

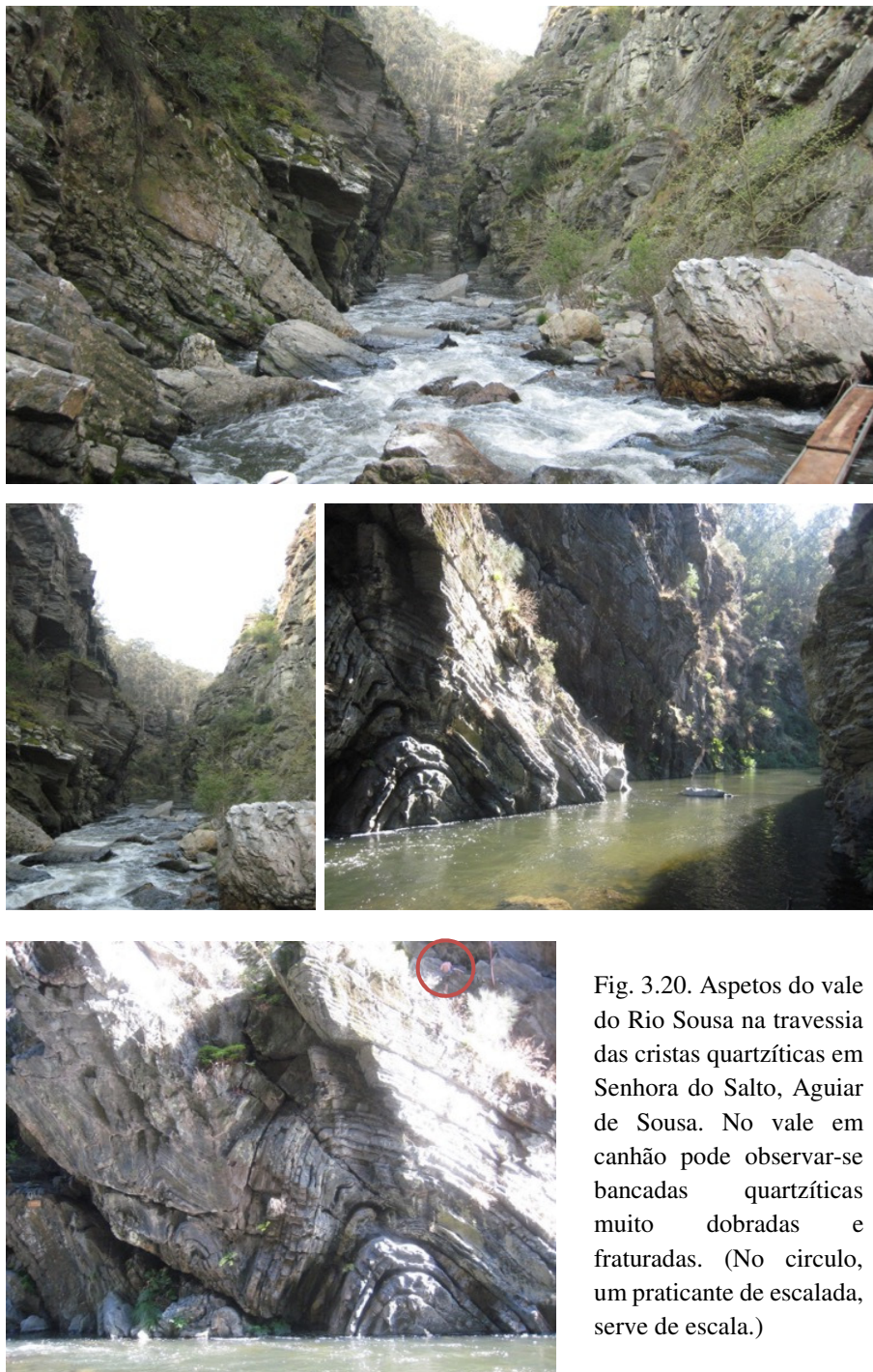


Fig. 3.20. Aspectos do vale do Rio Sousa na travessia das cristas quartzíticas em Senhora do Salto, Aguiar de Sousa. No vale em canhão pode observar-se bancadas quartzíticas muito dobradas e fraturadas. (No círculo, um praticante de escalada, serve de escala.)

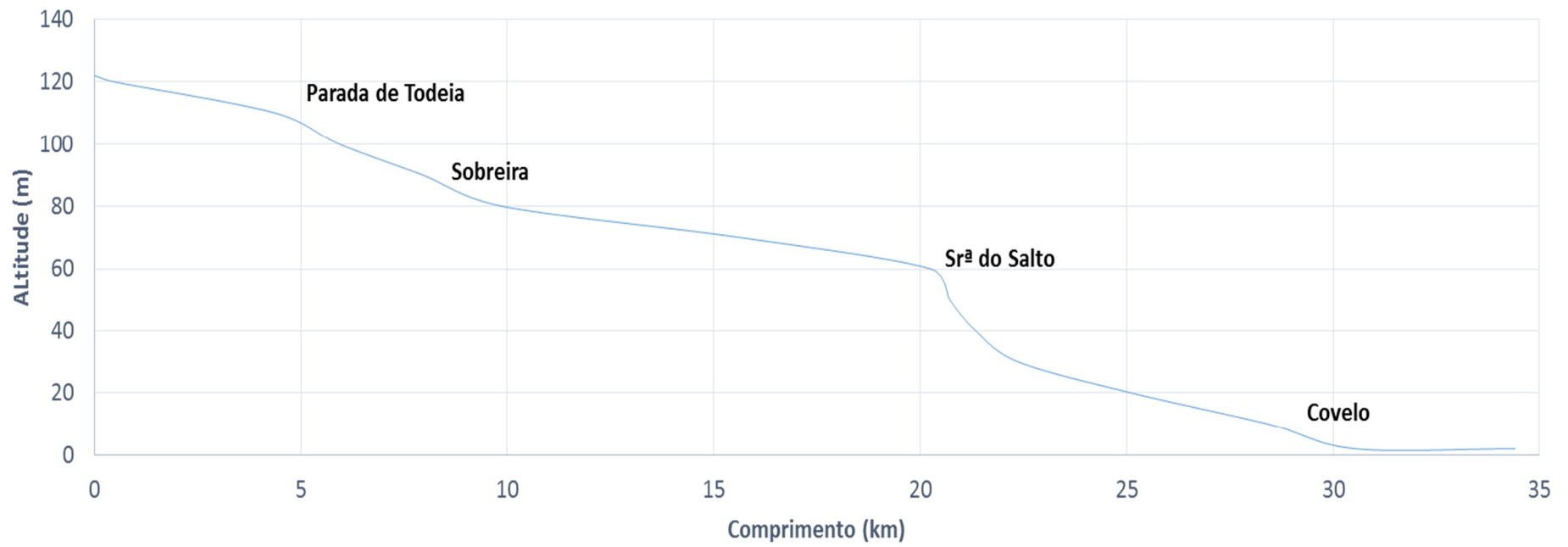


Fig. 3.21. Perfil longitudinal do Rio Sousa no segmento correspondente à passagem pelas serras de Santa Iria e Castiçal, até à foz. Assinalam-se quatro locais onde o perfil apresenta forma côncava que correspondem a *knickpoints* coincidentes com substratos mais resistentes.

Junto a Covelo, na margem esquerda, regista-se a existência de um nível de depósito de terraço fluvial cartografado e posicionado a uma altitude entre 15-20m.

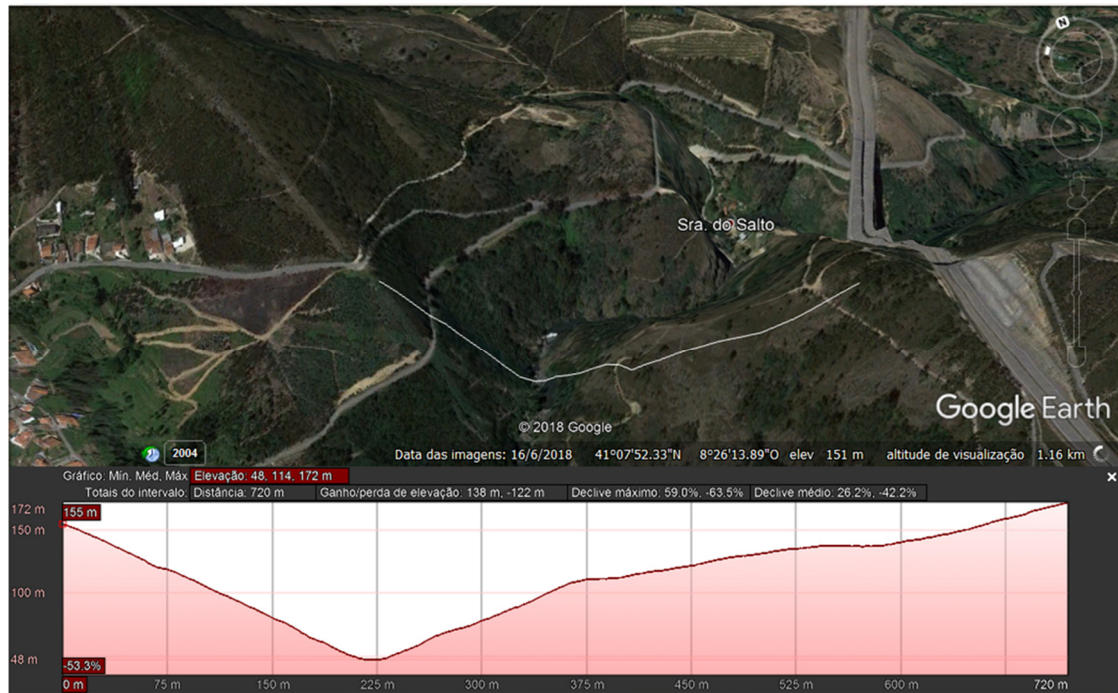


Fig. 3.22. Corte transversal do vale do Rio Sousa, junto à Senhora do Salto entre as serras de Pias e Santa Iria. Em ambas as margens é possível evidenciar a presença de superfícies de aplanamento a diferentes altitudes sobretudo na margem esquerda a cerca de 138m, a 111m e outra a 74m de altitude. Na margem direita registam-se uma a 114m e outra 74m aproximadamente. Imagem obtida a partir do *Google Earth*, sobre-elevação 3X.

Rio Mau

Num percurso aproximadamente paralelo ao Rio Sousa, mas mais a SE, encontra-se o vale por onde corre o Rio Mau (Fig. 3.23). O curso de água nasce nas proximidades da aldeia de Cabroelo, no concelho de Penafiel e é afluente do Douro pela margem direita. Atravessa transversalmente todos os afloramentos paleozoicos da região, bem como as unidades metassedimentares do Super Grupo Dúrico-Beirão. Caracteriza-se por apresentar um vale profundo, bastante encaixado, de vertentes abruptas, com inúmeros rápidos e cascatas. Tal como no caso dos cursos de águas anteriores, constata-se que este é igualmente condicionado pelas bancadas dos afloramentos quartzíticos, que especialmente neste local, apresentam forte pendor, apresentando-se inclinada para NE entre 45° a 85° (Medeiros *et al.*, 1980), chegando em alguns pontos a apresentar-se verticalizadas. De igual forma, os afloramentos existentes que aqui

afloram, formam bancadas espessas, muito verticalizadas, originando gargantas apertadas do tipo canhão.

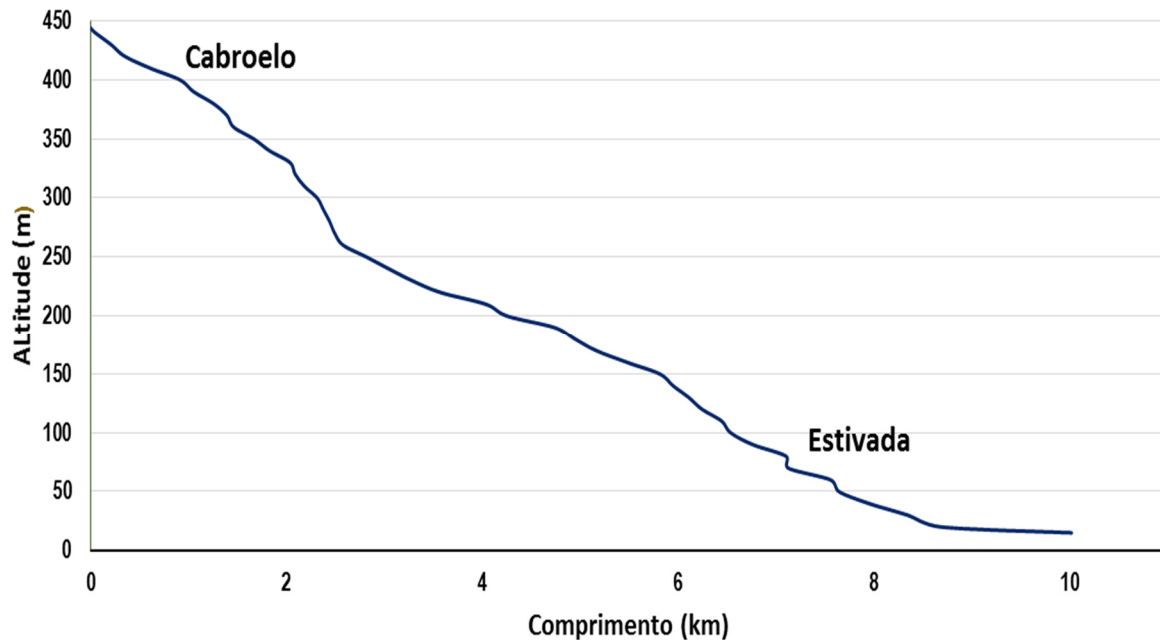


Fig. 3.23. Perfil longitudinal do Rio Mau. Salienta-se o pendor acentuado do leito do rio e a presença de inúmeros *knickpoints*. (Obs. a relação altitude-comprimento é menor relativamente aos perfis anteriores).

Na análise do perfil longitudinal, ressalta a ocorrência de vários *knickpoints* distribuídos ao longo de vários pontos do percurso do rio e o pendor significativamente acentuado. O rio passa de terrenos graníticos, junto a Cabroelo (Capela), para rochas ordovícicas metamorfizadas no início do seu trajeto. Estas formam uma larga faixa no flanco oriental do Anticlinal de Valongo desde a freguesia de Capela até próximo do Douro, originando bancadas espessas duras e compactas de corneanas pelíticas resultantes do contacto dos xistos ardósíferos com os granitos. Seguem-se-lhe bancadas xistentas da Formação de Valongo que aqui formam uma faixa ampla e que constituem maioritariamente a Serra da Boneca. A estes xistos, sucedem as bancadas quartzíticas compactas, que o Rio Mau transpõe transversalmente através de vales em canhão com inúmeras quedas de água, formando proeminentes *knickpoints*, como por exemplo o Poço Negro. (Fig. 3.24).

O rio encontra-se ativamente a incidir sobre o substrato rochoso, sendo visíveis diversas formas características da abrasão fluvial sobre os afloramentos que constituem o leito rochoso,

nomeadamente marmitas de gigante, polimento dos blocos quartzíticos e arrancamento (*plucking*) de blocos.



Fig. 3.24. Aspetos do vale encaixado do Rio Mau na transposição das cristas quartzíticas do ramo oriental, em Estivada. Observam-se *knickpoints* e cascatas como a do Poço Negro (imagem abaixo).



Rio Douro

O Rio Douro, tal como os cursos de água anteriormente referidos, transpõe transversalmente os relevos quartzíticos. A Bacia do Douro, atualmente a drenar para o oceano Atlântico, é uma das de maiores dimensões na Península Ibérica, sendo por isso este o curso de água de maior envergadura, que incidindo sobre o soco varisco comanda toda a rede de drenagem deste setor. Este segmento do rio enquadra-se na área vestibular da Bacia do Douro. Após um longo percurso por terrenos graníticos a Este, o Douro transpõe o ramo oriental do Anticlinal de Valongo próximo a Abitureira, numa direção geral aproximadamente de NE-SW, onde a espessura dos afloramentos paleozoicos é menor. Neste segmento o rio apresenta-se encaixado

num vale mais estreito e retilíneo escavado entre as vertentes abruptas da serra da Boneca e do Alto de São Paúl.

Na área compreendida entre os dois ramos do Anticlinal de Valongo, o rio desenvolve-se num vale formando largos meandros, atravessando os afloramentos de rochas metassedimentares que ocupam o interior do anticlinal e ao franquear o ramo ocidental próximo a Pedorido, efetua uma brusca inflexão do seu trajeto para Norte e atravessa as cristas novamente, formando um meandro apertado, com nova inflexão em sentido oposto, atravessando as cristas quartzíticas uma outra vez, próximo à Lomba (Gondomar), antes de voltar à direção inicial (Fig. 3.25).



Fig. 3.25. Vista da “península” da Lomba (Gondomar) desde a Serra de Banjas destacando-se o meandro pronunciado que o Rio Douro efetua e um depósito de terraço fluvial atual (15-20m). As diversas superfícies aplanadas que se podem individualizar na região da Lomba e a presença do terraço fluvial testemunham diferentes episódios de incisão do rio.

Foi efetuado o perfil longitudinal do Douro no segmento entre a Serra da Boneca e o litoral (Fig. 3.26). Da sua análise, além do posicionamento dos diversos depósitos fluviais em ambas as margens, podemos verificar que se apresenta pouco graduado, já que se encontra representado o leito atual no segmento terminal, na área vestibular do rio.

Com exceção da pequena mancha metamórfica sob a qual assenta a freguesia da Foz do Douro, no troço junto ao litoral, entre Lordelo do Ouro e o Freixo em Campanhã, o rio desenvolve-se maioritariamente num substrato granítico, por entre vertentes com forte pendor, tal como se

pode constatar na carta de declives (Fig. 3.4). A partir do Freixo até à Serra da Boneca o Douro escava o leito em rochas metassedimentares (Fig. 1.12). Em ambas as margens, pode-se observar a existência de vários depósitos de terraços fluviais e superfícies aplanadas em diferentes níveis. Na margem direita, comparativamente com a margem esquerda, observa-se um maior número de terraços e com um maior desenvolvimento e superfícies aplanadas com maior expressão geográfica. Além disso, foi possível detetar em ambas as margens e a diferentes altitudes, pequenas rechãs, terraços de rocha de menores dimensões, resultantes das sucessivas etapas de encaixe, por pequenos impulsos, que resultaram no encaixe progressivo do rio.

Como resultado de processos de epigenia, o Douro, junto à Serra da Boneca, atravessa transversalmente as cristas quartzíticas e as estruturas tectónicas variscas do substrato através de um vale estreito, por entre rochas de grande dureza. A partir deste ponto e em direção a jusante, o rio desenvolve um vale mais alargado e com meandros largos e bem encaixados, desenvolvendo um vale com um traçado em segmentos bastante retilíneos o que sugere um controle através de um sistema de falhas. As mudanças bruscas de direção verificadas, poderão refletir as falhas de direção NW-SE e NE-SW. Neste setor pode-se constatar que as principais linhas de água que atravessam as cristas quartzíticas, se posicionam paralelamente umas às outras, com direção geral NNE-SSW, refletindo uma das principais direções da fraturação regional.

A deflexão acentuada do percurso do Rio Douro na área da Lomba e os segmentos retilíneos que o rio apresenta chama particularmente a atenção. Outro aspeto que chama a atenção neste trecho do rio prende-se com o forte encaixe do leito (Fig. 3.25), apesar da proximidade e da ligação ao litoral Atlântico. Destaca-se na base das cristas quartzíticas, a presença de superfícies aplanadas bem preservadas designadamente a de Sebolido e Moreira na margem direita imediatamente após a transposição transversal do Douro pelos relevos quartzíticos. Estas superfícies aplanadas encontram-se mais elevadas face ao nível do leito atual do rio. Inúmeras rechãs formam pequenos terraços de rocha sobretudo nas vertentes a SE da Serra da Boneca (Fig. 3.26).

Os sedimentos holocénicos que preenchem a planície aluvial do Douro concentram-se em margens de meandro. Acima desta, destacam-se diversos terraços sedimentares em ambas as margens do rio, posicionados a diferentes altitudes até cerca de 160 m asl, valor correspondente ao terraço de Medas. As superfícies de erosão e os depósitos fluviais do Douro serão objeto de estudo e de análise em capítulo posterior tratadas com mais detalhe.

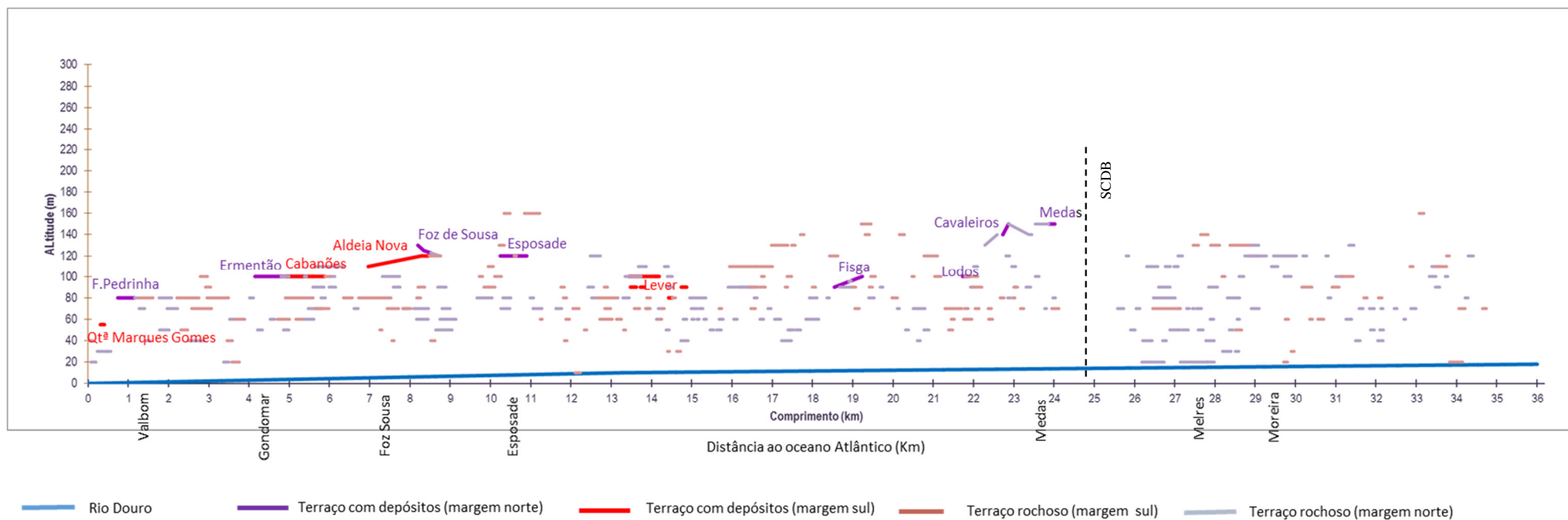


Fig. 3.26. Perfil longitudinal do Douro na área vestibular no segmento entre a serra da Boneca e a foz. Representa-se o leito atual, os depósitos fluviais, assim como pequenos terraços de rocha/rechãs em ambas as margens. SCDB: Sulco Carbonífero Dúrcico-Beirão.

3.2.2. Padrão da rede de drenagem

A rede de drenagem é um elemento determinante e em grande parte responsável pela modelação e pelo esculpir das paisagens continentais. O padrão da rede de drenagem e o arranjo espacial dos cursos de água são determinados quer pelo declive quer pela estrutura, tornando-se um elemento relevante para a compreensão da estrutura regional e da cronologia dos eventos geológicos (Twidale, 2004).

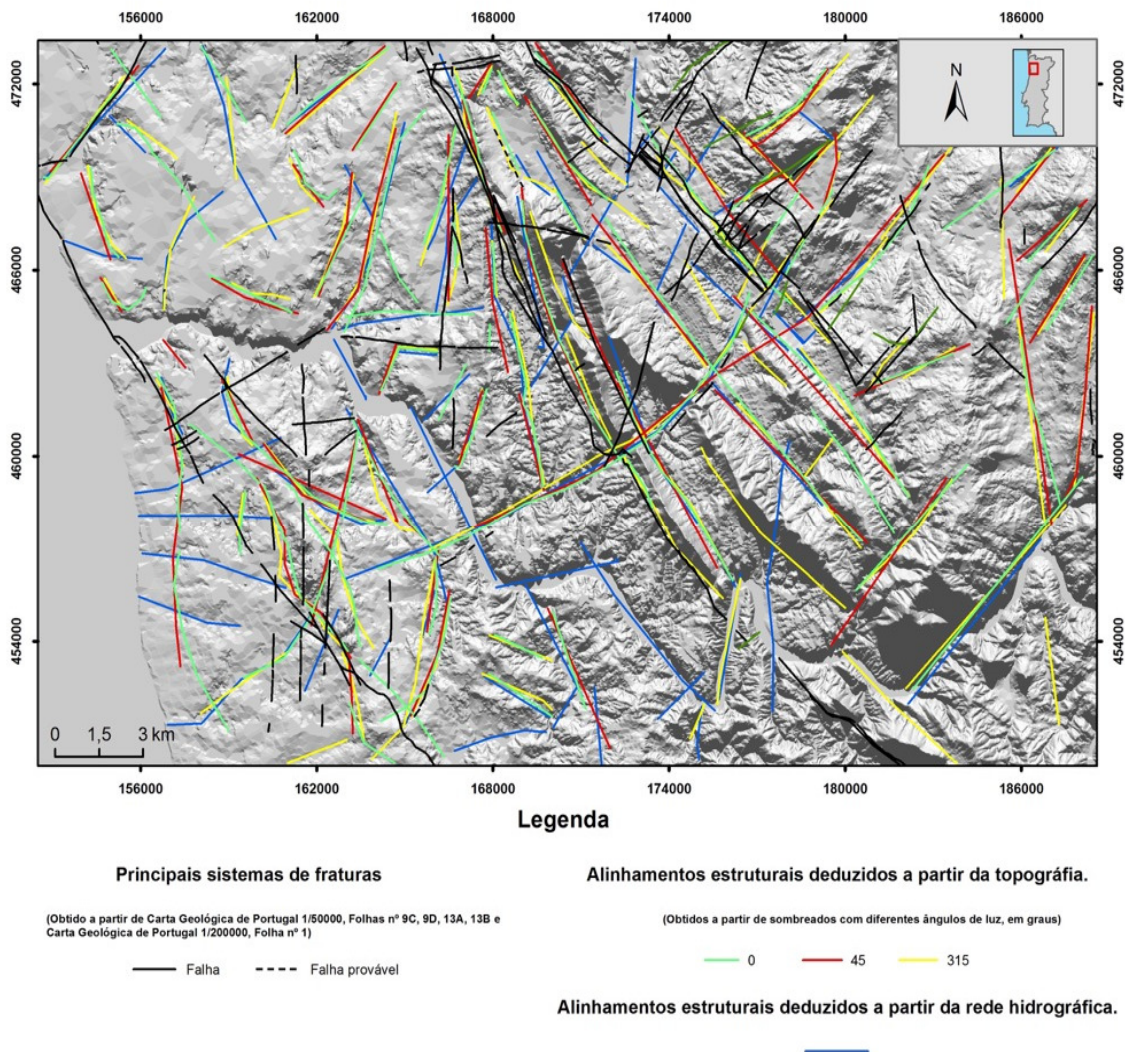


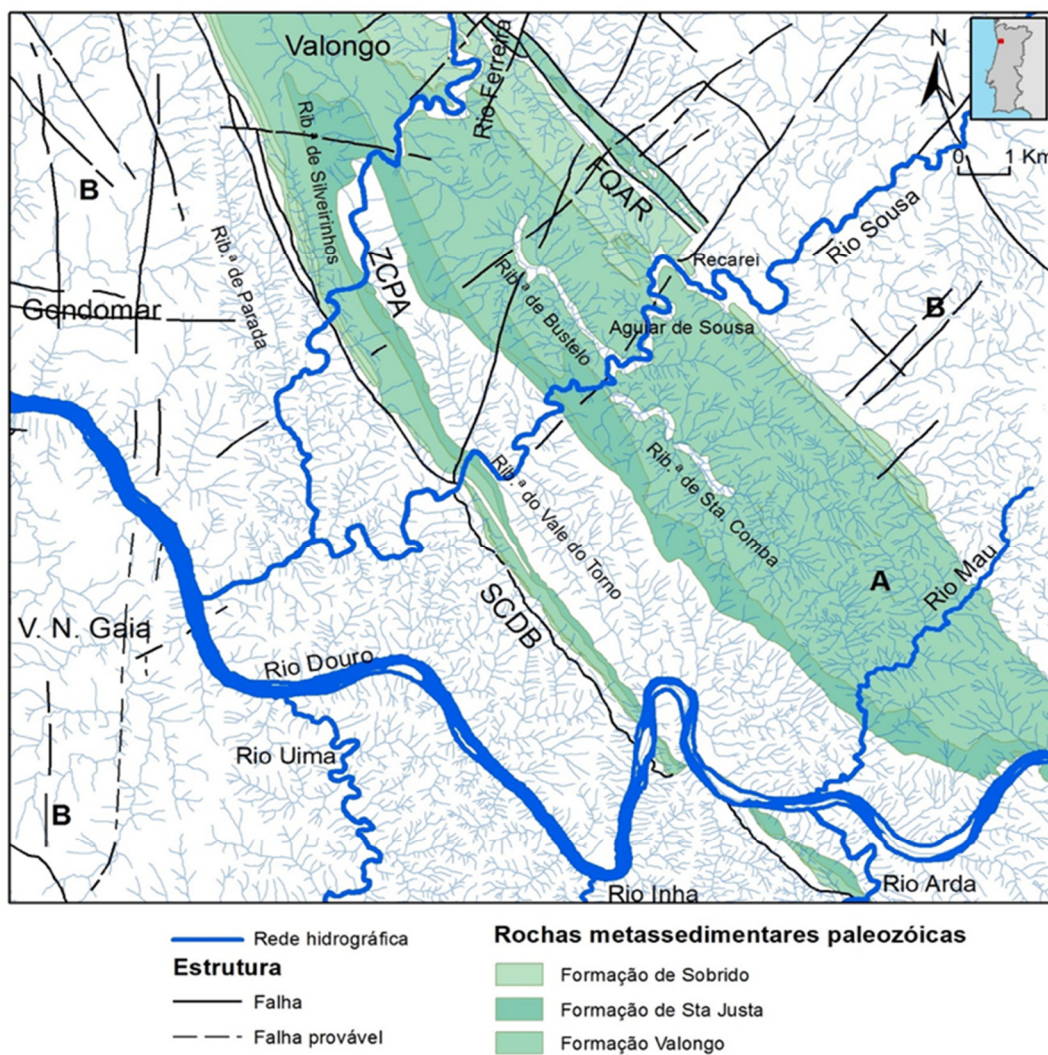
Fig. 3.27. Alinhamentos fotointerpretados da área de estudo.

As linhas de água e rios que drenam em áreas topograficamente elevadas (cadeias de montanhas) seguem um padrão influenciado tanto pelo pendor regional, como pelo pendor local. Tanto a tectónica (*uplift*, espessamento crustal, deformação estrutural) como a erosão

influenciam o pendor local e regional, sendo espectável um longo espaço de tempo necessário para o desenvolvimento de um padrão de drenagem (Babault *et al.*, 2012).

Com a finalidade de ter uma perceção até que ponto os cursos de água estão controlados pela fraturação regional, procedeu-se à elaboração de cartografia, recorrendo à identificação e representação de lineamentos associados com o desenvolvimento de vales de cursos de água ou segmentos de rios que se apresentam retilíneos, por forma a proceder à análise e compreensão do padrão da rede e a sua relação com o controle estrutural e litológico (Fig. 3.27)

A análise da cartografia (Fig. 3.27 e 3.28) evidencia uma configuração bastante retilínea dos cursos de água e permitiu reconhecer várias direções de alinhamento:



SCDB: Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão; FQAR: falha Quinta do Anjo-Recarei; ZCPA: Zona de Cisalhamento do Plano Axial

Fig. 3.28. Rede de drenagem no setor Santa Justa-Douro. A- Padrão em treliça; B- Padrão dendrítico. (Cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital, Folhas nº123,134,135. Carta Geológica de Portugal à escala 1 50 000, Folha 9D-Penafiel e 13-B Castelo de Paiva).

- NW-SE, direção dominante com especial incidência a oriente da Serra de Fânzeres e dos alinhamentos quartzíticos que constituem os relevos residuais na margem direita do Rio Douro;
- N-S a NNW-SSE, direção com especial incidência na margem direita do Rio Douro e a ocidente da Serra de Fânzeres;
- NNE-SSW, direção com menor representatividade, observada essencialmente margem direita do Douro;
- E-W, direção presente sobretudo na área vestibular, em ambas as margens do Douro.

A estas direções preferenciais dos cursos de água, não devem ser alheias as direções das falhas e fraturas que conformam a estrutura regional já que as direções obtidas coincidem com as direções obtidas para a estrutura da região (Fig. 2.28).

A análise da rede revela ainda duas tendências:

- uma rede em treliça situada maioritariamente a Este dos relevos residuais;
- uma rede que conjuga um modelo dendrítico com um modelo angular, mais evidente a Oeste da Serra de Fânzeres, sobretudo nos vales dos rios Torto e Tinto, o que indicia um maior declive regional nesta área, quer no presente ou na altura da incisão das linhas de água (Schumm *et al.*, 2000).

Segundo Twindale (2004), o padrão da rede em treliça é característico de áreas suavemente arqueadas associadas a flancos de anticlinais e sinclinais, geralmente em sequências sedimentares dobradas, como é o caso. Também de acordo com Schumm *et al.*, (2000), um padrão geral em treliça, é marcado por vales longos nos cursos de água principais, com uma direção que paraleliza os principais acidentes tectónicos. Os vales fluviais muito retilíneos que aqui se observam desenvolvem-se na dependência da rede de fraturas regional varisca. Este tipo de padrão desenvolve-se, geralmente associado a estruturas, dobramentos, cuja topografia se caracteriza pela alternância de cristas e de vales, onde a divisão entre vales frequentemente toma a forma de cristas formadas pelas rochas mais resistentes tais como o quartzito. É um padrão tipicamente associado aos flancos de anticlinais e de sinclinais, em sequências sedimentares dobradas e desenvolve-se onde os afloramentos se apresentam lineares. É possível notar que a estratificação das camadas aflorantes na área, especialmente as existentes da Formação de Valongo a Este das serras de Santa Justa e Pias, e os metassedimentos proterozoicos são muito verticalizadas, o que favorece a incisão dos cursos de água na direção da estratificação. Salientam-se ainda, nesta área, algumas particularidades no comportamento das linhas de água,

como é o caso da deflexão de pequenos cursos de água, sobretudo junto às zonas de cisalhamento, indicando um forte controle estrutural pela rede.

Nos setores com padrão da drenagem do tipo dendrítico conjugado com angular, diversos segmentos de cursos de água evidenciam bruscas mudanças de direção, formando ângulo reto, que parecem espelhar uma rede de fraturas ortogonal, relacionada com o maciço granítico que aflora a Este e a Oeste dos relevos residuais. De uma forma geral, o padrão dendrítico está associado ou reflete um substrato rochoso cristalino, uniforme, de igual resistência e a terreno que esteve sujeito no passado ou no presente, a uma leve inclinação regional (Clarke *et al.* 2004)

Variações locais no declive regional podem originar anomalias no padrão de drenagem. Uma elevação topográfica de terreno por *uplift* ativo, causa a deflexão de porções do padrão da drenagem, relativamente à direção geral do pendor regional. Como as linhas de água principais são afastadas da área de *uplift*, os tributários tendem a ser mais curtos numa margem e mais extensos na margem oposta (Schumm *et al.*, 2000). No caso presente (Fig. 3.27) é possível constatar que são diversas as situações associadas à deflexão de linhas de água. De uma forma geral, os cursos de água, junto às faixas de cisalhamento, apresentam tendência para se desviarem do seu percurso principal, tornando-se concordantes com a direção de cisalhamento, como são exemplo os pequenos cursos de água observados ao longo do SCDB, acidente tectónico varisco que afeta o setor Santa Justa-Douro.

Outros exemplos de tributários com extensão bastante desigual nas duas margens podem igualmente ser apontados, como a Ribeira de Parada (afluente do Ferreira pela margem direita) ribeira que percorre o Vale do Torno. A Este destas linhas de água, os tributários apresentam uma maior extensão do que os posicionados a Oeste, facto que poderá corroborar a ideia de um levantamento do pendor regional para Este. A Oeste das cristas, o Febros é igualmente um exemplo onde os tributários apresentam uma extensão desigual, já que na margem esquerda têm um percurso maior que os da margem oposta.

No que respeita à linearidade do traçado dos vales e desvios verificados nos cursos de água, encontrar-se um paralelismo dos troços mais retilíneos com as zonas de cisalhamento. Destacam-se como exemplo, as ribeiras de Silveirinhos e de Parada (SCDB), a continuidade e o alinhamento dos vales das ribeiras de Bustelo e de Santa Comba, ou a ribeira que percorre o longo Vale do Torno, no interior do Anticlinal de Valongo ao longo da ZCPA (Fig.3.27). Na zona de cisalhamento da FQAR, o Sousa efetua desvios muito acentuados, paralelizando com a direção próxima a NW-SE, assim como pequenas ribeiras nesta região.

A melhor evidência do efeito que a tectónica tem sobre os rios, é a conferida pelo comportamento anómalo de determinados segmentos das linhas de água, por exemplo quando se observam alterações dramáticas no padrão apresentado pela rede de drenagem e pelo gradiente que não podem ser atribuídos a outras causas. De facto, a atividade tectónica tem um controlo significativo sobre o comportamento e sobre o padrão dos rios, em especial nos rios aluviais (Schumm *et al.*, 2000).

No sentido de manter um gradiente constante, um rio que fique sujeito a um maior declive do seu pendor devido a uma maior inclinação do terreno, terá tendência a ver incrementada a sinuosidade ou tornar-se entrançado, (para acomodar o aumento da inclinação do leito) enquanto uma redução no pendor do vale, originará uma redução da sinuosidade ou a agradação se não ocorrer alteração no seu padrão (Schumm *et al.*, 2000). Na área em estudo, são diversos os exemplos em que trechos do rio em que a sinuosidade é maior. No Rio Sousa existem alguns trechos uma maior tendência de meandrização, especialmente na área junto a Recarei e em Sobreira, onde se observa acumulação de depósitos sedimentos recentes. Este aspeto também se observa nos trechos do rio situados a montante dos relevos residuais, facto muito provavelmente associado quer à barreira física das cristas quartzíticas, quer ao *uplift* do Cenozoico. Da mesma forma, a Este das cristas quartzíticas, o Ferreira desenvolve trechos de maior sinuosidade e sedimentação no leito.

No curso do Rio Douro evidencia-se, pela sua morfologia particular, o meandro da Lomba (Fig. 3.25 e 3.29) De acordo com Campana (1958) e Twidale (2004), os meandros muito encaixados, têm sido interpretados como herdados de uma superfície inicial plana. O posterior *uplift* e a descida acentuada do nível de base originaram uma forte incisão do rio e conseqüente encaixe no vale. Estas formas, como os meandros do tipo *goosenek* são amplamente conhecidas nos *canyons* do rio Colorado.

A sua evolução faz-se por escavação de gargantas de vertentes escarpadas, em cujos lados fica situado o primitivo leito de inundação, agora sob a forma de terraço posicionado acima do leito atual. Na realidade, todos os meandros encaixados possuem vales assimétricos, trata-se de formas autogénicas, cuja assimetria provém da migração lateral do rio durante a incisão (Carlin, 2011). Os meandros do tipo *goosenek* revelam também um controle estrutural.

A superfície aplanada, mal conservada, posicionada a uma altitude que oscila entre os 140-160m aproximadamente na região da Lomba, encontra-se nivelada pela superfície que contém os depósitos de Cavaleiros e Medas e o primitivo leito de inundação, o que indicia que esta

superfície de aplanamento teve origem fluvial, estruturada e individualizada durante a passagem do Douro num nível bem mais elevado que o atual (cerca de 140m acima do atual nível da superfície do rio). Um acentuado abaixamento do nível de base (eustático) poderá explicar o forte entalhe de gargantas com vertentes escarpadas que aqui se observam.

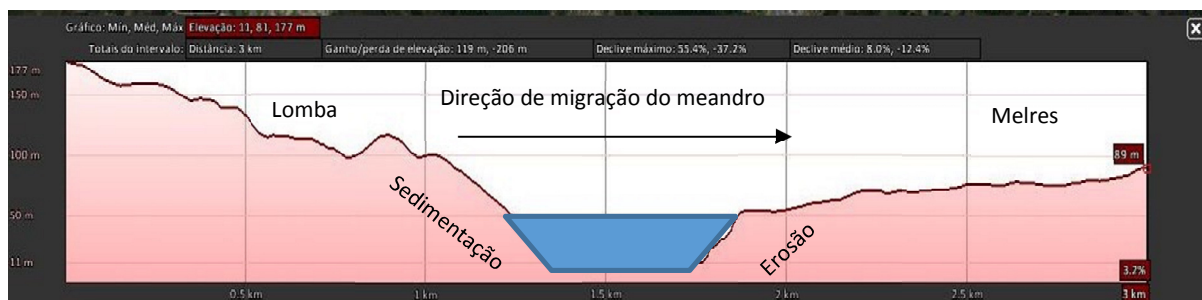
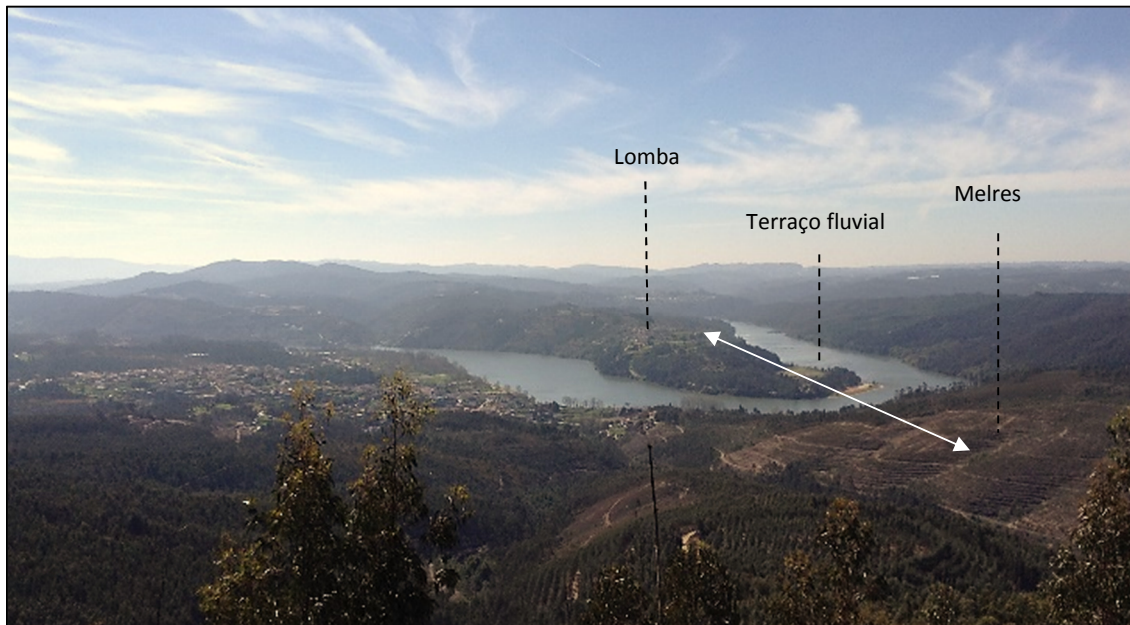


Fig. 3.29. Perfil transversal do Rio Douro entre a Lomba, na margem esquerda, e Melres. Nota-se o perfil assimétrico do vale neste local, como consequência da migração lateral do rio. (perfil obtido a partir do *Google Earth*).

A análise da rede de drenagem da Plataforma Litoral do Porto foi dificultada pelo facto da grande maioria dos cursos de água que atravessam a cidade do Porto encontrar-se canalizada na totalidade dos percursos. Para a sua identificação foi fundamental a execução do MDT (Fig. 4.5).

Nesta plataforma, o padrão de drenagem apresenta características diferentes da área que envolve os relevos residuais. Desde logo o substrato rochoso em que assenta a plataforma é constituída maioritariamente por granitoides, o desde logo condiciona o tipo de rede de drenagem que aí se desenvolve.

A plataforma litoral tem o seu ponto de maior altitude a oriente da cidade do Porto, num núcleo na área envolvente de Pedrouços. A partir deste ponto, os valores da altitude decrescem suavemente para ocidente ao longo de uma plataforma escalonada e para Este termina abruptamente, formando vários degraus até ao Rio Tinto. A partir da área de Pedrouços pode-se constatar que as linhas de água se dispõem radialmente, desenvolvendo-se preferencialmente em quatro direções: para o Rio Douro a Sul, para Norte para o Rio Leça, para Oeste em direção ao litoral e para Este para desaguardem no Rio Tinto. Este padrão radial da drenagem é característico das áreas graníticas em forma de doma, donde irradiam cursos em todas as direções a partir de um ponto mais elevado, neste caso o Eixo Pedrouços-Antas (Ver Anexo).

3.2.3. Drenagem transversal

Os relevos do tipo apalachiano presentes nesta área constituem um forte condicionante à rede de drenagem, pelo que merecem especial atenção.

A drenagem transversal que transpõe os relevos residuais quartzíticos, frequentemente através de gargantas mais ou menos extensas (*water-gaps*) e com maior ou menor profundidade, constitui um modelo algo diferente do padrão geral da rede de drenagem, já que atravessam a estrutura regional, aparentemente não controlados pela topografia regional (Figs. 3.30 e 3.31)

Pelo menos desde o século XIX, um número significativo de investigadores tem descrito e debatido a origem e o desenvolvimento da drenagem transversal, como é o caso de Hutton (1795), Powell (1875), W. Davis (1898b), Oberlander (1965) e Twidale (1996), tendo havido uma ressurgência do tema mais recentemente com os trabalhos de Stokes & Mather (2003) e Twidale (2004), entre outros.

Twidale & Bourne (2010) consideram um curso de água anómalo o que atravessa a estrutura geológica local ou regional subjacente. São considerados anómalos porque se desviam do que designam de “seleção natural”, já que fortuitamente se desenvolvem em zonas de drenagem de relativa fraqueza de litologias tornadas proeminentes e tornam-se os elementos maiores do padrão da rede de drenagem. Os rios que incidem mais rapidamente tornam-se os cursos de

água principais da sua área ou da sua região e uma vez dominantes reforçam o seu efeito assegurando a sua perpetuação e, sujeitos ao controle do nível de base, “aperfeiçoam-se”.

Estas zonas de segmentos da rede consideradas anómalas podem, de acordo com Twidale & Bourne (2010), ser explicadas por vários processos tais como capturas por erosão regressiva ou por processos de sobreimposição.

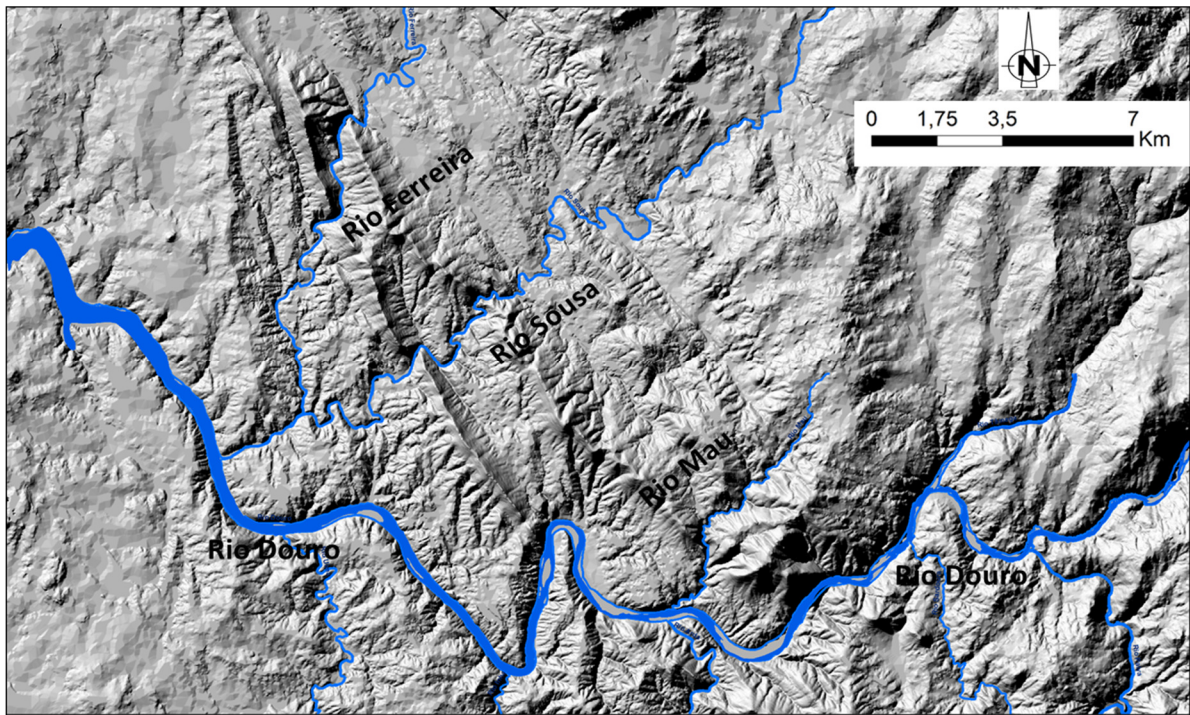


Fig. 3.30. Modelo tridimensional de terreno, mostrando os alinhamentos orográficos e a relação com a drenagem transversal, assim como, os locais de atravessamento das cristas pelas principais linhas de água de Norte para Sul respetivamente: Rio Ferreira, Rio Sousa, Rio Mau e Rio Douro.

A rede de drenagem que se desenvolve associada aos alinhamentos das elevações quartzíticas, sobretudo a Este, é na sua maior parte concordante com a estrutura geológica regional e com a fraturação. Contudo, inclui alguns segmentos de rios, (como é o caso do Douro e dos rios Sousa, Ferreira e Mau), que atravessam a estrutura geológica subjacente dando lugar a drenagens transversais anómalas. Entende-se por drenagem transversal, linhas de água ou segmentos de cursos de água, que atravessam estruturas geológicas, tais como falhas, dobras e cadeias orogénicas. Frequentemente dão origem a formas particulares, formando vales escarpados e passagens estreitas através de litologias mais resistentes originando gargantas (*water-gap*) e *wind gaps*. Estas gargantas não são em si mesmas estruturas anómalas, indicando apenas uma

menor diminuição do declive das encostas, relativamente ao ritmo da incisão do rio nesse ponto (Twidale, 2004; Stokes, 2008; Twidale & Bourne, 2010; Lee, 2013).

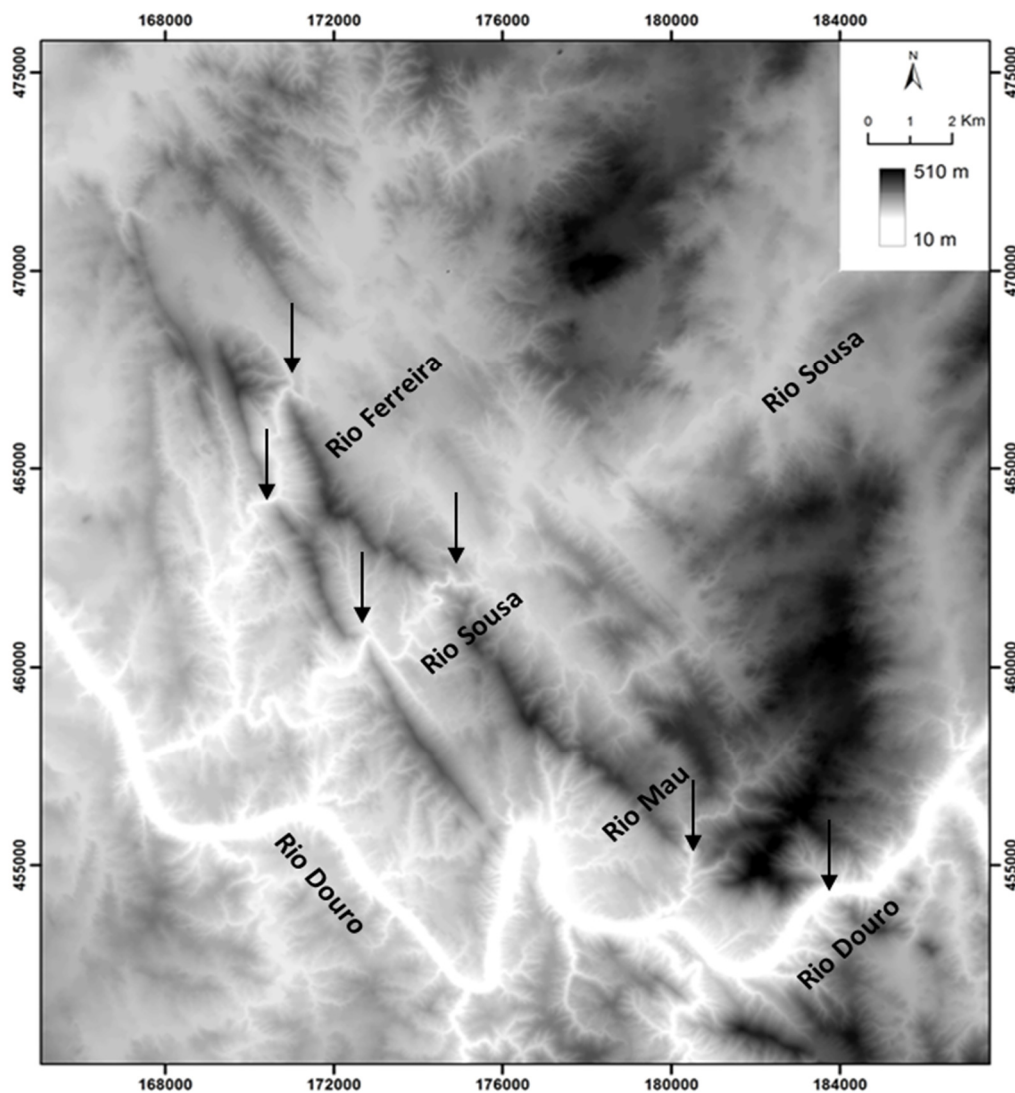


Fig. 3.31. Modelo tridimensional de terreno do setor Santa Justa-Douro. É notória a rede de drenagem (a branco), a forte incisão no relevo e o atravessamento transversal dos principais cursos de água através dos relevos quartzíticos. Os *water-gaps* encontram-se assinalados pelas setas.

Muitos dos grandes rios do mundo escavaram gargantas através de elevações estruturais e topográficas. Desde o século XVIII, que os mecanismos explicativos da origem do desenvolvimento da drenagem transversal têm sido objeto de análise e debate no sentido de uma melhor compreensão da paisagem, encontrando profundas raízes no estudo do alinhamento de cristas e vales nos Montes Apalaches da Pensilvânia, onde Davis (1889b) desenvolveu pela primeira vez a sua teoria explicativa da evolução da paisagem. Quatro mecanismos (Fig. 3.32

e Tabela 1) têm sido propostos para encontrar uma explicação para o desenvolvimento da drenagem transversal: processos de sobreimposição, de antecedência, captura por erosão remontante e transbordamento (*overflow*), (Clark, 1989; Twindale, 2004; Douglass & Schmeeckle, 2007; Douglass *et al.* 2009 a,b).

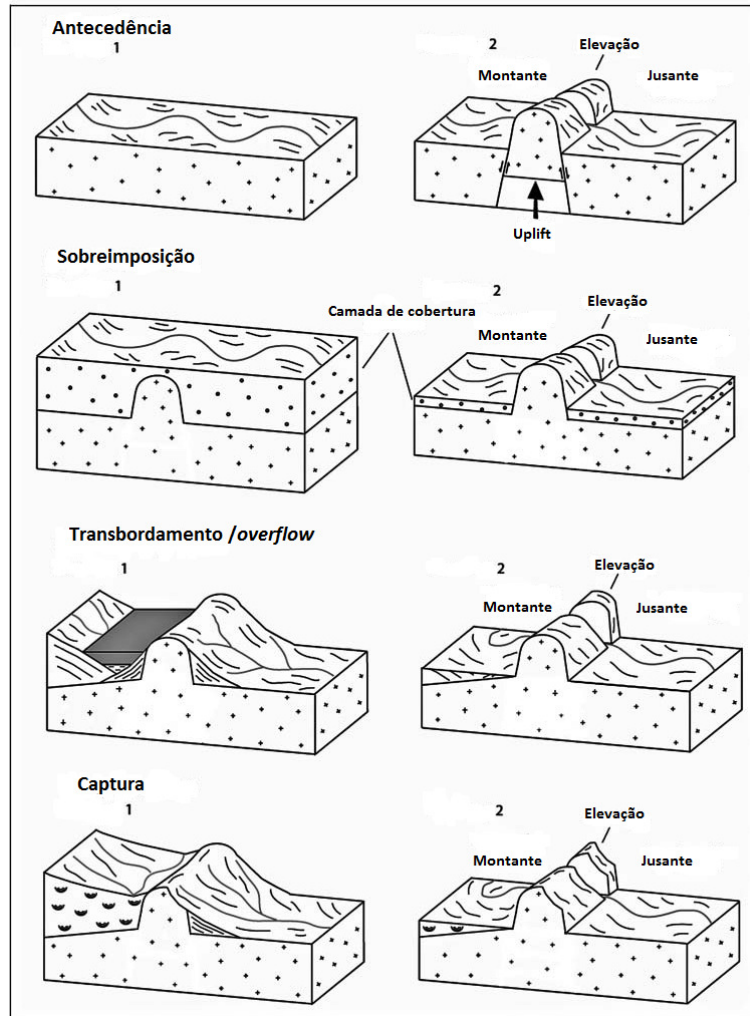


Fig. 3.32. Diagrama simplificado ilustrativo dos processos que originam o desenvolvimento da drenagem transversal. (adaptado de Douglass *et al.*, 2009a).

Cada mecanismo implica uma história erosiva diferente. Rios sobreimpostos podem estar associados com a atividade tectônica. A sobreimposição requer que o canal fluvial flua sobre uma massa sedimentar de cobertura facilmente erodível (*covermass*), que recobre formações rochosas ou estruturas dobradas mais resistentes, mantendo o seu canal original e a direção da corrente, à medida que ocorre a incisão através das elevações (neste caso cristas quartzíticas), até estas ficarem expostas e o curso de água tornar-se discordante com a estrutura subjacente. Para que o processo de antecedência tenha lugar, o curso de água deve fluir e erodir através de uma estrutura em *uplift*; o rio preserva o seu curso original e mantém o mesmo ritmo de incisão

do *uplift* dos relevos/cristas resistentes “soterradas”. A captura, ocorre quando parte de um canal fluvial, muda de direção ou captura outro por erosão remontante da cabeceira ou lateralmente através dos interflúvios, numa bacia de drenagem com um maior gradiente. O ponto de captura pode ser o ponto elevado que divide as duas drenagens, resultando assim drenagem transversal por captura.

Tabela 3.1. Síntese da descrição básica dos mecanismos de drenagem transversal e sua relação com a atividade tectónica (adaptado de Douglass *et al*, 2009).

Mecanismo	Associação mais frequente	Condições	Relação com a posição hierárquica do curso de água
Antecedência	Cursos de água que transpõem relevos ativos ou formalmente ativos, com capacidade de erosão maior que a taxa de <i>uplift</i> .	Existência de <i>uplift</i> que conduza a um atravessamento do rio através de vale em garganta.	Tendência para ocorrer em cursos de água hierárquicamente superiores, já que é requerida a capacidade de erosão que acompanhe o <i>uplift</i> regional.
Sobreimposição	Cursos de água que se desenvolvem transversalmente num leito rochoso de maior resistência sob camadas menos resistentes, <i>aluvium</i> ou depósitos lacustres, que ficam posteriormente expostos após longos períodos de erosão.	Exumação das camadas rochosas, desenvolvida em frentes montanhosas, flanqueadas por leques aluviais, ou sistemas fluviais interrompidos por bacias interiores que então acumulam grandes quantidades de sedimentos.	Cursos de água de qualquer ordem.
Captura	Cursos de água que respeitam o padrão topográfico regional e são capturados através dos interflúvios por linhas de água com gradientes mais acentuados.	Cursos de água com mais baixo gradiente do que outros potencialmente de maior gradiente, perturbam o sistema de drenagem.	Cursos de água de qualquer ordem., à medida que o sistema fluvial se reorganiza.
Overflow	Cursos de água ficam retidos numa bacia interior e eventualmente conseguem ultrapassar por transbordamento as margens no ponto de menor altitude.	Perturbação no padrão do sistema de drenagem por cursos de água retidos numa bacia de drenagem interior.	Tendência para ocorrer em cursos de água hierarquicamente superiores, já que são formados novos canais que drenam para bacias interiores.

Os processos de *overflow* referem-se a fenómenos onde uma massa de água é retida por uma barreira topográfica, ou seja, o rio deve ter estado retido num lago antes da formação de drenagem transversal (Stokes & Mather, 2003; Douglass & Schmeckle, 2007; Douglass *et al.*, 2009; Stokes *et al.*, 2008; Twidale & Bourne, 2010; Lee, 2013).

Na área de estudo assinala-se a presença de sete locais onde os cursos de água transpõem transversalmente as elevações quartzíticas, podendo-se identificar a transposição em seis deles através de *water-gaps* (Fig. 3.30). Destaca-se o paralelismo que mantêm entre si em cada um dos ramos das cristas quartzíticas e nos dois flancos do anticlinal.

Utilizando a metodologia proposta por Lee (2013), a identificação de *water-gaps* é feita através de um perfil de elevação gerado no *Google Earth*. Assim, ao ser traçada uma linha em forma de S sobre o segmento do curso de água com drenagem transversal, desde montante a jusante desse mesmo segmento, o perfil obtido gera uma característica forma em M, enquanto um perfil de um segmento de água normal gera um perfil mais achatado e irregular (Fig. 3.33).



Fig. 3.33. Perfil transversal do Rio Douro em Abitureira na imagem superior, do Rio Sousa em Senhora do Salto à esquerda e Ferreira no Alto do Castelo à direita, gerado no local onde se localizam *water-gaps*. Estas geofomas podem ser identificadas através de um perfil em forma de S. Os perfis de elevação mostram uma morfologia em forma de M gerada pelo perfil e a constrição acentuada do vale que os caracteriza.

A drenagem desenvolvida na área de estudo é em grande parte concordante com a estrutura geológica das elevações do tipo apalachiano que constituem os relevos residuais quartzíticos. Contudo, inclui segmentos da rede fluvial que dão lugar a drenagens anômalas. Os rios são bons exemplos do reforço do *feedback* positivo nos sistemas de drenagem, já que tendem a persistir ao longo do tempo (*Stream persistence and valley impression*). O papel desta persistência no desenvolvimento da drenagem transversal, foi sugerido por Meyerhoff e Olmstead (1936), suportado por Strahler (1945) e retomado por Oberlander (1965; 1985) tendo-lhe este atribuído a designação de mecanismo de autosobreimposição (*autosuperposition*). Twidale (1966; 1972) usou os termos persistência de um curso de água e impressão de vale como termos equivalentes. Estes mecanismos são referenciados como exemplos de anomalias locais na rede de drenagem. Trata-se de erosão profunda em sequências dobradas, cuja geometria se altera em profundidade, considerando, ser esta a terceira dimensão (Twidale, 2004, Twidale & Bourne, 2010). De acordo com o estudo efetuado por estes autores para os relevos apalachianos quartzíticos – nas montanhas *Flinders Range* na Austrália, uma área de vales e cristas que topograficamente resultaram de erosão diferencial das litologias, processos como a antecedência, a sobreimposição, captura e até impressão (termo utilizado por Twidale) têm sido hipóteses apontadas na tentativa de explicar os mecanismos de desenvolvimento da drenagem transversal nesta área.

Efetuando a transposição para a área de estudo, pode-se inferir que as camadas que constituem as vertentes destas gargantas não estão mais destruídas ou mais densamente fraturadas do que em outros locais. A garganta pode ter sido iniciada ao longo de uma zona de falha, quando o nível a que se encontrava o leito se encontrava mais elevado que no presente (sugerindo processo de sobreimposição), onde o canal fluvial flui sobre uma massa sedimentar de cobertura (metassedimentos proterozoicos e paleozoicos), que recobrem formações rochosas ou estruturas dobradas mais resistentes, mantendo o seu canal original e a direção da corrente, à medida que ocorre a incisão através das elevações (neste caso cristas quartzíticas ordovicicas). Quando a falha se localizada onde a garganta foi talhada, o rio explora essa zona de fraqueza e uma vez ocorrida a incisão, mantém o seu percurso. Esta explicação poderá estar na base da drenagem transversal através das cristas quartzíticas ordovicicas observada na área de estudo.

Na tentativa de oferecer uma hipótese que explique de forma viável os mecanismos responsáveis pelo desenvolvimento da drenagem transversal através dos relevos residuais quartzíticos e na tentativa de esclarecer em que medida a rede de drenagem atual pode ser compreendida em termos de história geológica e da estrutura da área, recorreu-se à aplicação

da metodologia baseada em critérios, proposta por Douglass *et al.* (2009 a,b). A metodologia foi aplicada no Sudoeste dos Estados Unidos, na sequência da realização de um conjunto de testes de carácter experimental com recurso a modelos físicos analógicos dos mecanismos explicativos da drenagem transversal como a antecedência, a sobreimposição, a captura e *overflow*, efetuados anteriormente por Douglass & Schmeckle (2007).

A metodologia proposta e desenvolvida por Douglass *et al.* (2009 a,b) compreende várias etapas. Em primeiro lugar foi efetuada uma compilação de critérios que permitam identificar cada um dos quatro mecanismos subjacentes ao desenvolvimento da drenagem transversal. Para isso foi desenvolvido um mapa conceptual (Fig. 3.34), com os critérios identificadores. Esta decisão inicial é condicionante, já que ambas as categorias se excluem mutuamente: um sistema fluvial mais antigo que o *uplift* ou exumação do relevo indicará mecanismos como a antecedência e a sobreimposição como mais provavelmente justificativos da drenagem transversal; se o sistema fluvial for mais recente, apoiará mecanismos como a captura e *overflow*.

Em mecanismos como a antecedência, a drenagem transversal está geralmente associada a regiões tectonicamente ativas ou vulcanismo e deverão existir evidências de que o curso de água precedeu a formação da cadeia de montanhas que atravessa. Por outro lado, a sobreimposição postula que o relevo transposto pela drenagem transversal deverá ter sido inicialmente enterrado por materiais pouco consolidados ou facilmente erodíveis (*covermass*) e o curso de água, devido a um aumento da sua capacidade erosiva, originaria uma rápida exumação dos relevos subjacentes e mais resistentes à erosão. O atravessamento de cursos de água múltiplas vezes através destas elevações mais resistentes é frequentemente associado a mecanismos de sobreimposição (Larson *et al.*, 2017).

Como elementos complementares, recorreu-se a observações de campo, cartografia da área especialmente cartas topográficas e geológicas, análise de Modelos Tridimensionais de Terreno (MDT) e de imagens de satélite e ortofotos disponíveis no *Google Earth*. Além disso foi consultada bibliografia específica publicada sobre esta área, que providenciasse dados sobre a história tectónica e geológica da região. A partir da análise dos perfis transversais dos pontos onde os rios cruzam quase perpendicularmente os relevos residuais, sobretudo nos locais onde os vales são muito estreitos, foram identificados sete locais de *water-gaps*. Para cada local foi aplicada uma grelha contendo os diversos critérios e as evidências que os suportam (Tabela 2).

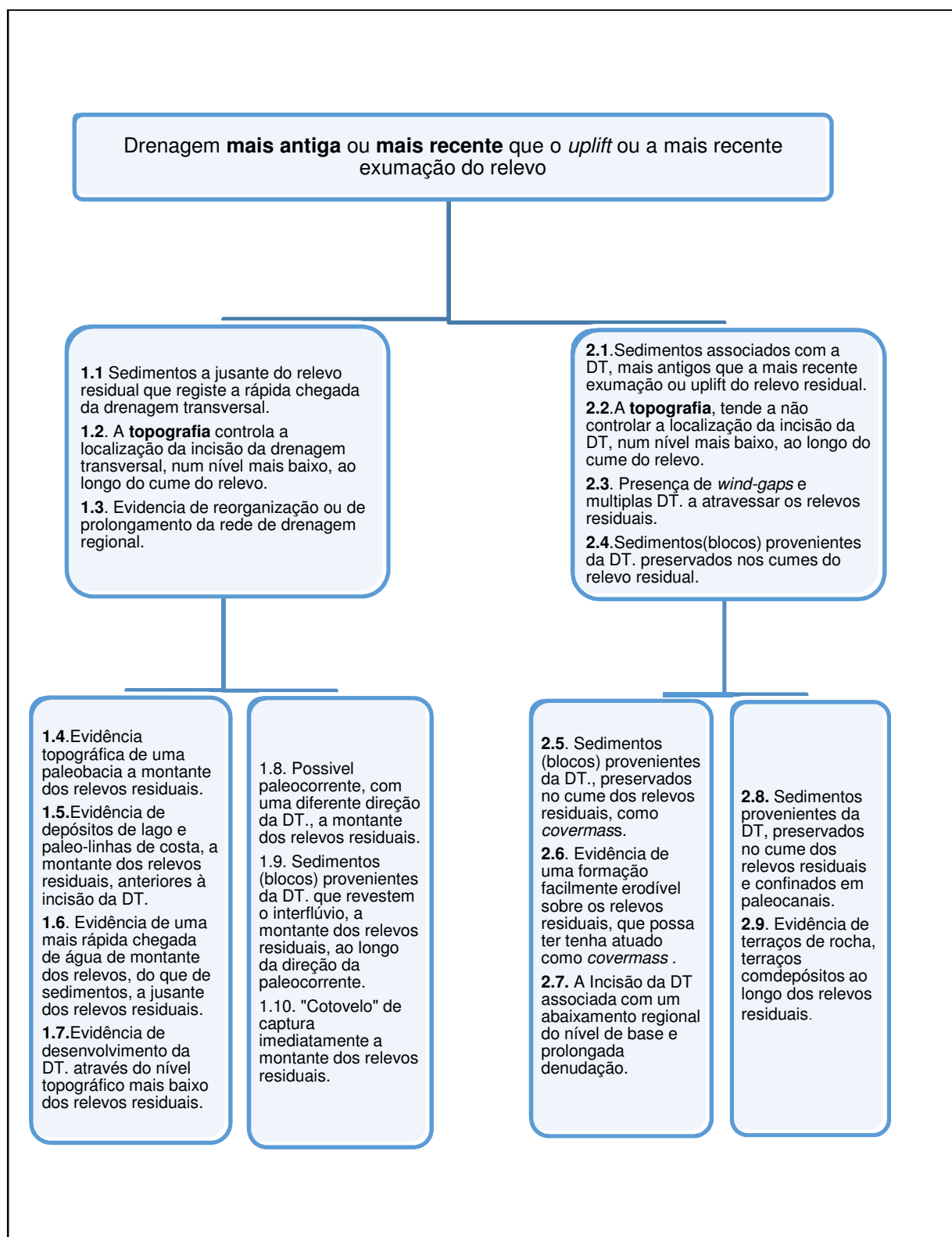


Fig. 3.34. Mapa conceitual contendo os critérios definidores de cada um dos mecanismos explicativos da drenagem transversal (adaptado de Douglass *et al.*, 2009 a,b)

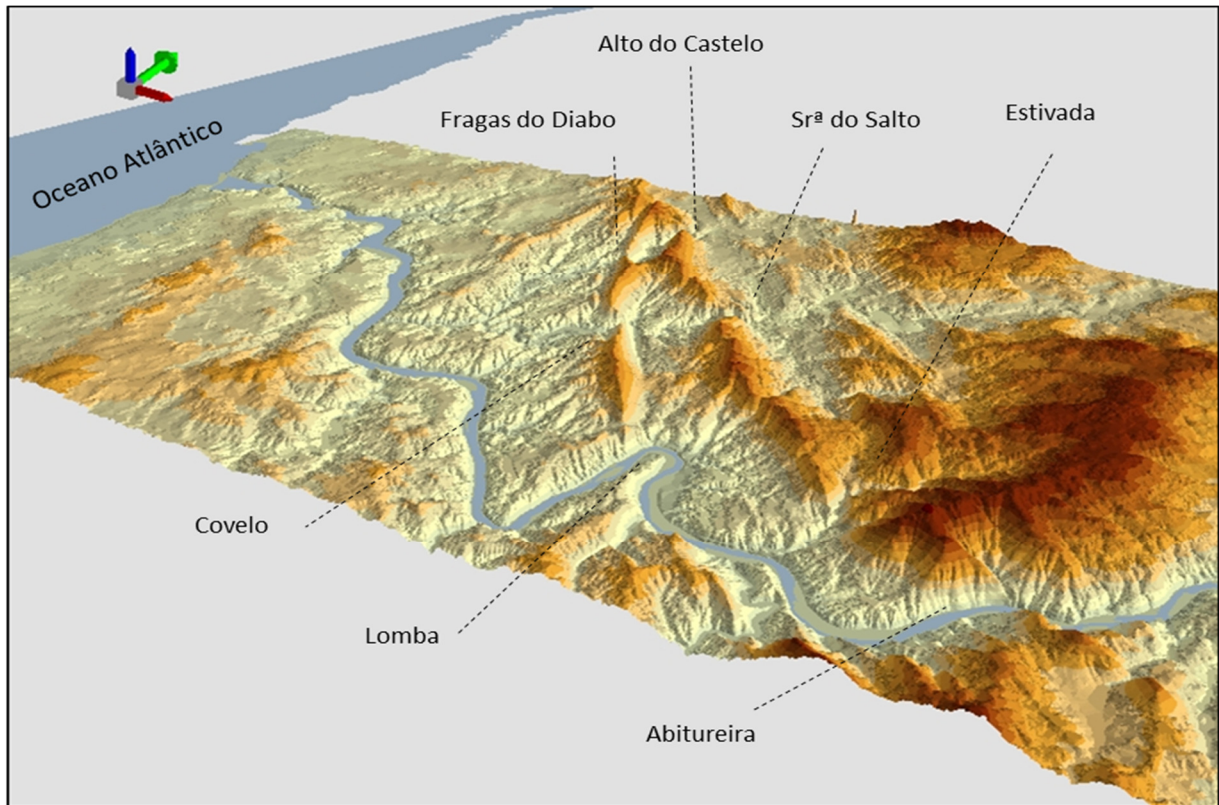


Fig. 3.35. Modelo tridimensional de terreno contendo a localização dos segmentos de drenagem transversal dos cursos de água que atravessam os relevos residuais quartzíticos. (MDT obtido a partir de cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital. Folhas nº 122, 123, 133, 134, 135.Sem escala).

Tabela 3.2. Caracterização de locais de drenagem transversal

Alto do Castelo – Ferreira	
Critérios (adaptado de Douglass <i>et al.</i> , 2009 a,b)	Evidências
Idade do <i>uplift</i> ou das falhas nos relevos residuais (cristas quartzíticas).	<p>Anticlinal de Valongo macrodobra gerada no autóctone da ZCI em regime transpressivo esquerdo, induzido pela fase D1 da orogenia varisca, delimitada por importantes zonas de cisalhamento (Dias,1994).</p> <p>Falhas variscas herdadas com reativação posterior durante a intensa compressão cenozoica. Tortoniano médio, pico da compressão alpina 9-9.5 M.a. (Cunha <i>et al.</i>, 2000; Pais <i>et al.</i>, 2012).</p> <p>No final do Pliocénico e Quaternário o regime mantém-se compressivo; Evidências de um <i>uplift</i> generalizado, mas com taxas relativamente baixas no território continental: 0,1-0,2 mm/ano (Ribeiro <i>et al.</i>, 1996; Cunha <i>et al.</i>, 2010; Cabral 1995, 2012).</p> <p>No Plistocénico acentua-se o encaixe da rede de drenagem, com forte erosão remontante e capturas (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p> <p>A idade do entalhe do vale neste local, não está determinada.</p>

<p>Existência de camada de cobertura dos relevos residuais (sedimentar) facilmente erodível.</p>	<p>Não observado localmente.</p> <p>Após a edificação da cordilheira varisca, o Maciço Ibérico foi sujeito a fortes processos erosivos que se prolongaram até à atualidade. No Norte de Portugal, durante o Mesozoico, a forte meteorização que se fez sentir conjuntamente com a estabilidade tectónica, conduziram a um arrasamento geral da cadeia varisca e um vasto aplanamento finicretácico (Martin-Serrano,1988; Pereira, 2010). É de admitir que os metassedimentos que cobriam as formações quartzíticas tenham sofrido processos de erosão acelerados, formando um manto de erosão, sobre o qual os sistemas fluviais se desenvolveram e exumaram as camadas litologicamente mais resistentes.</p> <p>Evidência de depósitos cenozoicos do Norte de Portugal preservados somente em pequenas depressões tectónicas no contexto do acidente Bragança- Vilarica-Manteigas e ao longo da zona de falha Verin-Penacova (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p> <p>Durante o Cenozoico, os processos erosivos foram dominantes no Norte de Portugal (Pereira <i>et al.</i>,2000).</p>
<p>Assimetria do controle estrutural da drenagem transversal através das cristas.</p>	<p>Não observado</p>
<p>Múltiplas drenagens transversais através dos relevos residuais (incluindo a presença de <i>wind gaps</i> ao longo das cristas).</p>	<p><i>Wind-gaps</i> não observados. Observação de várias drenagens transversais através do relevo.</p>
<p>Controle topográfico da localização da incisão da drenagem transversal através das cristas (considerando a deflexão e desvio de drenagens antecedentes e o enterramento parcial das cristas por drenagens sobrerimpostas).</p>	<p>Controle topográfico não observado na drenagem transversal.</p>
<p>Existência de terraços de rocha ou depósitos fletidos/deformados ao longo das cristas (assumindo que não ocorreu qualquer deformação após a incisão da drenagem transversal).</p>	<p>Observação de terraços de rocha, pequenas rechãs de origem fluvial a montante dos relevos residuais (RR): entre os 100-120m de altitude como por exemplo em Campo e Fervença. Um retalho da superfície de Pedrouços pode ser registado a Este do lugar de Borbulhão.</p>
<p>Sedimentos da drenagem transversal no topo dos relevos residuais.</p>	<p>Não observado</p>
<p>Finos depósitos de charco ou lago a montante e na base, na parte interna da bordadura das cristas.</p>	<p>Não observado</p>
<p>Paleo- linhas de costa a montante das cristas.</p>	<p>Não observado</p>
<p>Sedimentos fluviais a jusante das cristas que evidenciem uma chegada rápida da drenagem a montante ou a deposição continuada de blocos que testemunham erosão através das cristas.</p>	<p>Observação de depósitos fluviais constituídos por grandes blocos subarredondados. Observados depósitos fluviais com grandes blocos de quartzo e quartzito e areias, provenientes das litologias que constituem o relevo estrutural, registam a rápida chegada de sedimentos.</p>
<p>Evidência sedimentológica de o curso de água a jusante das cristas, anterior à deposição de sedimentos fluviais a montante das cristas.</p>	<p>Não observado</p>
<p>Presença de escarpas de falha ou outras formas tectónicas associadas a estas, ao longo das cristas (sem que tenha havido deformação na incisão da drenagem pós- transversa).</p>	<p>Não observado</p>
<p>Testemunho topográfico de uma paleo-bacia a montante das cristas.</p>	<p>Não observado</p>
<p>“Cotovelo” de captura imediatamente a montante das cristas.</p>	<p>Presença de um “cotovelo” que altera drasticamente o curso do rio imediatamente a montante dos relevos estruturais.</p>
<p>Existência de depósitos fluviais (da drenagem capturada) no interflúvio entre a linha de</p>	<p>Não observado</p>

drenagem atual e uma paleo-corrente da drenagem transversal, localizada imediatamente a montante das cristas.	
---	--

Fragas do Diabo – Ferreira	
Critérios (adaptado de Douglass <i>et al.</i> , 2009 a,b)	Evidências
Idade do <i>uplift</i> ou das falhas nos relevos residuais (cristas quartzíticas).	<p>Anticlinal de Valongo macrodobra gerada no autóctone da ZCI em regime transpressivo esquerdo, induzido pela fase D1 da orogenia varisca, delimitada por importantes zonas de cisalhamento (Dias,1994).</p> <p>Falhas variscas herdadas com reativação posterior durante a intensa compressão cenozoica. Tortoniano médio, pico da compressão alpina 9-9.5 M.a. (Cunha <i>et al.</i>, 2000; Pais <i>et al.</i>, 2012).</p> <p>No final do Pliocénico e Quaternário o regime mantém-se compressivo; Evidências de um <i>uplift</i> generalizado, mas com taxas relativamente baixas no território continental: 0,1-0,2 mm/ano (Ribeiro <i>et al.</i>, 1996; Cunha <i>et al.</i>, 2010; Cabral 1995, 2012)</p> <p>No Plistocénico acentua-se o encaixe da rede de drenagem, com forte erosão remontante e capturas (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p>
Existência de camada de cobertura dos relevos residuais (sedimentar) facilmente erodível.	<p>Não observado localmente.</p> <p>Após a edificação da cordilheira varisca, o Maciço Ibérico foi sujeito a fortes processos erosivos que se prolongaram até à atualidade. No Norte de Portugal, durante o Mesozoico, a forte meteorização que se fez sentir conjuntamente com a estabilidade tectónica, conduziram a um arrasamento geral da cadeia varisca e um vast aplanamentos finicretácico (Martin-Serrano,1988; Pereira, 2010). É de admitir que os metassedimentos que cobriam as formações quartzíticas tenham sofrido processos de erosão acelerada, formando um manto de erosão, sobre o qual os sistemas fluviais se desenvolveram e exumaram as camadas litologicamente mais resistentes.</p> <p>Evidência de depósitos cenozoicos do Norte de Portugal preservados somente em pequenas depressões tectónicas no contexto do acidente Bragança- Vilariça-Manteigas e ao longo da zona de falha Verin-Penacova (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p> <p>Durante o Cenozoico, os processos erosivos foram dominantes no Norte de Portugal (Pereira <i>et al.</i>,2000). Este facto poderia ter contribuído para a remoção de potenciais sedimentos que poderiam ter atuado como camada sedimentar de cobertura. Admite-se a existência de cobertura terciária a fossilizar os relevos residuais, exumados pela rede de drenagem (Martin-Serrano, 1988).</p> <p>A idade do desenvolvimento desta garganta neste trecho do rio, não está determinada.</p> <p>De acordo com Medeiros <i>et al.</i>, (1980) os depósitos fluviais do Ferreira datam do Quaternário.</p>
Assimetria do controle estrutural da drenagem transversal através das cristas.	Não observado
Múltiplas drenagens transversais através dos relevos residuais (incluindo a presença de <i>wind-gaps</i> ao longo das cristas).	<i>Wind-gaps</i> não observados. Observação de várias drenagens transversais através do relevo estrutural.

Controle topográfico da localização da incisão da drenagem transversal através das cristas (considerando a deflexão e desvio de drenagens antecedentes e o enterramento parcial das cristas por drenagens sobrer impostas).	Não observado
Existência de terraços de rocha ou depósitos fletidos/deformados ao longo das cristas (assumindo que não ocorreu qualquer deformação após a incisão da drenagem).	Existência de pequenos patamares de rocha, rechãs na margem esquerda do rio posicionados a cerca de 100 m de altitude, na encosta da Serra de Pias e outro na margem direita do rio na encosta da Serra de Santa Justa ao mesmo nível. Observam-se outros a altitudes mais baixas: 70-90 e 50-60 m.
Sedimentos da drenagem transversal no topo dos relevos residuais.	Não observado
Finos depósitos de charco ou lago a montante e na base, na parte interna da bordadura das cristas.	Não observado
Paleo- linhas de costa a montante das cristas.	Não observado
Sedimentos fluviais a jusante das cristas que evidenciem uma chegada rápida da drenagem a montante ou a deposição continuada de blocos que testemunham erosão através das cristas.	Observam-se acumulação de sedimentos constituídos por grandes blocos de quartzo e quartzito e outras litologias associadas aos metassedimentos que constituem as cristas no leito do rio.
Evidência sedimentológica de o curso de água a jusante das cristas, anterior à deposição de sedimentos fluviais a montante das cristas.	Não observado
Presença de escarpas de falha ou outras formas tectónicas associadas a estas, ao longo das cristas (sem que tenha havido deformação na incisão da drenagem pós- transversa).	Não observado
Testemunho topográfico de uma paleo-bacia a montante das cristas.	Não observado
“Cotovelo” de captura imediatamente a montante das cristas.	Não observado
Existência de depósitos fluviais (da drenagem capturada) no interflúvio entre a linha de drenagem atual e uma paleo-corrente da drenagem transversal, localizada imediatamente a montante das cristas.	Não observado

Senhora do Salto – Rio Sousa	
Critérios (adaptado de Douglass <i>et al.</i> , 2009 a,b)	Evidências
Idade do <i>uplift</i> ou das falhas nos relevos residuais (cristas quartzíticas).	<p>Anticlinal de Valongo macrodobra gerada no autóctone da ZCI em regime transpressivo esquerdo, induzido pela fase D1 da orogenia varisca, delimitada por importantes zonas de cisalhamento (Dias,1994).</p> <p>Falhas variscas herdadas com reativação posterior durante a intensa compressão cenozoica. Tortoniano médio, pico da compressão alpina 9-9.5 M.a. (Cunha <i>et al.</i>, 2000; Pais <i>et al.</i>, 2012).</p> <p>No final do Pliocénico e Quaternário o regime mantém-se compressivo; Evidências de um <i>uplift</i> generalizado, mas com taxas</p>

	<p>relativamente baixas no território continental: 0,1-0,2 mm/ano (Ribeiro <i>et al.</i>, 1996; Cunha <i>et al.</i>, 2010; Cabral 1995, 2012)</p> <p>No Plistocénico acentua-se o encaixe da rede de drenagem, com forte erosão remontante e capturas (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p>
Existência de camada de cobertura dos relevos residuais (sedimentar) facilmente erodível.	<p>Não observado localmente.</p> <p>Após a edificação da cordilheira varisca, o Maciço Ibérico foi sujeito a fortes processos erosivos que se prolongaram até à atualidade. No Norte de Portugal, durante o Mesozoico, a forte meteorização que se fez sentir conjuntamente com a estabilidade tectónica, conduziram a um arrasamento geral da cadeia varisca e um vast aplanamentos finicretácico (Martin-Serrano, 1988; Pereira, 2010). É de admitir que, os metassedimentos que cobriam as formações quartzíticas tenham sofrido processos de erosão acelerada, formando um manto de erosão, sobre o qual os sistemas fluviais se desenvolveram e exumaram as camadas litologicamente mais resistentes.</p> <p>Evidência de depósitos cenozoicos do Norte de Portugal preservados somente em pequenas depressões tectónicas no contexto do acidente Bragança- Vilarça-Manteigas e ao longo da zona de falha Verin-Penacova (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p> <p>Durante o Cenozoico, os processos erosivos foram dominantes no Norte de Portugal (Pereira <i>et al.</i>, 2000). Este facto poderia ter contribuído para a remoção de potenciais sedimentos que poderiam ter atuado como camada sedimentar de cobertura. Admite-se a existência de cobertura terciária a fossilizar os relevos residuais, exumados pela rede de drenagem (Martin-Serrano, 1988).</p> <p>De acordo com Medeiros <i>et al.</i>, (1964) os depósitos fluviais do Rio Sousa datam do Plio-pleistocénico.</p>
Assimetria do controle estrutural da drenagem transversal através das cristas.	<p>O rio a montante e a jusante apresenta um controle topográfico, com a presença de meandros, sobretudo junto ao Castelo de Aguiar de Sousa. Contudo em alguns segmentos parece ser condicionado pela fraturação regional.</p>
Múltiplas drenagens transversais através dos relevos residuais (incluindo a presença de <i>wind gaps</i> ao longo das cristas).	<p>Presença de <i>wind gap</i> com sedimentos fluviais, na margem direita do Sousa junto ao Castelo de Aguiar de Sousa.</p> <p>Observação de várias drenagens transversais através do relevo estrutural.</p>
Controle topográfico da localização da incisão da drenagem transversal através das cristas (considerando a deflexão e desvio de drenagens antecedentes e o enterramento parcial das cristas por drenagens sobrerimpostas).	<p>Não observado</p>
Existência de terraços de rocha ou depósitos fletidos/deformados ao longo das cristas (assumindo que não ocorreu qualquer deformação após a incisão da drenagem transversal).	<p>Evidência de terraço de rocha e várias rechãs e retalhos de superfícies bem marcadas. Encontram-se pequenas rechãs a níveis cerca de 100-120m, assim como a altitudes mais elevadas a cerca de 150-160m nas vertentes voltadas para o rio e dois retalhos de uma superfície aplanada posicionada a estas altitudes nas proximidades de Alvre.</p>
Sedimentos da drenagem transversal no topo dos relevos residuais.	<p>Não observado</p>
Finos depósitos de charco ou lago a montante e na base, na parte interna da bordadura das cristas.	<p>Não observado</p>
Paleo- linhas de costa a montante das cristas.	<p>Não observado</p>
Sedimentos fluviais a jusante das cristas que evidenciem uma chegada rápida da drenagem a montante ou a deposição continuada de blocos que testemunham erosão através das cristas.	<p>Observação de sedimentos fluviais a jusante da passagem dos relevos residuais. Existência de um terraço fluvial muito mal conservado, a cerca de 19m de altitude, à saída do canhão, na margem direita do Rio Sousa relacionado com o <i>wind gap</i>.</p>

Evidência sedimentológica de o curso de água a jusante das cristas, anterior à deposição de sedimentos fluviais a montante das cristas.	Não observado
Presença de escarpas de falha ou outras formas tectónicas associadas a estas, ao longo das cristas (sem que tenha havido deformação na incisão da drenagem pós- transversa).	Não observado
Testemunho topográfico de uma paleo-bacia a montante das cristas.	Não observado
“Cotovelo” de captura imediatamente a montante das cristas.	Não observado
Existência de depósitos fluviais (da drenagem capturada) no interflúvio entre a linha de drenagem atual e uma paleo-corrente da drenagem transversal, localizada imediatamente a montante das cristas.	Não observado

Covelo – Rio Sousa	
Crítérios (adaptado de Douglass <i>et al.</i> , 2009 a,b)	Evidências
Idade do <i>uplift</i> ou das falhas nos relevos residuais (cristas quartzíticas).	<p>Anticlinal de Valongo macrodobra gerada no autóctone da ZCI em regime transpressivo esquerdo, induzido pela fase D1 da orogenia varisca, delimitada por importantes zonas de cisalhamento (Dias,1994).</p> <p>Falhas variscas herdadas com reativação posterior durante a intensa compressão cenozoica. Tortoniano médio, pico da compressão alpina 9-9.5 a (Cunha <i>et al.</i>, 2000; Pais <i>et al.</i>, 2012).</p> <p>No final do Pliocénico e Quaternário o regime mantém-se compressivo; Evidências de um <i>uplift</i> generalizado, mas com taxas relativamente baixas no território continental: 0,1-0,2 mm/ano (Ribeiro <i>et al.</i>, 1996; Cunha <i>et al.</i>, 2010; Cabral 1995, 2012)</p> <p>No Plistocénico acentua-se o encaixe da rede de drenagem, com forte erosão remontante e capturas (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p>
Existência de camada de cobertura dos relevos residuais (sedimentar) facilmente erodível.	<p>Não observado localmente.</p> <p>Após a edificação da cordilheira varisca, o Maciço Ibérico foi sujeito a fortes processos erosivos que se prolongaram até à atualidade. No Norte de Portugal, durante o Mesozoico, a forte meteorização que se fez sentir conjuntamente com a estabilidade tectónica, conduziram a um arrasamento geral da cadeia varisca e um vast aplanamentos finicretácico (Martin-Serrano,1 988; Pereira, 2010). É de admitir que, os metassedimentos que cobriam as formações quartzíticas tenham sofrido processos de erosão acelerada, formando um manto de erosão, sobre o qual os sistemas fluviais se desenvolveram e exumaram as camadas litologicamente mais resistentes.</p> <p>Evidência de depósitos cenozoicos do Norte de Portugal preservados somente em pequenas depressões tectónicas no contexto do acidente Bragança- Vilarica-Manteigas e ao longo da zona de falha Verin-Penacova (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p>

	<p>Durante o Cenozoico, os processos erosivos foram dominantes no Norte de Portugal (Pereira <i>et al.</i>, 2000). Este facto poderia ter contribuído para a remoção de potenciais sedimentos que poderiam ter atuado como camada sedimentar de cobertura. Admite-se a existência de cobertura terciária a fossilizar os relevos residuais, exumados pela rede de drenagem (Martin-Serrano, 1988).</p> <p>De acordo com Medeiros <i>et al.</i>, (1964) os depósitos fluviais do Rio Sousa datam do Plio-pleistocénico.</p>
Assimetria do controle estrutural da drenagem transversal através das cristas.	
Múltiplas drenagens transversais através dos relevos residuais (incluindo a presença de <i>wind gaps</i> ao longo das cristas).	<i>Wind-gaps</i> não observados. Observação de várias drenagens transversais através do relevo estrutural
Controle topográfico da localização da incisão da drenagem transversal através das cristas (considerando a deflexão e desvio de drenagens antecedentes e o enterramento parcial das cristas por drenagens sobrerimpostas).	Parece existir controlo topográfico na localização da drenagem transversal.
Existência de terraços de rocha ou depósitos fletidos/deformados ao longo das cristas (assumindo que não ocorreu qualquer deformação após a incisão da drenagem transversal).	<p>Evidência rechãs nas vertentes a cerca de 70-80m. A jusante e a montante registam-se pequenos retalhos da superfície do nível 100-120m.</p> <p>(Existência de um pequeno depósito fluvial a cerca de 20-30m de altitude na margem direita do rio, imediatamente a jusante da passagem pelos relevos residuais).</p>
Sedimentos da drenagem transversal no topo dos relevos residuais.	Não observado
Finos depósitos de charco ou lago a montante e na base, na parte interna da bordadura das cristas.	Não observado
Paleo- linhas de costa a montante das cristas.	Não observado
Sedimentos fluviais a jusante das cristas que evidenciem uma chegada rápida da drenagem a montante ou a deposição continuada de blocos que testemunham erosão através das cristas.	Dois níveis de terraços fluviais junto a Covelo: um posicionado a cerca de 15-20m e outro a 30-40m de altitude. São essencialmente constituídos por litologias provenientes dos metassedimentos das formações paleozoicas, em que a fração bloco maioritariamente de quartzo e quartzito tem especial destaque (Medeiros <i>et al.</i> , 1964)
Evidência sedimentológica de o curso de água a jusante das cristas, anterior à deposição de sedimentos fluviais a montante das cristas.	Não observado
Presença de escarpas de falha ou outras formas tectónicas associadas a estas, ao longo das cristas (sem que tenha havido deformação na incisão da drenagem pós- transversa).	Não observado
Testemunho topográfico de uma paleo-bacia a montante das cristas.	Não observado
“Cotovelo” de captura imediatamente a montante das cristas.	Não observado
Existência de depósitos fluviais (da drenagem capturada) no interflúvio entre a linha de drenagem atual e uma paleo-corrente da drenagem transversal, localizada imediatamente a montante das cristas.	Não observado

Estivada - Rio Mau	
Critérios (adaptado de Douglass <i>et al.</i> , 2009 a,b)	Evidências
Idade do <i>uplift</i> ou das falhas nos relevos residuais (cristas quartzíticas).	<p>Anticlinal de Valongo macrodobra gerada no autóctone da ZCI em regime transpressivo esquerdo, induzido pela fase D1 da orogenia varisca, delimitada por importantes zonas de cisalhamento (Dias, 1994).</p> <p>Falhas variscas herdadas com reativação posterior durante a intensa compressão cenozoica. Tortoniano médio, pico da compressão alpina 9-9.5 M.a. (Cunha <i>et al.</i>, 2000; Pais <i>et al.</i>, 2012).</p> <p>Episódios compressivos cenozoicos, terão fortemente contribuído para a estruturação do relevo, tendo originado levantamento do setor NW do Maciço Ibérico (Pereira, 2010). Relevos do tipo <i>push-up</i> são gerados em associação com a movimentação de acidentes tectónicos de orientação NNE-SSW no Miocénico superior (Cabral, 1995).</p> <p>No final do Pliocénico e Quaternário o regime mantém-se compressivo; Evidências de um <i>uplift</i> generalizado, mas com taxas relativamente baixas no território continental: 0,1-0,2 mm/ano (Ribeiro <i>et al.</i>, 1996; Cunha <i>et al.</i>, 2010; Cabral 1995, 2012)</p> <p>O Plistocénico caracteriza-se pelo acentuar do encaixe da drenagem, com forte erosão remontante e capturas (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p>
Existência de camada de cobertura dos relevos residuais (sedimentar) facilmente erodível.	<p>Não observado localmente. Evidência de depósitos cenozoicos do Norte de Portugal preservados somente em pequenas depressões tectónicas no contexto do acidente Bragança- Vilarica-Manteigas e ao longo da zona de falha Verin-Penacova (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p> <p>Durante o Cenozoico, os processos erosivos foram dominantes no Norte de Portugal (Pereira <i>et al.</i>, 2000). Este facto poderia ter contribuído para a remoção de potenciais dos metassedimentos que poderiam ter atuado como camada de cobertura.</p>
Assimetria do controle estrutural da drenagem transversal através das cristas.	O rio atravessa a Serra da Boneca e as serras de Santo Antoninho e Banjas na margem direita, cavando uma garganta com vertentes abruptas. Parece observar-se um controlo pela fraturação regional, já que este tem um percurso muito retilíneo com a direção NE-SW.
Múltiplas drenagens transversais através dos relevos residuais (incluindo a presença de <i>wind gaps</i> ao longo das cristas).	<i>Wind gaps</i> não observados. Observação de várias drenagens transversais através do relevo estrutural para NW. Um tributário, a Ribeira de Louzeira na margem esquerda, atravessa também os relevos quartzíticos como drenagem transversa com um percurso tendencialmente paralelo ao Rio Mau.
Controle topográfico da localização da incisão da drenagem transversal através das cristas (considerando a deflexão e desvio de drenagens antecedentes e o enterramento parcial das cristas por drenagens sobrerimpostas).	Parece observar-se um maior controlo estrutural da drenagem transversal na passagem pelas cristas pela retilinearidade do percurso.
Existência de terraços de rocha ou depósitos fletidos/deformados ao longo das cristas (assumindo que não ocorreu qualquer deformação após a incisão da drenagem transversal).	Só se regista a presença de pequenas rechãs nas vertentes a jusante da passagem das cristas.
Sedimentos da drenagem transversal no topo dos relevos residuais.	Não observado

Finos depósitos de charco ou lago a montante e na base, na parte interna da bordadura das cristas.	Não observado
Paleo- linhas de costa a montante das cristas.	Não observado
Sedimentos fluviais a jusante das cristas que evidenciem uma chegada rápida da drenagem a montante ou a deposição continuada de blocos que testemunham erosão através das cristas.	Não observado
Evidência sedimentológica de o curso de água a jusante das cristas, anterior à deposição de sedimentos fluviais a montante das cristas.	Não observado
Presença de escarpas de falha ou outras formas tectónicas associadas a estas, ao longo das cristas (sem que tenha havido deformação na incisão da drenagem pós- transversa).	Possível existência de escarpa de falha entre a Serra da Boneca, que se encontra a uma altitude de cerca de 20m mais elevada que a Serra de Banjas. A Serra da Boneca parece ser um bloco mais levantado relativamente à Serra de Banjas e São Paúl e São Gens, elevações da margem esquerda do Douro. O topo da Serra de Santo Antoninho (390m) está a uma altitude inferior que a Serra da Boneca (518m).
Testemunho topográfico de uma paleo-bacia a montante das cristas.	Não observado
“Cotovelo” de captura imediatamente a montante das cristas.	Não observado
Existência de depósitos fluviais (da drenagem capturada) no interflúvio entre a linha de drenagem atual e uma paleo-corrente da drenagem transversal, localizada imediatamente a montante das cristas.	Não observado

Abitureira – Rio Douro	
Critérios (adaptado de Douglass <i>et al.</i> , (2009 a,b)	Evidências
Idade do <i>uplift</i> ou das falhas nos relevos residuais (cristas quartzíticas).	<p>Anticlinal de Valongo macrodobra gerada no autóctone da ZCI em regime transpressivo esquerdo, induzido pela fase D1 da orogenia varisca, delimitada por importantes zonas de cisalhamento (Dias,1994).</p> <p>Falhas variscas herdadas com reativação posterior durante a intensa compressão cenozoica. Tortoniano médio, pico da compressão alpina 9-9.5 M.a. (Cunha <i>et al.</i>, 2000; Pais <i>et al.</i>, 2012).</p> <p>Episódios compressivos cenozoicos terão fortemente contribuído para a estruturação do relevo, tendo originado levantamento do setor NW do Maciço Ibérico (Pereira, 2010). Relevos do tipo <i>push-up</i> são gerados em associação com a movimentação de grandes acidentes tectónicos de orientação NNE-SSW no Miocénico superior (Alvão-Marão- Montemuro-Gralheira) com consequente movimento inverso nas falhas com direção NE-SW (Cabral, 1995).</p> <p>No final do Pliocénico e Quaternário o regime mantém-se compressivo; Evidências de um <i>uplift</i> generalizado, mas com taxas relativamente baixas no território continental: 0,1-0,2 mm/ano (Ribeiro <i>et al.</i>, 1996; Cunha <i>et al.</i>, 2010; Cabral 1995, 2012)</p> <p>Durante o Paleogénico-Miocénico, a drenagem desenvolvia-se em duas direções opostas relativamente a relevos definidos no setor central, no setor Oeste da Bacia do Douro (Pais <i>et al.</i>, 2012).</p>

	<p>No Plistocénico acentua-se o encaixe da rede de drenagem, com forte erosão remontante e capturas (Pereira <i>et. al.</i>, 2000).</p> <p>A erosão remontante dos sistemas fluviais atlânticos, terão capturado a rede de drenagem do interior da Península Ibérica e eventualmente desencadeado inversão do sentido da drenagem (Antón <i>et. al.</i>, 2012).</p> <p>Atualmente, Antón <i>et. al.</i> (2014) apontam uma idade Pleistocénico inferior para a captura da Bacia Terciária do Douro pela drenagem atlântica.</p>
Existência de camada de cobertura dos relevos residuais (sedimentar) facilmente erodível.	<p>Não observado localmente.</p> <p>Após a edificação da cordilheira varisca, o Maciço Ibérico foi sujeito a fortes processos erosivos que se prolongaram até à atualidade. No Norte de Portugal, durante o Mesozoico, a forte meteorização que se fez sentir conjuntamente com a estabilidade tectónica, conduziram a um arrasamento geral da cadeia varisca e um vasto aplanamento finicretácico (Martin-Serrano, 1988 e Pereira, 2010).</p> <p>Evidência de depósitos cenozoicos do Norte de Portugal preservados somente em pequenas depressões tectónicas no contexto do acidente Bragança- Vilaríça-Manteigas e ao longo da zona de falha Verin-Penacova (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p> <p>Durante o Cenozoico, os processos erosivos foram dominantes no Norte de Portugal (Pereira <i>et al.</i>,2000). Tal facto poderia ter contribuído para a remoção de sedimentos paleozoicos que recobririam os quartzitos ordovícicos já que estratigraficamente ocupam uma posição inferior que as litologias mais brandas que os recobrem e terem atuado como camada de cobertura facilmente erodível.</p>
Assimetria do controle estrutural da drenagem transversal através das cristas.	Não observado
Múltiplas drenagens transversais através dos relevos residuais (incluindo a presença de <i>wind gaps</i> ao longo das cristas).	<i>Wind gaps</i> não observados. Observação de várias drenagens transversais através dos relevos residuais.
Controle topográfico da localização da incisão da drenagem transversal através das cristas (considerando a deflexão e desvio de drenagens antecedentes e o enterramento parcial das cristas por drenagens sobrerimpostas).	Não observado
Existência de terraços de rocha ou depósitos fletidos/deformados ao longo das cristas (assumindo que não ocorreu qualquer deformação após a incisão da drenagem transversal).	Na vertente da margem direita do rio, a jusante da drenagem transversal em Orbitureira, regista-se a presença de vários níveis de rechãs a altitudes que oscilam entre 220-250m, tornando-se o local onde estas estruturas se apresentam a uma altitude mais elevada. Abaixo deste valor registam-se muito poucas, com exceção da margem esquerda do rio onde se observam vários retalhos aplanados da superfície 100-120m.
Sedimentos da drenagem transversal no topo dos relevos residuais.	Não observado
Finos depósitos de charco ou lago a montante e na base, na parte interna da bordadura das cristas.	Não observado
Paleo- linhas de costa a montante das cristas.	Não observado
Sedimentos fluviais a jusante das cristas que evidenciem uma chegada rápida da drenagem a montante ou a deposição continuada de blocos que testemunham erosão através das cristas.	Não observado localmente. Só se observam aluviões recentes do rio junto às margens. Contudo os depósitos fluviais de Medas, Fisga, Cavaleiros e Lodos a jusante, atestam a erosão através das cristas pela composição litológica que apresentam.
Evidência sedimentológica de o curso de água a jusante das cristas, anterior à deposição de sedimentos fluviais a montante das cristas.	Não observado
Presença de escarpas de falha ou outras formas tectónicas associadas a estas, ao longo das cristas	A Serra da Boneca, com orientação geral NNE-SSW, é um provável bloco levantado tectonicamente. A Serra da Boneca encontra-se

(sem que tenha havido deformação na incisão da drenagem pós- transversa).	topograficamente mais elevada que Banjas e Santo Antoninho e os topos de São Paúl e São Gens. O número de rechãs é muito reduzido, nas vertentes dos rios Mau pela margem esquerda e do Douro na margem direita, comparativamente com o observado em outros locais, o que poderá indiciar movimentação recente neste compartimento delimitado por estes cursos de água. A confirmar-se, a drenagem transversal do Douro, deverá ser mais antiga que o <i>uplift</i> da Serra da Boneca e o vale escavado pelo Rio Mau mais recente que esse <i>uplift</i> .
Testemunho topográfico de uma paleo-bacia a montante das cristas.	Não observado
“Cotovelo” de captura imediatamente a montante das cristas.	Não observado
Existência de depósitos fluviais (da drenagem capturada) no interflúvio entre a linha de drenagem atual e uma paleo-corrente da drenagem transversal, localizada imediatamente a montante das cristas.	Não observado

Lomba – Rio Douro

Critérios (adaptado de Douglass <i>et al.</i> , 2009 a,b)	Evidências
Idade do <i>uplift</i> ou das falhas nos relevos residuais (cristas quartzíticas).	<p>Anticlinal de Valongo macrodobra gerada no autóctone da ZCI em regime transpressivo esquerdo, induzido pela fase D1 da orogenia varisca, delimitada por importantes zonas de cisalhamento (Dias, 1994).</p> <p>Falhas variscas herdadas com reativação posterior durante a intensa compressão cenozoica. Tortoniano médio, pico da compressão alpina 9-9.5 M.a. (Cunha <i>et al.</i>, 2000; Pais <i>et al.</i>, 2012).</p> <p>No final do Pliocénico e Quaternário o regime mantém-se compressivo; Evidências de um <i>uplift</i> generalizado, mas com taxas relativamente baixas no território continental: 0,1-0,2 mm/ano (Ribeiro <i>et al.</i>, 1996; Cunha <i>et al.</i>, 2010; Cabral 1995, 2012).</p> <p>Durante o Paleogénico-Miocénico, a drenagem desenvolvia-se em duas direções opostas relativamente a relevos definidos no setor central, no setor Oeste da Bacia do Douro (Pais <i>et al.</i>, 2012).</p> <p>No Plistocénico acentua-se o encaixe da rede de drenagem, com forte erosão remontante e capturas (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p> <p>A erosão remontante dos sistemas fluviais atlânticos terá capturado a rede de drenagem do interior da Península Ibérica e eventualmente desencadeado inversão do sentido da drenagem (Antón <i>et al.</i>, 2012).</p> <p>Atualmente, Antón <i>et al.</i> (2014) apontam uma idade Pleistocénico inferior para a captura da Bacia Terciária do Douro pela drenagem atlântica.</p> <p>De acordo com Medeiros <i>et al.</i>, (1964) os depósitos fluviais do Rio Douro enquadram-se no Plio-pleistocénico.</p>
	Não observado localmente.

Existência de camada de cobertura dos relevos residuais (sedimentar) facilmente erodível.	<p>Após a edificação da cordilheira varisca, o Maciço Ibérico foi sujeito a fortes processos erosivos que se prolongaram até à atualidade. No Norte de Portugal, durante o Mesozoico, a forte meteorização que se fez sentir conjuntamente com a estabilidade tectónica, conduziram a um arrasamento geral da cadeia varisca e um vasto aplanamento finicretácico (Martin-Serrano, 1988; eireira, 2010).</p> <p>Evidência de depósitos cenozoicos do Norte de Portugal preservados somente em pequenas depressões tectónicas no contexto do acidente Bragança- Vilarça-Manteigas e ao longo da zona de falha Verin-Penacova (Pereira <i>et al.</i>, 2000).</p> <p>Durante o Cenozoico, os processos erosivos foram dominantes no Norte de Portugal (Pereira <i>et al.</i>, 2000). Este facto poderia ter contribuído para a remoção de metassedimentos paleozoicos que recobririam os quartzitos ordovícicos já que estratigraficamente eles ocupam uma posição inferior do que as litologias mais brandas xistentas que os recobrem e ter atuado como camada de cobertura facilmente erodível.</p>
Assimetria do controle estrutural da drenagem transversal através das cristas.	O Douro desenvolve meandros encaixados através, da passagem pelas cristas na zona da Lomba. Observa-se a montante da passagem pelos relevos residuais um meandro com a forma de <i>gooseneck</i> bem desenvolvido.
Múltiplas drenagens transversais através dos relevos residuais (incluindo a presença de <i>wind gaps</i> ao longo das cristas).	<i>Wind-gaps</i> não observados. Observação de várias drenagens transversais através do relevo estrutural.
Controle topográfico da localização da incisão da drenagem transversal através das cristas (considerando a deflexão e desvio de drenagens antecedentes e o enterramento parcial das cristas por drenagens sobrerimpostas).	Parece existir um controle estrutural neste segmento do rio.
Existência de terraços de rocha ou depósitos fletidos/deformados ao longo das cristas (assumindo que não ocorreu qualquer deformação após a incisão da drenagem transversal).	Observam-se a diversas altitudes, superfícies aplanadas, depósitos fluviais e pequenas rechãs de origem fluvial. Os retalhos das superfícies 70-90m, 100-120m e 150-160m estão bem representados, testemunhando momentos de estabilidade e de incisão do rio.
Sedimentos da drenagem transversal no topo dos relevos residuais.	Não observado
Finos depósitos de charco ou lago a montante e na base, na parte interna da bordadura das cristas.	Não observado
Paleo- linhas de costa a montante das cristas.	Não observado
Sedimentos fluviais a jusante das cristas que evidenciem uma chegada rápida da drenagem de montante ou a deposição continuada de blocos que testemunham erosão através das cristas.	Presença de depósitos fluviais: Medas, Cavaleiros, Lodos e Fiska a várias altitudes que oscilam entre 160m e 100m aproximadamente, a jusante das cristas. Caraterizam-se por serem constituídos por litologias paleozoicas, e arcoses provenientes dos metassedimentos paleozoicos e dos granitos existentes a montante dos relevos residuais.
Evidência sedimentológica de o curso de água a jusante das cristas, anterior à deposição de sedimentos fluviais a montante das cristas.	Não observado
Presença de escarpas de falha ou outras formas tectónicas associadas a estas, ao longo das cristas (sem que tenha havido deformação na incisão da drenagem pós- transversa).	Não observado
Testemunho topográfico de uma paleo-bacia a montante das cristas.	Não observado
“Cotovelo” de captura imediatamente a montante das cristas.	Não observado

Existência de depósitos fluviais (da drenagem capturada) no interflúvio entre a linha de drenagem atual e uma paleo-corrente da drenagem transversal, localizada imediatamente a montante das cristas.	Não observado
--	---------------

Para cada um dos locais onde se observou drenagem transversal, com recurso aos critérios definidos por Douglass *et al.* (2009 a,b), procedeu-se à identificação dos mecanismos responsáveis às evidências que os suportam. Cada critério, avaliado numa escala com cinco níveis de confiança (tabela 3.3), foi associado a uma cor específica, o que suporta o diagrama de síntese (tabela 3.4).

Tabela 3.3. Níveis de confiança de aplicação dos mecanismos explicativos da drenagem transversal (adaptado de Douglass *et al.*, 2009).

Nível de confiança	Descritor	
	Muito baixo	Impossível distinguir se a rede de drenagem é mais antiga ou mais recente que o <i>uplift</i> ou a mais recente exumação do relevo; evidências muito limitadas ou contraditórias; o mecanismo proposto é altamente especulativo.
	Baixo	Impossível distinguir se a rede de drenagem é mais antiga ou mais recente que o <i>uplift</i> ou a mais recente exumação do relevo; evidências muito limitadas e parcialmente contraditórias; o mecanismo proposto é especulativo.
	Moderado	Alguma facilidade em distinguir se a rede de drenagem é mais antiga ou mais recente que o <i>uplift</i> ou a mais recente exumação do relevo; evidências disponíveis moderadas, mas interpretações alternativas são possíveis.
	Alto	É possível distinguir se a rede de drenagem é mais antiga ou mais recente que o <i>uplift</i> ou a mais recente exumação do relevo; número de evidências moderado e poucas explicações alternativas.
	Muito alto	É possível afirmar com certeza se a rede de drenagem é mais antiga ou mais recente que o <i>uplift</i> ou a mais recente exumação do relevo; o número de evidências é substancialmente significativo, sem alternativas razoáveis.

Tabela 3.4. Síntese dos resultados dos mecanismos explicativos de drenagem transversal para cada um dos locais selecionados e níveis de confiança obtidos.

		Alto do Castelo	Fragas do Diabo	Senhora do Salto	Covelo	Estivada	Abitureira	Lomba
<u>Drenagem mais recente</u>	1.1							
	1.2							
	1.3							
<i>Overflow</i>	1.4							
	1.5							
	1.6							
	1.7							
Captura	1.8							
	1.9							
	1.10							
<u>Drenagem mais antiga</u>	2.1							
	2.2							
	2.3							
	2.4							
Sobreimposição	2.5							
	2.6							
	2.7							
Antecedência	2.8							
	2.9							
	2.10							
	2.11							
	2.12							

Alto do Castelo (Rio Ferreira)

Relativamente ao Alto do Castelo (Rio Ferreira), não se encontraram evidências conclusivas sobre o mecanismo responsável pelo desenvolvimento da drenagem transversal. Todavia, o conjunto das evidências sugere como mecanismos prováveis a sobreimposição e antecedência.

Relativamente ao transbordamento ou *overflow* seria expectável a existência de uma área deprimida parcialmente delimitada por elevações na região de Valongo que constituísse uma paleo-bacia a montante da passagem do rio pelas cristas na região de Valongo, o que, todavia, não foi possível confirmar, dada a falta de sedimentos de enchimento a montante da passagem, apesar da larga e extensa depressão, alvéolo estrutural de grandes dimensões, que se desenvolve em Valongo. A montante das cristas não foram observados depósitos associados a uma deposição lagunar ou uma diferença de gradiente no leito do rio, de tal ordem que permitisse o transbordamento repentino de uma grande massa de água que originasse um vale em garganta do Ferreira neste local. Também não há evidência de paleo-margens lagunares.

Admitindo mecanismos como a sobreimposição ou a antecedência, ter-se-ia que considerar o sistema fluvial atual mais antigo que o *uplift*, ou mais antigo que a exumação mais recente dos relevos residuais. Os processos de antecedência requerem condições de tectónica ativa e os valores estimados de taxa de *uplift* a longo prazo, calculados para o território nacional para os últimos 3Ma são baixos comparativamente às taxas obtidas para outras áreas tectonicamente ativas.

São vários os argumentos a favor de ambos os processos, de sobreimposição e de antecedência, neste caso como em vários outros locais que se abordam de seguida (Fragas do Diabo, Senhora do Salto, Covelo, Abitureira e Lomba). Um pré-requisito para o mecanismo de desenvolvimento de sobreimposição é a existência de uma camada de cobertura (sedimentar) ou colúvio sobre os relevos residuais, facilmente erodível, onde o rio aprofundaria o seu leito até à exumação das litologias mais resistentes. Durante o Mesozoico, o clima e as condições tectónicas vigentes foram propícias à formação de mantos espessos de alteração. Pode admitir-se a existência de uma camada de cobertura que terá fossilizado os relevos residuais, formada a partir dos metassedimentos das formações geológicas paleozoicas que recobriam os quartzitos na região de Valongo e mais tarde tenham sido exumados pela rede de drenagem ao longo do Cenozoico. Um canal sobreimposto teria de incidir sobre a camada de cobertura e sobre os quartzitos e os depósitos fluviais teriam de registar esses dois tipos de componentes. Apesar de

não se observarem vestígios desta cobertura, outros indicadores podem apoiar a sobreimposição para esta área, como a presença do controlo estrutural da drenagem transversal e a existência de múltiplas drenagens transversais que se observam. Além disso, a drenagem transversal associada à sobreimposição está relacionada com uma descida acentuada do nível de base e prolongada denudação, que está de acordo com as acentuadas alterações do nível eustático observadas durante o Quaternário.

A apoiar o mecanismo de antecedência verifica-se a presença de tributários defletidos a montante das cristas e várias rechãs bem marcadas, sobretudo em torno dos 100-120m de altitude, resultantes da incisão do rio a várias altitudes na garganta, pressupondo que o rio já terá tido vários momentos de estabilidade a uma altitude bem mais elevada do que na atualidade. Contudo, este mecanismo está associado a regiões tectonicamente ativas e os cursos de água teriam de preceder a formação dos relevos que atravessam.

Um argumento contra a sobreimposição e a favor da antecedência é a não observação de *wind-gaps* nos relevos quartzíticos. Além disso, há evidências que podem apoiar a hipótese de captura, como a presença de um “cotovelo” no curso do rio, imediatamente a montante dos relevos residuais. O ponto de captura, a existir, corresponderia a uma elevação que divide duas bacias de drenagem distintas (a do Ferreira para Este e outra linha de água com direção para Este). Poderia existir uma paleo-corrente ao longo das cristas para SE em Valongo. Todavia, não se observam vestígios de sedimentos fluviais grosseiros, nem a presença de *wind-gaps* ao longo das cristas. Indicadores a favor desta hipótese de captura são a presença de sedimentos que registam a chegada rápida da drenagem transversal no leito do rio e uma evidente reorganização da drenagem regional, particularmente a presença de *knickpoints*, um elevado gradiente no leito na área e tributários defletidos a montante. A captura pode originar também, ocasionalmente, múltiplas drenagens transversais, como é o caso nestes relevos. No entanto, parece haver um maior controle estrutural, designadamente pela fraturação e pelas litologias. Além disso, o controle topográfico dos cursos de água é um pré-requisito para a captura, o que não parece observar-se.

Fragas do Diabo (Rio Ferreira)

Ainda no Ferreira, e observando os resultados obtidos para as Fragas do Diabo, é menor a probabilidade de captura. De facto, a montante da drenagem transversal, os tributários não parecem ter sofrido desvios, ainda que se observem *knickpoints* no local da drenagem

transversal e o declive seja acentuado (ainda que menor que no caso anterior), o que aponta para processos de reorganização da rede. Os mecanismos mais prováveis para a drenagem transversal, parecem ser a sobreimposição e antecedência. Contudo, a trajetória do rio está condicionada pela fraturação regional, a Serra de Castiçal está mais elevada relativamente à de Santa Justa no local de incisão e não há vestígios de depósitos sedimentares de cobertura, pelo que a antecedência poderá ser o mecanismo mais provável.

Senhora do Salto e Covelo (Rio Sousa)

No Rio Sousa, nos *water-gaps* de Senhora do Salto e Covelo, os dados não apoiam nem o *overflow*, nomeadamente por ausência de paleo-bacia a montante, nem a captura, já que não existe um paleo-canal com uma direção diferente, a montante das cristas, nem qualquer outra das características associadas a processos de captura.

Assim, a incisão que originou a drenagem transversal em ambos os locais, tal como no Ferreira, parece estar associada a processos de antecedência ou mesmo de sobreimposição. Os argumentos que apoiam a incisão da drenagem transversal nas cristas por antecedência, parecem ter um maior peso que os que apontam para a sobreimposição, atendendo à observação de tributários defletidos e inúmeras rechãs e retalhos de superfícies aplanadas a diversas altitudes. Estes indicadores apontam para vários momentos de estabilidade e de incisão no leito, provavelmente associados a impulsos tectónicos. Além disso, para que a sobreimposição tenha lugar, o rio deveria transportar tanto a carga sedimentar com origem na drenagem transversal (na passagem pelas cristas) como carga sedimentar proveniente da camada de cobertura (coluvium, aluvial, ou outro,) que se encontraria discordante com a estrutura subjacente. Note-se ainda que a antecedência e a sobreimposição são processos idênticos no que respeita ao facto das linhas de água serem mais antigas que o *uplift* ou a exposição mais recente dos relevos residuais, sendo frequente o desenvolvimento de drenagem transversal durante ou após um período de atividade tectónica significativa (Douglass *et al.*, 2009).

Estivada (Rio Mau)

A análise detalhada do *water-gap* de Estivada, no Rio Mau aponta para um processo de antecedência. De facto, verifica-se que a margem direita está limitada pela Serra de Banjas e a esquerda pela Serra da Boneca. Esta, com o ponto de máxima altitude a 518m, parece representar um bloco levantado face às elevações que a ladeiam a NW e a SE, que não

ultrapassam os 400m. Além do mais, a orientação geral do Rio Mau paraleliza com a orientação NE-SW do Douro neste segmento e com a orientação geral do Rio Tâmega.

A hipótese de *overflow*, está, como nos casos anteriores, completamente descartada, e os processos de captura parecem ser pouco plausíveis, especialmente se assumirmos que o bloco que constitui a Serra da Boneca sofreu movimentação recente.

Verifica-se que na margem esquerda do Rio Mau, os tributários em geral são mais curtos do que na margem direita do rio e menos ramificados. Tributários defletidos, *knickpoints* e gradiente muito elevado do leito, evidenciam reorganização da drenagem, provavelmente decorrente do *uplift* e consequente abaixamento do nível de base. Nas margens observam-se muito poucas rechãs de origem fluvial, especialmente ausentes na vertente da Serra da Boneca. O rio deveria já ter o vale instalado, mas o *uplift* desencadeou um rejuvenescimento da linha de água e reorganização dos tributários. No que respeita ao mecanismo de sobreimposição, as evidências parecem mais compatíveis com mecanismos de antecedência do que com a sobreimposição para este local. Como argumento a favor de um abaixamento generalizado do nível de base regional e denudação prolongada associada à drenagem transversal, considerando as alterações do nível eustático que se fizeram sentir durante o Quaternário e o facto da área em análise estar próximo ao litoral.

Abitureira (Rio Douro)

Por fim, relativamente ao Douro, observa-se em Abitureira a travessia em *water-gap* através dos relevos residuais, existindo vários terraços de rocha posicionados a altitudes de 220 a 250m na vertente SE da Serra da Boneca, o que leva a deduzir que o rio já transpunha as cristas antes de ter ocorrido o *uplift* deste bloco.

Assumindo que a Serra da Boneca representa um bloco que sofreu movimentação recente e considerando que o Rio Douro já atravessava as cristas, a antecedência parece ser mais compatível com as evidências encontradas, tal como se verificou em Estivada. Não se observa evidência clara que apoie a sobreimposição, mas a incisão da drenagem transversal neste local poderá estar associada a uma acentuada baixa do nível de base regional (variação do nível eustático durante o Quaternário), o que não permite descartar esta possibilidade.

Lomba (Rio Douro)

Na Lomba, o Rio Douro transpõe os relevos residuais de uma forma bastante facilitada, já que os afloramentos quartzíticos se encontram aí muito mal conservados. Neste local, o rio atravessa as cristas, sem contudo formar um vale em garganta. Pelos depósitos de terraço que aí se conservam e pelos retalhos dos aplanamentos, admite-se que o rio terá tido o seu vale a uma altitude bem mais elevada, atravessando sobre o meandro, num percurso bem mais retilíneo que o que hoje existe. Todavia, embora não se esteja na presença de um *water-gap*, procedeu-se a uma análise idêntica, com os mesmos critérios utilizados para os demais lugares.

Vários são os argumentos que apontam para o processo de antecedência: a localização da drenagem transversal parece ser condicionada pela estrutura; observam-se múltiplas drenagens transversais, mas não *wind-gaps*. Este local tem a particularidade de se observarem preservados diversos depósitos fluviais a uma altitude bastante mais elevada daquela que o rio tem atualmente.

Não se observam nem vestígios de camada de cobertura facilmente erodível que apoiasse a hipótese de sobreimposição, contudo a incisão da drenagem transversal poderá estar associada a uma acentuada descida do nível de base regional (eustático).

Concluindo, pode considerar-se que malgrado a ausência de evidências indiscutíveis (Tabela 3.5), os dados disponíveis apontam para a rejeição de *overflow*, a baixa possibilidade de se ter verificado captura e uma forte probabilidade de ocorrência de mecanismos de sobreimposição.

Tabela 3.5. Síntese com os resultados obtidos para a determinação dos mecanismos mais prováveis pelo desenvolvimento da drenagem transversal.

Local	Mecanismo	Nível de confiança	Crítérios
Alto do Castelo	Antecedência	Baixo	1.1, 1.3, 1.10, 2.2, 2.3, 2.6, 2.7, 2.10
	Sobreimposição	Moderado	
	<i>Overflow</i>	Muito baixo	
	Captura	Baixo	
Fragas do Diabo	Antecedência	Baixo	1.1, 1.3, 2.2, 2.3, 2.6, 2.7
	Sobreimposição	Moderado	
	<i>Overflow</i>	Muito baixo	
	Captura	Muito baixo	

Senhora do Salto	Antecedência	Baixo	1.1, 1.3, 1.9, 1.10, 2.2,
	Sobreimposição	Moderado	2.3, 2.6, 2.7, 2.10
	<i>Overflow</i>	Muito baixo	
	Captura	Muito baixo	
Covelo	Antecedência	Baixo	1.1, 1.3, 2.2, 2.3, 2.6,
	Sobreimposição	Moderado	2.7, 2.10
	<i>Overflow</i>	Muito baixo	
	Captura	Muito baixo	
Estivada	Antecedência	Moderado	1.3, 2.2, 2.6, 2.7, 2.10,
	Sobreimposição	Moderado	2.12
	<i>Overflow</i>	Muito baixo	
	Captura	Muito baixo	
Abitureira	Antecedência	Moderado	1.1, 2.2, 2.3,
	Sobreimposição	Moderado	2.6, 2.7, 2.9, 2.10, 2.12
	<i>Overflow</i>	Muito baixo	
	Captura	Muito baixo	
Lomba	Antecedência	Moderado	1.1, 1.3, 2.2, 2.3, 2.6,
	Sobreimposição	Moderado	2.7, 2.9, 2.10
	<i>Overflow</i>	Muito baixo	
	Captura	Muito baixo	

3.2.4. Ruturas de declive

Os *knickpoints* ou ruturas de declive e as *knick zones*, são segmentos do perfil longitudinal de um rio, que tipicamente se formam no substrato rochoso como resposta à descida do nível de base, ou onde o canal fluvial se depara com um substrato particularmente resistente. São interrupções verticais do perfil côncavo característico dos rios com gradiente acentuado e os locais onde a energia da erosão fluvial é maximizada. Originam alterações na forma do curso de água, abrasão, formação de marmitas de gigante, desagregação de fragmentos de rocha e a cavitação provoca um recuo em direção a montante e meteorização vertical da “face” do *knickpoint*. (Crosby, 2001; Ward *et al*, 2005; Frankel *et al.*, 2007). A melhor evidência da migração ativa dos *knickpoints* é a sua associação a terraços de rocha abandonados (níveis rochosos fluviais), que geralmente se posicionam ao longo do vale, ou a montante da localização dos *knickpoints*.

Frankel *et al.* (2007) desenvolveram um estudo experimental, no sentido de compreenderem a natureza dos *knickpoints* e a evolução do perfil longitudinal de um rio, que se desenvolve num substrato rochoso com estratificação ou foliação bastante verticalizada, em litologias com resistência desigual, característico da paisagem apalachiana. Uma das constatações mais comuns efetuada por estes autores é que na drenagem apalachiana os *knickpoints* posicionam-se frequentemente em locais onde o substrato rochoso tem um pendor significativo. Obtiveram perfis longitudinais convexos, pontuados por *knickpoints* praticamente verticais, restritos quase exclusivamente a áreas caracterizadas por um substrato resistente muito verticalizado, concluindo, tanto experimentalmente como empiricamente, que esta forma de canal fluvial exerce um controle dominante no comportamento e na evolução dos *knickpoints*.

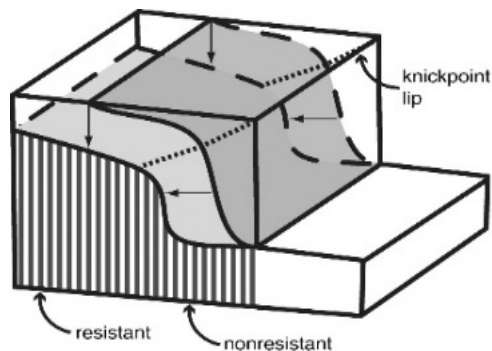


Fig. 3.36. Diagrama ilustrativo da evolução e migração de *knickpoints* através do canal fluvial, com um substrato rochoso muito verticalizado e de resistência desigual (Frankel *et al.* (2007).

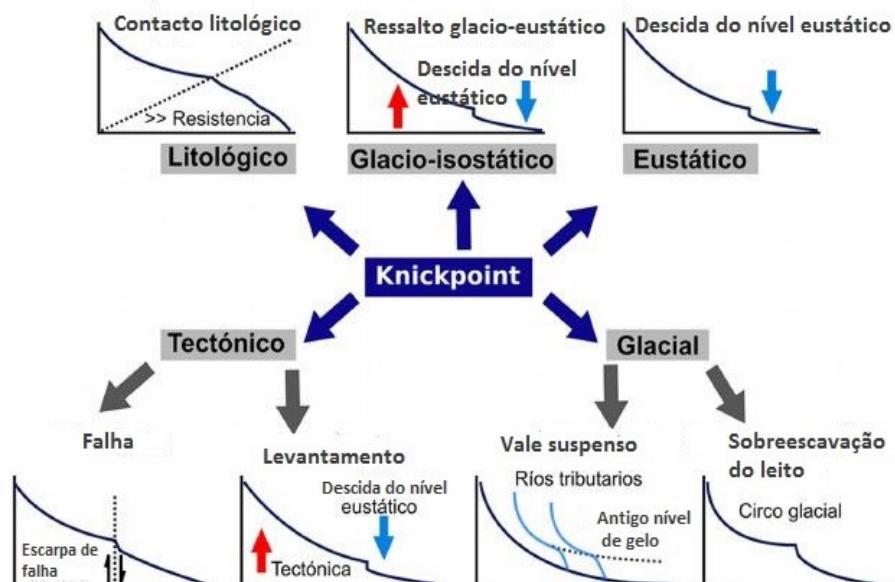


Fig. 3.37. Principais mecanismos desencadeadores da formação de *knickpoints* segundo proposta de Castillo&Lugo-Hubp, 2011).

O processo de evolução dos *knickpoints* influencia de forma positiva a capacidade de resposta à erosão pela rede de drenagem, provocado pela descida do nível de base, à escala da bacia, controlando o ritmo da erosão. Os resultados da análise da paisagem indicam que no sistema fluvial se produz uma interrelação entre os processos erosivos, a tectónica e o nível de base (Bishop, 2007; Castillo e Lugo-Hubp, 2011). Existem diversos processos que originam os *knickpoints* e estes são sobretudo endógenos, como os movimentos verticais da crosta terrestre e exógenos, como os eustáticos ou aqueles que se produzem pela incisão do rio sobre materiais litológicos de resistência distinta. Outros fatores ainda podem estar associados a processos herdados pelo sistema fluvial (Castillo & Lugo-Hubp, 2011).

Tabela 3.6. Classificação dos *knickpoints* com base em critérios genéticos propostos por Castillo & Lugo-Hubp (2011).

Tipo	Subtipo	Processo
<i>Knickpoint</i> glacial	Por escavação	Polimento glacial.
	Vale suspenso	Erosão diferencial sobre o sistema de vales
<i>Knickpoint</i> litológico	Diferencial	Contactos litológicos, diferente dureza entre os materiais
	Estrutural	Controle local exercido pela estrutura
<i>Knickpoint</i> tectónico	Falha	Movimentação normal e inverso de falhas
	Levantamento	Aumento da taxa de levantamento, descida do nível de base
<i>Knickpoint</i> eustático		Descida do nível de base
<i>Knickpoint</i> glacio-eustático		Descida do nível de base por ressalto isostático

Na faixa litoral portuguesa inferiram-se velocidades médias de levantamento crustal no Pliocénico superior e no Quaternário que atingem valores máximos compreendidos entre cerca de 0,1 e 0,2mm/ano (Cabral 1995, 2012), que o autor considera serem anormalmente elevadas relativamente aos valores que normalmente se observam em margens passivas, como as estimadas para o litoral Atlântico do continente Norte-Americano. Considerando que a maior parte do território nacional tem sofrido um *uplift* generalizado (Cabral, 1993, 1995, 2012), na área onde se desenvolve parte deste estudo nos principais cursos de água que atravessam as cristas quartzíticas, a presença de *knickpoints* evidenciados pelos perfis longitudinais, deverão estar dominados pela diferente resistência das litologias (xistos/quartzito) e pela verticalização da estratificação e pela orientação da foliação. Em segundo lugar, o aumento da taxa de levantamento tectónico e a sua relação com a propagação do desequilíbrio no perfil longitudinal é sem dúvida determinante para o aparecimento destas geoformas fluviais (Castillo & Lugo-Hubp, 2011). Para além da deformação vertical, a atividade neotectónica (nos últimos 2.5 Ma) em Portugal, tem sido expressa pela reativação de estruturas pre-existentes, especialmente as falhas varisca do substrato Paleozoico (Cabral, 1993, 1995, 2012). O controlo eustático relacionado com o último máximo glacial (de há aproximadamente 18 Ka segundo Dias *et al.*, 2000) é outra origem possível para os *knickpoints* situados nas proximidades da costa. Esta possibilidade é suportada pela presença de várias superfícies de aplanamento a altitudes diversas, bem como a existência de terraços marinhos em níveis elevados (18-20m) sobre a plataforma litoral Oeste, bem acima do atual nível médio das águas do mar.

O nível médio do mar controla a localização do nível de base geral do sistema fluvial, o qual se define como o ponto final onde a corrente fluvial pode erodir. Há muito que é conhecido que a formação de *knickpoints* está associada a processos que se prendem com a descida do nível eustático (Gardner, 1983; Frankel *et al.* 2007; Castillo & Lugo-Hubp, 2011). Numa área com relativa proximidade ao litoral, este fator deve ser tido em conta como determinante na evolução da paisagem, já que o nível do mar controla a localização do nível de base geral do sistema fluvial. Portanto nesta área considera-se provável que o abaixamento do nível eustático possa estar associado à formação de *knickpoints*, não só formados por processos endógenos, mas também por processos exógenos como os eustáticos. A geração de *knickpoints*, de acordo com Castillo & Lugo-Hubp (2011), na maior parte dos casos, resulta de uma conjugação de vários processos.

A meteorização generalizada que se terá feito sentir e o soerguimento do terreno por denudação e ajustamento isostático verificado durante o Cenozoico, bem como a acentuada mudança

climática verificada do final do Plistocénio e a fase tectónica de compressão que a caracterizou, terão contribuído, desencadeado e acentuado a forte incisão fluvial e o desenvolvimento de inúmeros *knickpoints* que se geraram na rede de drenagem, tal como observamos nos perfis longitudinais dos cursos de água analisados.

Utilizando a proposta de classificação de *knickpoints*, acima mencionada, a sua origem resulta numa multiplicidade de fatores. Assim os que encontramos nos canais fluviais na rede de drenagem em estudo parecem enquadrar-se sobretudo no tipo *knickpoint* litológico-diferencial e litológico-estrutural, já que se encontram associados quer à incisão fluvial em zonas de contacto litológico, como na passagem dos cursos de água de materiais xistentos para um substrato quartzítico de grande resistência uma vez que os rios que atravessam as cristas quartzíticas, quer ao facto de as linhas de água cortarem um conjunto de capas rochosas com um pendor muito verticalizado. Isto é especialmente verdade para os rios Ferreira e Sousa. O arranjo estrutural exerce também controle sobre o espaçamento e o tamanho dos *knickpoints*. Quando há uma alternância de estratos de rochas mais débeis e outras mais resistentes, o pendor do leito torna-se abrupto nestas, enquanto nas primeiras formam-se degraus.

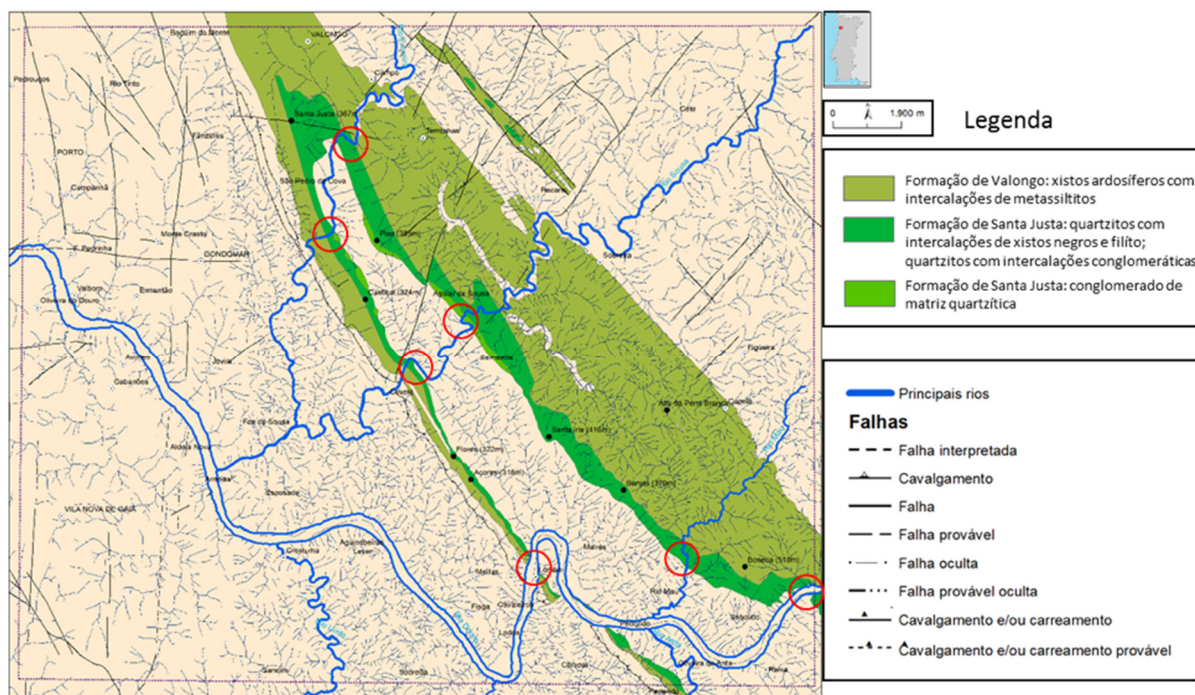


Fig. 3.38. Localização das áreas onde ocorrem *knickpoints* e *water-gaps* (círculos a vermelho).

Rio Ferreira

Da análise da cartografia (Fig. 3.38) foi possível verificar que no segmento do Alto do Castelo, o Ferreira atravessa as formações quartzíticas com um declive muito acentuado, descendo 20m de altitude num percurso de cerca de 800m de extensão. Quando prossegue para as rochas metassedimentares mais brandas, o pendor continua igualmente elevado, embora inferior ao que se verifica no atravessamento através dos afloramentos quartzíticos. No atravessamento através do flanco ocidental do anticlinal de Valongo (Fragas do Diabo), embora o faça através de passagem estreita o declive é pouco acentuado.

No Alto do Castelo, emergem, do leito rochoso quartzítico, estruturas em forma de “costelas” ou *ribs*. Estas estruturas dispõem-se perpendicularmente à direção da corrente e inclinam para montante. As camadas rochosas exposta exibem um conjunto de características típicas da abrasão fluvial, como marmitas de gigante com dimensões que podem variar entre 10 a 60cm de diâmetro, *flute casts* que variam entre 15-20cm de comprimento, orientados paralelamente à direção da estratificação dos quartzitos e perpendiculares à direção da corrente. Também no leito rochoso exposto se observam marcas de *plucking*, arrancamentos de grandes blocos de quartzito retilíneos, cujos bordos se suavizam com a abrasão fluvial.

Rio Sousa

Na Senhora do Salto os quartzitos verticalizados do ramo oriental do anticlinal de Valongo exibem formas de abrasão fluvial típicas, como as marmitas de gigante de variadas dimensões (Fig. 3.39, 3.40, 3.41), algumas das quais podem atingir 0,5 cm de diâmetro e formas de erosão, como, por exemplo, vazios resultantes do arrancamento de grandes blocos retilíneos de quartzitos que emergem à superfície do nível da água do rio (*plucking*). Whipple *et al.*, (2000) considera que este é um mecanismo de maior eficiência do que a abrasão fluvial, interagindo ambos os fenómenos simultaneamente. Neste local, observa-se lateralmente de um e de outro lado das margens, níveis rochosos aplanados-terraços de rocha (3.40) que sugerem momentos de estabilidade na dinâmica fluvial.



Fig. 3.39. Estruturas caraterísticas de erosão (*plucking*) e abrasão fluvial (marmitas), no Rio Sousa. Note-se a inclinação dos estratos quartzíticos, face à direção da corrente.

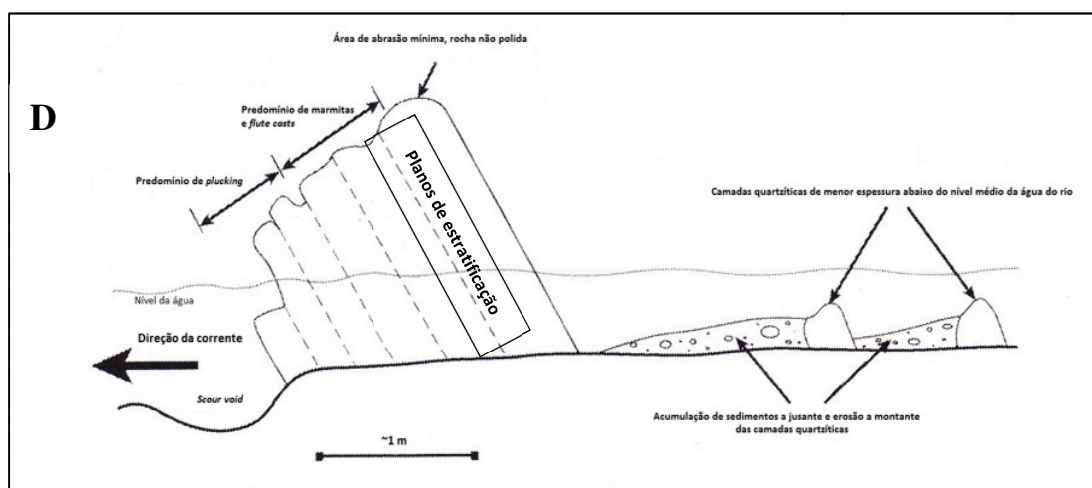
Na Senhora do Salto, o atravessamento realiza-se numa primeira parte com um declive bastante acentuado (embora inferior ao verificado para o Ferreira). Neste segmento o leito desde cerca de 10m de altitude num percurso de 500m. Antes de chegar ao Castelo de Aguiar de Sousa, verifica-se um aumento do valor do declive do leito, de uma forma muito similar ao verificado no Ferreira. O flanco Oeste é atravessado com um encaixe apreciável (Covelo) mas pouco declivoso comparativamente aos anteriores.



Fig. 3.40. Sequência escalonada de *knickpoints* no Rio Sousa, controlados pela litologia de tipo diferencial e estrutural, dada a inclinação dos afloramentos quartzíticos. A presença de terraços rochosos conservados atesta a existência de um novo impulso na incisão do rio, associado com a sua migração.



Fig. 3.41. Estruturas características de incisão fluvial no rio Ferreira. A. Marmitas que apresentam localmente grandes variações no diâmetro; B. *Flute casts* na superfície dos quartzitos que rondam os 15-20cm de comprimento. Regra geral orientam-se paralelamente à direção da estratificação e perpendiculares à direção da corrente; C. Vazios originados por *plucking* ou arrancamento de blocos, que se tornam polidos e arredondados pela abrasão; D. Esquema das formas de erosão (adaptado de Ward *et al.* (2005).



Rio Mau

No Rio Mau, as bancadas quartzíticas são muito pouco espessas pelo que o controle litológico local é sobretudo efetuado pelas rochas xistentas muito verticalizadas. O rio regista vários

knickpoints e cascatas, num perfil com um pendor muito acentuado. Este facto relaciona-se muito provavelmente não só com a forte verticalização das litologias xistentas, mas sobretudo com a proximidade ao bloco levantado da Serra da Boneca.

No Rio Mau as marmitas são em menor número e de dimensões muito mais reduzidas, comparativamente aos casos anteriores. As formas predominantes no leito rochoso são os vazios formados por mecanismos de *plucking* nas bancadas quartzíticas (Fig. 3.42).

Embora não atravesse as cristas quartzíticas, é relevante a imponente queda de água localizada a Norte de Estivada, na Ribeira de Cadeados, curso de água tributário pela margem direita do Rio Mau (Fig. 3.43).



Fig. 3.42. *Plucking* e marmitas no leito rochoso quartzítico do Rio Mau, junto a Estivada.



Fig. 3.43. Ribeira dos Cadeados, próximo da confluência com o Rio Mau.

3.2.5. Captura, decapitação e desvio

O padrão dos rios desenvolve-se por seleção natural, tornando-se dominante o curso de água que coincide com uma zona de fraqueza do substrato, uma fratura ou zona de menor

permeabilidade. A partir do momento em que um curso incide no leito de forma mais intensa que os seus competidores, atrai um maior fluxo de água pois é o local de nível de base mais baixo (Twidale, 2004).

A reorganização de drenagem, para além do seu impacto na quantidade e na origem dos sedimentos especialmente importante para o estudo da estratigrafia e da geometria das bacias sedimentares é particularmente importante na reconstituição da evolução da paisagem e no seu significado e os processos pelos quais ocorre (Bishop, 1995).

A noção de captura foi introduzida por William Morris Davis há mais de um século (Davis, 1889). Desde esta altura, este processo, tem sido indicado na reconstrução da drenagem regional e na cronologia da denudação. Apesar disso, os processos precisos que conduzem à reorganização da rede, são ainda mal conhecidos (Bishop, 1995).

Bishop (1995) identificou três formas possíveis de rearranjo da rede de drenagem: por captura (*river piracy*), decapitação (*river beheading*) e desvio (*river diversion*) (Fig. 3.44). Em cada uma delas é importante distinguir entre rearranjo da bacia e o rearranjo da rede, ou seja, das linhas de drenagem. No primeiro caso, envolve a invasão progressiva dos limites de uma bacia, para a bacia adjacente, originando a transferência da área de uma bacia para a outra. O rearranjo das linhas de drenagem, envolve transferência tanto da bacia como da rede, com preservação, pelo menos parcialmente, das formas dos canais originais das linhas de drenagem.

Bishop (1995) refere que a sua aplicação da captura no processo de reorganização da drenagem deve ser cautelosa, já que aparentemente é um processo que ocorre somente sob condições bastante restritas. Requer algumas condicionantes como uma significativa diferença de altitude e fronteiras/limites rebaixados entre bacias adjacentes e intrusão lateral no rio capturado pelo sistema do curso de água que efetua a captura. De acordo com este autor, a captura de um rio é, provavelmente, um fenómeno pouco frequente. A necessidade de satisfazer as anteriores condições no contexto de geometria bidimensional ou tridimensional da bacia hidrográfica envolvida na reorganização regional da drenagem por captura não é fácil de atingir, atendendo ao espaço temporal que estes processos requerem.

No setor Santa Justa – Douro, a ação da evolução do relevo por levantamento tectónico, inclui diversos processos de reorganização da drenagem, como a captura por parte da Ribeira de Silveirinhos do Rio Simão (Fig. 3.45 A), a qual pode ser induzida não somente pela erosão remontante da cabeceira, associada a um processo de interceção do tipo “*bottom-up*”, mas também pela migração lateral e tectonismo envolvendo uma interceção do tipo “*top-down*”

pelas linhas de água. Pequenos movimentos de origem tectónica provocam alterações na inclinação do terreno, que potencialmente alteram o sentido dos cursos de água (Bishop, 1995).

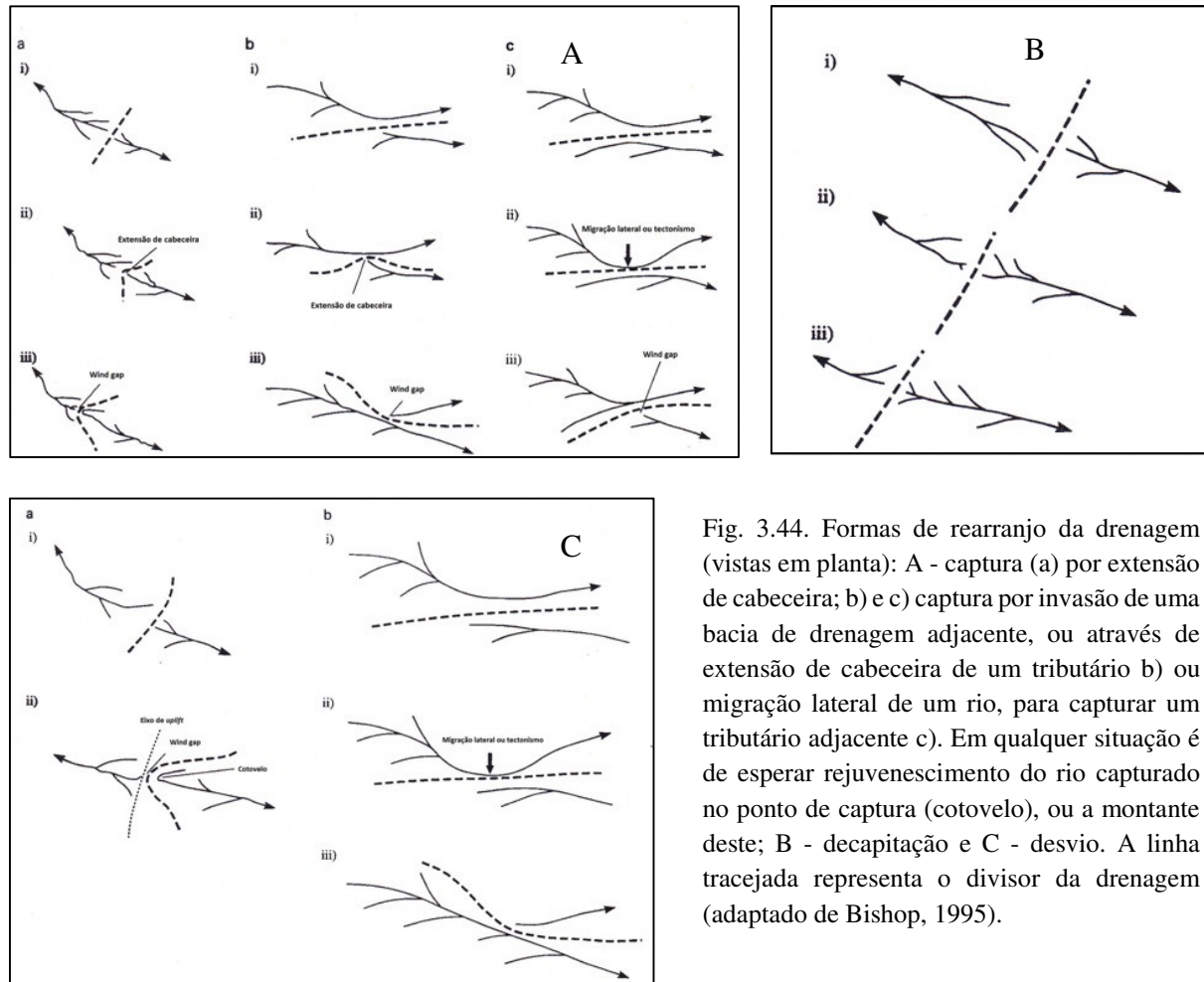


Fig. 3.44. Formas de rearranjo da drenagem (vistas em planta): A - captura (a) por extensão de cabeceira; b) e c) captura por invasão de uma bacia de drenagem adjacente, ou através de extensão de cabeceira de um tributário b) ou migração lateral de um rio, para capturar um tributário adjacente c). Em qualquer situação é de esperar rejuvenescimento do rio capturado no ponto de captura (cotovelo), ou a montante deste; B - decapitação e C - desvio. A linha tracejada representa o divisor da drenagem (adaptado de Bishop, 1995).

Morfologicamente, as evidências associadas à captura caracterizam-se por uma mudança brusca de direção do canal fluvial e designa-se por “cotovelo” de captura, normalmente formando ângulo reto, indicando a direção da mudança de direção. A sua presença implica captura tanto da área da bacia, como das linhas da drenagem, acima do “cotovelo”. Idealmente, outras características de pós-captura podem estar associadas como os *wind-gaps*, ou vales abandonados por cursos de água, contendo depósitos fluviais entre o cotovelo de captura e a nova cabeceira do rio interrompido, resultado dessa captura (Bishop, 1995, Twidale, 2004). O Ferreira, antes de transpôr o vale em garganta no Alto do Castelo, efetua diversas curvas muito acentuadas, com bruscas mudanças de direção. Além disso, em Valongo observa-se a existência de um alvéolo de grandes dimensões somente atravessado por linhas de água de pequena envergadura,

como é o caso do Rio Simão seu tributário. O vale desta linha de água está em continuidade morfológica com o da Ribeira de Bustelo mais para Sudoeste. O Simão poderia ter sido intercetado pelo Ferreira, pelo que esta situação parece sugerir uma possível captura por invasão de uma bacia adjacente, sem contudo no local, não ter sido observado qualquer tipo de depósito fluvial.

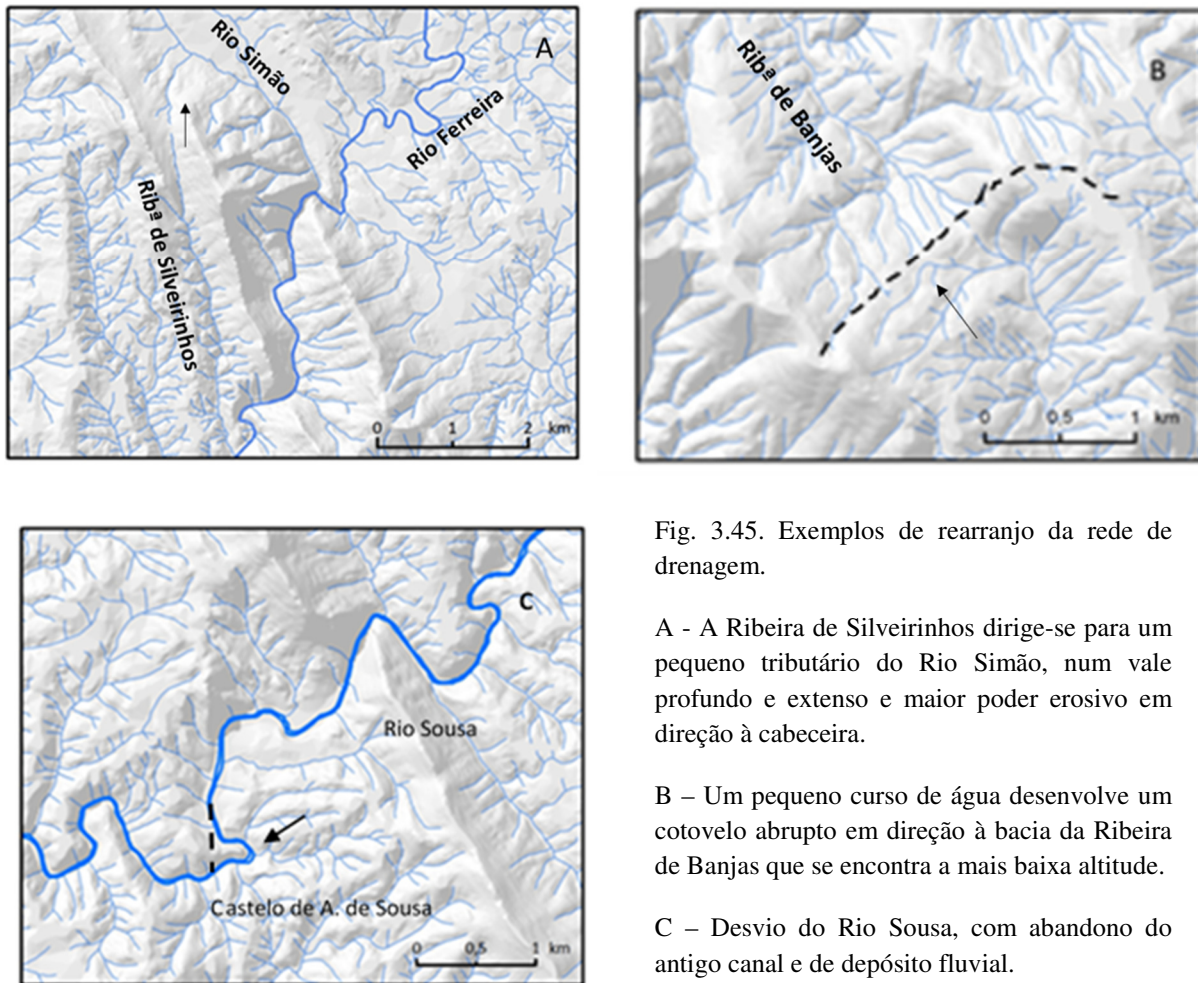


Fig. 3.45. Exemplos de rearranjo da rede de drenagem.

A - A Ribeira de Silveirinhos dirige-se para um pequeno tributário do Rio Simão, num vale profundo e extenso e maior poder erosivo em direção à cabeceira.

B - Um pequeno curso de água desenvolve um cotovelo abrupto em direção à bacia da Ribeira de Banjas que se encontra a mais baixa altitude.

C - Desvio do Rio Sousa, com abandono do antigo canal e de depósito fluvial.

O processo de decapitação parece poder ser observado no caso da Ribeira das Banjas (Fig. 3.45 B). Este processo de reorganização da rede relaciona-se com a apropriação da área da bacia de drenagem por um rio adjacente, sem que haja preservação das linhas de drenagem. O processo envolve a interação entre sistemas adjacentes, resultando no remontar de cabeceiras de um dos sistemas de drenagem às expensas de outro.

Por fim, o desvio do Rio Sousa em Castelo de Aguiar (Fig. 3.45 C) constitui um terceiro tipo de processo de reorganização da drenagem identificado por Bishop (1995). Este pode ser encarado como um processo do tipo “*top-down*” equivalente à captura, envolvendo o

redirecionamento da drenagem para uma bacia adjacente, através de uma diversidade de mecanismos como por exemplo o rompimento de limites/fronteiras entre bacias, a migração lateral, tectonismo (*uplift*, basculamento), avulsão catastrófica originada por correntes com grande magnitude. Esta forma de desvio compreende tanto a transferência entre áreas de bacias, como a preservação das linhas de drenagem.

CAPÍTULO 4

CARATERIZAÇÃO

GEOMORFOLÓGICA DA

PLATAFORMA LITORAL DO PORTO

4.1. Aspetos gerais do relevo

O setor que se designa de Plataforma Litoral do Douro estende-se desde o litoral Atlântico até cerca de 20 km para o interior, ao encontro dos relevos residuais quartzíticos que constituem as denominadas “Serras do Porto”.

A morfologia contrasta fortemente com o setor Santa Justa-Douro. Maioritariamente, o relevo está talhado em substrato granítico, definindo uma estrutura em doma que suporta grande parte da cidade do Porto. Este setor está levemente inclinado para ocidente até ao mar, para Sul termina em vertentes abruptas junto à margem direita do Rio Douro e para Norte está limitado pelo Leça. A Este o contacto é feito por uma vertente escarpada com o vale do Rio Tinto. Duas depressões, correspondentes aos vales abertos dos rios Tinto e Torto (Figs. 4.1), separam a plataforma do Porto das elevações quartzíticas de Santa Justa, Pias e Castiçal e um alinhamento de elevações xistentas que se estende até às proximidades do Douro e que constitui a designada Serra de Fânzeres. Esta tem uma direção geral aproximada N-S e uma altitude máxima de 204m, e interpõe-se entre o vale do Rio Torto e o vale escarpado da Ribeira de Parada, antecedendo a Serra de Santa Justa.

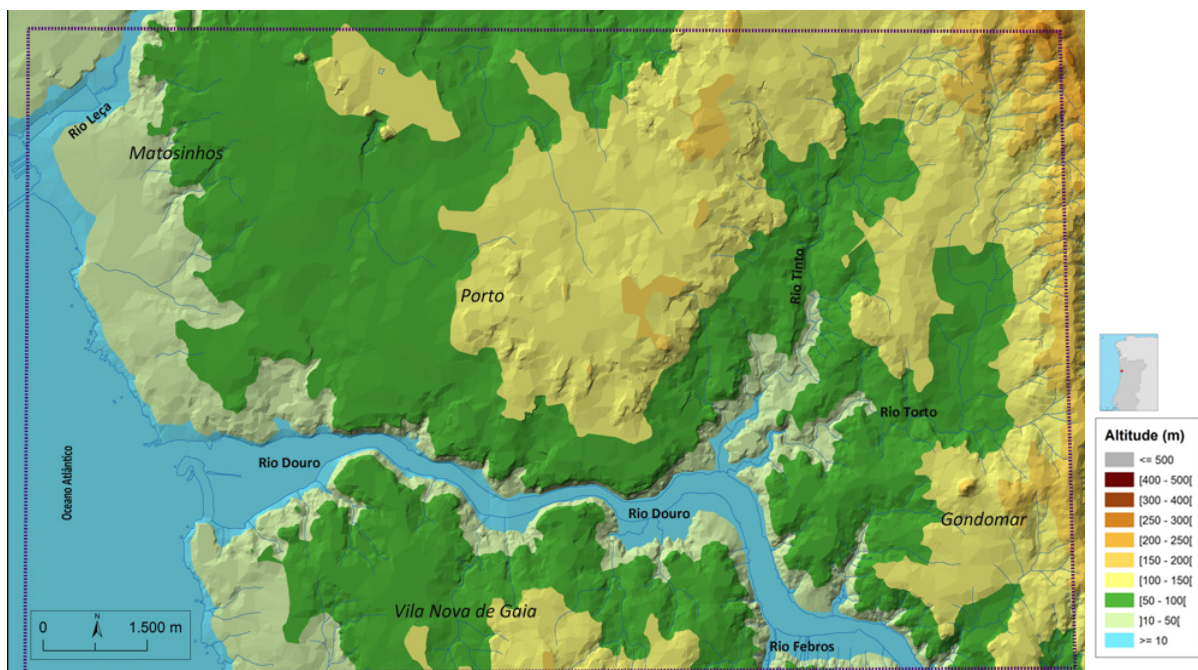


Fig. 4.1. Mapa hipsométrico simplificado do setor Plataforma Litoral do Porto. Cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital. Folhas nº122,123,133.

Este setor pode considerar-se como uma plataforma em processo de dismantelamento, promovido quer por cursos de água que se encaminham para o Atlântico, como o Douro, Leça e Tinto, quer pela ação da abrasão marinha. Regista as maiores altitudes num eixo constituído pelas áreas de Pedrouços-Antas, atingindo a cota mais elevada a 163 m de altitude em Pedrouços, já no concelho da Maia (Fig. 4.1 e Anexo).

Nesta plataforma a altitude aumenta progressivamente desde a orla marítima até território pertencente ao concelho de Gondomar, definindo diversas superfícies aplanadas e escalonadas, algumas delas separadas por degraus topográficos perceptíveis na paisagem (Fig. 4.2). Desde o topo do domo granítico, cujos pontos mais elevados são definidos segundo o eixo Pedrouços-Antas, verifica-se que a vertente voltada ao litoral se apresenta com uma inclinação mais suave, enquanto a vertente voltada para Este é mais abrupta. Nesta, registam-se degraus topográficos especialmente bem marcados na paisagem: um mais elevado cuja altitude varia entre os 147 e 163 m e um outro nível inferior que oscila entre os 100-120 m. Na vertente Sul, para além dos níveis anteriormente referidos, constata-se também a presença de um outro nível bem perceptível, cuja altitude oscila entre 70 e 90m de altitude.



Fig. 4.2. Plataforma Litoral do Porto e relevos interiores associados, vistos a partir de Montalto.

Três patamares topográficos voltados para o litoral Atlântico são também perceptíveis na paisagem. O nível mais baixo posiciona-se a uma altitude de 30-40m, abrangendo somente a área da freguesia de São João da Foz do Douro, já que mais para Norte se esbate e fica praticamente impercetível. O segundo nível, que se encontra separado do anterior por um talude, observa-se a cerca de 46-50m de altitude e sublinha a superfície de Av^a. M. Gomes da Costa e há ainda um terceiro também separado por um talude, posicionado a cerca dos 75-90m. O degrau a mais baixa altitude, poderá ter uma origem estrutural, já que nesta área se assinala a presença da Zona de Cisalhamento Porto-Tomar, considerada o contacto entre a Zona Centro Ibérica e a Zona de Ossa Morena, ou litológica, associada ao contacto de rochas metassedimentares com o granito do Porto (Fig. 4.4 e 4.8).

Na Plataforma Litoral do Porto, registam-se ainda, acima da superfície que se desenvolve entre os 100-120m asl, a presença de pequenos relevos residuais graníticos de que são exemplo São Gens (110m) e Viso de Baixo (130m), que se encontram hoje pouco perceptíveis, após a exploração de caulino e granito. Esta área possui uma história longa em termos de exploração de caulino, havendo referência aos lugares de Telheira, Fojo, Custóias, São Mamede de Infesta, São Gens e Senhora da Hora, associados ao Couto Mineiro de Matosinhos, criado para a exploração de caulino e que funcionou até aos anos 90 do séc. XX (Velho & Cerdeira, 2010).

Recobrando algumas das superfícies aplanadas, há indicação da existência de depósitos sedimentares, muitos deles já não observados, mas referidos por vários autores que se dedicaram ao estudo desta área, que lhe atribuíram diferentes origens: glaciária (sobretudo em registos do século XIX), marinho ou fluvial.

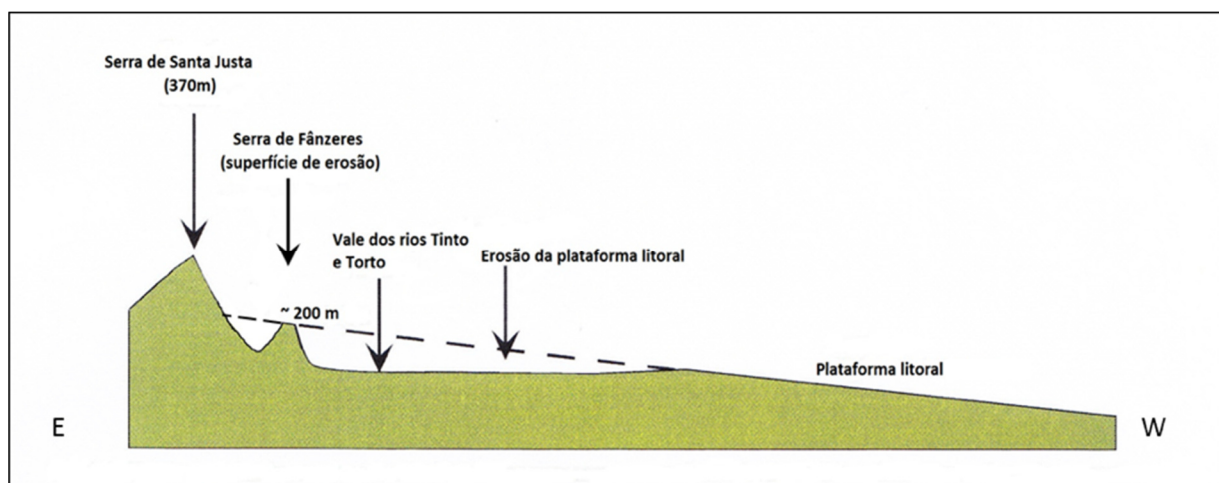


Fig. 4.3. Perfil esquemático explicativo da evolução do modelado da Plataforma Litoral do Porto, relativamente aos relevos interiores (adaptado de DiPietro, 2013). Sem escala.

A Plataforma Litoral do Porto encontra continuidade morfológica para Sul do Douro, em Vila Nova de Gaia. Araújo (1991, 2000, 2008) considera que, aqui, os diversos depósitos sedimentares da cobertura cenozoica aparecem geralmente na imediata proximidade do “relevo marginal”, o qual poderão ter funcionado como um *horst* que separa a plataforma das regiões mais interiores. De uma forma geral, as elevações possuem topos aplanados que se estendem e se elevam desde o Monte da Virgem (Santo Ovídio) com o máximo a 209m de altitude, por Canelas e Serra de Negrelos (que não ultrapassa os 230m de altitude). Mais a Este há um outro conjunto de elevações (Senhora da Saúde) que se eleva até 240m de altitude. Para Sul, em Seixezelo e Argoncilhe, estas elevações atingem os 259m de altitude, formando no seu conjunto um alinhamento que separa a plataforma litoral de uma faixa mais interior, constituída por elevações progressivamente mais baixas, até ao vale do Febros, destacando-se, do Febros ou Douro, um conjunto de aplanamentos que se posicionam maioritariamente nos 100-120m de altitude (Avintes) e que terminam abruptamente no vale do Rio Douro.

No que diz respeito à rede de drenagem, o Douro, curso de água principal, separa as cidade do Porto e de Vila Nova de Gaia, instaladas sobre um substrato maioritariamente granítico. As vertentes são bastante declivosas ou mesmo abruptas e o leito é relativamente estreito, apesar de se encontrar a poucos quilómetros do oceano. Nas suas margens destaca-se o aplanamento de S. Pedro da Afurada em Vila Nova de Gaia com continuidade para a Arrábida no Porto, a altitudes que rondam os 70m. É entre estes dois locais que o rio tem menor largura. Junto à foz, é de realçar a existência de uma restinga em Vila Nova de Gaia, que delimita a Baía de Sampaio pela margem esquerda deste rio, o qual desagua no oceano através de um canal estreito entre o Cabedelo e o Castelo da Foz (Fig. 4.8).

As restantes linhas de água, além de Torto e Tinto (a Este), Leça (a Norte) e o Douro (a Sul) desenvolvem-se radialmente em torno das superfícies mais elevadas marcadas no maciço granítico que suporta a cidade, abrangendo as freguesias de Paranhos, Cedofeita, Santo Ildefonso, Bonfim e Campanhã. Verifica-se que esta rede de drenagem é constituída por um conjunto de pequenos rios e ribeiras, na sua grande maioria canalizados, que se dirigem maioritariamente para o Douro (Fig. 4.5). A Ribeira de Ervilheira (ou da Ervilha), a Ribeira de Nevogilde e a Ribeira de Aldoar, a Oeste, contrariam esta tendência, já que se direccionam para o oceano, enquanto as ribeiras da Asprela e de Amores se dirigem para NW, desaguando no Leça.

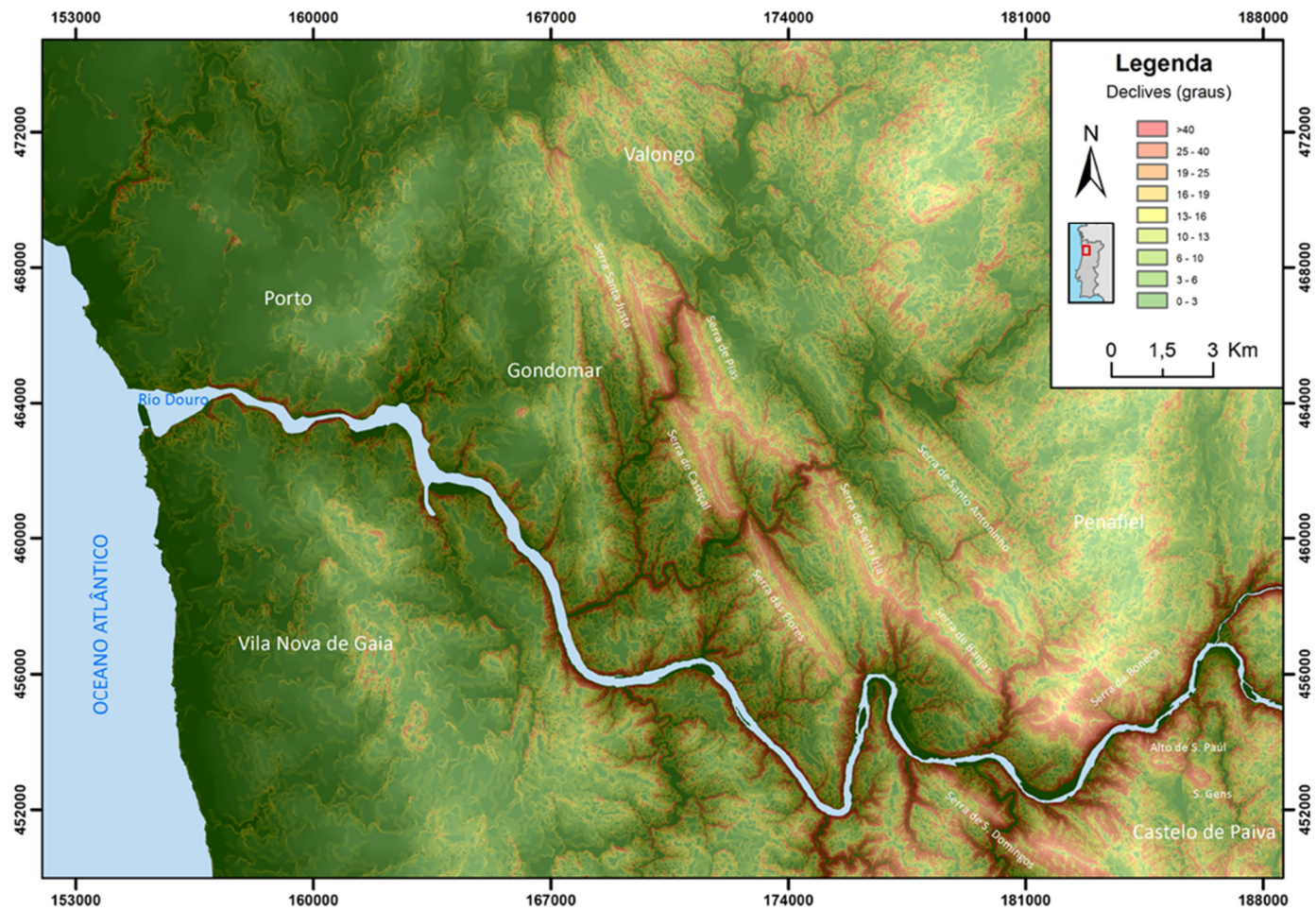


Fig. 4.4. Carta de declives da área em estudo. Os aspetos mais salientes são: os relevos quartzíticos situados a Este, principal constrangimento da rede de drenagem; a depressão cavada pelos vales dos rios Tinto e Torto que separam morfologicamente a plataforma litoral do setor mais interior; a acentuada verticalização das vertentes do vale do Douro na zona vestibular; o eixo Pedrouços-Antas, a partir do qual diverge a rede hidrográfica no setor da plataforma (Cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital. Folhas nº122,123, 133,134,135).

Neste irradiar de linhas de água desde o domo do Porto, há ainda ribeiras que são afluentes do Rio Tinto pela margem direita, como as de Cartes, Vila Meã e Lomba, com a área de cabeceira localizada na área granítica mais elevada e que formam vales encaixados de forte pendor (Fig.4.5). O mesmo se pode observar nas ribeiras de Granja, Massarelos e de Moinhos, rios Frio e da Vila, bem como, com na Ribeira do Poço das Patas, afluentes do Douro pela margem direita. A organização e a estruturação da rede de drenagem neste setor refletem o padrão geológico e estrutural da área, especialmente os sistemas de fraturação regional com orientação NW-SE a NNW-SSE, NE-SW a NNE-SSW e W-E.

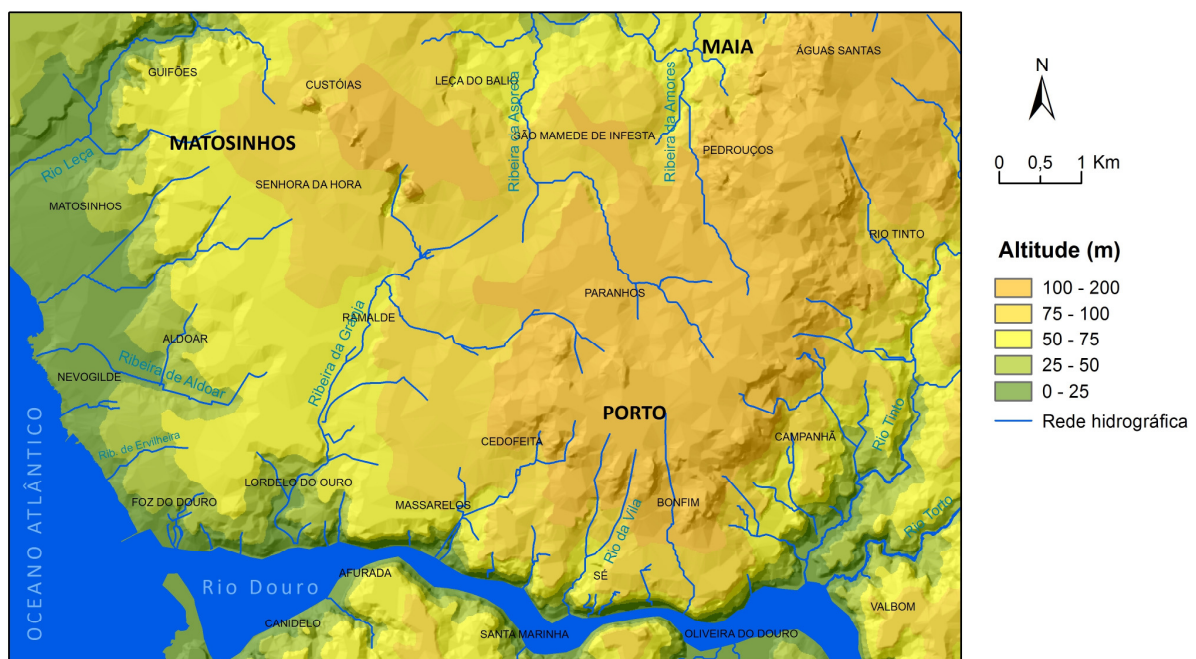


Fig. 4.5. Mapa hipsométrico e rede de drenagem do setor Plataforma Litoral do Porto. Cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital. Folhas nº122,123,133.

A Sul do Douro, os rios e ribeiras encaminham-se na sua maioria para Oeste, para o oceano Atlântico, dos quais se destacam os rios de Valverde e da Granja com um leito bastante encaixado e orientação E-W. Da rede que drena para a margem esquerda do Douro, destaca-se o Febras, de orientação sensivelmente paralela a este, sobretudo na parte terminal, com um vale encaixado em alguns dos trechos. Este curso de água acompanha a direção dos relevos marginais, mas faz uma inflexão para tomar uma orientação próxima de NW-SE até à sua foz. Entre as elevações de Campanhã e Bonfim e a Serra de Fânzeres, abre-se uma larga depressão, marcada pelos vales desenvolvidos pelos rios Tinto e Torto, afluentes do Douro pela margem direita, desaguando ambos a curta distância junto ao Freixo (ainda em território do concelho do

Porto). O Rio Tinto, com uma direção geral NNE-SSW, encaixa parte do vale no encontro litológico entre o granito do Porto e os metassedimentos mais antigos posicionados a oriente, verificando-se que a margem direita se apresenta bastante mais escarpada do que a esquerda, visto estar no contacto com litologias graníticas de maior resistência. O Rio Torto desenvolve-se mais a Este e paraleliza grande parte do percurso com o Tinto, contudo muda bruscamente de direção junto a Taralhão, em Gondomar, tomando a direção próxima de E-W. O interflúvio que os separa é muito difuso e encontra-se consideravelmente desmantelado pela erosão, pelo que somente se conseguem distinguir pequenos retalhos aplanados a diversas altitudes, como em Soutelo (Gondomar), entre cerca 110 e 130 metros asl. São ainda perceptíveis os aplanamentos de Outeiro e Baguim do Monte, a altitudes um pouco mais elevadas (em torno dos 160 metros asl), bem como um aplanamento a cerca 30m asl nas proximidades do Douro.

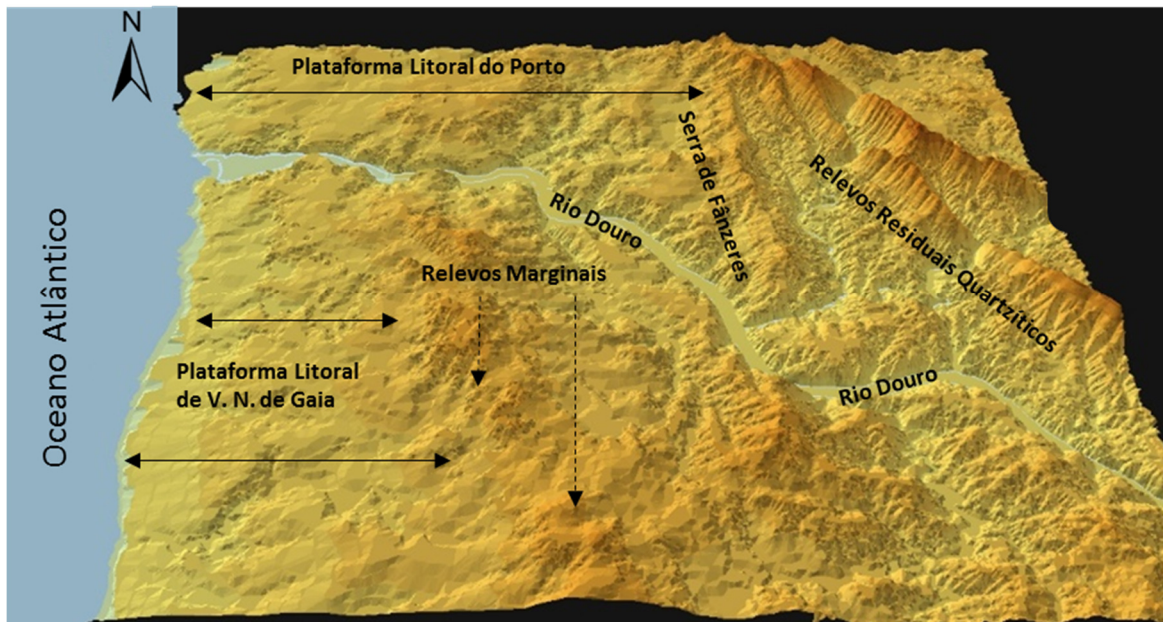


Fig. 4.6. Modelo digital de terreno da Plataforma Litoral do Porto e principais relevos envolventes (sem escala).

Mais a Este, para lá do Rio Torto e seus afluentes, a Serra de Fânzeres encontra-se separada da Serra de Santa Justa por duas pequenas ribeiras, a de Parada e a de Silveirinhos, com uma direção próxima de N-S. Ambas percorrem vales estreitos e retilíneos, sensivelmente paralelos e com forte encaixe no substrato rochoso. A Ribeira de Parada desenvolve-se encostada ao sopé da Serra de Fânzeres pelo que a margem direita se apresenta especialmente declivosa e retilínea.

Em síntese, o padrão de comportamento da rede hidrográfica é marcado sobretudo por diferenças substanciais que estão maioritariamente associadas ao substrato rochoso em que os cursos de água se encaixam. Assim, verifica-se que, os rios Torto e Tinto e os seus respetivos

afluentes apresentam um padrão de drenagem do tipo dendrítica, incidindo num substrato constituído por rochas brandas, sobretudo xistentas. No território correspondente à cidade do Porto, cuja urbanização assenta sobre substrato granítico, os cursos de água apresentam um padrão radial caraterístico.

4.2. Trabalhos anteriores

Uma das mais antigas referências que se conhecem sobre a existência de depósitos sedimentares superficiais associados à bacia do Rio Douro deve-se a Pereira Cabral (1881). O trabalho dá especial atenção às ocorrências sedimentares posicionadas na zona vestibular do Douro, por uma extensão longitudinal de cerca de 8km, abrangendo especialmente as que se localizam na cidade do Porto. O trabalho inclui uma análise sedimentológica dos diversos depósitos, que o autor interpreta como de origem glaciária. No mesmo trabalho aborda e faz uma análise mais superficial de alguns depósitos localizados a maior distância da cidade, como o de Arnelas e Aldeia Nova em V. N. de Gaia, onde encontra aspetos similares aos da Plataforma do Porto.

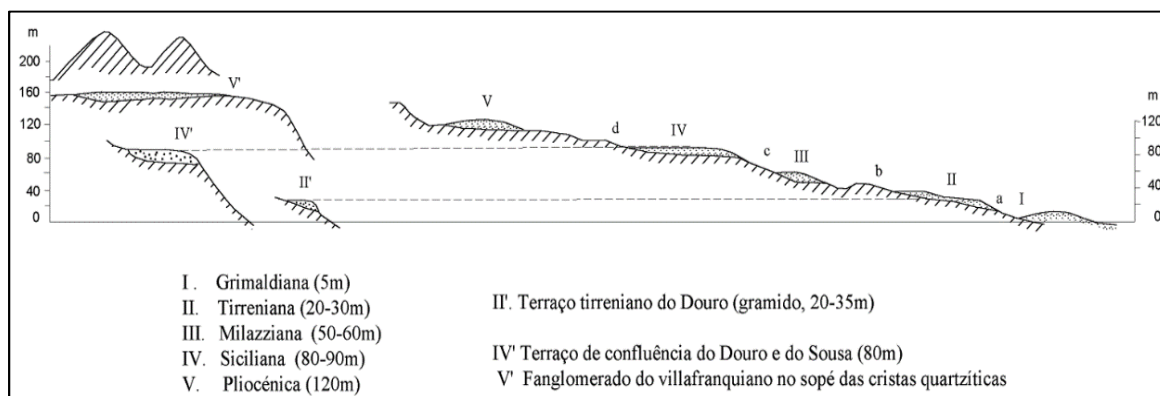


Fig. 4.7. Corte esquemático dos depósitos e níveis dos arredores do Porto e terraços do Douro (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1943).

Os diversos depósitos e níveis da região do Porto e a posição relativa dos terraços do Douro (Fig. 4.7) são também discutidos por Ribeiro *et al.* (1943). Os depósitos são referidos como formações pliocénicas e quaternárias localizadas entre “o alinhamento hercínico de Valongo e a costa”, sobre uma vasta plataforma que se inclina para o mar. Neste trabalho, é feita referência à disposição, atribuindo ao Pliocénico superior os retalhos e depósitos a altitudes de cerca de 120m. Identificam também, na margem Norte do Douro, em Medas e em Jovim (Gondomar), dois retalhos de depósito situados a cerca de 150m asl, na periferia das serras quartzíticas, com

elementos muito desorganizados e heterogêneos (fanglomerado), cujas litologias provêm destas elevações e que cobrem os planaltos a partir dos quais os cursos de água se encaixaram, concluindo que “*não é possível confundir-lo com qualquer terraço fluvial ou praia levantada*”.

Teixeira (1944, 1946, 1948, 1949) e Medeiros (1946) deram importante contributo para o conhecimento dos depósitos de terraço do Douro, nomeadamente os de Avintes e de Medas. Posteriormente, Zbyszewski (1957) publica *Le Quaternaire du Portugal*, onde atualiza os seus trabalhos dos anos quarenta sobre o conhecimento e cronologia do Quaternário do litoral português, com descrição e sistematização das praias e terraços pliocénicos da área vestibular do Douro.

Carrington da Costa & Teixeira (1957), Teixeira *et al.* (1962) e Medeiros (1964) apresentam, respetivamente, nas folhas 9-C (Porto), 13-A (Espinho) e 13-B (Castelo de Paiva) da Carta Geológica de Portugal, na escala 1/50 000, uma ordenação dos diversos níveis de praias e terraços cartografados, de acordo com um critério altimétrico. Usam uma cronologia para níveis quaternários posicionados de 5-8m a 80-90m, e pliocénicos, situados acima de 100-110m de altitude, nomeadamente:

- 120-130m (P): Santo Ovídio e Rasa (em Vila Nova de Gaia), com correspondência a algumas superfícies de erosão observadas a Norte do Rio Douro;
- 100-110m (P): S. Mamede de Infesta, Padrão da Légua e Monte de Burgos que têm correspondência, na margem Sul do Douro, aos depósitos de Santa Bárbara e parte dos da Rasa;
- 80-90m (Q¹): Boavista no Porto, que têm correspondência em Aguim e Afurada a Sul do Douro;
- 60-70m (Q²): Av. M. Gomes da Costa e Aldoar no Porto, com correspondência, na margem Sul do Douro, aos depósitos de Paniceiro-Canidelo e Alumiara;
- 30-40m (Q³): Foz do Douro e Nevogilde no Porto, com correspondência, a Sul do Douro, em Lavadores;
- 15-20m (Q^{a4}): Palmeira e Pamplido;
- 5-8m (Q^{b4}): entre o Castelo do Queijo e o porto de Leixões.

Nas notícias explicativas também se dá conta da existência de extensas áreas da faixa litoral recobertas por uma formação denominada areno-pelítica (correspondente ao *limon*) de cor amarelada, bastante espessa, semelhante à que se encontra na região de Viana e que ocupa

grandes áreas na região de Pedras Rubras e Vilar do Pinheiro (Q_p). De acordo com Costa & Teixeira (1957), esta formação era igualmente visível em Agramonte, Canidelo, Lavadores e entre o Castelo do Queijo e o porto de Leixões.

Na notícia explicativa da Folha 1 da Carta Geológica 1/200 000, Soares de Carvalho (1992), considera, para o Cenozoico, quatro unidades cronostratigráficas:

- i) Cenozoico indiferenciado (não aflora na área de estudo);
- ii) Quaternário antigo e Pliocénico recente, identificados com a sigla PQ 1, e incluem todos os depósitos fluviais constituídos por areias grossas e cascalhos, bem como depósitos limosos, associados ou não a camadas de areia e cascalho, observados a montante dos vales e que se teriam acumulado em ambiente lacustre.
- iii) Quaternário antigo, com a sigla Q, inclui os depósitos fluviais das zonas vestibulares dos rios, ou das zonas a montante que forneceram peças paleolíticas, bem como os depósitos marinhos arenosos com seixos na faixa litoral;
- iv) atual associado ao Holocénico, sob a sigla “a”, inclui depósitos mais antigos, constituídos por areias de dunas atuais e não atuais, e depósitos mais recentes, constituído pelos depósitos fluviais e estuarinos que acompanham os canais atuais dos rios.

Além disso, o autor refere que, quer os depósitos considerados do Pliocénico recente, quer os do Quaternário antigo, podem-se apresentar cobertos ou não por depósitos de solifluxão periglaciária do final do Quaternário.

Também Rebelo (1975) faz a descrição e correlação dos depósitos de praias e terraços, bem como de depósitos de vertente e entulhamentos de fundo de vale e dá especial atenção aos terraços de Avintes, Cabanões, Aldeia Nova e Medas. Após análise altimétrica comparativa, considerando o trabalho de diferentes autores acerca do posicionamento das praias levantadas e dos terraços fluviais na zona vestibular do Douro, conclui haver disparidade de valores de altitude propostos para cada depósito e salienta a observação de uma “formação areno-pelítica”, (ou “argilas amarelas” como designou Pereira Cabral (1881) ou *limon* designação utilizada por Zbyszewski (1957) que recobre todos os níveis de praias levantadas e de terraços.

Interv. altim. (aprox.)	Pereira Cabral (1881)	Fácies	Ribeiro <i>et al.</i> (1943)	Fácies	Zbyszewski (1957)	Fácies	Costa & Teixeira (1957)	Fácies	Medeiros (1964)	Fácies	Araújo <i>et al.</i> (2003), Araújo (2008)	Fácies	Descrição sumária
+1-2,5											Depósito. praia da Aguda* Plataforma de Lavadores (Plataforma Eemiana?)	M	Depósito areno-siltoso com seixos rolados
5-8			Castelo do Queijo	M	Castelo do Queijo*		Castelo Queijo* Quebrantões (Oliv. Douro), Avintes	M F					Conglomerado com cimento ferruginoso. Arenito ferruginoso
< 10	Depósito na Planura de Carreiros	M	Posto da Carris-Boavista								Depósito nível 3	M	Conglomerado ferruginoso, com clastos de quartzo e quartzito. Cascalheira coberta de areia fina e argila.
12-15					Lavadores*								
12-20	Carreiros, Cadouços, Planura da Luz	M			Freixo		Gramido, Freixo	F					
15-25			Gramido						Melres, Lomba	F			
15-18											Depósitos de nível 2, dept. praia das Pedras Amarelas (180± 25 Ka, Lavadores, no mínimo datado do MIS 7).	M	Conglomerado ferruginoso
15-20							Palmeira, Pamplido e retalhos ao longo do litoral na margem Sul	M					Calhaus rolados dispersos
20-30			Boa Nova, Boavista, Lavadores		Boa Nova (Leça) *, entre Av. Boavista e Foz, Ervilha*, Valbom, Gramido	M F							
30-37											Depósitos de nível 1	M	Conglomerado ferruginoso
30-40	Oeste do planalto da Foz – Paços, Sul do reduto Saldanha, Ervilha, Cantareira	G M	Lavadores, Foz, Nevogilde	M			Lavadores, Foz, Nevogilde*	M					Calhaus rolados, sem organização, sem matriz. Sugere fluxo de detritos tipo <i>debris flow</i>

50-60	Paços e reduto Saldanha, Nevogilde, Sampaio-Lavadores	G M A	Av ^a M. Gomes da Costa	M	Área entre Av. da Boavista e estuário do Douro A Sul de Lavadores	M F						Calhaus e areias, com estratificação entrecruzada; Clastos de grandes dimensões recoberto por areias e argila amarela. Areias feldspáticas
42-100			Plataforma (Milazziano)								Fonte Pedrinha, Coimbrões, Candal Dep. Fase II Gelasiano (2,4-1,8 M. a.)?	F
60-70							Canidelo, Alumiara Av ^a M. Gomes da Costa	M				
70-90	Agramonte Seminário (Prado do Repouso) Serra do Pilar	G M	Canidelo, Coimbrões Monte de Burgos, Boavista Agramonte, Zebreiros	M			Boavista Entre Aguiem e Afurada	M				Calhaus subangulosos quartzíticos, de grandes dimensões. Camada de areia e argila amarela; Clastos arredondados a subarredondados. Em Agramonte observou-se grandes blocos de granito
80-90			Plataforma (Siciliano)	M	Arrábida, Campo Alegre Agramonte, Boavista, Ramalde, Monte de Burgos, Nova Sintra, Prado do Repouso, Foz do Sousa, Canidelo, Alumiara, Sampaio	F M	Valbom, Cumieira Prado do Repouso Qt ^a Nova Sintra, Avintes	F				
100-110					S. Mamede de Infesta Padrão da Légua	F	Monte de Burgos S. Mamede de Infesta Padrão da Légua Santa Bárbara/Coimbrões Rasa, Cabanões	M F				
110-120			Telheiras/Coimbrões (Pliocénico sup.)	M			Gandra	F				
118-120					Fisga, junto campo de futebol eml Jovim	F						

125-130				Ermentão, Aldeia Nova Telheiras/Coimbrões Santa Barbara/Coimbrões, St. Ovídio, Rasa	F						Arenito ferruginosos com blocos. Camada de areia feldspática amarela, com pequenos clastos bem rolados.
100-130								Fisga Zebreiros Esposade Lever	F	Aldeia Nova, Cabanões Rasa de Baixo, Carregal Ermentão Dep. Fase I Placenciano (3,6-2,4 M.a.)?	F
150-160			Medas	?	Medas, Cavaleiros	F					Calhaus subangulosos, quartzitos, quartzo e argilas vermelhas
150-170								Outeiro da Medas, Cavaleiros	F		Conglomerado ferruginoso

Tabela 4.1. Síntese dos trabalhos anteriores com referência a depósitos sedimentares de cobertura na zona vestibular do Rio Douro.

4.3. Superfícies aplanadas e cobertura sedimentar

Uma boa parte dos depósitos da Plataforma Litoral do Porto não são hoje visíveis (Fig. 4.8), em resultado da intensa urbanização ocorrida entre o Leça e o Douro, sobretudo ao longo do século XX. A sua existência, contudo, é testemunhada pelos trabalhos de diversos autores, especialmente por Pereira Cabral (1881).



Fig. 4.8. Depósitos cenozoicos da área vestibular do Rio Douro e litologias paleozoicas que constituem os relevos residuais quartzíticos. Cartografia base: Série Cartográfica Nacional - 1/25000 Digital. Folhas nº122,123,133.

A Serra de Fânzeres constitui o limite oriental da Plataforma Litoral do Porto. Apresenta uma direção geral aproximada N-S e é constituída por um alinhamento de pequenas elevações que se estendem até às proximidades do Douro, maioritariamente xistentas, com cotas que variam entre os 173m e os 194m de altitude. Apresenta os topos aplanados, sublinhados em vários locais por bancadas finas e resistentes de conglomerados do Neoproterozoico Superior - Câmbrico e filões de quartzo com orientação NW-SE, muito verticalizadas. Assim, designou-se por superfície de Serra de Fânzeres, a superfície sem qualquer tipo de cobertura sedimentar posicionada entre a Plataforma Litoral do Porto e os relevos residuais das Serras do Porto (Fig. 4.8). Da análise do esboço geomorfológico (Anexo) constatou-se ainda a existência de

pequenos retalhos posicionados a altitudes similares, situados a Este das cristas quartzíticas, designadamente em Terronhas e em Cabido, a sudeste de Campo.

4.3.1. Superfície e sedimentos de Pedrouços

A superfície que se denominará de Pedrouços desenvolve-se num intervalo altimétrico que oscila entre 146 e 163m asl. Esta é a superfície aplanada mais alta a Oeste da Serra de Fânzeres, com uma extensão considerável e especialmente bem representada e conservada no maciço granítico do Porto, na parte oriental da cidade (Anexo). Possui o seu ponto mais elevado em Pedrouços, no concelho da Maia, podendo individualizar-se vários retalhos, por exemplo na Lapa, nas Antas e na Bela Vista no Porto, parecendo haver também correspondência em alguns retalhos em Gondomar, designadamente em Baguim do Monte. Além disso, individualizaram-se várias rechãs com a mesma altitude a Oeste da Serra de Fânzeres. Também a Este, na margem direita da ribeira de Parada, se individualizam algumas rechãs posicionadas a estas altitudes.

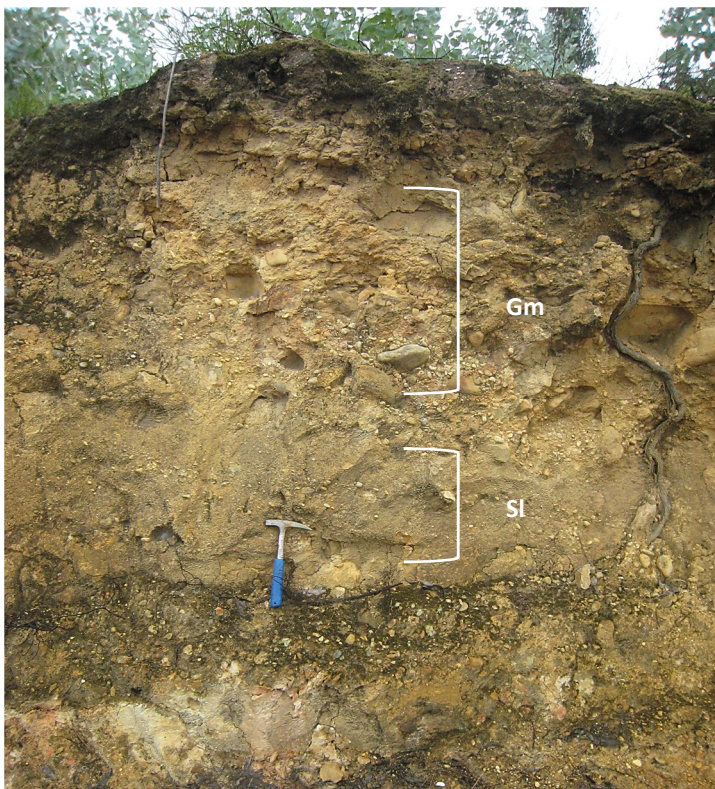


Fig. 4.9. Aspeto geral do depósito de Cavaleiros, das litofácies que o constituem e do substrato alterado em que assenta.

A cobertura sedimentar não foi observada, nem encontrado registo. Está presente apenas em dois locais situados no concelho de Gondomar, Cavaleiros e em Medas (4.9 e 4.10). Na zona vestibular do Douro, são estes os depósitos que se observaram a maior altitude



Fig. 4.10. Depósito de Cavaleiros. A - Aspeto de pormenor do nível conglomerático superficial, onde se destacam blocos de grandes dimensões e se intercala uma brecha ferruginosa. B - Nível arenítico arcósico com seixos intercalados, abundando grãos siliciosos. C - Aspeto de pormenor do nível conglomerático superficial, onde se observam clastos de forma alongada com imbricação. D - Aspeto do aplanamento geral recoberto pelo depósito de Cavaleiros. E e F - Couraça ferruginosa.

Cavaleiros

No lugar de Cavaleiros, na freguesia de Medas, aflora um depósito com uma extensão apreciável e bastante bem conservado que se estende entre aproximadamente 140 e 150m de altitude, preenchendo um colo que inclina para Oeste. Neste depósito distinguem-se claramente dois níveis:

- na base um nível arenítico assente sobre um substrato de rochas metassedimentares muito alteradas; tem aproximadamente 80 cm de espessura e é constituído por areia média a grosseira com seixos, apresenta-se mal calibrado, e uma matriz contendo areia e argila, de cor clara; esta

litofácies do tipo Sl, corresponde provavelmente ao preenchimento de sulcos ou a zonas escavadas (*crevasse splay*); a composição sugere uma alimentação não só dos relevos quartzíticos, como também dos afloramentos graníticos existentes a Este do ramo oriental da Serra da Boneca.

- no topo um conglomerado polimítico, clasto-suportado correspondendo a uma litofácies do tipo Gh, podendo corresponder a barras de canal ou depósitos de fundo de canal; tem uma espessura de 80cm, com clastos subarredondados de dimensões muito heterogéneas, com baixa esfericidade; os maiores clastos atingem 30 a 40 cm de diâmetro e estão dispersos numa matriz de areia e argila, apresentando imbricação; os clastos de maiores dimensões são de natureza quartzítica, mas também se observam outros de quartzo e de grauvaque.

Entre os níveis que compõem este depósito observa-se a existência de uma brecha ferruginosa, cujos clastos apresentam uma granulometria bastante heterogénea, dispersos numa matriz avermelhada ferruginosa. Esta couraça pode atingir vários metros de espessura em alguns dos locais visitados.

Medas

Para além do depósito de Cavaleiros, na freguesia de Medas estão cartografados outros retalhos de depósitos, entre os quais um ocorre no centro da freguesia. Este, apesar da sua extensão, apresenta os sedimentos muito mal preservados. São observados junto à Igreja paroquial e em pequenos retalhos nas barreiras da estrada que faz a ligação com o campo de futebol (Fig. 4.11), assim como junto deste campo, a 156m de altitude. Os sedimentos repousam em discordância sobre o substrato antigo muito alterado, de xistos e grauvaques.

Trata-se de um corpo conglomerático com textura matriz-suportada e muito mal calibrado, corresponde a uma litofácies Gm (Miall, 1996). Apresenta clastos subarredondados com uma granulometria muito heterogénea, indiciadores de um transporte efetuado em curto espaço, num ambiente geodinâmico de alta energia. Os elementos da fração bloco apresentam-se subarredondados e podem atingir diâmetros com cerca de 70cm. Frequentemente são de natureza quartzítica, quartzosa e de grauvaque, dispersos numa matriz arenosa, com grãos de quartzo angulosos e argila amarelo ocre. Em alguns pontos do afloramento foi possível identificar a presença de encouraçamento ferruginoso. No interior do depósito não se visualizaram quaisquer estruturas sedimentares. As características sugerem um modelo do tipo

debris-flow plástico, fluxo de elevada energia e meio viscoso com fonte de alimentação nos relevos residuais quartzíticos posicionados a Este.



Fig. 4.11. A e C – Aspectos do depósito em locais diferentes. B - Aspecto de pormenor junto ao campo de futebol, onde se nota o aspeto desestruturado do depósito, constituído por blocos quartzíticos de grande dimensão, no seio de uma matriz mais fina, arenítica e argilosa.

4.3.2. Superfície e sedimentos de Ermentão

Uma superfície aplanada, que se designará de Ermentão, desenvolve-se aproximadamente entre os 100 e os 120m asl. Individualizaram-se inúmeros retalhos, tendo este nível uma grande representatividade geográfica em toda a extensão da área de estudo, já que abrange uma importante parte do setor oriental da cidade do Porto, desenhando um anel que inclui a generalidade das freguesias do Bonfim e Campanhã, incluindo a área das Antas. Esta superfície está ainda representada no interflúvio dos rios Tinto e Torto, e em dois grandes retalhos entre as localidades de Fânzeres e Rio Tinto (Gondomar). Ao longo das margens do Douro está igualmente bem individualizada, formando vastas manchas em Ermentão-Minhoteira-Cabanas, Esposade-Zebreiros-Jancido, Medas-Estivada-Fisga e Moreira e Sebolido, em diversos retalhos e rechãs. Na margem esquerda há igualmente algumas áreas aplanadas, como Cabanões-Aldeia

Nova em Avintes e Lever (Aguincheiras) e Crestuma. Para montante, até às proximidades da Serra da Boneca, a marca desta superfície torna-se bastante difusa (Anexo).

Sobre esta superfície, estão cartografados vários depósitos, alguns com grande extensão, como em São Mamede de Infesta e Padrão da Légua (Matosinhos), e outros de menor dimensão, como é o caso de Montes Burgos, no município do Porto, hoje praticamente desaparecido. Em Vila Nova de Gaia, a uma cota semelhante, existiriam os depósitos de Santa Bárbara e da Rasa (Rasa de Baixo ou Telheiras, a 100-110m), designados estes últimos por depósitos fluviais de fase I (Araújo *et al.*, 2003; Araújo, 2004). Aí são descritos com uma base esbranquiçada constituída por blocos de grandes dimensões (1m de diâmetro) de granito muito alterado (na Rasa de Cima), uma camada rica em elementos micáceos cinza esverdeado e uma unidade superior constituída por areão e seixos, com estratificação entrecruzada. É também referida a presença de encouraçamentos em alguns locais.

Só foi possível obter uma boa exposição deste depósito e conseqüente caracterização, em locais que se descrevem em seguida.

São Jumil (Fábrica de Tintas Triunfante)

O corpo sedimentar localizado em São Jumil, nas proximidades da Fábrica de Tintas Triunfante (Fig. 4.12) apresenta um único nível com 160cm de espessura, constituído por um conglomerado polimítico, com textura clasto-suportada e estratificação incipiente (litofácies Gh). Predominam clastos arredondados a subarredondados, com baixa esfericidade. Além disso, observa-se que os clastos que maioritariamente compõem este depósito apresentam uma forma alongada e achatada, estando posicionados preferencialmente paralelos ao seu eixo de maior dimensão, exibindo uma imbricação bem desenvolvida. No interior desta camada conglomerática encontramos clastos com granulometria e litologia muito heterogénea, mas apresentando alguma estruturação interna. A sua composição litológica constitui-se predominantemente por quartzitos, quartzo, grauvaque, mas também se identificou pontualmente elementos de natureza xistenta. Ocasionalmente ocorrem níveis de couraçamento ferruginoso descontínuos. Identificam-se também de blocos quartzíticos, na superfície do terreno e nos muros e construções.



Fig. 4.12. Depósito junto à fábrica de Tintas Triunfante. A - Aspeto geral. B - Pormenor do encouraçamento ferruginoso (a tracejado) intercalado no depósito. Os clastos apresentam-se alongados e achatados (seta). Observa-se uma imbricação bem desenvolvida. C - Estratificação oblíqua de baixo ângulo.



Travessa de Mendalho (S. Jumil)

Localizado a cerca de 500 m para Sudoeste, na travessa de Mendalho também em S. Jumil, observa-se um retalho de maior dimensão mais bem conservado do depósito de Ermentão (na freguesia de S. Cosme de Gondomar). Este afloramento é constituído por vários níveis bem definidos e individualizados (Fig. 4.13 e 4.14) que contém na base um nível conglomerático clasto-suportado, com cerca de 30 cm de espessura no local de observação, e clastos que atingem os 20 cm de diâmetro. Os blocos de maiores dimensões são constituídos maioritariamente por quartzitos, grauvaques, quartzo e pontualmente xistos cinzentos. Os clastos, arredondados a subarredondados, e mal calibrados, encontram-se envolvidos numa matriz arenosa (litofácies Gh).

Sobrepõe-se-lhe um nível arenoso com uma espessura de cerca de 70 cm, constituído por areias de grão fino a médio, com estratificação oblíqua planar de baixo ângulo e imbricação de clastos, correspondendo a uma litofácies maioritariamente Sl. Ocasionalmente observam-se intercalações de níveis Gp.

A este nível sobrepõe-se um outro com cerca de 60 cm de espessura, de características litológicas muito similares ao da base. É um nível conglomerático de textura clasto-suportada, constituído por blocos de dimensões que não ultrapassam os 14 cm de diâmetro. Os clastos arredondados a subarredondados, apresentam imbricação. No topo destaca-se uma couraça ferruginosa com cerca de 2 m de espessura.

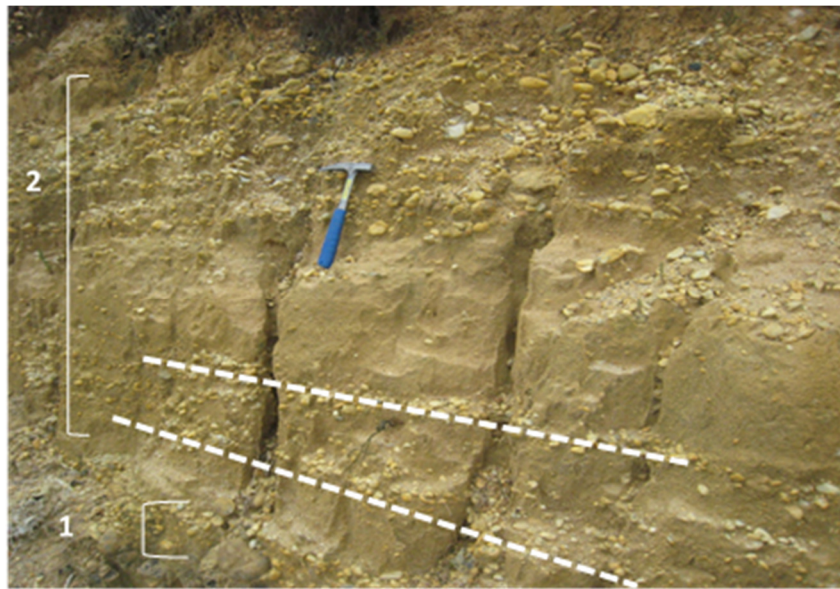


Fig. 4.13. Aspeto geral do afloramento da Travessa de Mendalho. O nível 1, conglomerático, apresenta imbricação incipiente; o nível 2, arenoso, contém leitos de clastos. É visível a estratificação oblíqua planar de baixo ângulo assinalada a tracejado.



Fig. 4.14. Aspetos de pormenor do depósito de Mendalho. A - Depósito conglomerático sobreposto por um nível pelítico. B - Encouraçamento ferruginoso superficial.

Urbanização “Encosta do Douro”

O corte localizado junto à urbanização “Encosta do Douro”, na rua Júlio Dinis (freguesia de São Cosme de Gondomar), tem cerca de 5m de altura (Fig. 4.15 a 4.18).



Fig. 4.15. Depósito da Encosta do Douro. A - Aspeto geral. B - Blocos de grandes dimensões dispersos numa matriz de areia e argila, na base do terraço. A seta assinala a presença de um bloco arredondado de natureza conglomerática entre outros maioritariamente quartzíticos (a régua da imagem mede 20 cm). C - Estrutura de canal.

Na base, pode ser observado um conglomerado matriz-suportado, com blocos rolados de grandes dimensões (alguns atingem os 40 cm de diâmetro), com uma diversidade de litologias que reflete bem a geologia da área envolvente, predominando o quartzito, o quartzo, o grauvaque e também blocos de conglomerado, estes últimos provenientes provavelmente dos múltiplos afloramentos Neoproterozoicos na região. Os blocos de maiores dimensões posicionam-se na base, diminuindo substancialmente as dimensões dos sedimentos para topo (litofácies Gm), sugerindo a existência de um depósito do tipo *debris flow* (Fig. 4.15 B). Entre estes grandes blocos, observa-se uma abundante matriz argilosa de cor amarela avermelhada e areia. Sobre este nível, observa-se uma camada conglomerática estratificada, correspondendo provavelmente a barras ou depósitos de acreção, cortada por um corpo sedimentar arenoso, com

laminação planar de baixo ângulo, granoclassificação, com decréscimo gradual do tamanho dos grãos da base para topo, correspondendo a uma estrutura de canal. Esta camada corresponde a uma litofácies do tipo S1 e tem contactos fortemente erosivos relativamente às camadas adjacentes.

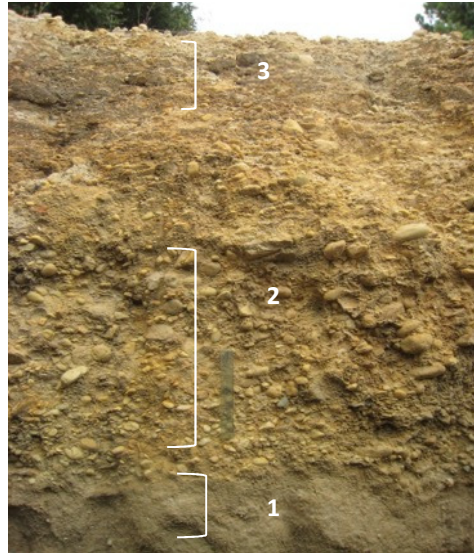


Fig. 4.16 Couraça ferruginosa de espessura variável posicionada no topo do depósito Encosta do Douro (a régua da imagem tem 20 cm): 1. Estrutura canalizada; 2. Camada conglomerática; 3. Couraça ferruginosa.

Suprajacente a esta estrutura canalizada existe uma outra camada conglomerática, apresentando características litológicas, texturais e granulométricas similares à da base (mas com ausência de blocos de grandes dimensões), correspondente a uma litofacies tipo Gp podendo corresponder a barras ou depósitos de acreção lateral.

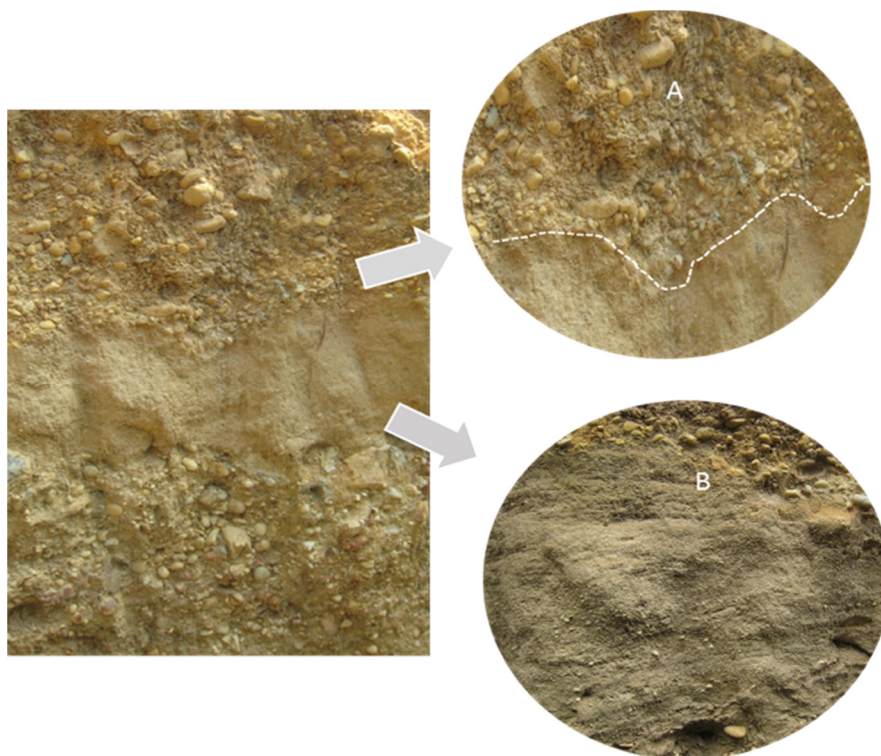


Fig. 4.17. Estrutura canalizada. A - Contacto erosivo entre a estrutura canalizada e o nível suprajacente. Imbricação de clastos. B - Aspetto das laminações no interior do canal.

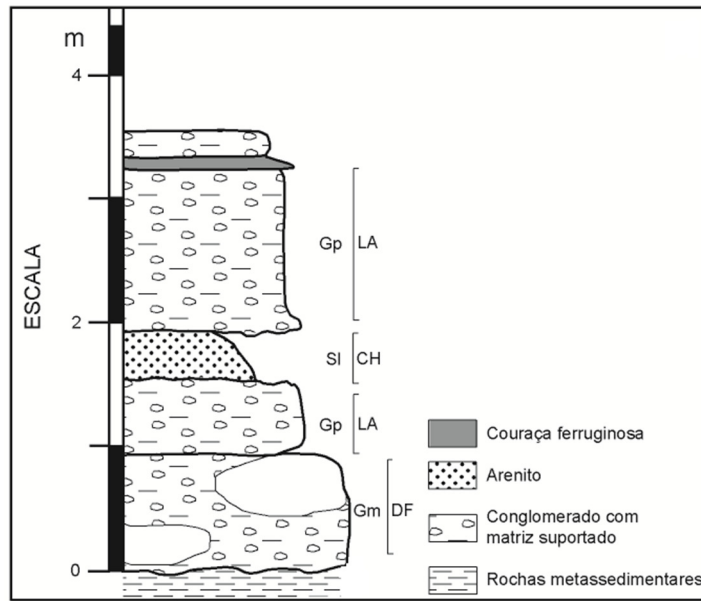


Fig. 4.18. Registo estratigráfico do depósito de Ermentão.

Foz do Sousa

Nas proximidades da foz do Rio Sousa, a cerca de 128m de altitude, ocorre um depósito muito superficial e muito mal conservado (Fig. 4.19) constituído por uma multiplicidade de clastos subarredondados, onde a heterogeneidade da granulometria e a constituição litológica não diferem das anteriormente descritas. A presença de blocos rolados de grandes dimensões de natureza quartzítica e quartzosa é também uma característica comum a outros afloramentos visitados.

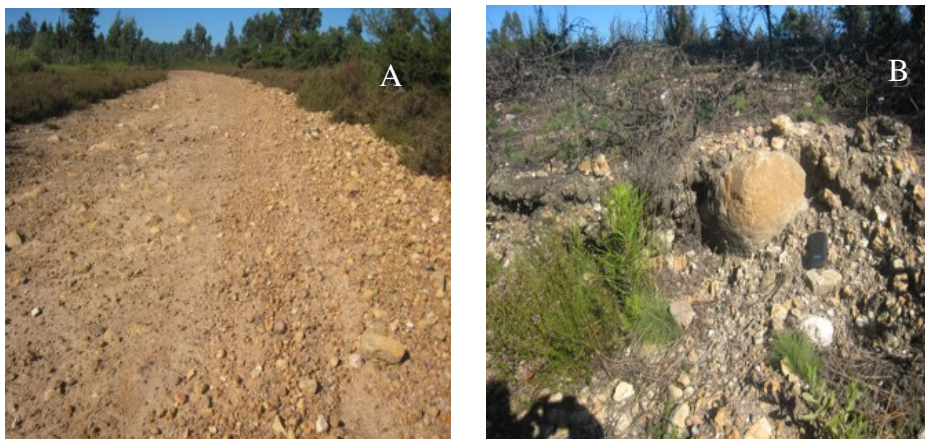


Fig. 4.19. Depósito de terraço da Foz do Sousa. A- Aspeto geral; B- Clastos de granulometria diversa.

Pelo facto de se encontrar voltado para o vale do Rio Sousa, junto à sua foz, pode colocar-se a questão de este depósito de terraço resultar da incisão deste rio.

Esposade

Ainda na margem direita do Douro, em Esposade, na freguesia de Foz do Sousa, encontra-se uma outra mancha de depósito a uma altitude próxima do nível de Ermentão (Fig. 4.20). Este depósito distribui-se por cotas que rondam os 125m de altitude e foi observado a partir de um corte localizado na rua do Clube Recreativo Zebreiraense, junto ao campo de futebol. Aqui foi possível identificar dois níveis: um na base com uma espessura de cerca de 150 cm, constituído por um conglomerado com estratificação incipiente, (litofácies Gm) e outro que se lhe sobrepõe, arenítico (litofácies Sl) com intercalações Gp.

As litologias que aqui se podem encontrar não diferem substancialmente dos afloramentos anteriores. Os clastos apresentam-se com granulometria muito heterogénea, moderadamente calibrados, arredondados a subarredondados, mas com baixa esfericidade e constituem-se na generalidade pelas litologias presentes na região, especialmente quartzitos e quartzo. O diâmetro dos maiores clastos não ultrapassa os 10 cm. No entanto, é possível identificar nas imediações blocos quartzíticos e de quartzo de dimensões que podem atingir os 120 cm de diâmetro, tal como se verificou em outros locais.

Sobre este nível conglomerático, observa-se um outro, arenoso, de granulometria mais fina (areia média a grosseira) e grãos angulosos, observando-se estruturas sedimentares no seu interior com laminação planar de baixo ângulo. Neste local, possui uma espessura de 140 cm aproximadamente, predominando os grãos de quartzito e quartzo médios a grosseiros, correspondendo a uma litofácies tipo Sl, mas apresentando intercalações mais grosseiras do tipo Gp. Em alguns locais, nas imediações deste depósito, foi possível assinalar a presença de intercalações finas da couraça ferruginosa. Associado a esta mancha foi possível observar uma outra de pequenas dimensões em Zebreiros, mas muito mal conservado.



Fig. 4.20. Depósito de Esposade. Aspeto geral e pormenor da estratificação obliqua planar de baixo ângulo.



Aguincheiras (Lever)

Em Lever, na margem esquerda do Douro, ocorre um depósito sedimentar a uma altitude aproximada de 95 m, posição ligeiramente abaixo da superfície de Ermentão. A sua observação é difícil devido ao intenso povoamento na área onde se localiza. A observação mais detalhada foi realizada na barreira lateral da rua das Aguincheiras, local onde o depósito é constituído por um nível essencialmente arenoso, arcósico, (litofácies S1), com cerca de 2 m de espessura (Fig. 4.21).

Observa-se, tal como noutros depósitos anteriormente estudados, uma granulometria bastante heterogénea, com clastos de maiores dimensões arredondados a subarredondados, de baixa esfericidade, normalmente quartzíticos e quartzosos. Também foi possível constatar a presença de grauvaques, dispersos numa matriz composta por areia de grão médio a grosseiro de cor clara. É visível uma estratificação planar de baixo ângulo, assim como granoclassificação indicadora de um aumento gradual da energia da corrente, assim como imbricação de clastos que se apresentam alongados e achatados. Neste depósito observam-se intercalações de níveis

de encouraçamento ferruginoso, com aspeto e constituição muito semelhantes aos observados em locais anteriormente descritos, sobretudo no topo do depósito. Observam-se ainda blocos de quartzito e de quartzo, rolados, de grandes dimensões. Contudo, os blocos maiores encontram-se frequentemente disseminados por diferentes locais, como em muros e na delimitação de campos, mas não *in situ*.



Fig. 4.21. Depósito de Lever. A - Estratificação oblíqua planar. B - Bloco de quartzo arredondado e picotado, com cerca de 1m de diâmetro. C - Fragmentos de brecha de matriz ferruginosa encontrada no afloramento.

Fisga (Medas)

No lugar de Fisga, na freguesia das Medas, a cerca de 100m de altitude, ocorre um depósito sedimentar bastante extenso que se prolonga até às proximidades da Ribeira de Porqueira, numa mancha alongada com orientação NW-SE. No afloramento da rua de Trás da Agra (Fig. 4.22) é possível identificar três unidades constituídas por corpos sedimentares com características distintas: o nível da base corresponde a uma litofácies do tipo Gm, constituída por um conglomerado de textura matriz-suportada com imbricação incipiente, com granulometria muito heterogénea e muito mal calibrado; sobrepõe-se um nível arenoso, arcósico, com cor clara e espessura de cerca de 70 cm, (litofácies S1; no topo ocorre nível conglomerático grosseiro (Gp) com cerca de 70 cm de espessura.



Fig. 4.22. Aspeto geral do depósito de Fisga na rua Trás da Agra. 1. Nível constituído pela litofácies Gm, 2. Litofácies Sl, 3. Nível constituído pela litofácies Gp.



Fig. 4.23. Blocos de quartzo e quartzíticos frequentemente utilizados como material de construção pela sua consistência face ao xisto.

Os clastos, litologicamente, são constituídos maioritariamente por quartzito, quartzo e grauvaque e fragmentos de xisto em percentagens muito diminutas, rochas que estão presentes em toda a área envolvente.

Os níveis mais grosseiros indicam uma sedimentação sob um regime hidráulico turbulento, enquanto os mais finos indicam uma deposição rápida de sedimentos por quebra de energia hídrica, materializado pelo arenito. A constituição, indicia uma certa imaturidade mineralógica e textural, relacionada com a proximidade da área de alimentação (vasta área de granitoides presentes a Este dos relevos diferenciais)

Uma rápida erosão e deposição sob um clima semi-árido favorece a formação de arcoses, especialmente na proximidade de granitos e gnaisses aflorantes nas áreas de alimentação (Tucker, 2003). Junto à ribeira de Porqueira, um retalho deste mesmo depósito tem uma

exposição privilegiada. Aqui é possível identificar algumas estruturas sedimentares primárias, tais como laminação planar de baixo ângulo no nível de granulometria mais fina e arenítica e aspetos associados a uma sedimentação rítmica materializada por uma granoclassificação positiva (Fig. 4.24).

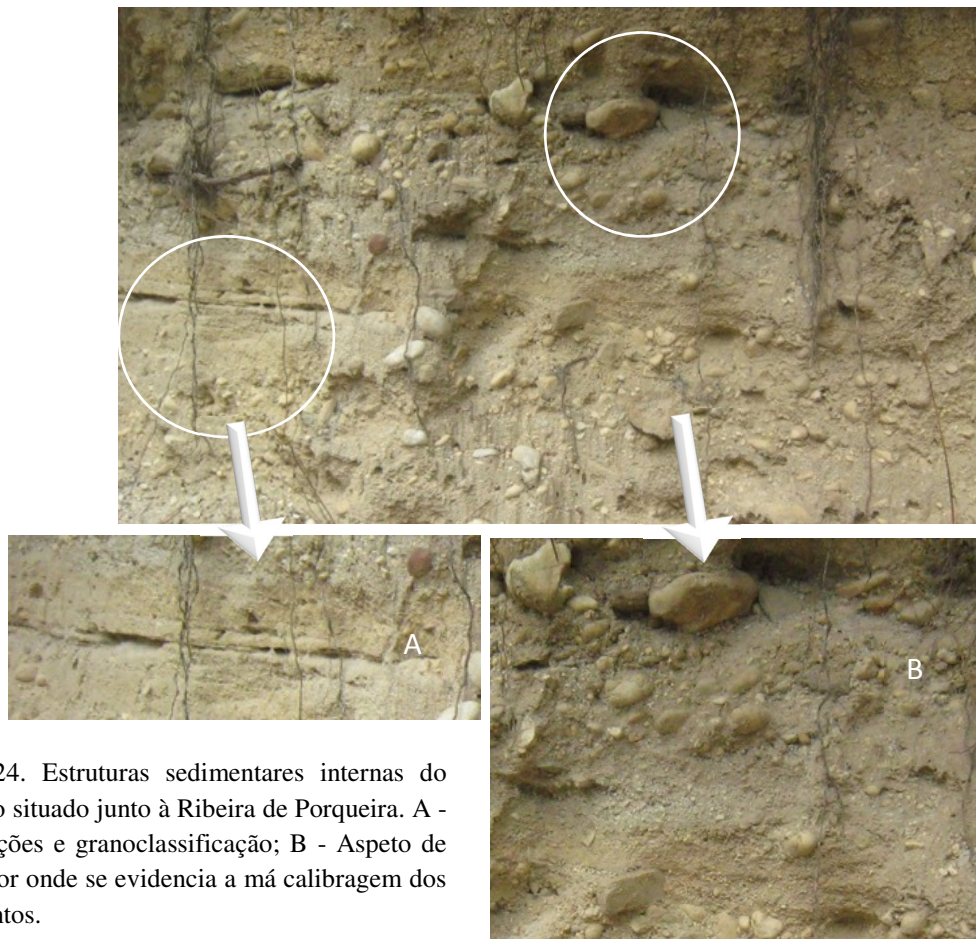


Fig. 4.24. Estruturas sedimentares internas do depósito situado junto à Ribeira de Porqueira. A - Laminações e granoclassificação; B - Aspeto de pormenor onde se evidencia a má calibragem dos sedimentos.

A imbricação de clastos é evidente, os quais se apresentam muito mal calibrados e exibindo um notório alongamento, o que poderá indiciar um transporte de curta duração através de correntes com alguma turbulência, com energia suficiente para provocar a colisão entre si. Mas é igualmente possível observar um nível com granulometria mais fina, arenítico, arcósico e de cor clara, intercalado entre dois níveis conglomeráticos.

Lodos (Medas)

A Sul do depósito de Fisga, em Lodos, pode ser identificada outra pequena mancha de depósito sedimentar, já próxima do Rio Douro, observado a uma altitude de cerca de 100 m, sem que,

contudo, seja possível encontrar nenhum corte cuja qualidade de exposição permita uma análise detalhada. Este retalho distribui-se entre cotas que oscilam entre 103-65m de altitude, preenchendo um colo. É notória a abundância de clastos rolados de dimensões variadas, até o máximo 40cm de diâmetro, dispersos pela superfície, merecendo menção a presença de um material de cor clara, disperso por toda a superfície, talvez em resultado da alteração de rochas quartzo-feldspáticas provenientes dos afloramentos graníticos existentes a Este (Fig. 4.25).

Este depósito encontra-se bastante mal conservado. Contudo o tamanho dos clastos e o fraco arredondamento apresentado, sugere materiais transportados por fluxos não canalizados do tipo *debris flow*.

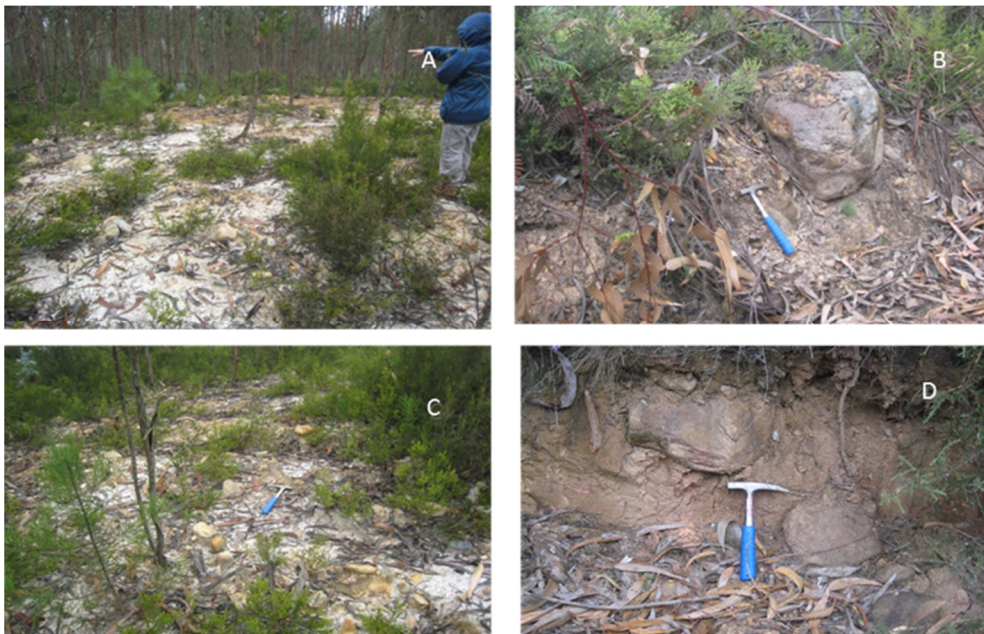


Fig. 4.25. Depósito de Lodos. A – Aspeto superficial. B – Blocos envolvidos numa matriz argilosa. C – Blocos dispersos com material arenoso de cor clara (arcósite) que recobre a área em toda a extensão. D – Blocos subarredondados de quartzito de grandes dimensões.

Cabanões (Avintes)

Na margem esquerda do Douro foram observados igualmente várias manchas de depósitos sedimentares, nomeadamente na vila de Avintes (Vila Nova de Gaia), dois terraços fluviais designados de Cabanões e de Aldeia Nova, de grande extensão.

O depósito de Cabanões, posicionado em cotas próximas dos 112 m de altitude, encontra-se muito mal preservado, já que suporta em grande parte a área mais urbanizada da freguesia e só foi possível a sua visualização pontualmente em dois locais: na barreira de estrada junto às

instalações da Guarda Nacional Republicana, no centro da vila, e na rua Quinta de Fiães, junto do Zoo Santo Inácio. Na rua da Quinta de Fiães (Santa Isabel) destacam-se numerosos blocos rolados de grandes proporções, maioritariamente de quartzito e alguns de quartzo, podendo os primeiros atingir cerca de 1m de diâmetro. Está também presente a brecha avermelhada ferruginosa já encontrada em outros locais (Fig. 4.26).



Fig. 4.26. Blocos quartzíticos na rua de Quinta de Fiães (Cabanões). A - Marcas superficiais resultantes do impacto entre blocos durante o transporte. B - Blocos rolados de grande dimensão.

Aldeia Nova (Avintes)

Na margem esquerda do Douro, a ocorrência de Aldeia Nova, Avintes é a que apresenta maior extensão, observou-se em cotas a cerca de 123m de altitude. O afloramento situado Junto das instalações da fábrica Antero, na lateral da estrada nacional nº 222, apresenta uma ótima exposição e está bem conservado, com uma espessura de cerca de 3 m. Este depósito assenta sobre um substrato de metassedimentos xistentos muito alterado e materializa-se num conglomerado de textura matriz-suportada (litofácies Gm), com predominância de clastos de quartzo numa matriz de areia e argila. Na base acumulam-se grandes calhaus (até 60 cm) rolados a subrolados, maioritariamente de quartzito, quartzo e grauvaque. O depósito apresenta grandes similaridades com outros já observados, quer na margem esquerda, quer na margem direita do rio (Fig. 4.27). No topo ocorre um nível mais arenoso (litofácies SI e St), onde foi possível observar estratificação entrecruzada.

Pela análise das litologias presentes, a fonte de alimentação parece ter proveniência quer dos granitos posicionados a Sudoeste, quer da mancha granitoide situada a Este das cristas quartzíticas, quer ainda do desmantelamento das cristas paleozoicas que o rio transpõe, já que predominam clastos de quartzito e quartzo, grauvaque e xistos ardosíferos, estes últimos em reduzida percentagem. São visíveis igualmente clastos mais angulosos, nomeadamente de

quartzo, com grandes dimensões, com proveniência provável em filões de quartzo que ocorrem nas proximidades.

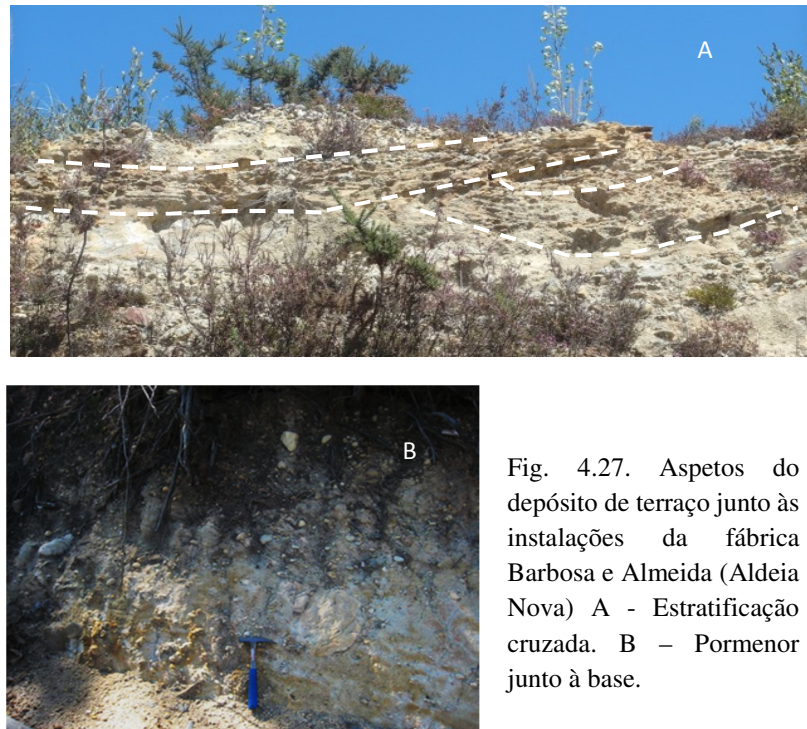


Fig. 4.27. Aspetos do depósito de terraço junto às instalações da fábrica Barbosa e Almeida (Aldeia Nova) A - Estratificação cruzada. B - Pormenor junto à base.

Junto ao depósito, neste local, observam-se restos de couraça de cor ocre amarelada e avermelhada.

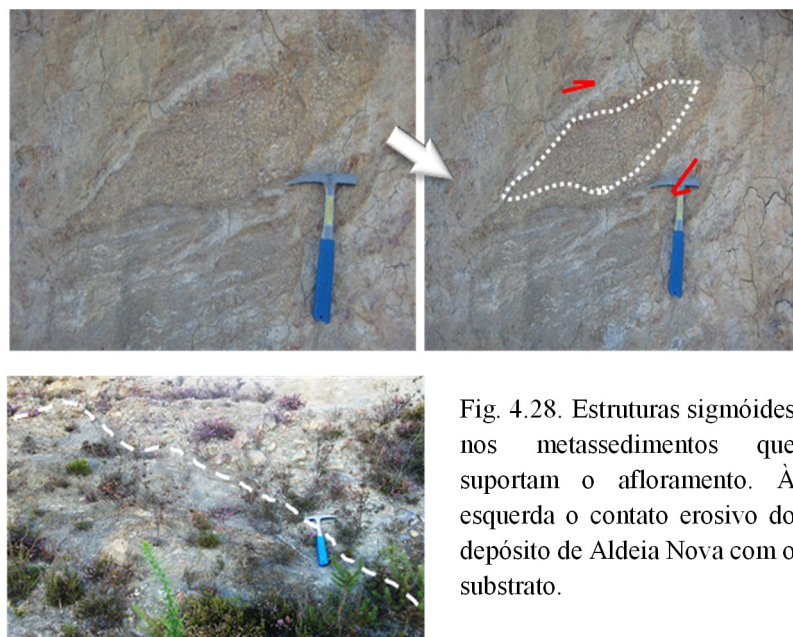


Fig. 4.28. Estruturas sigmóides nos metassedimentos que suportam o afloramento. À esquerda o contato erosivo do depósito de Aldeia Nova com o substrato.

4.3.3. Superfície e sedimentos da Boavista

A superfície aplanada que se designará por Boavista (fig. 4.28) individualiza-se entre cotas que oscilam entre os 75 e os 90 metros de altitude. É uma das mais bem representadas em toda a área em estudo, com grande quantidade de retalhos de diversas dimensões, sobretudo distribuídos ao longo das margens do Douro, desde a Boavista, na Arrábida, prolongando-se para Candal, em Vila Nova de Gaia, junto à foz, até às proximidades da Serra da Boneca e Alto de São Paúl, regra geral sobranceiros ao rio, dela afastados por vertentes abruptas e escarpadas, na grande maioria dos casos.



Fig. 4.29. Vale do Rio Douro e da superfície aplanada da Boavista (em ambas as margens). Na imagem, tomada a partir da Ponte da Arrábida para nascente, nota-se a continuidade altimétrica.

Nesta superfície salientam-se alguns relevos residuais graníticos, como em São Gens e Viso, que não ultrapassam os 120 m de altitude. Mas o mais relevante face à topografia será o facto de neste setor da Plataforma Litoral, entre o Rio Tinto e o Atlântico, no substrato granítico que suporta grande parte da cidade do Porto, este nível se individualizar em vários retalhos que, no seu conjunto, desenham um círculo em torno dos pontos mais elevados, situados num eixo definido entre Pedrouços-Antas (Anexo).

Da análise do esboço geomorfológico (Anexo) pode constatar-se a capacidade penetrativa da vaga de erosão, desde a zona vestibular em direção ao interior, ao longo do vale do Douro, por vários quilómetros. Esta superfície está igualmente marcada nos vales dos cursos de água que

estão associados ao Douro, já que se pode constatar o registo de pequenos retalhos desta mesma superfície de erosão (ou mesmo a existência de pequenas rechãs nas margens dos principais cursos de água afluentes do Douro), posicionados sobretudo junto à área vestibular dos cursos de água. Tal como nas superfícies de erosão individualizadas e descritas anteriormente, regista-se aqui a presença de cobertura sedimentar em alguns locais.

A superfície da Boavista está especialmente bem conservada na área envolvente à Rotunda da Boavista (em duas manchas, em Agramonte e no Lugar da Arrábida) (Anexo) e apresenta vários retalhos, um dos quais ocupa boa parte das freguesias de Senhora da Hora e Ramalde, com a particularidade de estarem inclinados em direção a ocidente. Também aqui há registo da existência de um depósito de terraço de grande dimensão, entre o lugar de Francos e a rua do Campo Alegre, denominado de Depósito da Boavista, por Araújo (2004). Assinalam-se ainda pequenos retalhos sobranceiros ao Douro, limitados por vertentes abruptas. É num destes, situado entre o cemitério de Prado do Repouso e a quinta de Nova Sintra (SMAS do Porto) (Fig. 4.30), que terá existido um depósito de terraço, dito do Seminário (Pereira Cabral, 1881).



Fig. 4.30. Vista a partir da Serra do Pilar, junto ao Observatório Meteorológico, para nascente. Note-se a continuidade da superfície de erosão entre ambas as margens do Rio Douro, entre o Porto (Prado Repouso) e Gaia (Serra do Pilar), bem como o declive apresentado pelas vertentes. Na linha do horizonte as serras de Fânzeres e de Santa Justa e Pias.

Esta mesma superfície parece ter continuidade para o setor mais ocidental da cidade do Porto, expressa por três retalhos relativamente extensos: a Oeste da estação de Campanhã, na praça da Corujeira e junto à Avenida Fernão de Magalhães. Sobre estas superfícies não ocorrem depósitos sedimentares.

Para este intervalo altimétrico, Pereira Cabral (1881) faz especial referência à presença de grandes penedos de granito mais ou menos arredondados que observa em afloramentos de depósitos sedimentares como em Agramonte, junto à Rotunda da Boavista (Tabela 4.2)

Outro afloramento posicionado a altitude similar e que este autor designa de “*alluviões do Seminário*”, que corresponde a uma pequena mancha a nascente do Porto, situa-se nas proximidades do caminho-de-ferro, junto à Ponte D. Maria Pia, a cerca de 90m de altitude, junto da antiga Quinta do Seminário. Carateriza-o como sendo maioritariamente constituído por uma mistura de argila e areia de grão grosseiro e cor amarela que assenta diretamente no substrato. Este nível contém pequenos clastos (“burgos”) de quartzito, grés e rochas siliciosas com 3 a 8 cm de diâmetro, em geral arredondados, disseminados de forma irregular. São descritos também alguns detritos e seixos sub-angulares das mesmas rochas. Este depósito seria na época observável do Bonfim ao Prado Repouso.

Tabela 4.2. Aluviões em Agramonte de acordo com Pereira Cabral (1881)

Argilas-amarelas	Mistura de argila e areia de cor amarela avermelhada com espessura que pode variar de 30cm até cerca de 1m, à medida que nos deslocamos para Oeste. Num ou outro ponto não assenta diretamente no substrato, mas num pequeno filete de burgos de pequeno tamanho, misturados com areia grosseira. Em Fonte da Moura podem apresentar uma possança de cerca de 2m, local onde atingem a maior espessura e a maior extensão.
Aluviões antigas	Burgãos graníticos de grandes dimensões (podem chegar a 2.60m comprimento) mergulhados em burgos e em argila, apresentando arestas e ângulos arredondados. Apresentam superfícies polidas, faces planas e faces convexas. Burgos de quartzito, quartzo, xistos cinzentos e negros, duros. Alguns de granito, gnaiss e outras rochas ígneas muito decompostas. Tamanhos variados (10-15cm \varnothing), misturados com areia grosseira. Presença de argila com óxidos de ferro. Saibro. Vestígios de estratificação.
Substrato	Granito em estado avançado de decomposição.
Localização	Rotunda da Boavista e Agramonte.

Na Serra do Pilar, em Vila Nova de Gaia, terá igualmente existido um depósito sedimentar de características muito similares sobre esta superfície. Além destes, a ainda a Sul do Douro, referenciam-se os depósitos que Pereira Cabral denomina de *Alluviões e argilas de Sampaio a Lavadores*, a cerca de 85m de altitude, e as manchas correspondentes aos depósitos cartografados que abrangem as áreas do Verdinho, Afurada e Coimbrões. Já na margem direita do Douro, regista-se a existência dos depósitos de terraço fluvial de Fonte Pedrinha (Valbom) e de Zebreiros, este último já praticamente desaparecido.

O retalho do depósito de Fonte Pedrinha (Fig. 4.31) foi observado junto ao campo de futebol que se encontra implantado a uma altitude que ronda os 80m, na freguesia de Valbom, em Gondomar. Neste local, o depósito apresenta uma espessura de cerca de 2,5 m, com estratificação incipiente e é constituído por um conglomerado com textura clasto-suportada (litofácies Gm), de granulometria muito heterogénea e matriz arenosa, em que os de maiores dimensões podem atingir os 35 cm de diâmetro. Na composição predominam calhaus rolados de quartzito, grauvaque e até pontualmente fragmentos de xisto. Os clastos apresentam-se subarredondados e com baixa esfericidade, dominando a forma alongada e achatada e com imbricação pouco desenvolvida.

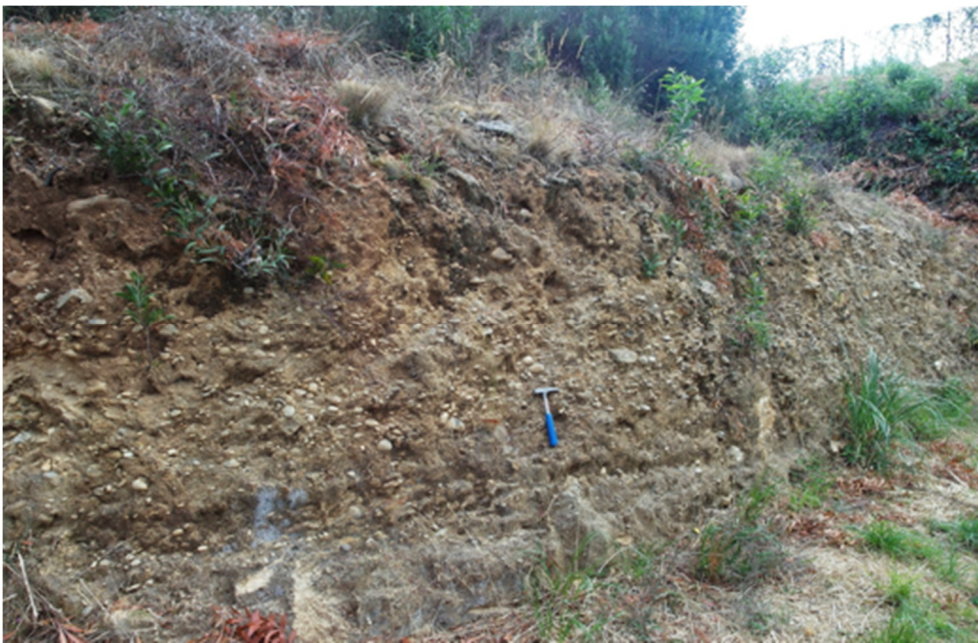


Fig. 4.31. Aspeto geral do depósito de Fonte Pedrinha observado abaixo do campo de futebol em Valbom.

4.3.4. Superfície e sedimentos de Av^a. M. Gomes da Costa

Mais para o interior desenvolve-se, entre cotas que oscilam entre 45-60 m de altitude, uma superfície aplanada com grande representação, que se estende desde as proximidades do Rio Leça até ao Douro. Ao contrário da anterior, apresenta continuidade, sobretudo na área que abrange o bairro Av^a. Marechal Gomes da Costa, individualizando-se através de um degrau bem marcado na paisagem, situado a cerca de 50 m de altitude. Esta superfície está talhada em grande parte no granito do Porto e serve de suporte a vários depósitos cartografados e identificados como Plio-pleistocénicos, entre os quais o depósito da Av^a. M. Gomes da Costa (Fig. 4.32), com especial extensão face aos demais, situados junto a Vilarinha na Fonte da Moura e na Pasteleira, em Lordelo do Ouro.

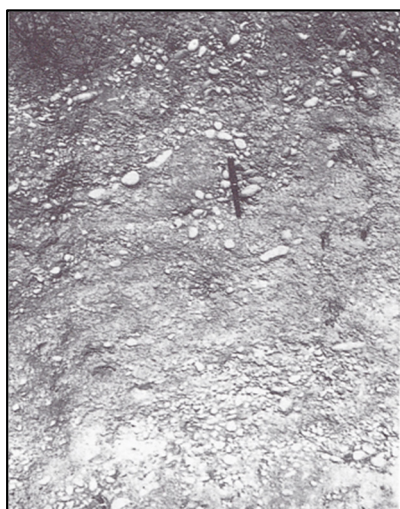


Fig. 4.32. Aspeto do depósito sedimentar, hoje já desaparecido, localizado na Av^a. M. Gomes da Costa. Imagem obtida por Pereira de Oliveira (1973).

Pereira Cabral (1881) identifica e caracteriza na área coberta por esta superfície diversos depósitos sedimentares, hoje não visíveis. Apresentariam características similares aos anteriormente descritos, verificando-se a presença de clastos de quartzo e quartzito que não ultrapassam os 10-12 cm de dimensão, misturados com areia e pequena porção de argila com uma cor amarela avermelhada, chegam do a atingir 2m de espessura em alguns locais. Alguns evidenciam estruturas de estratificação.

Na margem Sul do Douro enquadram-se neste nível altimétrico os depósitos sedimentares de Canidelo, Sampaio e Alumiera que ocupavam uma grande extensão, mas hoje se encontram praticamente desaparecidos.

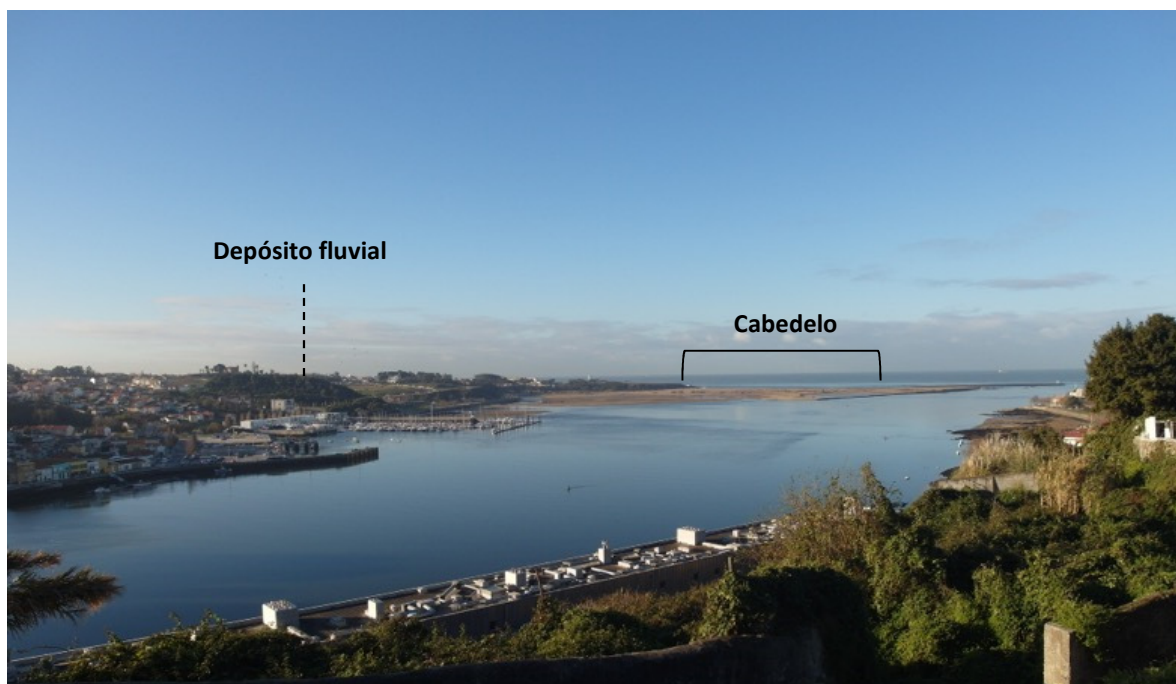


Fig. 4.33. Vista para V. Nova de Gaia a partir do lugar da Arrábida, no Porto. Estão identificados o depósito de terraço fluvial da Quinta Marques Gomes e cabedelo situado na margem esquerda na foz do Rio Douro.

Quinta de Marques Gomes

Voltado para o Douro, no lugar de Sampaio - Alumiara, na freguesia Canidelo, observou-se a existência de um depósito de terraço fluvial, não cartografado anteriormente, bastante bem conservado e distribuído por cotas que oscilam entre 45-64 m de altitude (Fig. 4.33). Denominou-se esta mancha sedimentar de depósito da Quinta de Marques Gomes, já que se localiza nos terrenos que pertencem à quinta com este nome e que foi desflorestada para urbanização.

Este depósito é um pequeno retalho e pertence ao conjunto de depósitos em que se incluem os de Canidelo e Alumiara e dos que se encontram a Norte do Douro, como o depósito da Av^a. M. Gomes da Costa e Aldoar. Localiza-se da rua do Lago do Linhó, é constituído por dois níveis que repousam sobre um substrato rochoso de granito porfiroide de grão grosseiro a médio, calco-alcalino biotítico, tardi-a-pós orogénico (tardi-hercínico), que se encontra muito alterado (Fig. 4.33 a 4.37). Pontualmente a rocha adquire uma coloração avermelhada.

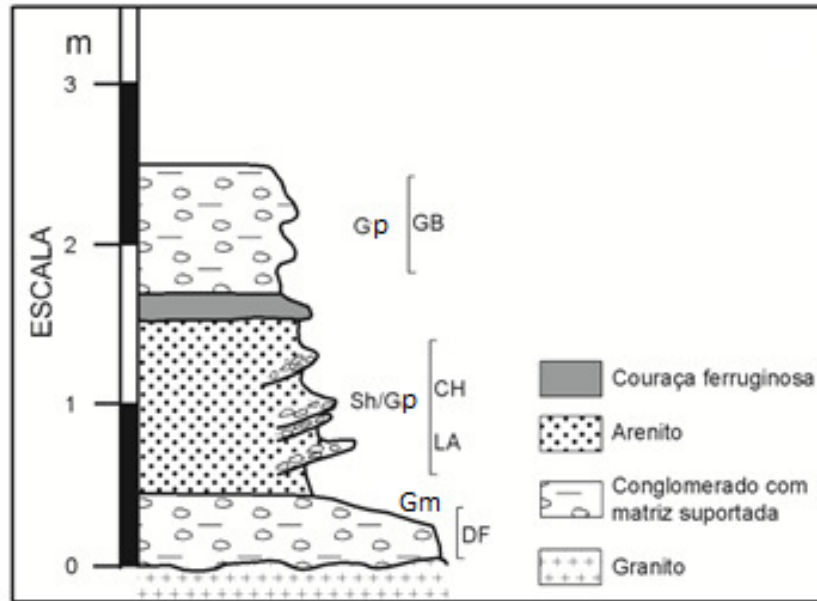


Fig.4.34. Coluna estratigráfica do depósito de terraço fluvial da Quinta Marques Gomes.



Fig. 4.35. Aspeto de pormenor do depósito da Quinta Marques Gomes. Destaca-se o contacto erosivo (a tracejado), entre o depósito, na parte superior da imagem e sobre o substrato rochoso, granítico, que se apresenta com elevado grau de alteração.



Fig. 4.36. Outro aspeto de pormenor do depósito da Quinta Marques Gomes. Observa-se o substrato granítico em avançado estado de alteração (à esquerda) e várias estruturas canalizadas cujo preenchimento é sobretudo constituído por sedimentos quartzosos grosseiros.

O afloramento é constituído por um nível na base bastante grosseiro, constituído por um conglomerado clasto-suportado (Gm), sobreposto por níveis mais arenosos contendo seixos quartzosos de menores dimensões. O conglomerado que constitui o nível inferior, em que a fração bloco se destaca, apresenta clastos de dimensões variadas, onde se destacam os de grandes dimensões que podem atingir cerca de 20 cm de diâmetro. Para o topo observação uma granoclassificação positiva. Os clastos, mal calibrados, são alongados e achatados, arredondados a subarredondados, e dispõem-se dispersos numa matriz arcósica, de cor amarela esbranquiçada. Os clastos são constituídos maioritariamente por quartzo e quartzito, observando-se também blocos arredondados de um conglomerado quartzoso, de grauvaques e liditos negros. A presença destes liditos constitui aqui um elemento importante para identificação dos relevos/área fonte alimentadora de clastos, já que nos níveis silúricos que afloram no Anticlinal de Valongo, em duas faixas extensas, se observa a presença de leitos de liditos, algumas vezes associados a xistos negros grafitosos e ftanitos. Este nível sugere a existência de um ambiente geodinâmico de elevada energia, com os grandes blocos a apresentar-se frequentemente picotados e com sulcos produzidos pelos choques durante o transporte.

Uma das particularidades observadas deste local prende-se com a presença de intraclastos de argila de diversas dimensões dispersas no nível inferior (fig. 4.36), normalmente junto ao

contacto do depósito fluvial com o substrato, o que sugere que rochas ricas em feldspato, como o granito, sofrerem uma forte meteorização *in situ*.

Sobrepe-se um nível arenoso arcósico, com estratificação constituído por areias de grão fino a médio, correspondendo a uma litofácies do tipo Sh, mas com intercalações de níveis mais grosseiros do tipo Gp, constituídos por seixos subarredondados quartzosos, imbricados, podendo corresponder a depósitos de acreção lateral, barras de canal, estruturas de canal. Intercalado, mas numa posição mais superficial, é possível observar uma crosta ferruginosa avermelhada.



Fig. 4.37. Aspectos do depósito da Quinta Marques Gomes. A-Estrutura canalizada. B-Bolas de argila no interior do terraço. C-Estratificação planar de baixo ângulo e no canto inferior esquerdo uma bola de argila. D-Blocos graníticos com dimensões próximas de 1m.

4.3.5. Superfície e sedimentos da Foz do Douro

Na freguesia de S. João da Foz é possível visualizar um conjunto de pequenos retalhos de uma superfície identificada em cotas que oscilam entre 30-40m de altitude, talhada quase exclusivamente nas unidades do Complexo Metamórfico da Foz do Douro. Esta superfície, que se encontra bastante desmantelada pela erosão, sobretudo de pequenas linhas de água que a atravessam em direção ao mar, contacta com a de Carreiros através de um ligeiro ressalto topográfico que se individualiza a cerca de 28-30m.

Esta superfície de aplanamento estaria outrora recoberta por vários depósitos sedimentares marinhos, como registou Pereira Cabral (1881). Aqui, os depósitos superficiais constituíam-se geralmente por um nível inferior mais grosseiro (burgos) com clastos de quartzo e quartzito, sobreposto por um nível argiloso amarelo avermelhada, descrevendo com maior detalhe o depósito que identificou no lugar da Ervilha, entre a Foz do Douro e Nevogilde (Tabela 4.3).

Na Cantareira, a cerca de 30-35m de altitude, voltado já para a Bacia do Douro, Pereira Cabral (1881) assinala aqui também a presença de um depósito de terraço.

Tabela 4.3. Aluviões e argilas da Ervilha, de acordo com Pereira Cabral (1881).

Argilas-amarelas	Nível constituído por argilas e areia, com cor amarelada que se destaca claramente do nível inferior, em alguns locais, e noutros se mistura com ele. Contém disseminados raros e pequenos fragmentos angulosos de quartzo e de feldspato e alguns burgos de tamanhos variados que exceccionalmente podem atingir 2 a 5 cm ϕ . Camadas de argila arenosa carbonosa intercalam-se neste nível. Contém fragmentos vegetais carbonosos, disseminados, muitos deles com a aparência de carvão brilhante semelhante a carvão vegetal; outras vezes tem aspeto terroso e com cor negra menos intensa, que se reduz a pó. A pouca coesão e porosidade faz lembrar um depósito turfoso.
Aluviões antigas	Nível inferior, cuja espessura aumenta para Oeste, está constituído por pequenos calhaus angulosos e sub-angulosos quartzosos, misturados com alguns pequenos burgos, uma quantidade apreciável de areias grosseiras e argilas micáceas. Quando este manto adquire a espessura de 30 a 40cm, torna-se mais definido e observam-se burgos misturados com a areia e palhetas de mica, sobre os fragmentos angulares. O burgau apresenta-se cimentado por uma pasta argilosa geralmente amarelada e em certos locais uma cor quase branca. Fragmentos de quartzito talhados intencionalmente, identificados como instrumentos paleolíticos. Presença de fragmentos de conchas de origem marinha entre os sedimentos.
Substrato	Rochas cristalinas (granito e gnaiss) mais ou menos decompostas.
Localização	Lugar da Ervilha ou Quinta da Ervilha entre a Foz do Douro e Nevogilde, a cerca de 40m de altitude. Hoje designado por Quinta da Ervinha.

4.3.6. Superfície e sedimentos de Carreiros

Esta superfície individualiza-se a uma altitude entre 10 e 18m, encontrando-se bastante degradada e dividida em pequenos retalhos pela rede de drenagem. Sobre esta superfície foram observados e estão descritos diversos depósitos de terraço marinhos, hoje praticamente desaparecidos.

O depósito sedimentar que cobre parcialmente esta superfície caracteriza-se pela sua composição maioritariamente argilosa, de cor amarela avermelhada, com pequena fração de areia, onde aparecem dispersos fragmentos siliciosos que raramente ultrapassam os 3 cm de dimensão. O nível observado corresponderá ao que Pereira Cabral (1881) denominou de argilas amarelas,

também descrito por Zbyszewski (1940). Mais tarde Costa &Teixeira (1957) referem-se a esta unidade como Formação areno-pelítica de cobertura, considerando que este depósito teria grande expressão no Noroeste de Portugal.



Fig. 4.38. Retalho de depósito sedimentar junto ao Parque da Cidade do Porto.

De acordo com Ribeiro *et al.* (2010; 2014), esta formação recobriria frequentemente os depósitos Plio-pleistocénicos no litoral de Vila Nova de Gaia e do Porto e corresponderia na sua origem a um meio sedimentar continental de origem lagunar e/ou palustre, que indica ter sido depositado numa área com influência glacial distante, durante o período de transição MIS4-MIS3, tendo-lhe sido atribuído uma idade entre 67 e 56Ka. através de um estudo geocronológico por datação através de OSL do quartzo.

Junto ao Parque da Cidade, observou-se um depósito sedimentar a cerca de 18 m de altitude, muito mal conservado, constituído por um conglomerado grosseiro, recoberto por areias e argilas de cor vermelha.

Na plataforma litoral a Sul do Douro, esta superfície e a cobertura sedimentar têm continuidade na freguesia de Canidelo (Vila Nova de Gaia), enquadrando-se neste nível o depósito marinho observado na Estação Paleolítica do Cerro (Monteiro-Rodrigues & Cunha-Ribeiro, 2014) muito próximo do parque de campismo da Madalena e o depósito das Pedras Amarelas. Neste nível altimétrico enquadram-se igualmente os depósitos fluviais do vale do Douro em Melres, Lomba e Esteiro do Freixo (Campanhã).

4.3.7. Superfícies e sedimentos Praia dos Ingleses

Na Plataforma Litoral do Porto, é difícil a distinção e análise das diferentes superfícies aplanadas e sua cobertura sedimentar, posicionadas entre a atual linha de costa até cotas que se elevam até cerca de 10 als. Muito embora estas superfícies e os depósitos marinhos não sejam tema fulcral deste trabalho, uma breve abordagem ajuda a compreender a génese e evolução dos níveis dos terraços fluviais da Bacia do Douro, em especial na sua área vestibular.

Esta área compreende sobretudo as freguesias da Foz do Douro e de Nevogilde da cidade do Porto e a de Matosinhos no concelho com o mesmo nome, e corresponde a um território marcado pela forte intervenção urbana e proximidade da linha de costa. Estes factos dificultam a individualização de eventuais superfícies aí existentes.



Fig. 4.39. Depósito marinho na Praia Internacional (esquerda) e junto ao Castelo do Queijo (direita). Fonte: Pereira de Oliveira (1973).

Os terraços fluviais constituem geformas que idealmente funcionam como modelos estratigráficos em áreas continentais. Contudo, é largamente reconhecido que a correlação entre a cobertura sedimentar fluvial e as sequências sedimentares marinhas providencia um modelo para a evolução quaternária. Esta correlação baseia-se no facto de as escadarias de praias levantadas (restringidas ao nível do mar mais elevado do período interglacial) constituírem sequências comparáveis, sob muitos aspetos, aos sistemas fluviais (Bridgland *et al.*, 2004). Por isso, alguns dados disponíveis relativos à sedimentação marinha, podem contribuir para uma melhor compreensão da evolução desta área.

Nesse sentido, Araújo *et al.* (2003) e Araújo (2008) desenvolveram estudos no sentido de clarificar a evolução da plataforma litoral e da cobertura sedimentar na região do Porto,

considerando a existência de três conjuntos de depósitos observados e definidos em Lavadores: depósitos de nível 1 mais antigos, depósitos de nível 2 a cerca de 15-18 m de altitude, como o depósito da Praia das Pedras Amarelas em Lavadores (Gomes *et al.*, 2002; Araújo *et al.*, 2003; Ribeiro *et al.*, 2010) e depósitos de nível 3, os mais recentes, geralmente abaixo dos 10 m de altitude, chegando em alguns locais a posicionar-se mesmo ao nível médio atual das marés altas. Tal é o caso do depósito marinho (+1,5m), constituído por um conglomerado ferruginoso, visível na Praia da Aguda (Araújo *et al.*, 2003; Araújo, 2008). Este depósito também observável em Lavadores a um nível ligeiramente mais elevado, a cerca de 7 m, e igualmente visível em Valadares, a Norte da Aguda. O mesmo nível foi em tempos observado entre o Castelo do Queijo e o Porto de Leixões, a uma altitude entre os 5 e 8 m (Costa & Teixeira, 1957; Zbyszewski, 1957).

No setor litoral Minho-Neiva, Carvalhido (2012) identifica na plataforma litoral uma superfície que individualiza a cotas entre os 0 e 20 m e que designa de Superfície de Darque, definindo plataformas costeiras acima da atual linha de costa, às cotas médias de 3, 5, 8, 9, 13 e 18 metros, sobre as quais se dispõem diversos depósitos sedimentares. Estes sedimentos documentam condições paleoambientais que terão variado entre o MIS9 (340Ka) e o presente MIS1.

A tendência atual do recuo da linha de costa tem permitido recentemente a revisão da conceção dos paleoambientes que tradicionalmente estavam associados à cobertura sedimentar quaternária observada ao longo do litoral Norte, estabelecida sob a denominação de Formação areno-pelítica de cobertura por Costa & Teixeira (1957) e posteriormente amplamente utilizada por diversos autores com uma terminologia similar.

Neste contexto Carvalhido (2014a,b) procede à determinação das idades absolutas de depósitos costeiros quaternários do Noroeste de Portugal (entre a foz do Rio Minho e o Rio Neiva), onde identificou dezasseis unidades litoestratigráficas e efetua a interpretação paleoambiental em cinco terraços sobre a plataforma de abrasão marinha.

Foram identificados paleoambientes continentais como pequenos leques aluviais e cursos de água, bem como, paleoambientes de transição como dunas eólicas, lagoas interdunares, estuário, praias de areia e de seixo e pantano.

O terraço mais elevado T1 (20-18m), possui pouca representação e consiste numa plataforma de abrasão com cobertura sedimentar muito residual, enquadrável em MIS11 (?). Conservados nas plataformas costeiras modeladas a ca. 13m (terraço T2), a ca. 8m (terraço T3), a ca. 5,5-4,5m (terraço T4) e a ca. 3m (terraço T5), definindo três formações geológicas: a Formação de

S. Sebastião (T2-13m) que engloba unidades litoestratigráficas com idades enquadráveis no MIS9; a Formação da Estrada Real (T3-8m) engloba unidades litoestratigráficas correlativas de MIS7; a Formação de S. Domingos (T5-3m) que engloba unidades litoestratigráficas compreendendo o intervalo temporal do MIS5 a MIS1.

Correlacionando com a área de estudo, enquadram-se na Superfície Praia dos Ingleses, os terraços fluviais do vale do Douro conservados a cerca de 5-8m asl, recobertos por depósitos de planície aluvial constituindo os “areinhos” de Quebrantões em Oliveira do Douro e de Avintes, ambos em Vila Nova de Gaia.

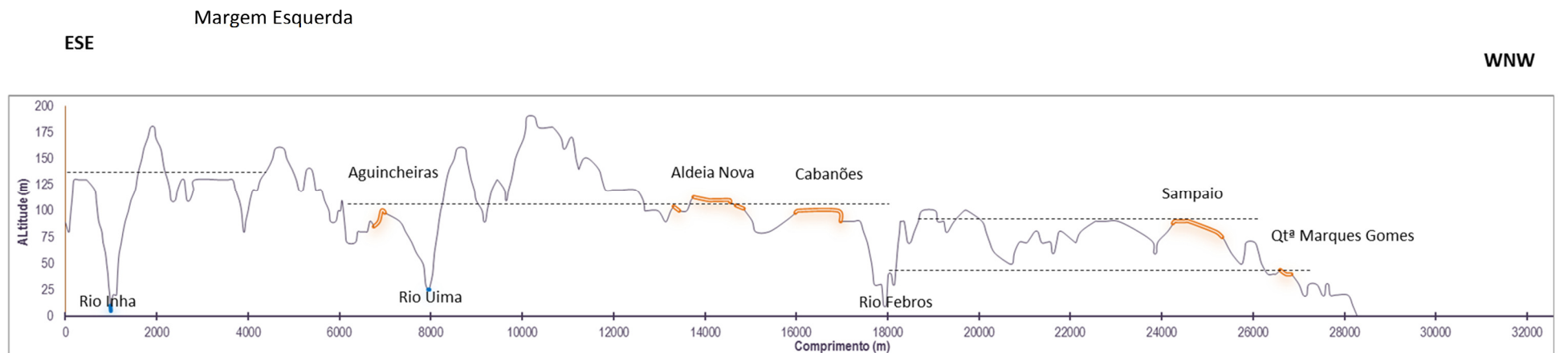
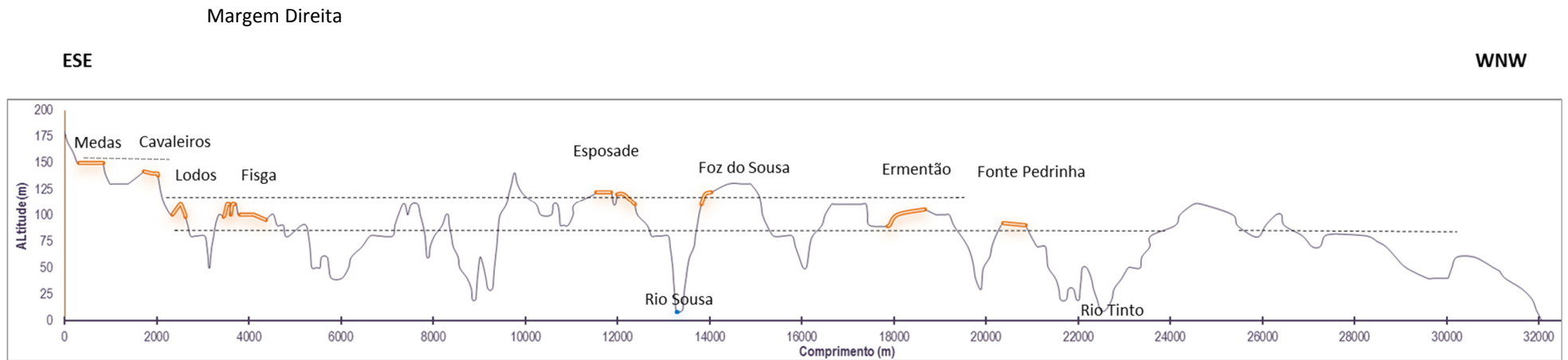


Fig. 4.40. Cortes longitudinais entre a Serra da Boneca (margem direita) e o Alto de São Paúl (margem esquerda) e o litoral. Encontram-se assinalados depósitos sedimentares e superfícies de aplanamento em alguns casos bastante degradadas. Na margem direita do rio a Superfície de Pedrouços a mais alta, a de Ermentão e da Boavista; na margem esquerda é possível assinalar além destas, a Superfície Av^a M. Gomes da Costa, no nível mais baixo (sobrelevação 2,5x).

4.4. Dados arqueológicos e datação absoluta

Desde o século XIX são conhecidos dados arqueológicos relacionados com indústrias líticas conectáveis com a Pré-História, obtidos no litoral do Porto e de Vila Nova de Gaia. Desde então, muitos autores desenvolveram pesquisas que conduziram à descoberta de artefactos líticos atribuíveis a diferentes fases do Paleolítico (Monteiro-Rodrigues, 2000). Recentemente, Monteiro-Rodrigues & Cunha-Ribeiro (2014), na Estação Paleolítica do Cerro (Madalena, Vila Nova de Gaia) recolheram um importante conjunto de bifaciais atribuíveis ao Paleolítico inferior, tendo por quase exclusiva a utilização de quartzito como matéria-prima, num depósito marinho posicionado a pouco mais de 20 m. Monteiro-Rodrigues & Cunha-Ribeiro (2014) consideram que a idade do depósito do Cerro deverá ser anterior ao último período interglaciário, pois o valor cronométrico achado para o depósito das Pedras Amarelas, devido às limitações da metodologia utilizada, pode estar aquém da idade real do depósito, permitindo aceitar a possibilidade desta formação marinha do Cerro, datar como mínimo, do MIS 7.

Mais a Sul, na praia da Aguda, também em Vila Nova de Gaia, foi encontrada uma jazida de materiais líticos talhados conectados também com as indústrias líticas do Paleozoico inferior (Monteiro-Rodrigues & González, 2010). O mesmo autor, Monteiro-Rodrigues (2000), na síntese bibliográfica que faz sobre a Pré-História antiga da região do Porto, faz referência também a um depósito fluvial do Douro, talvez flandriano, onde em 1943 Russel Cortez teria encontrado vários materiais líticos talhados em quartzo, de cultura Acheulense, postos a descoberto aquando das obras de abertura da avenida marginal do Douro, no Esteiro do Freixo, a cerca de 12 m asl, próximo da foz do Rio Tinto, na freguesia de Campanhã (Porto).

Assim, os depósitos contendo achamentos do Paleolítico inferior não parecem ultrapassar as cotas 30-35 m asl e os dados existentes não permitem ainda atribuir-lhes datações seguras.

Também são muito escassos os dados de cronologia absoluta obtidos para a cobertura sedimentar neste setor. É conhecida a datação de um terraço marinho da praia das Pedras Amarelas em Lavadores, obtida por luminescência opticamente estimulada (OSL) sobre quartzo, posicionado a 15-18 m asl, e para o qual foi indicada uma idade de 180 ± 25 Ka; sobre o nível anterior foi também datado de >40 Ka um nível palustre/lacustre (Ribeiro *et al.*, 2010).

Já em relação à “Formação Areno-pelítica de cobertura” foi possível, por datação absoluta de amostras estimar uma idade compreendida entre 67 e 56 Ka. Esta recobre a grande maioria dos depósitos Plio-pleistocénicos em Porto e Gaia, remete para um ambiente sedimentar continental

do tipo lagunar/lacustre, indicado por vezes com origem em condições periglaciares (e.g. Ribeiro *et al.* 2014). Os dados obtidos essencialmente com base no trabalho de Pereira Cabral (1881), é possível considerar que esta formação, terá tido uma dispersão espacial bastante expressiva, podendo-se daí inferir uma vasta distribuição geográfica deste tipo de ambiente.

CAPÍTULO 5

MODELO DA EVOLUÇÃO DOS SETORES PLATAFORMA LITORAL DO PORTO E SANTA JUSTA-DOURO

5.1. Introdução

Para a compreensão do significado destes depósitos sedimentares importa considerar que, desde o fim do Paleozoico até ao Tortoniano médio, a evolução do relevo do Norte de Portugal esteve sobretudo marcada por processos erosivos lentos e progressivos do Maciço Ibérico. A contínua deformação tectónica e as condições climáticas (clima semi-árido a subtropical com uma prolongada estação seca), terão contribuído para uma meteorização prolongada, com um significativo aplanamento e a formação de solos espessos. O arrasamento dos relevos hercínicos originou assim uma região com reduzida rugosidade, rodeada de bacias sedimentares. Nas regiões com predomínio de granitoides desenvolveram-se superfícies aplanadas, enquanto que nas áreas onde predominavam metassedimentos destacaram-se cristas de natureza quartzítica (Pereira *et al.*, 2000; Pais *et al.*, 2013). O nivelamento de alguns destes cumes quartzíticos está considerado por Martín- Serrano (1988) como evidência de uma antiga “Superfície Inicial” de aplanação existente no Cretácico superior.

Os depósitos cenozoicos têm reduzida expressão no Norte de Portugal, mas estão localizados quer na fachada atlântica quer no interior do país. Neste, o registo sedimentar, essencialmente pós-Tortoniano, ficou preservado em contextos morfotectónicos muito particulares, como é o caso das áreas tectónicas deprimidas, estreitas bacias de desligamento no contexto das falhas Verin-Penacova e Bragança-Vilariça-Manteigas, em paleovales incisos no substrato varisco na região de Miranda do Douro, associados a um sistema fluvial anterior ao atual, ou ainda dispersos na forma de mantos aluviais no sopé de áreas em soerguimento (Pereira, 1997; Pereira *et al.*, 2000; Pais *et al.*, 2012; Pais *et al.*, 2013).

Ainda no interior Norte de Portugal, o registo sedimentar anterior, possivelmente paleogénico, é muito mais restrito, mas indicativo de uma fase, ou fases, de atividade tectónica registada na Bacia Cenozoica do Douro e na falha Bragança-Vilariça-Manteigas. A possível ausência de registo durante parte do Paleogénico e Miocénico ante-Tortoniano poderá indicar que este setor constituía um setor de alimentação da Bacia Cenozoica do Douro (Pereira *et al.* 2000).

Na zona costeira ocidental, o registo cenozoico tem sido atribuído ao Placenciano e ao Quaternário e está representado sobretudo por terraços na plataforma litoral e no âmbito dos principais vales fluviais, como os dos rios Minho, Lima, Cávado e Ave (Pereira *et al.*, 2000). Nas proximidades do Porto, o registo sedimentar cenozoico ficou preservado sobretudo sob a forma de terraços quaternários com características deposicionais que indicam ambiente marinho, nomeadamente: os depósitos de terraço situados abaixo dos 30-40 m asl, da faixa litoral entre

a Foz do Douro e Matosinhos e com continuidade para Vila Nova de Gaia) (Araújo, 1991, 2003, 2004, 2008); os depósitos fluvio-marinho (de que é exemplo o depósito de terraço da Praia das Pedras Amarelas em Lavadores), com características sedimentológicas associadas a um ambiente de transição. Foi possível observar também, em ambas as margens do Douro, depósitos cujas características indiciam um ambiente de sedimentação fluvial, com maior expressão na margem direita, entre a Serra da Boneca e a foz do Douro, assim como sobre a Plataforma Litoral do Porto, a altitudes superiores a 30-40 m.

Na sequência da caracterização morfológica, litológica e sedimentológica efetuada ao longo deste trabalho na zona vestibular do Douro, foi possível constatar a existência de depósitos com características e posicionamento diversos face ao vale do Douro.

Assim, a partir da análise dos dados sedimentológicos e o enquadramento geomorfológico, foi possível deduzir a existência de diferentes ambientes deposicionais, descritos em seguida.

Leques aluviais sobre a Plataforma Litoral do Porto

Na Plataforma Litoral do Porto, ter-se-ão desenvolvido na dependência das elevações quartzíticas, depósitos sedimentares do tipo *debris-flow*, cujos clastos seriam transportados por correntes de elevada energia. Estes corpos sedimentares ter-se-ão formado a partir de fluxos não canalizados provenientes das cristas quartzíticas, que derramariam a sua carga sedimentar sobre a plataforma posicionada a um nível altimetricamente inferior, fazendo-os perder grande parte da sua capacidade de transporte. Caracteristicamente estes depósitos constituem-se por grandes blocos quartzíticos, pouco estruturados internamente, podendo corresponder a fácies proximais e médias de leques aluviais. Depósitos deste tipo deveriam recobrir as superfícies posicionadas a cotas mais elevadas, como a de Pedrouços. Este tipo de ambiente desenvolve-se controlado por vários fatores entre eles pelas condições climáticas, com estação marcada por forte pluviosidade, muito concentrada no tempo, que alterna com períodos de maior secura.

Existem também depósitos posicionados sobre superfícies mais baixas, como os que Padrão da Légua, São Mamede de Infesta Montes Burgos, sobre a designada Superfície de Ermentão. Os afloramentos depositados sobre a Superfície da Boavista (75-90m), de que são exemplo os retalhos do Prado Repouso, os depósitos do Seminário, de Agramonte e da Boavista, poderão estar relacionados com fácies médias a distais de leques aluviais. Os depósitos que recobrem a Superfície Av^a M. Gomes da Costa (45-60m), de que são exemplo os depósitos sedimentares

com o mesmo nome e os que existiram em locais como o da Fonte da Moura, Arrábida e Pasteleira (Lordelo do Ouro), poderão ter uma origem similar.

Leques aluviais e/ou torrenciais (altos) nas margens do Douro

No vale do Rio Douro, os depósitos de Medas, Cavaleiros e até o de Lodos, a uma cota um pouco mais baixa, apresentam características que fazem supor ter origem em derrames de fluxos não canalizados do tipo *debris-flow*.

Depositados a cotas mais baixas, em ambas as margens do Douro, observa-se um conjunto de depósitos de terraços fluviais nivelados pela Superfície de Ermentão com uma ampla distribuição geográfica. São disso exemplo os depósitos sedimentares de Fisga (e o retalho de Porqueira), Esposade, Foz do Sousa, Ermentão e até Fonte Pedrinha (um pouco mais baixo) na margem direita e os de Aguincheiras, Aldeia Nova e Cabanões na margem esquerda, cuja análise sedimentológica indicia um ambiente deposicional fluvial torrencial. Trata-se de afloramentos originados por cursos de água com elevado hidrodinamismo, provavelmente pequenos tributários, que drenavam transversalmente ao Douro mais primitivo. O desenvolvimento assimétrico dos terraços, com maior expressão na margem direita, leva a supor que esse Douro primitivo se deslocaria num vale mais largado e com mais amplitude para Norte. Estes depósitos conglomeráticos evidenciam estruturas sedimentares internas, compatíveis com este tipo de ambiente.

Depósitos fluviais em terraços quaternários do Douro

O depósito sedimentar observado a mais baixa altitude dentro do vale do Douro e com características tipicamente de ambiente deposicional fluvial situa-se junto à foz do Douro, na margem esquerda. Trata-se do afloramento da Quinta Marques Gomes que apresenta características e estruturas sedimentares deposicionais internas, compatíveis com um ambiente de sedimentação deste tipo.

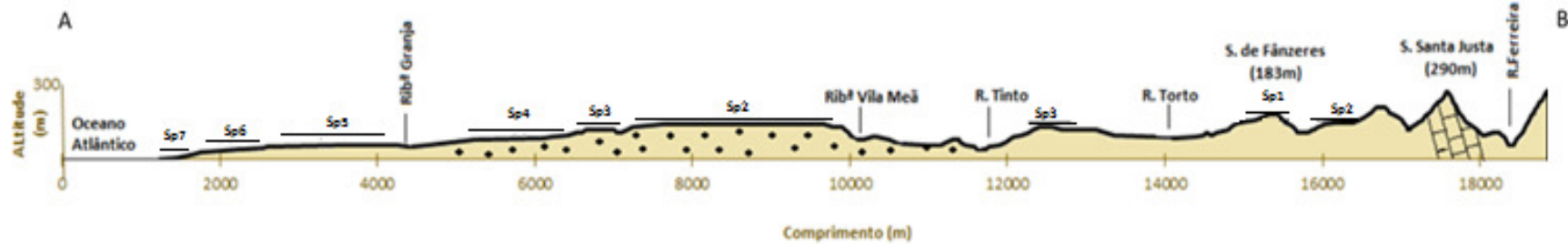
Assim, sobre as superfícies mais elevadas da Plataforma Litoral do Porto, os sedimentos teriam origem em leques aluviais localizados nos flancos das cristas quartzíticas. Os depósitos que se encontram sobre as plataformas mais elevadas do vale do Douro terão tido origem em leques aluviais ou em pequenos cursos torrenciais transversais ao curso principal. Atendendo às suas

características e enquadramento geomorfológico, é de admitir para estes depósitos uma idade situada entre o Miocénico superior e o Gelasiano.

Durante as etapas posteriores de encaixe da rede hidrográfica, o Rio Douro e os seus afluentes, desenvolveram uma sequência de terraços provavelmente quaternários, genericamente observados abaixo de 80m asl, de que são exemplo os depósitos de Fonte Pedrinha e Quinta Marques Gomes.

Na frente marinha estão identificados os terraços marinhos sobre as plataformas posicionadas em cotas inferiores a 10m (tabela 4.4). Corresponderão a ambientes de transição fluvio-marinhos, os depósitos posicionados abaixo dos 40m de altitude, como os que recobrem as Superfícies da Foz do Douro, Carreiros. Os que recobririam a Superfície da Praia dos Ingleses corresponderão a depósitos de ambiente exclusivamente marinho.

No vale do Rio Douro, encontram-se depósitos fluviais sobre as superfícies correspondentes à Foz do Douro, como os de Valbom e Gramido, a de Carreiros como os de Melres, Lomba e Freixo e a altitudes correspondentes às verificadas para a Superfície Praia dos Ingleses de que são exemplo os areinhos de Quebrantões e de Avintes.



Legenda:




 Rochas Metasedimentares	 Quartzitos	 Granitoides
--	--	---

Fig. 5.1. Perfil topográfico traçado segundo a direção W-E, entre a Foz do Douro e a Serra de Santa Justa. Na figura estão identificadas e individualizadas as principais superfícies de aplanamento: Sp1-Superfície da Serra de Fânzeres; Sp2-Superfície de Pedrouços; Sp3-Superfície de Ermentão; Sp4- Superfície da Boavista; Sp5- Superfície de Av^a. M. Gomes da Costa; Sp6- Superfície Foz do Douro; Sp7- Superfície de Carreiros.

Tabela 5.1. Síntese das superfícies de aplanamento e da cobertura sedimentar.

Superfície	Altitude. (m asl)	Ocorrência dos depósitos	Características
Sp-1 Serra de Fânzeres	173-194	---	---
Sp-2 Pedrouços	146-163	Medas + 108 – 156m Para Oeste	Depósito com características de fluxo não canalizado (<i>debris flow</i>) sem estruturas sedimentares.
		Cavaleiros +140-150m Para Oeste	
Sp-3 Ermentão	100-120	S. Jumil (Ermentão) +100-106m Travessa de Mendalho +90-100m Encosta do Douro +100-102m	Predominantemente fluvial/ torrencial. Depósitos de fluxos canalizados
		Aguincheiras (Lever) +95m	Predominantemente fluvial/torrencial, com estruturas sedimentares incipientes.
		Cabanões (Avintes) +112m para Norte	Fluvial/torrencial. Sem estruturas sedimentares visíveis.
		Padrão da Légua São Mamede de Infesta Monte de Burgos	Depósito com características de fluxo não canalizado (<i>debris flow</i>) sem estruturas sedimentares.
		Lodos +100m Inclinação para Oeste	Depósito com características de fluxo não canalizado (<i>debris flow</i>) sem estruturas sedimentares.
		Fisga +100m Esposade +125m Aldeia Nova +123m	Predominantemente fluvial/torrencial, com estruturas sedimentares, apontando para fluxos canalizados.
		Foz do Sousa +128m Inclinação para Sul	Predominantemente fluvial/torrencial, apontando para fluxos canalizados
		Aldeia Nova +123m Inclinação para Norte	Predominantemente fluvial/torrencial, com estruturas sedimentares, apontando para fluxos canalizados.
Sp-4 Boavista	75-90	Fonte Pedrinha + 80m Arrábida Campo Alegre Agramonte Boavista Quinta do Seminário (Bonfim)	Predominantemente fluvial/ torrencial, apontando para fluxos canalizados
Sp-5 Av ^a . M. Gomes da Costa	45-60	Cantareira +30-35m	Fluvial/Torrencial?
		Fonte da Moura	Torrencial
		Av ^a . M. Gomes da Costa	Depósito com características de fluxo não canalizado (<i>debris flow</i>) sem estruturas sedimentares.
		Quinta Marques Gomes +45 – 64m Inclinação para Noroeste	Depósito de terraço fluvial, com estruturas deposicionais internas.
Sp-6 Foz do Douro	30-40	Valbom Gramido	Fluvial
		Ervilha +40m	Fluvio-marinho
Sp-7 Carreiros	10-20	Melres, Lomba, Freixo (Esteiro de Campanhã) +15-20m	Fluvial
Sp-8 Praia dos Ingleses	< 10	Areinhos de Quebrantões e de Avintes +5-8m	Fluvial

5.2. Proposta de modelo evolutivo

O padrão de comportamento da rede hidrográfica deste setor é marcado por diferenças substanciais que estão maioritariamente associadas ao substrato rochoso em que os cursos de água desenvolvem os vales. No território correspondente à cidade do Porto, cuja urbanização assenta sobre substrato granítico, os cursos de água apresentam um padrão radial característico (Twidale, 2004). Os cursos de água que se iniciam em áreas relativamente elevadas são controlados pelo declive das encostas, dirigindo-se em todas as direções, podendo desenvolver um padrão angular induzido pela estrutura herdada, evoluindo por ajustamento ao *uplift* e colocando a descoberto camadas com características contrastantes (Twidale, 2004). Assim, é de crer que a drenagem nesta área terá evoluído muito provavelmente através de mecanismos de sobreimposição. As unidades metassedimentares mais antigas (*covermass*) que afloram nesta região teriam mantido recoberta a massa granítica hercínica e a rede de drenagem que posteriormente se desenvolveu, evoluiu erodindo fortemente os metassedimentos mais antigos, exumando um afloramento rochoso com características geológicas e estruturais contrastantes (Fig. 5.4 A, B).

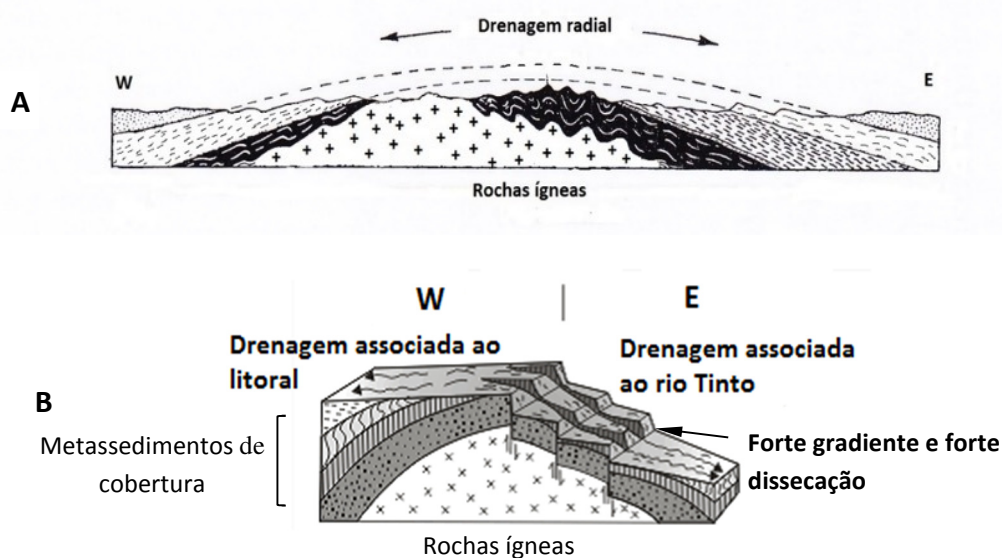


Fig. 5.2. Diagramas ilustrativos do sistema de drenagem radial na Plataforma Litoral do Porto. A- Esquema de evolução da drenagem radial sobreimposta a uma sequência de metassedimentos mais antigos. Por erosão das camadas de cobertura, os granitoides de características estruturais contrastantes com a camada suprajacente, foram exumados. A rede de drenagem ter-se-ia ajustado então à estrutura suprajacente durante a incisão (adaptado de Twidale, 2004). B. Esquema ilustrativo da evolução do encaixe da drenagem no limite a Este da Plataforma Litoral do Porto (adaptado de <http://www.funape.org.br/geomorfologia/cap2/>)

Este modelo parece explicar a evolução da drenagem sobre a Plataforma Litoral do Porto, onde, a partir de áreas mais elevadas, as linhas de água irradiam em várias direções e, mesmo que pontualmente, parece que a fraturação terá induzido o desenvolvimento de um padrão angular local (detetável sobretudo nos cursos de água que incidem sobre a vertente da plataforma voltada a oriente), desenvolvendo-se os cursos de água a partir de uma superfície aplanada mais elevada (eixo Pedrouços-Antas).

Em seguida apresenta-se uma interpretação das superfícies e sedimentos existentes na área de estudo. Estabelece-se um intervalo temporal compatível com o desenvolvimento de uma plataforma e seu posterior recobrimento sedimentar. Contudo, falta um controlo por datação das superfícies e dos sedimentos, pelo que, na ausência destes dados, a proposta deve ser observada com a necessária cautela, em especial no que respeita aos limites temporais propostos para cada uma das associações superfície/sedimentos identificadas. Este modelo assenta no princípio de que as superfícies foram geradas por abrasão marinha, preferencialmente em condições de elevação e estabilização do nível marinho. A sedimentação, de natureza continental, pressupõe um abaixamento relativo do nível do mar, a exposição da superfície e uma fase seguinte de sedimentação. Admite-se, de acordo com propostas anteriores para os vales fluviais situados a Norte (e.g. Pereira, 1991; Alves & Pereira, 1999; 2000; Vieira *et al.* 2011), que, os terraços situados abaixo de 75 m asl, são de idade calabriana ou posterior.

5.2.1. Paleogénico a Miocénico inferior: Superfície de Fânzeres (Sp1)

A superfície aplanada definida pelo topo da Serra de Fânzeres (Sp1), está talhada no soco paleozoico, com orientação geral N-S, constitui na área em estudo o aplanamento posicionado a maior altitude (173 a 194m), individualizando-se imediatamente abaixo das cristas quartzíticas. Este pequeno retalho de uma superfície de abrasão marinha não tem cobertura sedimentar. Atendendo à sua posição relativa, imediatamente abaixo da “Superfície Inicial”, admite-se que possa corresponder aos primeiros estádios de desenvolvimento da superfície da Meseta Ibérica identificada no interior do país.

No que respeita ao clima, importa notar que no Aquitaniano (Miocénico inferior) dominaram plantas tropicais e subtropicais. Contudo, os macrorestos de plantas e palinórfos, indicam uma progressiva descida da temperatura e da humidade médias, verificando-se variações para ambientes mais secos, especialmente quando se verificou um baixo nível marinho, como no Tortoniano (Pais, 2010).

5.2.2. Tortoniano a Zancliano: Superfície e sedimentos de Pedrouços (Sp2)

No Miocénico superior, as Serras do Porto já deveriam ter uma configuração semelhante à que apresentam na atualidade, marcada pelos alinhamentos montanhosos quartzíticos com direção NW-SE herdados do dobramento hercínico, salientando-se na paisagem pela erosão diferencial. Nesta fase, a plataforma litoral deveria apresentar uma extensão superior à atual, estendendo-se muito provavelmente até à proximidade dos relevos residuais quartzíticos, então um pouco mais elevados. Até ao Tortoniano médio, uma lenta e gradual meteorização e erosão afetou o Maciço Ibérico sob condições climáticas semiáridas a subtropicais com sazonalidade marcada por uma estação seca prolongada que terá favorecido o desenvolvimento de um aplanamento generalizado, designado de Meseta Ibérica (Pais *et al.* 2012; Pereira *et al.*, 2020).

No final do Miocénio (Messiniano) e sobretudo durante o Pliocénio inferior (Zancliano) o clima seria marcado por temperaturas elevadas, mas com diferenças inter-sazonais importantes, favoráveis ao desenvolvimento de leques aluviais e drenagem endorreica que se desenvolve no sopé de escarpas tectonicamente ativas, maioritariamente através de falhas inversas. O nível do mar encontrar-se-ia cerca de 60m acima do nível atual, num contexto de transgressão que terá atingindo locais a mais de 20 quilómetros da linha de costa atual, desenvolvendo-se uma vasta plataforma de abrasão marinha e um extenso litoral arenoso abastecido por vários sistemas deltaicos, antecedentes dos cursos de água atuais (Cunha *et al.*, 2004; Pais *et al.*, 2012; Pereira *et al.*, 2020) (Fig. 5.3).

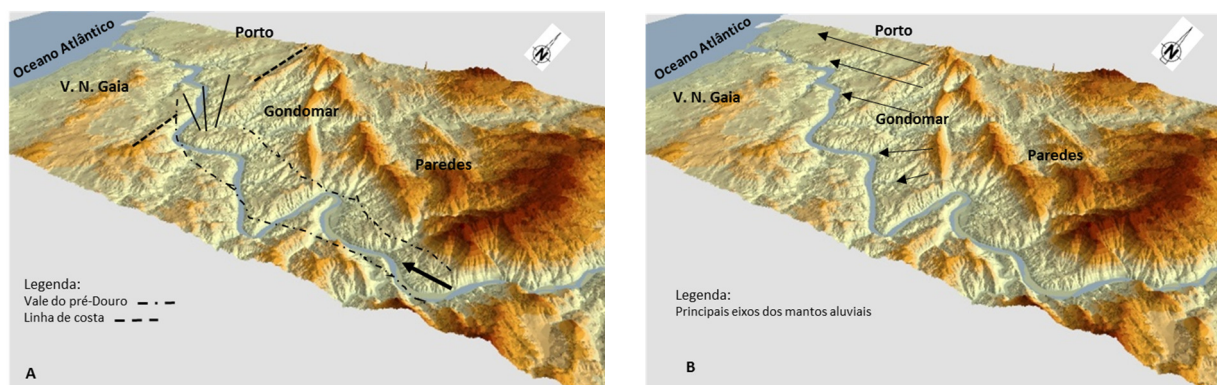


Fig. 5.3. Reconstituição paleogeográfica na transição Zancliano a Placenciano. A - Reconstituição do vale alargado do pré-Douro, correspondendo a um nível marinho alto. A linha de costa e a foz do Douro localizavam-se a montante do ponto em que se encontram na atualidade. B - Drenagem exorreica atlântica constituída por mantos aluviais especialmente sobre a Plataforma Litoral do Porto.

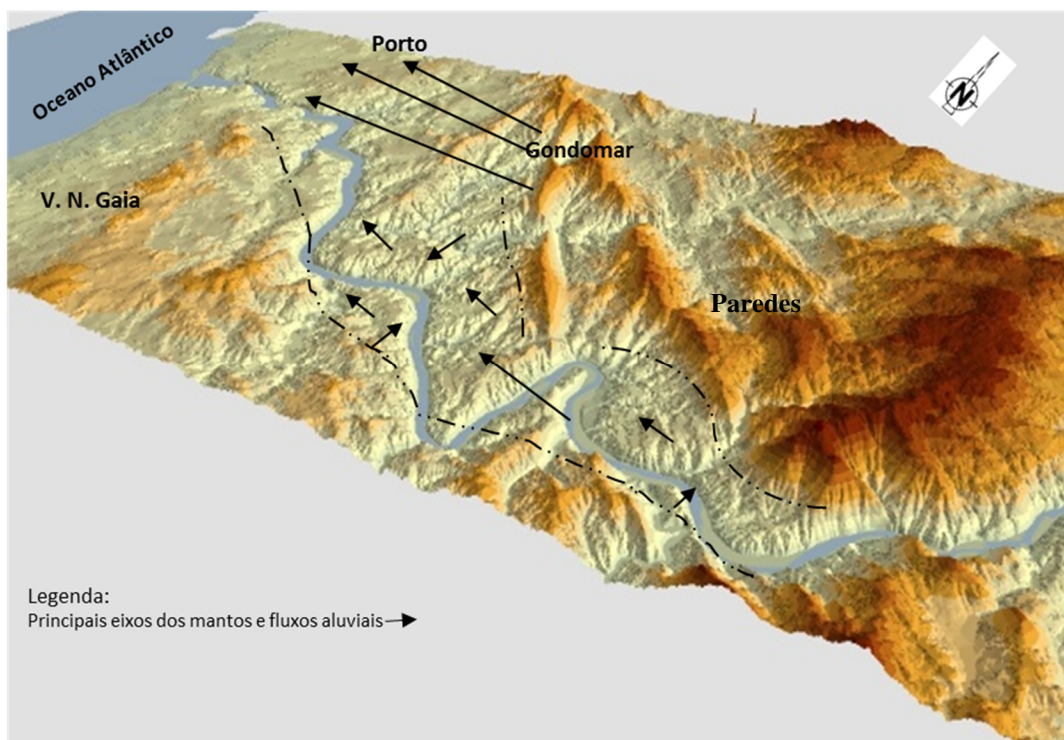


Fig. 5.4. Reconstituição paleogeográfica na transição Plio-Pleistocénico (sem escala). O regime fica marcado pela forte incisão da rede fluvial. Sob um clima húmido desenvolve-se uma vasta drenagem fluvial. Escala aproximada de 1.500.000.

A abundância de fácies caracteristicamente de *debris flow*, com importante carga sedimentar e um nível basal conglomerático composto por blocos quartzíticos de grandes dimensões mergulhados numa matriz essencialmente areno-argilosa, sugere uma génese associada a condições de sazonalidade marcada, com episódios de pluviosidade intensa, já que produziram blocos quartzíticos de dimensões apreciáveis, transportáveis somente quando a corrente atinge grandes velocidades, em terrenos declivosos, podendo ocorrer episodicamente torrentes efêmeras. Além da sedimentação ter ocorrido em meio de elevada energia e viscosidade, a granulometria muito heterométrica dos depósitos indicia um transporte efetuado em curto espaço de tempo, evidenciando uma alimentação predominantemente a partir das elevações situadas a Este (Fig.5.4). São disso exemplo os depósitos de Medas e de Cavaleiros, observados e descritos em Gondomar, correlativos de vários retalhos de uma superfície muito bem definida no setor Este da Plataforma Litoral do Porto, a superfície de Pedrouços (Sp2). Esta superfície está separada por um degrau topográfico da superfície de Ermentão, imediatamente inferior. Também se identificaram pequenos patamares rochosos na margem esquerda do Rio Torto, localizados imediatamente abaixo da superfície da Serra de Fânzeres, na margem esquerda da

Ribeira de Parada, assim com no Rio Sousa, à entrada das cristas, em forma de pequenas rechãs, como por exemplo a Norte de Alvre, ou na vertente Este da Serra de Pias.

Esta superfície de aplanamento também se encontra marcada a Este das cristas, embora sem grande representatividade e sem depósitos associados. Nessa área, a superfície está representada por pequenos retalhos, designadamente em Valongo (alvéolo de Valongo), em Campo e em Terronhas (ver Anexo).

5.2.3. Pliocénico: Superfície e sedimentos de Ermentão (Sp3)

No Pliocénico, o clima foi controlado sobretudo pelo Atlântico e pelo Mediterrâneo e as oscilações climáticas foram sobretudo moderadas e controladas pela humidade. Às condições mais quentes do Zanciano seguiu-se uma descida progressiva de temperatura e humidade no Placenciano inferior. Um novo acréscimo de temperatura e um aumento de períodos de maior secura fez-se sentir no Placenciano médio, verificando-se uma degradação climática progressiva a partir de então, coincidente com a implantação de um regime mediterrâneo (Pais, 2010; Pais *et al.*, 2012).

Os afloramentos situados um pouco acima dos 100 m de altitude na plataforma litoral na região do Porto estão associados a episódios de sedimentação continental e as suas características sedimentológicas apontam para uma generalização da drenagem exorreica atlântica, enquadrados numa provável idade plasenciana (Pereira *et al.*, 2000; Cunha *et al.*, 2004). Araújo (1991, 2000, 2003, 2008) atribui condições continentais aos depósitos situados acima dos 50 m e idade provável plasenciana aos depósitos situados maioritariamente entre os 100 m e 130 m de altitude, que designa por Fase I.

Assim, no Zanciano, a linha de costa poderia situar-se muito mais para montante do que o que se verifica na atualidade. Esta superfície terá tido um notável desenvolvimento em condições de alto nível marinho, a que se seguiu um progressivo abaixamento e exposição da superfície. Neste sentido aponta também a existência de um maior número de depósitos em ambas margens neste segmento do Douro, sendo que em Ermentão a extensão do aplanamento que suporta esses depósitos é bastante expressiva.

A Este da Plataforma Litoral do Porto, talhada no substrato constituído pelo granito do Porto, sobressairia na paisagem a superfície de Pedrouços, posteriormente desmantelada pela incisão das linhas de água no maciço granítico do Porto.

A documentar a sedimentação sob a superfície de aplanamento de referência (Sp3), individualizam-se vários depósitos sedimentares, como os de Ermentão, Esposade, Fisga, Aguincheiras, Aldeia Nova e Cabanões. Também na confluência do Rio Sousa com o Douro se regista a presença de um depósito de carácter continental torrencial, a uma altitude ligeiramente mais elevada do que os restantes. Nos vales dos rios Torto e Tinto, registam-se diversos retalhos deste nível, marcados em pequenos patamares ao longo das suas margens, como em Venda Nova e Soutelo (Gondomar). Da mesma forma, no território ocupado pelo setor da Plataforma Litoral do Porto, esta superfície está bem marcada e em alguns pontos foi recoberta por depósitos sedimentares também com fácies tipicamente continentais, associados a fluxos não canalizados do tipo leque aluvial com alimentação a partir dos relevos quartzíticos situados a Este. São disso exemplo as manchas de depósitos posicionadas nestes intervalos altimétricos que recobrem o granito da cidade do Porto em locais como Montes Burgos, São Mamede de Infesta, Padrão da Légua e Agramonte (Boavista). A assinalar este episódio, individualizando-se superfícies aplanadas que ficaram bem gravadas no relevo regional. Neste conjunto de depósitos observam-se frequentemente níveis de crosta ferruginosa, em alguns casos com grande espessura, hidromorfismo favorecido pelas condições climáticas vigentes.

A grande expressividade desta etapa, perceptível entre Ermentão e Avintes em direção a montante até Sebolido, fica assim associada a um paleoambiente caracterizado por nível marinho elevado e clima predominantemente quente e húmido. Em alguns locais, os depósitos apresentam níveis bem diferenciados e estruturados internamente, o que parece ser compatível com um Rio Douro numa etapa já mais evoluída, mais canalizado e com características de curso de água entrançado. Complementarmente, da análise da inclinação das superfícies como possível indicador do sentido da corrente, foi possível constatar a predominância da direção Oeste e Noroeste, como seria espectável, com exceção dos afloramentos de Aldeia Nova e de Aguincheiras na margem esquerda do Douro, que apresentam uma inclinação para Norte, e o de Foz do Sousa, para Sul, sublinhando por um lado, o carácter canalizado apresentado pelo Douro nesta fase e dos seus tributários, por outro, o sentido geral da rede de drenagem numa plataforma litoral voltada a ocidente (Fig. 5.4).

Todavia, a superfície de Ermentão tem fraca representatividade na região a Este das elevações quartzíticas. Identificaram-se as rechãs junto ao Ferreira, no trecho imediatamente a montante da travessia que faz através das cristas quartzíticas, assim como, pela margem esquerda e direita deste rio, alguns pequenos terraços de rocha que definem um paleoleito deste curso de água. Também na margem esquerda da ribeira de Parada em Gondomar se identificaram pequenas

rechãs, donde se conclui que este episópio terá tido uma ampla representatividade geográfica na região, mas com um maior impacto na paisagem a Oeste das cristas quartzíticas.

A superfície de Ermentão, encontra-se também bem marcada nas vertentes do Rio Sousa. Aí, registam-se pequenos retalhos imediatamente antes da passagem do rio pelas cristas quartzíticas. Todavia, na margem direita esta superfície está muito mais perceptível junto de Aguiar de Sousa e na margem esquerda até às proximidades do Douro. Este nível também se encontra marcado nas margens do Rio Mau, sobretudo no segmento terminal. Para montante, o rio mostra um maior rejuvenescimento no perfil longitudinal. A análise dos perfis longitudinais dos rios Sousa (em Parada de Tondeia e em Sobreira) e Mau (Fig. 3.20 e 3.21), regista algumas ruturas de declive, testemunhos da ocorrência de episódios de incisão da rede no substrato rochoso.

O facto do registo desta etapa se encontrar bastante disseminada pela região vem apoiar a ideia do atravessamento através dos relevos residuais quartzíticos pela rede hidrográfica já ter ocorrido nesta altura, por mecanismos de sobreimposição (Fig.3.29).

5.2.4. Placenciano a Gelasiano: Superfície e sedimentos da Boavista (Sp4)

Na passagem para o Gelasiano, o arrefecimento torna-se muito mais evidente. A temperatura média terá diminuído de 20°C no Placenciano para cerca de 15°C no Gelasiano, com o conseqüente abaixamento do nível do mar. Verifica-se um contínuo *uplift* tectónico regional e períodos de nível do mar baixos (Pais, 2010; Pais *et al.*, 2012). O regime regressivo vai marcar todo o Pleistocénio, com etapas sucessivas de incisão da rede hidrográfica, o que explica a erosão do substrato e o alargamento e sobretudo o aprofundamento dos vales.

Aos depósitos posicionados sobretudo a Oeste e paralelamente aos relevos marginais, bem como os que se encontram no vale do Douro em altitudes compreendidas entre 50-100 m, Araújo (1991, 2000, 2003, 2008) atribui uma idade provável Vilafranquiano, hoje relacionável com o Gelasiano, e designa-os de depósitos da Fase II.

À elaboração da superfície de aplanamento da Boavista (Sp4) sucede a deposição de sedimentos. Admite-se para a superfície da Boavista uma idade próxima do Placenciano e, para os sedimentos continentais que se depositam sobre ela, uma idade gelasiana. Estes sedimentos teriam tido origem em leques aluviais desenvolvido sobre esta superfície aquando do abaixamento do nível marinho e exposição da superfície no Gelasiano.

No setor da Plataforma Litoral do Porto, incluem-se neste nível os depósitos de cobertura outrora existentes no lugar de Arrábida, ou os da Quinta do Seminário (Bonfim) e da Serra do Pilar (já em Vila Nova de Gaia), os da Boavista e de Agramonte, Ramalde, Campo Alegre e Arrábida, assentes no soco granítico.

Os sedimentos também estão presentes em Fonte Pedrinha (Valbom, Gondomar). Nestes casos, os sedimentos revelam características diferentes, denunciando condições de canalização dos fluxos em curso ou torrentes de orientação transversal ao vale do Douro e drenando para o curso principal.

Esta superfície também é perceptível em pequenas rechãs situadas na margem esquerda deste rio (Ver Anexo). Nos principais rios que drenam a região, esta superfície também é detetável, sobretudo na forma de pequenas plataformas, pequenos terraços de rocha marcados nas margens dos cursos de água a estas altitudes e ao longo do vale do Douro desde Sebolido até à foz.

Os vales retilíneos e profundos e as escarpadas vertentes talhadas pelas ribeiras de Silveirinhos e de Parada, ou os vales dos rios Ferreira, Sousa e Mau, sobretudo nos segmentos onde transpõem as cristas quartzíticas, até o Douro, parecem sugerir a presença de movimentação tectónica generalizada recente, com aproveitamento da rede de drenagem da estrutura regional pré-existente para a instalação e desenvolvimento dos seus percursos. Para este processo terá contribuído de forma muito significativa o contínuo soerguimento crustal, não só para o aporte de importantes quantidades de sedimentos siliciclásticos, como também para a forte incisão da rede de drenagem. Será nesta altura que progressivamente ocorre uma maior definição dos relevos, especialmente das cristas quartzíticas.

A análise dos perfis longitudinais dos principais rios que drenam a região corroboram alguns destes aspetos, sobretudo no posicionamento dos *knickpoints*. Assim, a 80 m asl, nos rios Ferreira, Sousa e Mau e a 90 m no Sousa, regista-se a presença de ruturas de declive associadas ao abaixamento acentuado do nível de base. Este período de forte incisão está igualmente marcado na paisagem pelo maior escavamento do leito dos cursos de água, o que origina gargantas com vertentes muito verticalizadas, designadamente na passagem através das elevações quartzíticas, bem como cascatas, quedas de água, com mecanismos de *plucking*, formação de marmitas e *flute casts* no substrato rochoso e individualização de terraços rochosos.

Durante o Gelasiano, os “relevos marginais” continuavam a assegurar, próximo da orla litoral, o fornecimento de grande parte de carga sedimentar que constitui os depósitos situados a Oeste, com granulometria bastante heterogénea e abundantes elementos de metassedimentos paleozoicos. Destacam-se os conglomerados da base denominados por Pereira Cabral (1881) por “aluviões antigas”, com grandes blocos arredondados maioritariamente de quartzito e quartzo e em alguns blocos graníticos, dispersos no interior de uma massa argilosa e arenosa, certamente provenientes das grandes manchas graníticas situadas a Este.

5.2.5. Calabriano: Superfície Av^a. M. Gomes da Costa (Sp5)

No Calabriano sucedem-se períodos quentes e períodos frios, com consequentes subidas e descidas do nível do mar, originando-se vales e terraços fluviais, constituindo estes, em muitos casos, importantes arquivos de indústrias líticas representativas do período Quaternário no interior da Península Ibérica (Silva *et al.*, 2017 a,b). O nível do mar desceu progressivamente, à medida que aumentaram as calotes de gelo. O deterioro climático é notório e culmina com a alternância de períodos glaciares e interglaciares que caracterizam o período Quaternário, sendo que o maior impacto produz-se entre 1,1 e 0,7Ma, na denominada “Transição do Pleistocénico médio” a partir do qual os ciclos climáticos se intensificam (Clarke *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2017b).

O encaixe das linhas de drenagem, numa rede que simultaneamente se hierarquiza e se desenvolve, é contemporâneo de capturas que levam a uma reorganização, condicionada pela diversidade geológica do substrato e pela atividade tectónica. Nesta etapa desenvolve-se uma escadarias de terraços fluviais, enquanto se formam no litoral terraços marinhos equivalentes. A alternância de fases de escavamento com fases de agradação estará sobretudo controlada por mecanismos forçadores como o *uplift* regional que desencadearia uma maior intensidade nos meios sedimentares, variações do nível glacio-eustático e alterações climáticas, como a alternância de períodos glaciários e interglaciários (Cunha *et al.* 2008).

As variações glacio-eustáticas do nível do mar devem ter tido um controle direto nas etapas de escavamento do leito e de agradação dos cursos de água, visto o posicionamento geográfico da região estar diretamente influenciado pela proximidade ao Atlântico. Por outro lado, o controle tectónico pode deduzir-se pelo diferente traçado da rede nos dois setores em estudo, na diferenciação das características geomorfológicas fluviais observadas. Paralelamente, o contínuo *uplift* que se faz sentir à escala regional é também essencial para a continuidade da evolução da

rede hidrográfica, contribuindo para que ocorra forte incisão fluvial, intensa erosão regressiva e inúmeras capturas (Pais *et al.*, 2012). Será nesta altura que a drenagem atlântica terá atingido a Bacia Cenozoica do Douro (Pereira *et al.*, 2000; Pereira, 2010; Pais *et al.*, 2013). Esta interpretação, que sustenta a ideia de terem existido duas redes de drenagem, é suportada na análise dos depósitos e está em consonância com Pereira (2010) que admite a evolução de um Rio Douro primitivo como um curso de água inicialmente limitado à fachada atlântica. Este ter-se-á ligado sucessivamente aos setores hoje correspondentes às bacias do Tua e do Sabor e posteriormente à Bacia Cenozoica do Douro.

A incisão fluvial, a sua paragem e inversão, correspondente a períodos de agradação sedimentar, são interpretados como ajustamentos dos perfis longitudinais dos rios, face a modificações induzidas por fatores exteriores aos sistemas fluviais, principalmente o clima, a tectónica e o nível de base de erosão (Bridgland, 2000; Bridgland & Westaway, 2008).

Neste contexto, a Plataforma Litoral do Porto foi sendo sucessivamente erodida essencialmente na frente marinha, onde se individualizam e organizam níveis progressivamente mais baixos.

Entre 45 e 60 m asl, a superfície de Av^a. M. Gomes da Costa (Sp5) tem uma extensão bastante significativa e está separada da superfície da Boavista (Sp4) por um degrau topográfico bem nítido. Da mesma forma, também se identificou um degrau topográfico claro e extenso entre a Sp5 e o nível mais baixo. A presença destes elementos não deverá ser alheia ao controle litológico entre o granito do Porto e as litologias que constituem o Complexo Metamórfico da Foz do Douro com importante acidente tectónico, a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar. Por outro lado, geomorfologicamente, estes ressaltos são compatíveis com um padrão generalizado de uma maior incisão fluvial e uma descida progressiva do nível do mar.

Na superfície Av^a. M. Gomes da Costa (Sp5), identificaram-se os depósitos descritos com o mesmo nome, bem como os de Paços e Reduto do Saldanha descritos por Pereira Cabral (1881), os de Fonte da Moura e Cantareira, bem como, os da Quinta de Marques Gomes.

Admite-se que este entre os limites indicados de 45 e 60 m possam estar representados episódios relacionados com mais do que um ciclo glaciário e interglaciário. Nos vales fluviais localizados a Norte do Douro são descritos dois ou três níveis de terraço bem individualizados (Pereira, 1991; Alves & Pereira, 1999; 2000; Vieira *et al.* 2011). Contudo, nesta área não é possível definir com clareza esses níveis.

Os perfis longitudinais dos rios Ferreira, Sousa e Mau permitem associar esta etapa de evolução, com *knickpoints*, no Ferreira nas Fragas do Diabo, no Sousa na Senhora do Salto e também no Rio Mau no segmento próximo da foz, testemunhando episódios de maior incisão.

5.2.6. Pleistocénico médio (MIS 11 a MIS7?): Superfície e unidade sedimentar da Foz do Douro (Sp6)

Durante o Pleistocénico médio, acentuam-se as oscilações climáticas que caracterizaram o Quaternário, registando-se alternância de períodos glaciários e interglaciários, que dão lugar a alterações ambientais, alterações faunísticas e da cobertura vegetal com um carácter cíclico muito significativo (Silva *et al.*, 2017b).

No Pleistocénico médio, o estágio isotópico MIS11, constitui um período interglaciário excepcionalmente longo e caracteriza-se por ter o clima mais quente dos anteriores 500 Ka (o aquecimento máximo ter-se-á verificado entre 410 e 400 Ka) e um nível do mar muito alto (Zazo *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2016). Alguns autores admitem poder ter-se situado entre um valor mínimo de +6 m e um valor máximo de +21 m, coincidindo com o derretimento total das calotes polares árticas e um colapso muito significativo das calotes antárticas (Reyes *et al.*, 2014; Silva *et al.*, 2017b). É a partir deste episódio climático quente que começam a estar patentes e de forma muito significativa nos afloramentos dos depósitos fluviais europeus, vestígios da indústria lítica Acheulense (Bridgland *et al.*, 2006). A partir do MIS11, verifica-se documentada em jazidas, uma convivência de conjuntos industriais claramente echeulenses, com outros em que predominam objetos líticos provavelmente olduvayenses, o que permite inferir que o povoamento da Península Ibérica poderia ter sido o resultado de migrações diversas em tempos diferentes de vários grupos humanos com tradições industriais diferentes que terão interagido de modo bastante complexo no território (Silva *et al.*, 2017b).

A superfície de aplanamento da Foz do Douro (Sp6) (30-40 m), individualizada e observada especialmente na parte alta da Foz do Douro, é recoberta por uma cobertura sedimentar descrita como essencialmente marinha, de que são exemplo os depósitos da Ervilha. Paralelamente, representando este mesmo nível altimétrico, esta superfície suporta os depósitos de terraço fluvial localizados em Valbom e em Gramido, no vale do Douro.

5.2.7. Pleistocénico superior (MIS5e ?): Superfície de Carreiros (Sp7)

Sobre a Superfície de Carreiros (Sp-7), situada entre 10 e 20 m asl, estão descritos diversos depósitos sedimentares marinhos em Nevogilde e em Paços que se lhe sobrepõem (Tabela 4.4). No vale do Douro, os depósitos fluviais de Melres, Lomba e Esteiro do Freixo, poderão conjuntamente com os anteriormente referidos, documentar condições paleoambientais compatíveis com o do estágio isotópico MIS9 (Tabela 4.4).

Considerando que no depósito marinho do Cerro, no litoral (V.N. de Gaia), foram recolhidos artefactos líticos talhados em quartzito, tipologicamente conectável com o Acheulense, e que no depósito fluvial de Esteiro do Freixo (Campanhã), foi registada a presença de artefactos líticos atribuídos igualmente ao Paleolítico inferior, é possível aceitar como provável que os depósitos enquadrados neste níveis altimétricos, documentem paleoambientes relacionados com MIS9 ou até MIS11. Além disso, ao terraço das Pedras Amarelas (+18m) foi atribuída uma idade de 180 ± 25 Ka, o que permite aceitar a possibilidades do depósito do Cerro datar no mínimo do MIS7 (Rodrigues & Ribeiro, 2014) .

5.2.8. Pleistocénico superior (MIS4- MIS1?): Superfície Praia dos Ingleses

No Pleistocénico superior, o estágio isotópico MIS5 (130-75 Ka) representa o *Último Interglaciário*, distinguindo-se dentro deste estágio três subestádios isotópicos, um dos quais, o subestádio 5e (116 ka) que indica clima mais quente e nível de mar mais alto do que os restantes (Zazo *et al.*, 2003; Zazo *et al.*, 2013). O *Último interglaciário*, caracterizou-se por aumento da temperatura, com fusão praticamente total da calote de gelo polar ártico, subida do mar até +6 m acima do nível atual (MiS5e), domínio de fauna característica de climas quentes e formação de solos ferruginosos. As alterações bruscas das condições climáticas e do nível do mar que se sucederam servem para explicar que estas alterações não são exclusivas de períodos glaciários e podem suceder também durante as fases mais quentes dos períodos interglaciários (Silva *et al.*, 2017).

Este período interglaciário ficou preservado estratigraficamente no litoral, deixando o seu registo na forma de terraço marinho. No setor costeiro estão descritos vários depósitos marinhos, constituídos por um conglomerado grosseiro com cimento ferruginoso e arenito de cor castanha avermelhada, devido ao encouraçamento ferruginoso intenso, mas que estão hoje totalmente desaparecidos. Todavia, em Vila Nova de Gaia é possível observar em diversos locais estes depósitos marinhos (+1-7m), atribuído ao Eemiano (Araújo, 2008).

Durante o *Último Interglaciário* ocorre a transição entre as indústrias Acheulense, talhadas sobretudo em quartzitos, e as Musteriense, talhadas predominantemente em sílex, pelo que alguns dos depósitos descritos com achados líticos na área poderão ser enquadrados na transição Pleistocénio médio para o Pleistocénico superior. Nos terraços dos grandes rios atlânticos da Península Ibérica esta transição regista-se sobretudo nos terraços posicionados entre +18-20m, situando-se cronoestratigraficamente entre 100-80 Ka (Silva *et al.*, 2016; Silva *et al.*, 2017).

Neste trabalho e para o litoral da cidade do Porto consideramos uma plataforma a altitudes inferiores a 10 m, levemente inclinada para Oeste - Superfície Praia dos Ingleses (Sp8). Se, por um lado, os depósitos marinhos não constituem objeto de estudo deste trabalho, por outro as condições de observação são hoje muito limitadas essencialmente devido à forte ocupação humana, pelo que não foi possível individualizar patamares nem depósitos sedimentares marinhos situados abaixo do limite referido de 10m asl.

5.2.9. Holocénico 11.700 anos (MIS1) – atualidade

Ao último período glaciário do Pleistocénico superior sucede o Holocénico, iniciado há 11.700 anos. A este novo ciclo mais quente - o presente interglaciário, correspondente ao MIS1 (Silva *et al.*, 2017).

O enchimento sedimentar holocénico depositou-se sob as condições atuais de clima temperado, verificando-se o aumento relativo do nível do mar até à sua posição atual, desde o último máximo glaciário. Para além de um rápido assoreamento nos setores vestibulares dos vales fluviais, ter-se-ão desenvolvido campos dunares eólicos e extensas praias com grande disponibilidade de areia, situação semelhante à descrita noutros contextos geográficos (Cunha & Martins, 2004).

No setor vestibular do Douro, assinalam-se os depósitos fluviais posicionados a altitudes que oscilam entre os 5-8 m asl, que constituem o enchimento da planície aluvial atual, em condições de inundação, nos areinhos de Quebrantões em Oliveira do Douro e em Avintes no vale do Douro, ambos na margem Sul.

CAPÍTULO 6

PATRIMÓNIO GEOMORFOLÓGICO

6.1. Introdução

Uma das ideias que reúne maior consenso na comunidade científica associada às geociências é o reconhecimento da necessidade da preservação de elementos considerados representativos para o conhecimento e compreensão da história da Terra, como fósseis, rochas, minerais, geofomas, entre outros. Considera-se que o valor científico dos elementos está diretamente relacionado com a sua importância para o conhecimento do funcionamento da geosfera e das relações que esta estabelece com os restantes sistemas terrestres, designadamente com a biosfera, com a atmosfera e a hidrosfera (Brilha, 2015).

Por forma a estarem disponíveis para utilização, seja para investigação científica, seja com finalidades educativas, impõe-se proceder à sua conservação, cumprindo as diferentes etapas que vão da inventariação à monitorização. Este procedimento é urgente sobretudo em situações em que as atividades antrópicas possam colocar em risco a sua preservação, parcial ou total, tornando-se especialmente relevante no caso de locais considerados como património geológico, uma vez que à escala da vida humana não são materiais renováveis (Brilha, 2015).

Embora o território português não seja muito extenso, contém uma vasta diversidade de paisagens que resultam de uma notável variedade geológica. Associada a esta geodiversidade existe uma grande biodiversidade, o que explica a enorme variedade de paisagens (Brilha & Pereira, 2011).

O uso do termo “geodiversidade” data do início dos anos 90 do século XX e foi utilizado para descrever a variedade/diversidade do ambiente abiótico. Entre vários autores, Gray (2004) associa o conceito a: “...*the natural range (diversity) of geological (rocks, minerals, fossils), geomorphological (land form, processes) and soil features. It includes their assemblages, relationships, properties, interpretations and systems*”.

A geodiversidade resulta de uma multiplicidade de fatores. Os elementos químicos e a associação que deles resulta originam diferentes substâncias e produtos, designadamente os minerais. A associação destes dá lugar a rochas distintas, cuja alteração resulta na formação de diferentes paisagens geológicas. A geodiversidade manifesta-se também como resultado da existência de seres vivos e do longo processo de evolução na Terra, testemunhada pelos fósseis preservados nas rochas. Por seu turno, o solo, cuja formação está relacionada com a alteração das rochas e a presença de matéria orgânica, estabelece uma ponte perfeita entre a geo e a biodiversidade, numa conjugação que condiciona as paisagens que constituem um dos

principais aspetos a considerar quando se caracteriza a geodiversidade (Brilha, 2005, Brilha *et al.*, 2018).

A caracterização da geodiversidade pode ser efetuada de dois modos diferentes e regra geral é sustentada em três grandes questões: “O quê?”, “Porquê?” e “Como?”, estando a resposta a esta última questão intimamente relacionada com as duas primeiras, dependendo dos elementos de geodiversidade considerados e das razões que conduziram à sua caracterização (Brilha *et al.*, 2018). A primeira questão relaciona-se com o tipo de elementos presentes numa determinada área e a sua distribuição espacial, o que determinará a escala de análise; a segunda relaciona-se com o motivo da sua caracterização e da sua representação cartográfica (por exemplo para fins educacionais ou para divulgação). Por último, o “como” diz respeito à seleção das metodologias e critérios de caracterização e avaliação da geodiversidade (Brilha *et al.*, 2018).

Esta caracterização – que pode fundamentar uma avaliação – para além do valor científico, pode considerar outros valores, ligados, por exemplo, a questões de natureza histórica, estética, ecológica e/ou cultural, favorecendo uma visão e uma compreensão mais geral e integradora da dimensão natural e da interação das atividades humanas com a natureza. Brilha (2015) considera necessário o estabelecimento de uniformidade na utilização da terminologia e dos conceitos associados à geoconservação e organiza um esquema conceptual onde clarifica o significado e as relações entre os termos geodiversidade, património geológico e geoconservação (fig. 6.1).

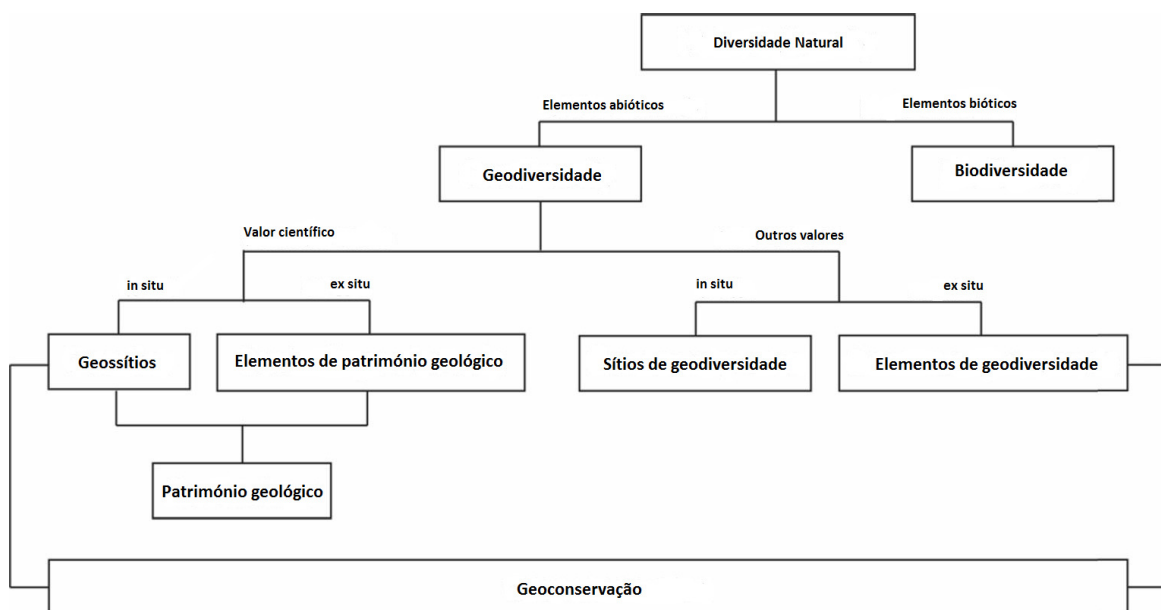


Fig. 6.1. Mapa concetual organizador da terminologia associada a geoconservação (adaptado de Brilha, 2015).

O conceito de património geológico está relacionado com a ocorrência de elementos de geodiversidade com elevado valor científico (*in situ*), o que corresponde a geossítios, ou (*ex situ*), em que os elementos de geodiversidade (como é caso de fósseis e minerais em museus, embora deslocados do seu local de ocorrência, mantêm mesmo assim um valor científico elevado (Brilha, 2015). É justificado essencialmente pelo seu valor científico e pelo seu reconhecimento como tal pela comunidade científica. Todavia, complementarmente ao valor científico é possível reconhecer outro tipo de valores, como o educativo, estético e cultural, tanto *in situ* como *ex situ*, capazes de ser mobilizados na educação e turismo.

Os elementos de geodiversidade são dos mais variados tipos e muitos deles, embora não tendo uma relevância científica particular, podem constituir-se como elementos relevantes para fins educativos, turísticos e até mesmo culturais. Quando desprovidos de valor científico relevante, as ocorrências tomam a designação de *Sítios de Geodiversidade in situ* (por exemplo um afloramento ou geoforma cuja exposição é de tal forma privilegiada que permite explorar o local com atividades de carácter educativo) e podem ter relevância local, nacional ou até internacional (Brilha, 2015) (Fig. 6.1.)

Como se compreende dos capítulos anteriores, a área da cidade Porto e envolvente reúne um conjunto de locais que documentam a evolução geomorfológica da paisagem recente. Destacam-se como formas mais relevantes as elevações quartzíticas, a plataforma litoral e as formas fluviais, designadamente os depósitos de terraço do Douro, bem como depósitos atribuídos a uma rede hidrográfica precursora do Douro atual.

Considerando-se o quadro globalmente marcado por elevadas potencialidades científicas e educativas, o presente capítulo está dedicado à seleção e inventariação de *Sítios de Geodiversidade*. Baseia-se na caracterização que foi realizada e da proposta de modelo interpretativo que reflete as diferentes etapas que conduziram à evolução da paisagem recente, bem como a evolução da rede hidrográfica. Verificou-se que alguns aspetos geomorfológicos resultam particularmente singulares:

- o forte encaixe do Douro próximo da foz e a cobertura sedimentar fini-cenozoica, materializada num conjunto de plataformas e terraços fluviais dos últimos 40 Km do seu percurso;
- a existência de superfícies aplanadas mais ou menos dissecadas pela erosão fluvial, algumas das quais com ampla expressão e distribuição geográfica;

- a relação entre a plataforma litoral e os relevos interiores materializados nas cristas quartzíticas e a forma peculiar como os cursos de água fazem a sua transposição.

Estes são aspetos que reconhecemos com valor educativo. Além disso, com valor científico e educativo muito relevante, encontra-se inserido na área de estudo, o geossítio “Secção Estratigráfica das Fragas do Diabo”, catalogado no inventário do Património Geológico Nacional, na categoria temática Ordovícico da Zona Centro-Ibérica (<http://geossitios.progeo.pt>). Trata-se de um geossítio que atesta a paleobiodiversidade do Ordovícico, pelo conteúdo fossilífero que contém, numa secção da Formação de Valongo.

Nesta área existem ainda outros locais com elevado valor científico e locais de inquestionável riqueza patrimonial de fauna e flora com estatuto especial de conservação, assim como vestígios arqueológicos, o que permite não só a compreensão da história geológica da região, mas também a da ocupação humana, o que permite identificar outro tipo de valores tornando o seu uso ainda mais adequado a fins educacionais.

No que respeita ao estatuto de proteção legal do território, regista-se que as serras de Santa Justa, Pias e Castiçal foram incluídas na Rede Natura 2000 com a designação de Sítio “Valongo” e, em 2004, pela Comissão Europeia, como Sítio de Importância Comunitária. Mais recentemente, no início de 2016, os municípios de Gondomar, Valongo e Paredes associaram-se para desenvolver conjuntamente um projeto que tem como principal finalidade a requalificação e a classificação do território que abrange as serras de Santa Justa, Pias, Castiçal, Flores, Santa Iria e Banjas, o que levou ao reconhecimento do Parque das Serras do Porto como território de Paisagem Protegida de Âmbito Regional (Aviso nº2682/2017, Diário da República nº53 de 15 de março de 2017) e à realização de um plano de ação. Paralelamente, cada vez mais se reconhece que a aprendizagem não se limita ao contexto escolar formal ou à utilização de informação contida na literatura da especialidade, mas que antes ocorre também no quotidiano, designadamente em locais de particular potencial interesse educativo, seja de carácter natural ou socioeconómico. Neste sentido, a inventariação de *sítios*, pode contribuir para a disponibilização de conhecimento de uma forma fácil e acessível, apoiando e até incentivando a visita, destinando-se não só a professores e a estudantes, mas também a cidadãos em geral, interessados ou não nestas temáticas. Assim, considerando que a conservação está acautelada em grande parte da área de estudo, bem como, o interesse educativo do património existente, privilegia-se uma abordagem capaz de promover a mobilização de conhecimentos multidisciplinares, em torno de um valor patrimonial de cariz geomorfológico.

6.2. Metodologia de inventariação

Neste capítulo não se efetuará uma revisão bibliográfica exaustiva dos conceitos e terminologias utilizadas neste campo, o que foi já feito e nos serve de referência, considerando os muitos que desde os anos noventa do século passado se têm dedicado e publicado trabalhos associados à geoconservação do património geológico (e.g. Brilha, 2005, 2015; Pereira *et al.*, 2015; Reynard *et al.* 2007, Reynard & Coratza, 2013; Gray, 2004). Neste caso, importa-nos considerar que património geológico é um conceito que se associa à conservação de diversos tipos de elementos de geodiversidade:

- elementos *in situ* com elevado e reconhecido valor científico – denominados de geossítios;
- elementos de geodiversidade *ex situ* (como por exemplo minerais e fósseis em museus) que, embora deslocalizados da sua ocorrência natural, contêm elevado valor científico;
- *Sítios de Geodiversidade* que correspondem a ocorrências de geodiversidade que, embora não possuam um valor científico relevante, detêm reconhecido valor educacional e/ou turístico e/ou eventualmente um significado cultural relevante na identidade das populações locais.

Todos estes sítios merecem ser conservados para permitir um uso sustentável da geodiversidade pela sociedade em geral (Brilha, 2015; Brilha *et al.*, 2018).

As características geomorfológicas constituem de acordo com Pereira & Pereira (2010) uma das temáticas de maior relevo no que à geoconservação diz respeito, sendo que os “geomorfossítios” ou locais de interesse geomorfológico constituem geossítios específicos em grande parte devido à expressão dos processos geradores do relevo, aos aspetos estéticos e à dimensão que encerram. O seu valor científico deve ser de primordial importância ao seu reconhecimento, contudo podem-lhe ser reconhecidos outros tipos de valor.

Para a identificação e inventariação dos *Sítios de Geodiversidade* existentes na área de estudo, recorreu-se à metodologia proposta por Brilha (2015) considerando-se no caso específico do património geomorfológico as temáticas propostas por Pereira *et al.* (2015). Foram assim identificados e avaliados diversos *Sítios de Geodiversidade* enquadrados nos temas e subtemas da categoria “Relevo e drenagem do Maciço Ibérico em Portugal” propostos em Pereira *et al.* (2015), tendo como suporte o estudo geomorfológico realizado na primeira parte deste trabalho, onde se efetuou a revisão bibliográfica e o trabalho de campo.

Assim, após a elaboração da listagem dos potenciais *Sítios de Geodiversidade*, fez-se um reconhecimento de campo, a fim de efetuar a sua identificação e caracterização, para então

ponderar-se sobre o seu potencial educativo/didático. Cada um dos potenciais *Sítios de Geodiversidade* com valor educativo foi avaliado quantitativamente tendo por base quatro critérios (Tabela 6.1):

- o potencial didático relacionado com a maior ou menor facilidade de compreensão de uma determinada característica geológica por estudantes de diferentes níveis de idade e de ensino;
- a diversidade geológica relacionada com o número e a variedade de elementos de geodiversidade presentes num determinado local;
- a acessibilidade ao local em termos de dificuldade e tempo necessário para a deslocação;
- a segurança associada às condições de visita.

Tabela 6.1. Sequência de tarefas a realizar na inventariação de *Sítios de Geodiversidade* com valor educativo e/ou turístico (adaptado de Brilha, 2015)

<i>Sítios de Geodiversidade</i>	
Valor Educacional (VE)	Valor Turístico (VT)
Revisão da literatura geológica (incluindo inventário de geossítios) Consulta com especialistas com trabalhos desenvolvidos na área	
Revisão dos locais utilizados em atividades educativas	Revisão de documentos utilizados para fins turísticos
Elaboração de uma listagem de potenciais sítios	
Trabalho de campo para identificação de novos sítios e avaliação qualitativa de cada local contido na lista de potenciais <i>Sítios de Geodiversidade</i> , baseado nos seguintes critérios:	
-potencial didático -diversidade geológica -acessibilidade -segurança	-aspecto cénico -potencial interpretativo -acessibilidade -segurança
Lista final dos <i>Sítios de Geodiversidade</i> com completa caracterização	
Avaliação quantitativa do uso do potencial educacional (UPE)	Avaliação quantitativa do uso do potencial turístico (UPT)
Avaliação quantitativa do risco de degradação	
Lista final de <i>Sítios de Geodiversidade</i> da área, classificados por UPE	Lista final de <i>Sítios de Geodiversidade</i> da área, classificados por UPT

A fim de se obter uma avaliação quantitativa de cada local, cada critério é descrito por vários indicadores e cada indicador é quantificado por um parâmetro numérico, tal como se expõe na Tabela 6.2, em que cada critério pode ser pontuado de 0 a 4 pontos (Brilha, 2015). O uso potencial educacional final resulta da soma ponderada da totalidade dos doze critérios (Tabela 6.3), sendo que um determinado local obterá uma elevada pontuação sempre e quando os elementos de geodiversidade são resistentes à destruição eventualmente causada pelos

visitantes, ou seja, quando têm baixa vulnerabilidade e quando podem ter boas condições de observação por alunos dos diferentes níveis de escolaridade e com diferentes níveis etários. Além disso, corresponderão a locais onde as acessibilidades são facilitadas e oferecem boas condições de segurança aos visitantes, sobretudo aos grupos de estudantes mais jovens.

A metodologia seguida permite perspetivar, avaliar e quantificar o potencial educativo/didático dos elementos geológicos e geomorfológicos contidos num determinado local para utilização para fins educativos, além de também dar indicações sobre a necessidade da preservação e valorização do local por parte das autarquias ou outras entidades com poder de decisão.

Na avaliação quantitativa do uso do potencial educativo/didático de um determinado local, devem ser tidos em consideração doze critérios qualitativos (Tabela 6.2): a vulnerabilidade apresentada pelos elementos geológicos no local de visitação, já que a sua destruição implicaria uma diminuição do seu valor educativo; possíveis restrições ao seu uso para fins educativos, o que contribuiria para a diminuição do seu valor educacional; boas condições de acessibilidade; a segurança do local de visitação; a logística; a densidade populacional, ou seja, a existência de um potencial de estudantes ou outras pessoas que poderão usufruir da visitação; a associação dos elementos geológicos a outros valores, sejam eles outros elementos naturais ou culturais; a qualidade cénica; a singularidade dos elementos de geodiversidade; as boas condições de observação; o potencial didático e a diversidade geológica (Brilha, 2015).

Tabela 6.2. Critérios, indicadores e respetivos parâmetros a utilizar na avaliação quantitativa do uso do potencial educacional de um *Sítio de Geodiversidade* (adaptado de Brilha, 2015).

Uso do Potencial Educacional	
Critérios/indicadores	Parâmetros
A. Vulnerabilidade	
Os elementos geológicos não apresentam qualquer possibilidade de detioração devido a atividades antrópicas	4 pontos
Possibilidade de detioração de elementos geológicos secundários devido a atividades antrópicas	3 pontos
Possibilidade de detioração da maior parte dos elementos geológicos principais devido a atividades antrópicas	2 pontos
Possibilidade de detioração de todos os elementos geológicos devido a atividades antrópicas	1 ponto
B. Acessibilidade	
Sítio localizado a menos de 100m de estrada pavimentada e parque de estacionamento	4 pontos
Sítio localizado a menos de 500m de estrada pavimentada	3 pontos
Sítio acessível de autocarro, mas por estrada com gravilha	2 pontos
Sítio sem acesso direto por estrada, mas localizado a menos de 1 km de estrada acessível de autocarro	1 ponto

C. Restrições de uso	
Sítio sem restrições de uso por estudantes e turistas	4 pontos
Sítio com possibilidade de ser usado por estudantes e turistas ocasionalmente	3 pontos
Sítio utilizável por estudantes e turistas, somente após o cumprimento de formalidades (permissões legais, marés,...)	2 pontos
O uso do local por estudantes e turista é muito restrito devido às formalidades necessárias (permissões legais, marés,...)	1 ponto
D. Segurança	
Sítio com elementos de segurança (escadas, corrimãos,...), rede móvel e localizado a menos de 5 km de serviços de emergência	4 pontos
Sítio com elementos de segurança (escadas, corrimãos,...), rede móvel e localizado a menos de 25 km de serviços de emergência	3 pontos
Sítio sem elementos de segurança, mas com rede móvel e localizado a menos de 50 km de serviços de emergência	2 pontos
Sítio sem elementos de segurança, sem rede móvel e localizado a mais de 50 km de serviços de emergência	1 ponto
E. Logística	
Alojamento e restaurante para grupos de 50 pessoas a menos de 15 km de distância	4 pontos
Alojamento e restaurante para grupos de 50 pessoas a menos de 50 km de distância	3 pontos
Alojamento e restaurante para grupos de 50 pessoas a menos de 100 km de distância	2 pontos
Alojamento e restaurante para grupos inferiores a 25 pessoas e a menos de 50 km de distância	1 ponto
F. Densidade populacional	
Sítio localizado num município com mais de 1000 habitantes/km ²	4 pontos
Sítio localizado num município com 250-1000 habitantes/km ²	3 pontos
Sítio localizado num município com 100-250 habitantes/km ²	2 pontos
Sítio localizado num município com menos de 100 habitantes/km ²	1 ponto
G. Associação com outros valores	
Ocorrência de vários valores ecológicos e culturais, a menos de 5 km de distância	4 pontos
Ocorrência de vários valores ecológicos e culturais, a menos de 10 km de distância	3 pontos
Ocorrência de um valor ecológico e um valor cultural, a menos de 10 km de distância	2 pontos
Ocorrência de um valor ecológico ou cultural, a menos de 10 km de distância	1 ponto
H. Aspeto cénico	
Sítio habitualmente usado como destino turístico em território nacional	4 pontos
Sítio ocasionalmente usado como destino turístico em território nacional	3 pontos
Sítio habitualmente usado como destino turístico local	2 pontos
Sítio ocasionalmente usado como destino turístico local	1 ponto
I. Singularidade	
O sítio contém características únicas e incomuns, considerando o panorama nacional e dos países vizinhos	4 pontos
O sítio contém características únicas e incomuns no panorama nacional	3 pontos
O sítio contém características vulgares na região, mas são incomuns noutras regiões do território nacional	2 pontos

O sítio contém características bastante comuns em todo o território nacional	1 ponto
J. Condições de observação	
Todos os elementos geológicos são observados em boas condições	4 pontos
Existem alguns obstáculos que torna difícil a observação de alguns elementos geológicos	3 pontos
Existem alguns obstáculos que tornam difícil a observação da maior parte dos elementos geológicos	2 pontos
Existem alguns obstáculos que praticamente obstruem a observação da maior parte dos elementos geológicos	1 ponto
K. Potencial didático	
O sítio apresenta elementos geológicos que constam dos currículos de todos os níveis de ensino	4 pontos
O sítio apresenta elementos geológicos que constam dos currículos do ensino básico	3 pontos
O sítio apresenta elementos geológicos que constam dos currículos do ensino secundário	2 pontos
O sítio apresenta elementos geológicos que constam dos currículos do ensino superior	1 ponto
L. Diversidade geológica	
O sítio apresenta mais de três tipos de elementos de geodiversidade (mineralógicos, geomorfológicos, ...)	4 pontos
O sítio apresenta três tipos de elementos de geodiversidade	3 pontos
O sítio apresenta dois tipos de elementos de geodiversidade	2 pontos
O sítio apresenta um elemento de geodiversidade	1 ponto

Tabela 6.3. Ponderação dos critérios usados na avaliação do uso do potencial educacional de um *Sítio de Geodiversidade* (adaptado de Brilha, 2015).

Critérios	Ponderação
A. Vulnerabilidade	10
B. Acessibilidade	10
C. Restrições de uso	5
D. Segurança	10
E. Logística	5
F. Densidade populacional	5
G. Associação com outros valores	5
H. Aspeto cénico	5
I. Singularidade	5
J. Condições de observação	10
K. Potencial didático	20
L. Diversidade geológica	10
Total	100

De acordo com a metodologia, afigura-se como essencial adquirir uma perspectiva sobre o potencial grau de degradação de cada um dos *Sítios de Geodiversidade* com potencial uso educativo, sobretudo no que respeita à sua gestão e monitorização. A avaliação quantitativa do risco de degradação é calculada pela consideração da deterioração dos elementos geológicos (refletindo a possibilidade de perda desses elementos como consequência da sua fragilidade); as suas características intrínsecas (como as dimensões do elemento geológico, a resistência da rocha, o tamanho do grão da rocha,...); causas naturais (maior suscetibilidade à erosão, intensidade dos agentes erosivos,...) e a consideração de vulnerabilidade às atividades antrópicas (agricultura, vandalismo,...).

Outro dos critérios a tomar em consideração é a proximidade a áreas/atividades que potencialmente possam causar degradação dos elementos geológicos, como é o caso de locais de mineração ativa, áreas muito urbanizadas ou industrializadas e proximidade a estradas, entre outros. A existência ou a falta de uma cobertura legal do local deve também ser tida em consideração, já que o acesso controlado ou sujeito a qualquer tipo de requisitos e restrições, bem como a edificação de estruturas de proteção, tem impacto no risco de degradação do mesmo.

Finalmente, em relação às acessibilidades e à densidade populacional, um *Sítio de Geodiversidade* de fácil acesso público facilmente vê agravado o seu risco de degradação. A densidade populacional relativa a um determinado local reflete o número de pessoas que potencialmente podem aumentar a deterioração do local por uso inapropriado, como por exemplo a destruição ou a danificação gratuita do local. Todavia, se por um lado a densidade populacional e a boa acessibilidade podem constituir fatores de acréscimo do risco de degradação dos *Sítios de Geodiversidade*, por outro, permitem a fruição do seu potencial didático por uma maior franja da população escolar, o que levou a considerar para cada um dos municípios que integram a área de estudo, a sua densidade populacional (Tabela 6.4).

Complementarmente, efetuou-se um levantamento das temáticas que constituem os conteúdos programáticos de diferentes níveis de escolaridade de ensino básico e secundário e a respetiva adequação a cada um dos *Sítios de Geodiversidade* selecionados (Tabela 6.5).

Tabela 6.4. Densidade populacional por município (dados obtidos a partir do recenseamento geral da população pelo Instituto Nacional de Estatística, Censos 2011).

Município	Km ²	Nº habitantes	Densidade populacional Nº habitantes/ Km ²
Gondomar	131.86	168.027	1274
Porto	41.42	237.591	5736
Paredes	156.56	86.854	555
Penafiel	212.2	72.265	340
Valongo	75.12	93.858	1249
Vila Nova de Gaia	168.46	302.324	1795
Castelo de Paiva	115.01	16.733	145

Tabela 6.5. Síntese do potencial didático de cada *Sítio de Geodiversidade* inventariado e sua adequação aos programas em vigor para os ensinos básico e ensino secundário.

<i>Sítio de Geodiversidade</i>	Ano letivo /Disciplina	Conteúdos programáticos
Serra de Santa Justa	3º ano/Estudo do Meio 4º ano/ Estudo do Meio 5º ano/Ciências Naturais 7º ano/Ciências Naturais 10ºano/Biologia e Geologia 11ºano/Biologia e Geologia 12ºano/ Geologia	<ul style="list-style-type: none"> . Aspetos Físicos do Meio Local (3º ano) . Exploração Mineral do Meio Local (3º ano). . Aspetos Físicos de Portugal (4º ano). . À descoberta do Ambiente Natural (4º ano). . A Exploração mineral do meio local (3º ano) . Exploração mineral como fonte de matérias-primas (3º ano). . A qualidade do Ambiente (4º ano). . A importância das rochas e dos minerais (5ºano). . Diversidade das paisagens geológicas (7ºano). . Deformação das rochas (7º ano). . O metamorfismo como uma consequência da dinâmica interna da Terra (7º ano). . Formações litológicas em Portugal e a sua exploração sustentada (7ºano). . Os fósseis e a reconstrução da história da Terra (7ºano). . Grandes etapas da história da Terra (7ºano). . As rochas arquivos que relatam a História da Terra (10ºano). . A medida do tempo e a idade da Terra (10ºano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano). . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . A medida do tempo e a história da Terra (12ºano). . Geohistória (12ºano). . História geológica de uma região (12ºano).

Montalto	<p>3º ano/Estudo do Meio</p> <p>4º ano/Estudo do Meio</p> <p>7º ano/Ciências Naturais</p> <p>10ºano/Biologia e Geologia</p> <p>11ºano/Biologia e Geologia</p> <p>12ºano/ Geologia</p>	<ul style="list-style-type: none"> . Aspetos Físicos do Meio Local (3º ano) . Aspetos Físicos de Portugal (4º ano). . Diversidade das paisagens geológicas (7ºano). . O metamorfismo como uma consequência da dinâmica interna da Terra (7º ano). . Deformação das rochas (7º ano). . As rochas arquivos que relatam a História da Terra (10ºano). . A medida do tempo e a idade da Terra (10ºano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano). . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . A medida do tempo e a história da Terra (12ºano). . História geológica de uma região (12ºano).
Miradouro do Monte de São Domingos	<p>3º ano/Estudo do Meio</p> <p>4º ano/Estudo do Meio</p> <p>11ºano/Biologia e Geologia</p>	<ul style="list-style-type: none"> . Aspetos Físicos do Meio Local (3º ano). . Aspetos Físicos de Portugal (4º ano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano).
Monte Crasto	<p>3º ano/Estudo do Meio</p> <p>5º ano/Ciências Naturais</p> <p>7º ano/Ciências Naturais</p> <p>11ºano/Biologia e Geologia</p>	<ul style="list-style-type: none"> . Aspetos Físicos do Meio Local (3º ano). . A importância das rochas e dos minerais (5ºano). . Formação das rochas magmáticas (7ºano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano). . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano).
Alto do Castelo	<p>3º ano/Estudo do Meio</p> <p>7º ano/Ciências Naturais</p> <p>11ºano/Biologia e Geologia</p> <p>12ºano/ Geologia</p>	<ul style="list-style-type: none"> . Aspetos Físicos do Meio Local (3º ano). . A Exploração mineral do meio local (3º ano) . Exploração mineral como fonte de matérias-primas (3º ano). . Diversidade das paisagens geológicas (7ºano). . Deformação das rochas (7º ano). . O metamorfismo como uma consequência da dinâmica interna da Terra (7º ano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano). . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano). . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . A medida do tempo e a história da Terra (12ºano). . História geológica de uma região (12ºano).
Azenhas do Vicente	<p>3º ano/Estudo do Meio</p> <p>7º ano/Ciências Naturais</p> <p>10ºano/Biologia e Geologia</p>	<ul style="list-style-type: none"> . Aspetos Físicos do Meio Local (3º ano) . A Exploração mineral do meio local (3º ano) . Exploração mineral como fonte de matérias-primas (3º ano). . Diversidade das paisagens geológicas (7ºano).

	<p>11ºano/Biologia e Geologia</p> <p>12ºano/ Geologia</p>	<ul style="list-style-type: none"> . Os fósseis e a reconstituição da história da Terra (7ºano). . Deformação das rochas (7º ano). . O metamorfismo como uma consequência da dinâmica interna da Terra (7º ano). .Formações litológicas em Portugal e a sua exploração sustentada (7ºano). . As rochas arquivos que relatam a História da Terra (10ºano). . A medida do tempo e a idade da Terra (10ºano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano). . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . A medida do tempo e a história da Terra (12ºano). . Geohistória (12ºano). . História geológica de uma região (12ºano)
<p>Senhora do Salto</p>	<p>3º ano/Estudo do Meio</p> <p>5º ano/Ciências Naturais</p> <p>7º ano/Ciências Naturais</p> <p>10ºano/Biologia e Geologia</p> <p>11ºano/Biologia e Geologia</p> <p>12ºano/ Geologia</p>	<ul style="list-style-type: none"> . Aspetos Físicos do Meio Local (3º ano). . A importância das rochas e dos minerais (5ºano). . Diversidade das paisagens geológicas (7ºano). . Deformação das rochas (7º ano). . O metamorfismo como uma consequência da dinâmica interna da Terra (7º ano). . Grandes etapas da história da Terra (7ºano). . As rochas arquivos que relatam a História da Terra (10ºano). . A medida do tempo e a idade da Terra (10ºano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano). . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . A medida do tempo e a história da Terra (12ºano). . Geohistória (12ºano). . História geológica de uma região (12ºano).
<p>Torre do Castelo de Aguiar de Sousa</p>	<p>3º ano/Estudo do Meio</p> <p>5º ano/Ciências Naturais</p> <p>7º ano/Ciências Naturais</p> <p>10ºano/Biologia e Geologia</p> <p>11ºano/Biologia e Geologia</p> <p>12ºano/ Geologia</p>	<ul style="list-style-type: none"> . Aspetos Físicos do Meio Local (3º ano). . A importância das rochas e dos minerais (5ºano). . Diversidade das paisagens geológicas (7ºano). . Deformação das rochas (7º ano). . O metamorfismo como uma consequência da dinâmica interna da Terra (7º ano). . Grandes etapas da história da Terra (7ºano). . As rochas arquivos que relatam a História da Terra (10ºano). . A medida do tempo e a idade da Terra (10ºano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano). . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . A medida do tempo e a história da Terra (12ºano). . Geohistória (12ºano). . História geológica de uma região (12ºano).

Estivada- Rio Mau	3º ano/Estudo do Meio 5º ano/Ciências Naturais 7º ano/Ciências Naturais 10ºano/Biologia e Geologia 11ºano/Biologia e Geologia 12ºano/ Geologia	<ul style="list-style-type: none"> . Aspectos Físicos do Meio Local (3º ano). . A importância das rochas e dos minerais (5ºano). . Deformação das rochas (7º ano). . O metamorfismo como uma consequência da dinâmica interna da Terra (7º ano). . As rochas arquivos que relatam a História da Terra (10ºano). . A medida do tempo e a idade da Terra (10ºano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano). . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . A medida do tempo e a história da Terra (12ºano). . História geológica de uma região (12ºano).
Meandro da Lomba	3º ano/Estudo do Meio 4º ano/Estudo do Meio 11ºano/Biologia e Geologia	<ul style="list-style-type: none"> . Aspectos Físicos do Meio Local (3º ano) . Aspectos Físicos de Portugal (4º ano). . Ocupação antrópica e problemas de ordenamento (11º ano).
Sedimentos de Cavaleiros	11ºano/Biologia e Geologia 12ºano/ Geologia	<ul style="list-style-type: none"> . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . Mudanças ambientais na história da Terra e a evolução da espécie humana (12ºano).
Terraço fluvial de Fisga (Porqueira)	11ºano/Biologia e Geologia 12ºano/ Geologia	<ul style="list-style-type: none"> . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . Mudanças ambientais na história da Terra e a evolução da espécie humana (12ºano).
Terraço fluvial de Esposade	11ºano/Biologia e Geologia 12ºano/ Geologia	<ul style="list-style-type: none"> . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . Mudanças ambientais na história da Terra e a evolução da espécie humana (12ºano).
Terraço fluvial de Ermentão	11ºano/Biologia e Geologia 12ºano/ Geologia	<ul style="list-style-type: none"> . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . Mudanças ambientais na história da Terra e a evolução da espécie humana (12ºano).
Terraço fluvial de Aldeia Nova	11ºano/Biologia e Geologia 12ºano/ Geologia	<ul style="list-style-type: none"> . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . Mudanças ambientais na história da Terra e a evolução da espécie humana (12ºano).
Terraço fluvial da Quinta Marques Gomes	11ºano/Biologia e Geologia 12ºano/ Geologia	<ul style="list-style-type: none"> . Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres (11ºano). . Mudanças ambientais na história da Terra e a evolução da espécie humana (12ºano).
Fragas da Abitureira	3º ano/Estudo do Meio 7º ano/Ciências Naturais	<ul style="list-style-type: none"> . Aspectos Físicos do Meio Local (3º ano) . Diversidade das paisagens geológicas (7ºano).

A avaliação quantitativa do risco de degradação dos *Sítios de Geodiversidade* prevê a adoção de critérios, indicadores e parâmetros próprios. Cada um dos critérios é pontuado de 0 a 4, estando mesmo prevista a possibilidade de pontuação 0 para um determinado critério (Tabela 6.6). Posteriormente, foi realizada ponderação, tal como se apresenta contido na tabela 6.7.

Tabela 6.6. Critérios, indicadores e parâmetros usados na avaliação quantitativa do risco de degradação dos *Sítios de Geodiversidade* (adaptado de Brilha,2015).

Risco de Degradação	
Critérios/indicadores	Parâmetros
A. Detioração dos elementos geológicos	
Possibilidade de detioração de todos os elementos geológicos	4 pontos
Possibilidade de detioração dos principais elementos geológicos	3 pontos
Possibilidade de detioração de elementos geológicos secundários	2 pontos
Possibilidade mínima de detioração dos elementos geológicos secundários	1 ponto
B. Proximidade a áreas/atividades causadoras de potencial degradação	
Sítio localizado a menos de 50m de área/atividade potencialmente causadora de degradação	4 pontos
Sítio localizado a menos de 200m de área/atividade potencialmente causadora de degradação	3 pontos
Sítio localizado a menos de 500m de área/atividade potencialmente causadora de degradação	2 pontos
Sítio localizado a menos de 1Km de área/atividade potencialmente causadora de degradação	1 ponto
C. Proteção legal	
Sítio localizado numa área sem proteção legal e sem acesso controlado	4 pontos
Sítio localizado numa área sem proteção legal, mas com acesso controlado	3 pontos
Sítio localizado numa área com proteção legal e sem acesso controlado	2 pontos
Sítio localizado numa área com proteção legal e com acesso controlado	1 ponto
D. Acessibilidade	
Sítio localizado a menos de 100m de uma estrada pavimentada e com estacionamento para autocarro	4 pontos
Sítio localizado a menos de 500m de uma estrada pavimentada	3 pontos
Sítio acessível por autocarro por estrada com gravilha	2 pontos
Sítio sem acesso direto por estrada, mas localizada a menos de 1 Km de uma estrada acessível por autocarro	1 ponto
E. Densidade populacional	
Sítio localizado num município com mais de 1000 habitantes por/Km ²	4 pontos
Sítio localizado num município com 250- 1000 habitantes por/Km ²	3 pontos
Sítio localizado num município com 100-250 habitantes por/Km ²	2 pontos
Sítio localizado num município com menos de 100 habitantes por/Km ²	1 ponto

Tabela 6.7. Ponderação dos critérios de avaliação do risco de degradação de um *Sítio de Geodiversidade* (adaptado de Brilha, 2015).

Crítérios	Ponderação
A. Detioração dos elementos geológicos	35
B. Proximidade a área/atividade potencialmente causadora de degradação	20
C. Proteção legal	20
D. Acessibilidade	15
E. Densidade populacional	10
Total	100

Considera-se um local com máximo risco de degradação aquele cujos elementos geológicos mais importantes apresentem uma elevada suscetibilidade de degradação, quer relativamente aos fatores naturais quer às atividades antrópicas, que não se encontra sob qualquer regime de proteção legal e se localiza nas imediações de áreas muito urbanizadas ou industrializadas ou na proximidade de atividades potenciadoras de causar danos (tabela 6.7).

6.3. *Sítios de Geodiversidade*

Apresenta-se seguidamente uma listagem dos *Sítios de Geodiversidade* considerados na área de estudo.

A seleção dos diversos sítios foi efetuada, desde logo, de acordo com o seu valor científico, educativo e didático, o que se sobrepõe a outros valores que lhe possam estar associados, igualmente ponderados.

Pretendendo-se avaliar o potencial educacional de cada local, procedeu-se ao preenchimento de um quadro de caracterização individual, obtendo-se no final um conjunto de quinze sítios considerados como potenciais *Sítios de Geodiversidade*. Paralelamente, dada a diversidade de características e de elementos geomorfológicos que a área de estudo encerra e uma vez que a área de estudo se enquadra geologicamente no Maciço Ibérico, a mais vasta unidade morfotectónica da Península Ibérica, considerou-se o enquadramento dos diferentes *Sítios de Geodiversidade* selecionados na temática “Relevo e drenagem do Maciço Ibérico em Portugal”, uma das categorias consideradas no inventário do património geológico nacional, bem como nos respetivos subtemas, tal como se propõe em Pereira *et al.* (2015).

Tabela 6.8. *Sítios de Geodiversidade* representativos da temática “Relevo e drenagem do Maciço Ibérico em Portugal”. Cada *Sítio* encontra-se referenciado pelo tipo (Área-A, Ponto isolado-Pi e Local panorâmico-Lp) e estatuto de proteção legal. Alguns dos *Sítios* encontram-se incluídos em mais de um subtema.

Tema	Subtema	<i>Sítio de Geodiversidade</i>	Tipo	Localização	Estatuto de Proteção
1. Grandes geofor­mas res­iduais:	Cristas quartzíticas	Serra de Santa Justa (Alto do Castelo)	A/Pi	Valongo	Paisagem Protegida de Âmbito Regional
		Montalto	A/Lp	Valongo	--
		Miradouro do Monte de São Domingos	Pi/Lp	Castelo de Paiva	--
2. Geofor­mas graníticas:	Monte-ilha	Monte Crasto	Pi/Lp	Gondomar	--
3. Geofor­mas fluviais:	Gargantas	Serra de Santa Justa (Alto do Castelo)	A/Pi	Valongo	Paisagem Protegida de Âmbito Regional
		Serra de Santa Justa (Azenhas do Vicente)	A/Pi	Valongo	Paisagem Protegida de Âmbito Regional
		Senhora do Salto	A/Pi	Aguiar de Sousa-Paredes	Parque Natural da Senhora do Salto
		Torre do Castelo de Aguiar de Sousa	A/Pi	Aguiar de Sousa-Paredes	Parque Natural da Senhora do Salto
		Estivada- Rio Mau	A/Pi	Penafiel	--
		Fragas da Abitureira	Pi	Penafiel	--
	Vales epigénicos	Serra de Santa Justa	A/Pi	Valongo	Paisagem Protegida de

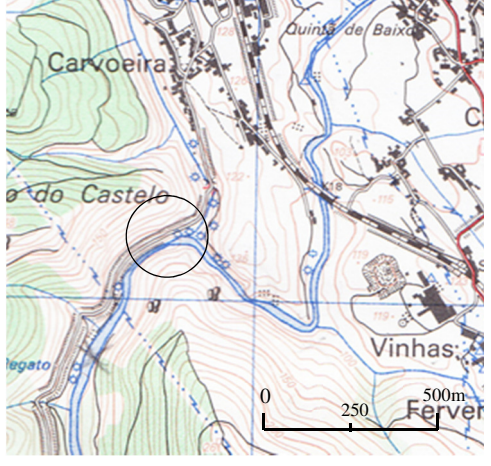
		Vale do Rio Ferreira			Âmbito Regional	
		Senhora do Salto Vale do Rio Sousa	A/Pi	Paredes	Parque Natural da Senhora do Salto	
		Estivada-Rio Mau Vale do Rio Mau	A/Pi	Penafiel	--	
		Fragas de Abitureira	Pi	Penafiel	--	
	Meandros encaixados	Meandro da Lomba (Douro) - Serra de Banjas	A/Lp	Melres-Gondomar	--	
	Cascatas (Knickpoint)	Estivada-Rio Mau Cascata do Poço Negro	Pi	Penafiel	--	
	Depósitos debris flow	Sedimentos de Cavaleiros	Pi/Lp	Medas-Gondomar	--	
	Terraços sedimentares fluviais	Terraço de Fisga (Porqueira)	Pi	Medas-Gondomar	--	
		Terraço de Ermentão	Pi	Gondomar	--	
		Terraço de Quinta Marques Gomes	Pi/Lp	V. Nova de Gaia	--	
		Terraço de Aldeia Nova	Pi	Avintes-V. Nova de Gaia	--	
	Terraços de rocha	Terraço rochoso (Sousa) - Senhora do Salto	Pi	Aguiar de Sousa-Paredes	Parque Natural da Senhora do Salto	
	4. Geoformas fluvio-marinhas:	Restinga	Alto da Arrábida	Lp	Porto	--

Na inventariação dos diversos sítios, relativamente ao critério “potencial didático a utilizar na avaliação quantitativa (Tabela 6.2)”, tiveram-se como referencial os “conteúdos programáticos”, as “metas curriculares”, as “aprendizagens essenciais do ensino básico” das disciplinas de Estudo do Meio para o 1º ciclo, das Ciências Naturais do 3º ciclo, assim como as “aprendizagens essenciais” e os conteúdos programáticos da disciplina de Biologia e Geologia dos 10º e 11º anos, na componente de Geologia, e o programa da disciplina de Geologia do 12º ano de escolaridade do Ensino Secundário, atualmente em vigor.


6.4. Caracterização dos *Sítios de Geodiversidade*

Tabela 6.9 - *Sítios de Geodiversidade*

Nº 1	Serra de Santa Justa (Alto do Castelo) Tema: Grandes geformas residuais	Carta Militar de Portugal Valongo Folha 123
-------------	--	--



Tipo	Área X	Ponto isolado X	Local panorâmico	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Carvoeira	Valongo	Valongo	
	Coordenadas geográficas			
	Latitude 41°10'19.86"N Longitude 8°28'46.46"W			
Acessibilidade	A acessibilidade é boa, já que de automóvel ligeiro ou de transporte público, ou mesmo a pé se pode aceder com facilidade ao principal ponto de observação, com livre circulação.			
Caraterização geral	O <i>Sítio Serra de Santa Justa</i> encontra-se localizado em Carvoeira, freguesia de Valongo junto ao Alto do Castelo e junto à foz do Rio Simão.			
Interesse geomorfológico	<p>No <i>Sítio Serra de Santa Justa</i>, o vale do Ferreira mostra uma morfologia do tipo garganta com vertentes muito verticalizadas e escarpadas, com um comando que atinge cerca de 290m. O vale neste trecho mostra-se fortemente encaixado e escavado nos quartzitos (<i>water-gap</i>) denominados localmente por “saltos”. O Ferreira apresenta diversas cascatas e rápidos (<i>knickpoints</i>), meandros fortemente encaixados devido à inadaptação do rio ao relevo e ao controle do rio pela tectónica regional.</p> <p>A Serra de Santa Justa constitui um exemplo de relevo de resistência originado por erosão diferencial que deu lugar a um relevo de tipo crista. Resultou de um longo processo de arrasamentos, durante o qual os quartzitos ordovícicos, pela sua resistência face às restantes litologias, ofereceram maior resistência à meteorização e à erosão. A variedade de resistência das litologias, conjuntamente com a influência passiva das estruturas tectónicas originadas durante a orogenia varisca, tiveram uma importância decisiva na atuação dos agentes erosivos e na formação deste tipo de relevo, associado às condições climáticas e às movimentações tectónicas que se fizeram sentir durante orogenia alpina. Os topos destas elevações representam fragmentos de um aplanamento remanescente provavelmente datado do início do Mesozoico designado de Superfície Inicial. Estas elevações materializam e são a expressão de um relevo estrutural do tipo Apalachiano (Martim- Serrano, 1988; Pereira, 2010).</p> <p>No Rio Simão, afluente do Ferreira identificam-se algumas estruturas relacionadas com a abrasão da água, como é o caso da presença de estruturas de erosão de tipo “marmitas de gigante” visíveis no leito.</p>			
Outros interesses geológicos	<p>A sequência metassedimentar na região é constituída por conglomerados, grauvaques, quartzitos e xistos. Os xistos do Ordovícico documentam os mares que cobriam a região há cerca de 470-460 milhões de anos (Romano & Diggens, 1974; Couto, 1993).</p> <p>As sequências litológicas presentes no local evidenciam variações do ambiente deposicional e permitem fazer reconstituições da história geológica da área. Nos afloramentos de rochas metassedimentares, particularmente os pertencentes às formações de Santa Justa (Ordovícico inferior) e de Valongo (Ordovícico superior) são visíveis estruturas sedimentares deposicionais diversas, características de ambiente sedimentar marinho, preservadas nas rochas do Paleozoico</p>			

	<p>inferior, nomeadamente nas que constituem a Formação de Santa Justa, como marcas de ondulação de tipo <i>ripple-marks e climbing ripple cross-lamination</i>. Os sedimentos variam desde depósitos de praia, representados pelos quartzitos e conglomerados e sedimentos de ambiente marinho de maior profundidade como os xistos.</p> <p>A multiplicidade de dobras nos quartzitos ordovícicos a diferentes escalas micro, meso e macroscópica, evidenciam a deformação tectónica a que a área esteve sujeita na primeira fase de deformação D1 e continuada em D3 varisca, materializando-se numa megadobra designada de Anticlinal de Valongo, constituindo a herança de diversas fases tectónicas a que o orógeno varisco esteve sujeito (Romano & Diggens, 1974; Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p> <p>No que à Paleontologia diz respeito, merecem referência as jazidas fossilíferas paleozoicas, reconhecidas internacionalmente, bem representadas por fósseis de invertebrados marinhos, de que são exemplo as trilobites, graptólitos, braquiópodes e outros organismos, bem como a presença de icnófósseis como <i>Cruziana</i> (pistas de locomoção e alimentação caraterísticos de ambientes litorais), que ajudam a compreender a história geológica da região (Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p>
Valor económico	Os xistos negros argilosos ardosíferos da Formação de Valongo são rochas metamórficas ainda hoje exploradas em Valongo para fins industriais e construção civil.
Valor cultural	As mineralizações de ouro e antimónio que ocorrem nesta região do vale do Ferreira são parte integrante do Distrito Mineiro Dúrico-Beirão e são constituídos por diversos jazigos, alguns lavrados desde a ocupação romana. Além destas, ocorrem também mineralizações de estanho, tungsténio, chumbo, zinco e prata. Existem no local vestígios e estruturas associadas à exploração mineira aurífera dessa época (fojos romanos) que constituem um intrincado conjunto de galerias subterrânea de várias dezenas de metros de profundidade, correspondendo ao desmonte de filões de quartzo durante o período de domínio romana (Couto, 1993, 2004; Couto & Soeiro, 2006). O conjunto de estruturas mineiras e os vestígios do tratamento metalúrgico do minério existente nesta região constitui um valioso património mineiro.
Valor funcional	Os moinhos de água nos rios Simão e Ferreira foram utilizados na moagem dos cereais para o fabrico do pão, indústria historicamente importante no município de Valongo, de onde provinha boa parte do pão e biscoito que abastecia o Porto no século XIX e princípio do século XX. Eram instalados em setores do rio com maior energia hidráulica.
Valor ecológico	A criação de um corredor ecológico permitiu estabelecer um percurso pedestre ao longo das margens do Rio Simão entre a cidade de Valongo e a sua foz, prologando-se até à aldeia de Couce. Ao longo do percurso, é possível o contacto com habitats e espécies endémicas de fauna e flora com estatuto de proteção especial (Rede Natura 2000) nas serras e fojos, com a vegetação ripícola existente ao longo dos cursos de água e espécies autóctones. Embora com pequena extensão devido à destruição a que têm sido sujeitos, os bosques do Parque das Serras do Porto, climatófilos, são dominados pelo carvalho alvarinho (<i>Quercus robur</i>) e sobreiro (<i>Quercus suber</i>). Na base das encostas e nas margens dos cursos de água, predomina o bosque húmido (edafo-higrófilo) também designado por ripícolas, considerados habitats prioritários para conservação pela Diretiva Comunitária “Habitats”. São dominados pelo amieiro (<i>Alnus glutinosa</i>) e/ou pelo salgueiro-negro (<i>Salix atrocinerea</i>), podendo também incluir o freixo (<i>Fraxinus angustifolia</i>). Nas áreas onde os bosques de carvalhos foram destruídos predominam os matos e matagais. É de assinalar algumas comunidades que ocupam habitats muito específicos como a vegetação rupícola e a vegetação higrófila e turfófila, com especial realce para as plantas insetívoras como as orvalhinhas (<i>Drosera rotundifolia</i> e <i>Drosera intermedia</i>) e a pinguícola (<i>Pinguicula lusitanica</i>) que, assim como os narcisos ou martelinhos (<i>Narcissus cyclamineus</i>) são endemismos. Nos fojos das antigas minas romanas e em alguns taludes, merecem particular destaque a presença de numerosas Pteridófitas, designadamente espécies relíquias de fetos como <i>Culcita macrocarpa</i> , <i>Lycopodiella cernua</i> e <i>Trichomanes speciosum</i> (Lomba <i>et al.</i> , 2004; CMV, 2004, 2008; Oliveira, 2008).
Estatuto de proteção	Em 2016, esta área foi integrada no Parque das Serras do Porto, projeto intermunicipal que abrange as serras de Santa Justa, Pias, Castiçal, Flores, Santa Iria e Banjas, com o objetivo de classificar as serras como Área de Paisagem Protegida Regional. Nesta área existem vários seres vivos cujo estado de conservação é preocupante, chegando muitos a correr perigo de extinção. Embora com problemas de conservação do património natural, o património é valioso, que inclui habitats naturais e espécies de fauna e flora de conservação prioritária, ficando o valor ecológico bem patente na sua inserção na rede europeia do Projeto Biótopos CORINE, na inserção na Rede Natura 2000 como Sítio de Importância Comunitária (2004) com a designação de Sítio “Valongo”, que resultou da aplicação das Diretivas Comunitárias “Aves” (79/409/CEE) e “Habitats” (92/43/CEE). Mais recentemente, em 2011, as serras de Santa Justa e Pias foram classificadas como Área de Paisagem Protegida Local (CMV, 2004, 2008).
Vulnerabilidade	Baixa vulnerabilidade dos elementos geológicos.


Logística	A área não possui qualquer equipamento disponível ao visitante, senão a cerca de 1-1,5 km do local.
Condições de observação	A área selecionada é privilegiada relativamente às condições de observação das geoformas. O aspeto cénico do local constitui um ponto importante de motivação dos alunos para as temáticas da geologia e da geomorfologia.
Segurança	Permite o desenvolvimento de atividades educativas sem grande risco, muito embora para estudantes mais jovens se considere necessária supervisão. Há ainda a cuidar da perigosidade em tempo quente, dada a eventualidade da ocorrência de incêndio florestal.
Potencial didático	O local contém mais de três elementos geodiversidade que se enquadram nos conteúdos programáticos dos diversos níveis de ensino, considerando-se um excelente recurso didático, sobretudo para o desenvolvimento de atividades no campo, com especial ênfase para a interação entre as diversas áreas do conhecimento, como a História ou a Geografia e a Biologia, bem como aspetos culturais locais. Além disso, a cerca de 2 km, o parque dispõe do Centro de Interpretação Ambiental das Serras de Santa Justa e Pias, onde para além de divulgar o património das serras, existem materiais didáticos disponíveis em diversos formatos, promove-se a adoção de comportamentos que contribuem para a preservação da floresta, da biodiversidade e do ambiente, podendo também ser agendadas visitas ao interior de um fojo romano.
Fotografias	 <p>Aspetos do vale em garganta do Rio Ferreira no Alto do Castelo.</p>

Nº 2	Montalto Tema: Grandes geoforras residuais	Carta Militar de Portugal Valongo Folha 123
------	---	--

Tipo	Área X	Ponto isolado	Local panorâmico x	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Montalto	Valongo	Valongo	
	Coordenadas geográficas			
Latitude 41°10'40.33"N Longitude 8°30'21.73"W				
Acessibilidade	A acessibilidade ao local é boa, quer por automóvel ligeiro, de autocarro ou a pé.			
Caraterização geral	<p>O <i>Sítio Montalto</i> fica situado nas cristas quartzíticas secundárias da Serra de Santa Justa, nas <mediações do edifício do Sanatório de Valongo (ou de Montalto) hoje em ruínas.</p> <p>As cristas quartzíticas em Montalto, menos altas e extensas do que as de Santa Justa, são também um exemplo de relevos de resistência originados por erosão diferencial e expressão de um relevo estrutural. As diferentes litologias apresentam-se em camadas de reduzida espessura. No flanco Oeste do Anticlinal de Valongo estas elevações são sobretudo talhadas nos quartzitos cinzento claro (Membro inferior da Formação de Sobrido) localmente sobreposto por litologias mais pelíticas. Estratigraficamente marcam a passagem entre o final o Ordovícico e início do Silúrico. O membro superior desta formação está claramente dominado por camadas de diamictitos que podem variar de cor entre o cinzento e o vermelho (Couto <i>et al.</i>, 2013).</p>			
Interesse geomorfológico	<p>Além da observação de relevos de resistência originados por erosão diferencial em litologias de diferente resistência ao clima e aos fatores erosivos, é possível, a partir deste local, ter uma visão panorâmica global da Plataforma Litoral do Porto e da sua relação com os relevos localizados a Este.</p> <p>Também é possível observar na paisagem o vale encaixado do Rio Douro no setor vestibular, os relevos marginais em Vila Nova de Gaia materializados pelas elevações do Monte da Virgem e na margem direita os vales dos rios Tinto e do Torto.</p>			
Outros interesses geológicos	<p>As sequências litológicas metassedimentares que se podem encontrar neste local, enquadram-se no Ordovícico superior, Silúrico e Devónico. Alguns estratos revelam dados paleogeográficos e paleoclimáticos importantes, com evidência da presença de icebergs, de vulcanismo submarino ou até tsunamis, durante o Paleozoico. Nesta altura, a Península Ibérica, o continente africano e a América do Sul eram parte integrante do continente Gondwana, localizado no Hemisfério Sul. Na área, mas junto à estrada nacional, é possível a observação de níveis detríticos siltíticos, cujos sedimentos têm uma origem glacio-marinha e formação na plataforma continental, designados de “pelitos com fragmentos” ou diamictitos, os quais estão relacionados com a grande glaciação ocorrida no final do Ordovícico. As bancadas de diamictitos são geralmente muito heterogéneas, podendo apresentar-se maciços ou com laminações, estes últimos normalmente mais pobres em clastos, podem atingir os 80 cm de diâmetro. São constituídos por uma matriz fina dominante de natureza argilosa, siltítica ou arenosa, contendo clastos de quartzo e quartzito e xisto com dimensões variáveis, transportados por icebergs denominados de <i>dropstones</i>. Fazem parte do membro superior da Formação de Sobrido (Caradociano-Ashiliano) que se sobrepõe estratigraficamente à Formação de Valongo (Romano & Diggens, 1974; Couto & Soeiro, 2006; Couto, 2006; 2013).</p>			
Valor económico	Não observado			
Valor cultural	Não observado			
Valor funcional	Não observado			
Valor ecológico	Muito embora este espaço se encontre degradado devido às intervenções humanas e em estado urgente de necessidade de intervenção ambiental, possui um conjunto de espécies de plantas			

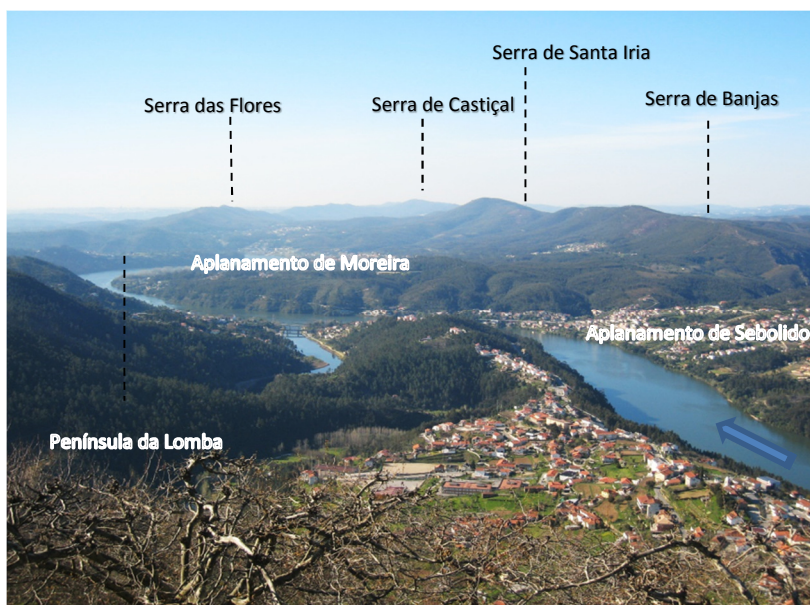
	insetívoras dos géneros <i>Drosera</i> (orvalhinhas) e <i>Drosophyllum</i> (pinheiro baboso) que importa proteger e preservar.
Estatuto de proteção	O sítio em questão embora se localize na proximidade da Serra de Santa Justa, não se encontra abrangido pelo estatuto “Rede Natura 2000”.
Vulnerabilidade	Alguns elementos geológicos, nomeadamente o afloramento de diamictitos, são suscetíveis de degradação.
Logística	Não dispõe de qualquer equipamento de apoio ao visitante no local. É necessária uma deslocação de mais de 1 km para aceder a estabelecimentos de restauração.
Condições de observação	As condições de observação são boas. O aspeto cénico pode considerar-se como motivador de atividades didáticas.
Segurança	O local permite o desenvolvimento de atividades educativas sem grande risco, muito embora para estudantes mais jovens seja necessária supervisão, pelo facto de se encontrar nas proximidades de uma estrada nacional.
Potencial didático	Os conteúdos a abordar, enquadram-se nos conteúdos programáticos previstos para o ensino secundário, considerando-se um bom recurso didático sobretudo para o desenvolvimento de atividades no campo, com especial ênfase para a interação entre as diversas áreas do conhecimento, a Geologia, a Biologia e o ambiente, potenciando a interdisciplinaridade.
Fotografias	 <p>Vista panorâmica sobre a plataforma litoral (a) e a relação de proximidade com os relevos residuais de resistência a Este. A imagem à direita (b) mostra um pormenor dos afloramentos quartzíticos da Formação de Sobrido atravessados por inúmeros filões de quartzo.</p>  <p>Dois aspetos de pormenor dos diamictitos, do topo da Formação de Sobrido. Trata-se de arenitos com horizontes ferruginosos. À esquerda é possível distinguir vários <i>dropstones</i> (assinalados), inseridos numa matriz de sedimentos marinhos finos. Na imagem da direita encontram-se assinalados níveis de cor negra ou acastanhada com elevados teores de ferro que testemunham períodos de emersão do território, ou seja, períodos de glaciação com conseqüente abaixamento do nível marinho (Couto, 2011).</p>

Nº 3	Miradouro do Monte de São Domingos Tema: Grandes geoforamas residuais	Carta Militar de Portugal Foz do Sousa (Gondomar) Folha 134
-------------	---	--

Tipo	Área	Ponto isolado X	Local panorâmico x	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	--	Raiva	Castelo de Paiva	
	Coordenadas Geográficas			
Latitude 41° 2'38.97" N Longitude 8°23'15.30" W				
Acessibilidade	Local acessível quer por automóvel ligeiro, quer por autocarro. O percurso até ao ponto mais elevado tem uma inclinação elevada, o que desaconselha o acesso a pé.			
Caraterização geral	<p>O <i>Sítio Miradouro do Monte de São Domingos</i>, é identificado no ponto mais elevado da Serra de São Domingos em Castelo de Paiva sobre os quartzitos ordovícicos da Formação de Santa Justa.</p> <p>O conjunto de elevações de que esta serra é parte integrante, está em continuidade geológica e geomorfológica com a Serra das Flores na margem direita do Douro. Para sudeste tem igualmente continuidade sob a forma de cumes quartzíticos alinhados de orientação NW-SE prolongando-se até às proximidades de Castro Daire, terminando que termina no Monte de São Macário e Monte Redondo, incorporando o sinclinal Valongo-Satão.</p> <p>O lugar proporciona uma visão panorâmica privilegiada para observação das diferentes geoforamas, já que se situa num ponto elevado a cerca de 450 m de altitude, entre os vales dos rios Douro e Arda.</p>			
Interesse geomorfológico	<p>A partir do ponto mais elevado da Serra de São Domingos, no miradouro com o mesmo nome, são identificáveis diversas geoforamas: duas superfícies aplanadas na margem direita do Douro, os aplanamentos de Moreira e Sebolido; o alinhamento orográfico dos imponentes relevos residuais, de resistência, quartzíticos e o segmento terminal do vale epigénico por sobreposição do Rio Mau onde faz a transposição dos relevos residuais através de gargantas e vertentes bastante declivosas, sendo perceptível a morfologia do vale em garganta. Este relevo encontra-se em continuidade para sudeste com um conjunto de outros relevos com a mesma tipologia que se prolongam até S. Macário já na proximidade de Castro Daire.</p> <p>Pelo posicionamento permite avistar a cidade do Porto, Vila Nova de Gaia, Penafiel.</p>			
Outros interesses geológicos	<p>Na proximidade, são inúmeros os testemunhos de atividade mineira, sobretudo a nível de infraestruturas associadas a esta atividade, havendo registo e concessões para jazigos metálicos de volfrâmio, estanho, chumbo e prata, antimónio e ouro, bem como jazigos de minerais não metálicos de carvão e granito, atualmente na sua maioria com lavra inativa. A poucos quilómetros do local, na freguesia da Raiva e em Pedrido, encontram-se depósitos sedimentares de idade carbónica, que se exploraram intensamente durante os séculos XIX e XX. Estão integrados na Bacia Carbonífera do Douro, relançando-se o couito mineiro do Pejão, Germunde, Terramonte, e que são parte integrante do distrito auri-antimonífero Dúrico-Beirão, onde se extraía a metantracite (A.D. Carvalho, s.d.; Ferreira, 1971; Ferreira, J. & Andrade, s.d. in Lemos de Sousa, 1978). A atividade do Couto mineiro pela Empresa Carbonífera do Douro deu início à sua atividade em 1859 e foi considerada oficialmente encerrada em 1994.</p>			
Valor económico	Não observado			
Valor cultural	Nas proximidades às instalações e infraestruturas associadas à antiga exploração mineira de metantracite. No miradouro existe uma pequena capela, sendo local de festas e romaria.			
Valor funcional	Não observado			

Valor ecológico	Não observado
Estatuto de proteção	O local não está abrangido por qualquer estatuto de proteção legal especial.
Vulnerabilidade	Local com pouco risco de degradação dos elementos geológicos.
Logística	Poucos equipamentos de apoio ao visitante no local.
Condições de observação	As condições de observação no local são privilegiadas, sobretudo em condições meteorológicas favoráveis. O aspeto cénico do local constitui um ponto de grande motivação para os diversos aspetos da geologia e em particular da geomorfologia da região.
Segurança	O local requer algumas medidas de segurança adicionais, sobretudo para estudante mais jovens, visto que se trata de um ponto elevado com poucas estruturas de proteção.
Potencial didático	O sítio apresenta elementos geomorfológicos e geológicos que se enquadram nos conteúdos programáticos de todos os níveis de ensino. Além disso, permite atividades de campo que potenciam a interdisciplinaridade, já que é possível abordar conteúdos incluídos noutras disciplinas, especialmente a Geografia.

Fotografias



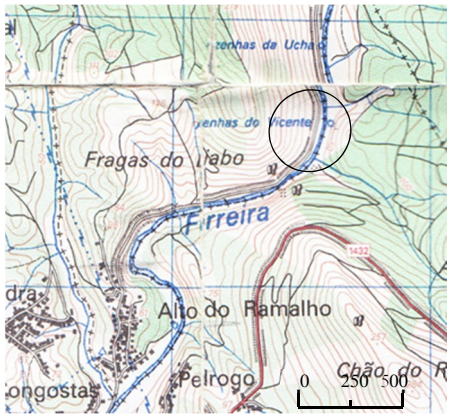
Vista panorâmica tomada a partir do miradouro do Monte de São Domingos, para nascente (foto do topo) e poente (foto de baixo).


Nº 4	Monte Crasto Tema: Geformas graníticas Subtema: Monte-ilha	Carta Militar de Portugal Foz do Sousa (Gondomar) Folha 134
-------------	---	--

Tipo	Área	Ponto isolado x	Local panorâmico x	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	S.Cosme	S.Cosme	Gondomar	
	Coordenadas geográficas			
Latitude 41° 8'26.14"N Longitude 8°32'15.60"W				
Acessibilidade	Local de muito fácil acesso quer a pé, quer por veículo automóvel.			
Caraterização geral	O <i>Sítio Monte Crasto</i> , corresponde a uma pequena elevação a cerca de 190 m de altitude, talhada em granito alcalino turmalínico, de grão grosseiro, comumente designado por Granito de Gondomar (Carrington da Costa & Medeiros, 1957). Esta fácies granítica, também designada de Granito de Crasto, representa um granito de duas micas com cronologia ante a sintectónicas, caracterizando-se por ter uma textura grosseira e por ausência de deformação (Ribeiro <i>et al.</i> 2008).			
Interesse geomorfológico	O <i>Sítio Monte Crasto</i> constitui um exemplo de relevo (colina) residual que se destaca visivelmente acima da peniplanura circundante, mais baixa (100-120 m). Em geral estas geoformas tomam a designação de <i>Inselbergs</i> , de <i>Monadnock</i> ou Monte-ilha quando associadas à denudação em clima húmido (Strahler, 1979). Pela sua altitude e face ao seu enquadramento na paisagem, o miradouro do Monte Crasto é um ponto privilegiado, que permite ter uma visão de 360° sobre a área circundante. Permite a observação dos relevos residuais quartzíticos, dos relevos marginais em Vila Nova de Gaia, a observação de toda a plataforma do Porto até ao litoral, o encaixe do vale do Rio Douro, os vales dos rios Tinto e Torto.			
Outros interesses geológicos	Relevo talhado em granito classificado como granito de Gondomar, varisco, sintectónico de duas micas, com grão grosseiro, moscovítico-turmalínico, (Carrington da Costa & Medeiros, 1957). Ocorre normalmente encaixado em metassedimentos Neo-proterozoicos. O Monte Crasto terá resultado de um longo processo de erosão e meteorização das rochas graníticas, iniciado quando se encontravam ainda em profundidade. O Monte-ilha corresponde a uma área que resistiu mais aos processos erosivos e de meteorização, permanecendo mais elevada do que as áreas adjacentes. A maior resistência deste granito poderá relacionar-se com uma menor fraturação neste setor, aspeto que dificulta e atrasa a atuação dos agentes de meteorização (Pereira, 2011)			
Valor económico	Não observado.			
Valor cultural	No miradouro existe uma pequena capela, sendo local de festa e romaria. A capela remonta ao século XVIII e os terrenos foram doados à Confraria de Stº Isidoro e Nª Srª da Lapa. Da torre da capela, é possível ter uma visão panorâmica de 360° sobre toda a área circundante.			
Valor funcional	Não observado			
Valor ecológico	Não observado			
Estatuto de proteção	O local não está abrangido por qualquer estatuto de proteção legal especial. Os terrenos que constituem o Monte Crasto são propriedade privada.			
Vulnerabilidade	Local com pouco risco de degradação dos elementos geológicos.			

Logística	O local tem poucos equipamentos de apoio ao visitante, mas dispõe de um local de restauração.
Condições de observação	Muito boas condições para observação das geoformas.
Segurança	O local requer algumas medidas de segurança adicionais, sobretudo para estudantes mais jovens, visto que se trata de um ponto elevado com poucas estruturas de proteção.
Potencial didático	Os conteúdos a abordar, enquadram-se nos conteúdos programáticos geomorfológicos e geológicos previstos abordar para os diversos níveis de ensino, considerando-se um bom recurso didático sobretudo para o desenvolvimento de atividades no campo, com especial ênfase para a interação entre as diversas áreas do conhecimento, a Geologia, a Biologia, a Geografia e o ambiente, potenciando a interdisciplinaridade.
Fotografias	<p>Imagem do Monte Crasto, relevo residual com cerca de 190m de altitude, obtida a partir do <i>Google Earth</i> em direção a Sudeste (sobrelevação 3x).</p>

Nº 5	Serra de Santa Justa Azenhas do Vicente Tema: Geformas fluviais	Carta Militar de Portugal Valongo Folha 123
------	---	--

Tipo	Área x	Ponto isolado x	Local panorâmico	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Alto do Ramalho	S. Pedro da Cova	Gondomar	
	Coordenadas geográficas			
Lat. 41°8'47.86"N Lon. 8°29'2.67"W				
Acessibilidade	A acessibilidade é boa, permitindo o acesso por automóvel ligeiro, autocarro ou a pé.			
Caraterização geral	O <i>Sítio Azenhas do Vicente</i> localiza-se junto ao Ferreira, no trajeto de ligação entre o lugar da Carvoeira em Valongo e o Alto de Ramalho em São Pedro da Cova, em Gondomar, marcando a passagem do rio entre as serras de Santa Justa e do Castiçal, pelo flanco inverso do Anticlinal de Valongo.			
Interesse geomorfológico	<p>Nas Azenhas do Vicente, próximo das Fragas do Diabo, o Ferreira, transpõe o relevo regional por importante garganta epigénica. Mostra aqui uma morfologia do tipo <i>canyon</i> com vertentes muito verticalizadas, declivosas e escarpadas, verificando-se que comanda que pode atingir mais de 200 metros. O vale neste trecho mostra-se fortemente encaixado e escavado nos quartzitos ordovícicos (<i>water-gap</i>) e o rio apresenta diversas cascatas e rápidos (<i>knickpoints</i>). O controle do Ferreira, quer pela tectónica regional, quer pela resistência das litologias é evidente e parece indiciar a sobreimposição nas cristas quartzíticas, testemunhando a adaptação ao abaixamento acentuado do nível de base. No vale do rio é possível observar sedimentos de várias dimensões, com especial destaque para os blocos quartzíticos, e a ação da abrasão fluvial.</p> <p>O relevo regional está dominado pelas serras de Santa Justa e do Castiçal que constituem cristas de resistência e um exemplo de relevos estruturais originados por erosão diferencial. A evolução destes relevos residuais quartzíticos resultou de um longo processo de arrasamentos, durante o qual os quartzitos ordovícicos, pela sua resistência face às restantes litologias ofereceram maior resistência à meteorização e à erosão. A variedade de resistência das litologias presentes, conjuntamente com a influência passiva das estruturas tectónicas originadas durante a orogenia varisca, tiveram uma importância decisiva na atuação dos agentes erosivos e na formação deste tipo de relevo, associado às condições climáticas e às movimentações tectónicas que se fizeram sentir durante orogenia alpina. Os topos destas elevações representam fragmentos de um aplanamento remanescente provavelmente datado do início do Mesozoico designado de Superfície Inicial. Estas elevações materializam e são a expressão de um relevo estrutural tipo Apalachiano (Martim- Serrano, 1988; Pereira, 2010).</p>			
Outros interesses geológicos	<p>Proximidade do Geossítio “Secção estratigráfica das Fragas do Diabo”, selecionado com base no valor estratigráfico na categoria Ordovícico da Zona Centro-Ibérica e com base no valor científico associado ao conteúdo fóssil de invertebrados marinhos que evidenciam a paleobiodiversidade do Ordovícico Médio-Formação de Valongo (Romano & Diggins 1974, Couto <i>et al.</i> 1997, Brilha <i>et al.</i> 2005).</p> <p>A sequência metassedimentar na região é constituída por conglomerados, grauaques, quartzitos e xistos. Os xistos do Ordovícico documentam os mares que cobriam a região há cerca de 470-460 milhões de anos (Romano & Diggins, 1974; Couto, 1993).</p> <p>As sequências litológicas presentes no local evidenciam variações do ambiente deposicional e permitem fazer reconstituições da história geológica da área. Nos afloramentos de rochas metassedimentares, particularmente os pertencentes às formações de Santa Justa (Ordovícico inferior) e de Valongo (Ordovícico superior) são visíveis estruturas sedimentares deposicionais diversas, características de ambiente sedimentar marinho, preservadas nas rochas do Paleozoico inferior, nomeadamente nas que constituem a Formação de Santa Justa, como marcas de ondulação de tipo <i>ripple-marks</i> e <i>climbing ripple cross-lamination</i>. Os sedimentos variam desde</p>			

	<p>depósitos de praia, representados pelos quartzitos e conglomerados e sedimentos de ambiente marinho de maior profundidade como os xistos.</p> <p>A multiplicidade de dobras nos quartzitos ordovícicos a diferentes escalas micro, meso e macroscópica, evidenciam a deformação tectónica a que a área esteve sujeita na primeira fase de deformação D1 e continuada em D3 varisca, materializando-se numa megadobra designada de Anticlinal de Valongo, constituindo a herança de diversas fases tectónicas a que o orógeno varisco esteve sujeito (Romano & Diggens, 1974; Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p> <p>No que respeita à Paleontologia, merecem referência as jazidas fossilíferas paleozoicas, reconhecidas internacionalmente, bem representadas por fósseis de invertebrados marinhos, de que são exemplo as trilobites, graptólitos, braquiópodes e outros organismos, bem como a presença de icnófósseis como <i>Cruziana</i> (pistas de locomoção e alimentação caraterísticos de ambientes litorais), que ajudam a compreender a história geológica da região (Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p>
Valor económico	Não observado
Valor cultural	Não observado
Valor funcional	Os moinhos de água no Ferreira foram utilizados na moagem dos cereais para o fabrico do pão, indústria historicamente importante no município de Valongo, de onde provinha boa parte do pão e biscoito que abastecia o Porto no século XIX e princípio do século XX. Eram instalados em setores do rio com maior energia hidráulica.
Valor ecológico	Não observado
Estatuto de proteção	O local encontra-se inserido no Parque das Serras do Porto. Tem um estatuto de proteção legal de Paisagem Protegida Regional.
Vulnerabilidade	O local apresenta baixa vulnerabilidade à degradação dos elementos geológicos.
Logística	O local não dispõe de equipamentos de apoio ao visitante nas proximidades.
Condições de observação	Boas condições de observação dos elementos geológicos.
Segurança	Boas condições de segurança no local, embora para alunos mais jovens, seja recomendável supervisão acrescida já que se encontra nas proximidades de um rio. Deve haver atenção à possibilidade de incêndios em períodos de tempo quente.
Potencial didático	Existem elementos que se enquadram nos conteúdos programáticos de todos os níveis de ensino. Além disso, permite atividades de campo que potenciam a interdisciplinaridade, já que é possível abordar conteúdos incluídos nas disciplinas de Geografia e História.
Fotografias	 <p>À esquerda 1. Cristas quartzíticas da Serra do Castiçal; 2. Garganta epigénica do Ferreira; 3. Cristas quartzíticas da Serra de Santa Justa. À direita, vale encaixado do Ferreira.</p>

Nº 6	Senhora do Salto Tema: Geformas fluviais	Carta Militar de Portugal Valongo Folha 123
-------------	--	--

Tipo	Área x	Ponto isolado x	Local panorâmico	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Senhora do Salto	Aguiar de Sousa	Paredes	
	Coordenadas geográficas			
Latitude 41°7'43.03"N Longitude 8°26'1.45"W				
Acessibilidade	Fácil acessibilidade por automóvel ligeiro ou transporte público e até mesmo a pé.			
Caraterização geral	O <i>Sítio Senhora do Salto</i> situa-se na passagem do Rio Sousa entre as serras de Pias e Santa Iria. Este local foi selecionado no vale do Rio Sousa, um ponto privilegiado para observação da morfologia em garganta de um vale fluvial talhado nas litologias do substrato paleozoico com forte encaixe.			
Interesse geomorfológico	<p>O relevo regional dominante na paisagem e que funciona como elemento determinante, é constituído pelas serras de Pias e de Santa Iria dominadas por cristas de resistência, alongadas segundo uma orientação NW-SE. Estas elevações são a expressão de um relevo estrutural tipo Apalachiano, no prolongamento da Serra de Santa Justa, correspondendo ao flanco normal do Anticlinal de Valongo.</p> <p>Podem observar geformas fluviais significativas, associadas à evolução do Rio Sousa. O local documenta bem um vale fluvial epigénico (sobreimposição), onde a forte incisão fluvial através dos quartzitos paleozoicos de forte dureza ocorre transversalmente, através de uma estrutura geológica dobrada. Torna-se evidente que no tempo, o rio teve de se adaptar a um nível de base muito baixo, aprofundando fortemente o seu leito, através de garganta estreita imponente, com margens muito verticalizadas e escarpadas, escavando nos quartzitos ordovícicos (<i>water-gap</i>). As vertentes apresentam um comando entre os 160 e 180m com elevado declive. Uma impressionante garganta epigénica é igualmente observável no local.</p> <p>No leito do rio, destaca-se um conjunto de formas erosivas com forma de depressões circulares ou semicircular de tipo “marmitas de gigante”, em grande número e com dimensões apreciáveis, terraços de rocha acima do leito e <i>knickpoints</i>.</p>			
Outros interesses geológicos	<p>No local designado de Alto do Castelo, o vale do Ferreira mostra uma morfologia do tipo garganta com vertentes muito verticalizadas e escarpadas, com um comando que atinge cerca de 290m. O vale neste trecho mostra-se fortemente encaixado e escavado nos quartzitos (<i>water-gap</i>) denominados localmente por “saltos”. O Ferreira apresenta diversas cascatas e rápidos (<i>knickpoints</i>), meandros fortemente encaixados devido à inadaptação do rio ao relevo e ao controle do rio pela tectónica regional.</p> <p>A Serra de Santa Justa constitui um exemplo de relevo de resistência originado por erosão diferencial que deu lugar a um relevo de tipo crista. Resultou de um longo processo de arrasamentos, durante o qual os quartzitos ordovícicos, pela sua resistência face às restantes litologias, ofereceram maior resistência à meteorização e à erosão. A variedade de resistência das litologias, conjuntamente com a influência passiva das estruturas tectónicas originadas durante a orogenia varisca, tiveram uma importância decisiva na atuação dos agentes erosivos e na formação deste tipo de relevo, associado às condições climáticas e às movimentações tectónicas que se fizeram sentir durante orogenia alpina. Os topos destas elevações representam fragmentos de um aplanamento remanescente provavelmente datado do início do Mesozoico designado de Superfície Inicial. Estas elevações materializam e são a expressão de um relevo estrutural do tipo Apalachiano (Martim- Serrano, 1988; Pereira, 2010).</p>			

Valor económico	Não observado
Valor cultural	Destaca-se a Ermida da Nossa Senhora do Salto, construção setecentista, classificada como Valor Concelhio e Imóvel de Interesse Municipal, local de culto e peregrinação.
Valor funcional	Existe uma mini-hídrica com algum impacto sobre espécies piscícolas migradoras. Verifica-se ainda a presença de alguns moinhos, muitos deles hoje em ruínas.
Valor ecológico	<p>A bacia do Rio Sousa apresenta em alguns tramos importantes representações de habitats naturais, sendo as galerias ripícolas, as florestas naturais (carvalhais, sobreirais, loureirais), as comunidades dos afloramentos rochosos, os matos rasteiros e as zonas húmidas associadas a pequenos cursos de água, os elementos mais significativos no que se refere à flora. Nas escarpas e afloramentos rochosos, como acontece na Senhora do Salto, uma das áreas com maior potencial de conservação, estão registadas algumas plantas importantes como o feto relíquia do Cenozoico <i>Davallia canariensis</i>, com ocorrência muito pontual no país, e o endemismo do Noroeste Ibérico <i>Silene marizii</i> (Habitat 8220 do Anexo I da Diretiva Habitats). É altamente provável a ocorrência na sub-bacia do Sousa de outros endemismos ibéricos de flora.</p> <p>Junto aos cursos de água podemos encontrar vegetação de ambientes húmidos de carácter oligotrófico (com poucos nutrientes) (habitat 7150 do Anexo I da Diretiva “Habitats”), cada vez mais rara em lugares de baixa altitude, como as comunidades com esfagnos (<i>Sphagnum sp. pl.</i>) e plantas insectívoras (<i>Pinguicula lusitanica</i>, <i>Drosera sp. pl.</i>) (Lourenço <i>et al.</i> 2008)</p> <p>No que se refere à fauna, apesar de focos de poluição, é possível considerar que na bacia do Rio Sousa, a comunidade piscícola está bem representada, dominando a boga e o barbo. São ainda merecedoras de referência espécies migratórias como a enguia (e outrora a lampreia e a savelha). As aves estão bem representadas nesta região, tendo aqui sido observadas mais de metade das espécies florestais nacionais, sendo as rapinas mais comuns a águia da asa redonda, o peneireiro e o falcão peregrino que nidificam nas escarpas da Senhora do Salto. Relativamente aos mamíferos, a fauna é bastante diversificada, sendo, contudo, a lontra a mais emblemática, considerada rara na Europa e Portugal, tendo entrado em acentuada regressão devido sobretudo à pressão humana, ainda que tenha vindo a recuperar gradualmente (Lourenço <i>et al.</i> 2008).</p>
Estatuto deproteção	O local encontra-se classificado como Sítio de Importância Comunitária da rede de áreas protegidas da União Europeia (Natura 2000), requalificado em 2015 como Parque Natural da Senhora do Salto. Este território encontra-se abrangido pela Reserva Ecológica da União Europeia e é parte integrante do Parque das Serras do Porto, portanto abrangido pelo estatuto de Paisagem Protegida Regional.
Vulnerabilidade	O risco de degradação dos elementos geológicos presentes é baixo.
Logística	O local tem poucos equipamentos de apoio ao visitante, mas dispõe de um local de restauração.
Condições de observação	A área selecionada é privilegiada relativamente às condições de observação das geofomas principais. O aspeto cénico do local é muito motivador para a aprendizagem da geologia e da geomorfologia.
Segurança	A visita ao local exige medidas de segurança acrescidas.
Potencial didático	O Parque Natural da Senhora do Salto dispõe de um Centro de Interpretação. No âmbito da requalificação do parque foi construído também um Centro de Interpretação Tecnológico e Interativo, com aplicação multimédia sobre a Geologia, a Hidrografia, a Flora e Fauna do parque. O sítio apresenta elementos geomorfológicos e geológicos que se enquadram nos conteúdos programáticos de todos os níveis de ensino. Além disso, permite atividades de campo que potenciam a interdisciplinaridade, já que é possível abordar conteúdos incluídos nas disciplinas de Geografia e da História.

Fotografias

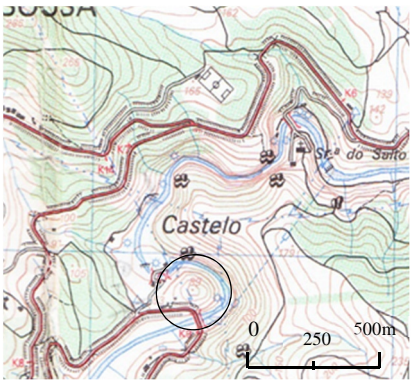


À esquerda, aspeto geral do canhão do Rio Sousa; à direita, dobras dos quartzitos nas margens do rio. (O círculo assinala um praticante de escalada, como escala).



Marmitas de gigante no leito do Rio Sousa

Nº 7	Torre do Castelo de Aguiar de Sousa Tema: Geformas fluviais	Carta Militar de Portugal Valongo Folha 123
-------------	---	--

Tipo	Área x	Ponto isolado x	Local panorâmico	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Vila	Aguiar de Sousa	Paredes	
	Coordenadas geográficas			
Latitude 41°7'24.65"N Longitude 8°26'16.47"W				
Acessibilidade	Local onde é possível aceder por automóvel ligeiro ou autocarro, até ao lugar da Vila. A partir desse ponto é necessário fazer um trajeto a pé de distância reduzida e de baixa dificuldade.			
Caraterização geral	O <i>Sítio Torre do Castelo de Aguiar de Sousa</i> está situado na passagem do Rio Sousa entre as serras de Pias e Santa Iria. Este local foi selecionado no vale do Rio Sousa, já que é um ponto privilegiado para observação da morfologia em garganta de um vale fluvial talhado nas litologias paleozoicas onde se observa com forte encaixe.			
Interesse geomorfológico	<p>A Serra de Santa Iria constitui um exemplo dos relevos de resistência originados por erosão diferencial que originou relevos tipo crista. Os topos destas elevações representam fragmentos de um aplanamento remanescente provavelmente datado do início do Mesozoico designado de Superfície Inicial (Martim-Serrano, 1988). Estas elevações são a expressão de um relevo estrutural do tipo Apalachiano.</p> <p>A Torre do Castelo está posicionada num promontório, sobre os metassedimentos do Proterozoico superior (conglomerados, xistos e grauvaques). A Norte e a Este encontra-se no contacto litológico destes com os quartzitos ordovícicos da Formação de Santa Justa (Arenigiano), desenhando o Rio Sousa um pronunciado meandro em volta do morro onde se encontram as ruínas da torre, redirecionando a sua trajetória para SW. É possível observar a planície de inundação e os terraços fluviais nas margens do Sousa com aproveitamento agrícola dos solos aluviais e a sucessão de meandros, assim como o vale fluvial epigénico formado por encaixe do Rio Sousa que corta transversalmente os afloramentos ordovícicos que constituem a estrutura geológica do Anticlinal de Valongo.</p> <p>Nas proximidades, é possível observar a saída do Rio Sousa através de uma garganta cavada nas litologias paleozoicas, com vertentes abruptas, <i>knickpoints</i> e pequenas cascatas.</p> <p>Na margem direita do rio, no início da rua dos Moinhos, é possível observar um pequeno depósito de terraço fluvial sedimentar muito mal conservado, de pequenas dimensões, cuja base se encontra a cerca de 70m acima do leito do Rio Sousa. Não se encontra cartografado e que testemunha o encaixe do Rio Sousa, por abaixamento do nível de base e o abandono do leito e posterior desvio do rio neste segmento originando um <i>wind gap</i>.</p> <p>O depósito deste terraço é conglomerático com uma matriz argilosa, com clastos sub-arredondados a arredondados, constituídos maioritariamente de quartzito e quartzo provenientes dos afloramentos ordovícicos.</p>			
Outros interesses geológicos	<p>A sequência metassedimentar na região é constituída por conglomerados, grauvaques, quartzitos e xistos. Os xistos do Ordovício documentam os mares que cobriam a região há cerca de 470-460 milhões de anos (Romano & Diggens, 1974; Couto, 1993).</p> <p>As sequências litológicas presentes no local evidenciam variações do ambiente deposicional e permitem fazer reconstituições da história geológica da área. Nos afloramentos de rochas metassedimentares, particularmente os pertencentes às formações de Santa Justa (Ordovício inferior) e de Valongo (Ordovício superior) são visíveis estruturas sedimentares deposicionais diversas, características de ambiente sedimentar marinho, preservadas nas rochas do Paleozoico inferior, nomeadamente nas que constituem a Formação de Santa Justa, como marcas de ondulação de tipo <i>ripple-marks</i> e <i>climbing ripple cross-lamination</i>. Os sedimentos variam desde depósitos de praia, representados pelos quartzitos e conglomerados e sedimentos de ambiente marinho de maior profundidade como os xistos.</p>			



	<p>A multiplicidade de dobras nos quartzitos ordovícicos a diferentes escalas micro, meso e macroscópica, evidenciam a deformação tectónica a que a área esteve sujeita na primeira fase de deformação D1 e continuada em D3 varisca, materializando-se numa megadobra designada de Anticlinal de Valongo, constituindo a herança de diversas fases tectónicas a que o orógeno varisco esteve sujeito (Romano & Diggens, 1974; Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p> <p>No que respeita à Paleontologia, merecem referência as jazidas fossilíferas paleozoicas, reconhecidas internacionalmente, bem representadas por fósseis de invertebrados marinhos, de que são exemplo as trilobites, graptólitos, braquiópodes e outros organismos, bem como a presença de icnófósseis como <i>Cruziana</i> (pistas de locomoção e alimentação características de ambientes litorais), que ajudam a compreender a história geológica da região (Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p> <p>Na margem direita do Rio Sousa, observam-se as espessas bancadas de quartzitos, com alternâncias finas de xisto argilosos, dobras a diferentes escalas e inúmeros filões de quartzo associados, que regra geral estão controlados pela tectónica.</p> <p>A alternância de sedimentos pelíticos com sedimentos areníticos é indiciadora de variações de energia no ambiente de sedimentação. Nestas bancadas é possível observar estruturas sedimentares deposicionais bem conservadas, como marcas de ondulação (<i>ripples-marks</i>) e figuras de carga. Junto à Torre do Castelo, aflora em faixa muito estreita o conglomerado de base do Ordovícico (Tremadociano), constituído por elementos quartzosos grosseiros, testemunhando o início da transgressão marinha ocorrida durante este período.</p>
Valor económico	Não observado
Valor cultural	<p>A Torre de Aguiar de Sousa, posicionada num alcantilado sobre o Rio Sousa, é o remanescente de uma antiga estrutura fortificada medieval que integra a Rota do Românico do Vale do Sousa. O Castelo de Aguiar de Sousa parece ter tido um importante papel no território do Entre-Douro-e-Minho e tem sido apontado como lugar fortificado de interesse estratégico para as terras do Vale do Sousa, desde o século X, altura da tomada do castelo por Almansor, em 995 (Silva, 2012).</p> <p>Nas margens do rio existem antigos moinhos movimentados a água utilizados na moagem dos cereais, muitos deles hoje em ruínas.</p>
Valor funcional	Não observado
Valor ecológico	Semelhante ao considerado para <i>Sítio Senhora do Salto</i> .
Estatuto de proteção	Semelhante ao existente para o <i>Sítio Senhora do Salto</i> .
Vulnerabilidade	O local apresenta baixa vulnerabilidade dos elementos geológicos a degradação por visitantes.
Logística	A área não possui qualquer equipamento disponível de apoio logístico ao visitante, senão a cerca de 1-2 km do local.
Condições de observação	Há boas condições de observação das geoformas principais, ainda que implicando a deslocação por vários pontos desta área. Um dos locais de observação privilegiada é a partir do alto das ruínas da Torre do Castelo de Aguiar de Sousa.
Segurança	A visita não pressupõe grande risco, embora para estudantes mais jovens se considere necessária a supervisão.
Potencial didático	O local apresenta elementos geomorfológicos e geológicos que se enquadram nos conteúdos programáticos de todos os níveis de ensino. Além disso, permite atividades de campo que potenciam a interdisciplinaridade, já que é possível abordar conteúdos incluídos nas disciplinas de Geografia e de História.
Fotografias	 <p><i>Climbing-ripples</i> (laminação cruzada) nos quartzitos ordovícicos, bem individualizada pelo contraste entre as laminações claras/escuras (à direita). <i>Water-gap</i> na imagem à esquerda.</p>



Imagem à esquerda, contacto entre as bancadas de conglomerado de base do Ordovícico, com os quartzitos do mesmo período à direita, junto à Torre do Castelo de Aguiar de Sousa; na imagem da direita aspeto de pormenor de estruturas de carga na base das bancadas quartzíticas.

Nº 8	Estivada - Rio Mau Tema: Geformas fluviais	Carta Militar de Portugal Foz do Sousa (Gondomar) Folha 134
-------------	--	--

Tipo	Área x	Ponto isolado x	Local panorâmico	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Estivada	Rio Mau	Penafiel	
	Coordenadas geográficas			
<p>Latitude 41°40.16'N</p> <p>Longitude 8°22'3.98'W</p>				
Acessibilidade	O acesso é difícil. Só pode ser efetuado a pé, por veículo TT ou bicicleta, em caminhos em terra batida. Alguns dos locais de observação das geoformas só são acessíveis efetuando o trajeto a pé, por vertentes bastante declivosas, como é o caso particular da cascata do ribeiro de Cadeados ou as margens do Rio Mau.			
Caraterização geral	O <i>Sítio Estivada-Rio Mau</i> está localizado onde o Rio Mau atravessa as cristas quartzíticas por entre a Serra de Banjas e a Serra da Boneca.			
Interesse geomorfológico	<p>O relevo regional dominante na paisagem e que funciona como elemento determinante são as serras de Santa Iria e Banjas dominado por cristas de resistência, alongadas segundo uma orientação NW-SE. Estas elevações são a expressão de um relevo estrutural tipo Apalachiano, prolongamento da Serra de Santa Justa e correspondem ao flanco normal de uma estrutura denominada Anticlinal de Valongo.</p> <p>É um excelente local para observar diversas geoformas fluviais associadas à evolução do rio. No miradouro do Poço Negro, chama a atenção a garganta fluvial, a forte incisão fluvial por entre os quartzitos ordovícicos de grande resistência em bancadas subverticais, a forma de V do leito, as margens muito verticalizadas e escarpadas. Trata-se de um vale fortemente encaixado em que o rio corta transversalmente os afloramentos ordovícicos.</p> <p>O rio atravessa em garganta profunda as serras: no segmento mais escarpado, as vertentes chegam a atingir um comando de 210m na margem esquerda e declives superiores a 35°.</p> <p>O Rio Mau faz parte do seu trajeto nas bancadas muito verticalizadas dos xistos da Formação de Valongo, antes de atravessar os relevos residuais quartzíticos que aqui se apresentam em bancadas espessas e subverticais. Nestas formações faz um trajeto bastante retilíneo, com sucessivos degraus onde que ocorrem cascatas e rápidos.</p> <p>Um dos trechos mais emblemáticos é a cascata do Poço Negro (<i>knickpoint</i>), escavada nos quartzitos, formando um degrau acentuado de vários metros de desnível.</p> <p>No leito do rio, destacam-se geoformas originadas por erosão nos quartzitos negros as “marmitas de gigante”, em grande número e com dimensões apreciáveis.</p> <p>Outro importante <i>knikpoint</i> localiza-se na confluência do ribeiro dos Cadeados, afluente pela margem direita, com o Rio Mau, com formação de uma imponente cascata nos xistos argilosos muito verticalizados da Formação de Valongo. Os xistos apesar de serem menos resistentes à meteorização e à erosão podem constituir aqui uma barreira litológica importante à transposição da rede fluvial, devido à verticalização das bancadas.</p>			
Outros interesses geológicos	<p>A seqüência metassedimentar na região é constituída por conglomerados, grauvaques, quartzitos e xistos. Os xistos do Ordovícico documentam os mares que cobriam a região há cerca de 470-460 milhões de anos (Romano & Diggens, 1974; Couto, 1993).</p> <p>As seqüências litológicas presentes no local evidenciam variações do ambiente deposicional e permitem fazer reconstituições da história geológica da área. Nos afloramentos de rochas metassedimentares, particularmente os pertencentes às formações de Santa Justa (Ordovícico inferior) e de Valongo (Ordovícico superior) são visíveis estruturas sedimentares deposicionais diversas, características de ambiente sedimentar marinho, preservadas nas rochas do Paleozoico inferior, nomeadamente nas que constituem a Formação de Santa Justa, como marcas de</p>			

	<p>ondulação de tipo <i>ripple-marks e climbing ripple cross-lamination</i>. Os sedimentos variam desde depósitos de praia, representados pelos quartzitos e conglomerados e sedimentos de ambiente marinho de maior profundidade como os xistos.</p> <p>A multiplicidade de dobras nos quartzitos ordovícicos a diferentes escalas micro, meso e macroscópica, evidenciam a deformação tectónica a que a área esteve sujeita na primeira fase de deformação D1 e continuada em D3 varisca, materializando-se numa megadobra designada de Anticlinal de Valongo, constituindo a herança de diversas fases tectónicas a que o orógeno varisco esteve sujeito (Romano & Diggens, 1974; Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p> <p>No que respeita à Paleontologia, merecem referência as jazidas fossilíferas paleozoicas, reconhecidas internacionalmente, bem representadas por fósseis de invertebrados marinhos, de que são exemplo as trilobites, graptólitos, braquiópodes e outros organismos, bem como a presença de icnófósseis como <i>Cruziana</i> (pistas de locomoção e alimentação caraterísticos de ambientes litorais), que ajudam a compreender a história geológica da região (Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p> <p>As mineralizações na Serra de Banjas são preferencialmente de ouro e antimónio e são parte integrante do Distrito Mineiro Dúrico-Beirão, resultando de dois processos mineralizantes, um tardi-hercínico e outro provavelmente alpino relacionado com a abertura do Atlântico. São constituídos por jazigos de Au-As, alguns lavrados desde a ocupação romana: pelo espólio cerâmico recolhido, este local estaria habitado na segunda metade do séc. I d.c. (Couto & Soeiro, 2006)</p> <p>Existem vestígios e estruturas associadas à exploração mineira aurífera da época romana (fojos ou banjas romanas), os quais constituem um intrincado conjunto de galerias subterrâneas de várias dezenas de metros de profundidade, correspondendo ao desmonte de filões controlados pela tectónica, explorados durante a mineração aurífera romana, mas também estratiformes. A mineração de antimónio adquiriu sobretudo relevância no início do século XIX (Couto & Soeiro, 2006).</p>
Valor económico	Não observado
Valor cultural	Junto às margens do Rio Mau existem vários moinhos de água (em estado de ruína) que outrora foram utilizados na moagem dos cereais para o fabrico do pão.
Valor funcional	Não observado
Valor ecológico	Semelhante ao referido para o <i>Sítio Santa Justa</i> . Nas margens do rio observam-se várias espécies de flora ribeirinha de bosques edafo-higrófilos característicos da base das encostas como amieiros e freixos e das margens dos cursos de água- os bosques ripícolas, como por exemplo o <i>Narcissus cyclamineus</i> (martelinhos) planta endémica rara da Península Ibérica. Estes bosques são considerados habitats prioritários para conservação pela Diretiva Comunitária “Habitats” (Oliveira, 2008)
Estatuto de proteção	Este território não está abrangido por qualquer estatuto de proteção legal.
Vulnerabilidade	As geoformas apresentam baixo risco de vulnerabilidade à degradação.
Logística	Não existe qualquer equipamento de apoio a visitantes no local ou nas proximidades.
Condições de observação	Há boas condições de observação das geoformas.
Segurança	São requeridas medidas de segurança acrescidas, devido ao acidentado do terreno e à dificuldade dos acessos.
Potencial didático	Os elementos geológicos e geomorfológicos observáveis enquadram-se nos conteúdos programáticos de todos os níveis de ensino. Além disso, as atividades de campo potenciam a interdisciplinaridade, já que é possível abordar conteúdos incluídos em outras disciplinas como a Geografia.

Fotografias

Vale em garganta no Rio Mau, que separa a Serra da Boneca (à direita da imagem), da Serra de Banjas.




Na imagem acima, a cascata no ribeiro dos Cadeados, afluente do Rio Mau pela margem direita, transpondo as camadas xistentas verticalizadas (fonte: www.trailsantairia.pt/), à esquerda, a Cascata do Poço Negro onde o Rio Mau transpõe bancadas quartzíticas.

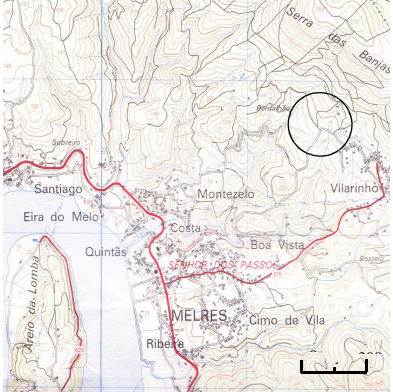
Narcissus cyclamineus, localmente denominada de martelinhos, é uma planta endémica da Península Ibérica em risco de extinção.


Nº 9	Fragas da Abitureira Tema: Geofomas fluviais	Carta Militar de Portugal Foz do Sousa (Gondomar) Folha 134
-------------	--	--

Tipo	Área	Ponto isolado x	Local panorâmico	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Cancelos	Sebolido	Penafiel	
	Coordenadas geográficas			
Latitude 41°4'0.16" N Longitude 8°22'3.98" W				
Acessibilidade	Boa			
Caraterização geral	Miradouro junto à estrada nacional nº 108.			
Interesse geomorfológico	O Sítio Fragas da Abitureira, corresponde à transposição do Rio Douro entre a Serra da Boneca e o Alto de São Paúl por entre as cristas quartzíticas muito verticalizadas, através de um estrangulamento pronunciado do vale com vertentes de forte pendor.			
Outros interesses geológicos	<p>A sequência metassedimentar na região é constituída por conglomerados, grauvaques, quartzitos e xistos. Os xistos do Ordovícico documentam os mares que cobriam a região há cerca de 470-460 milhões de anos (Romano & Diggens, 1974; Couto, 1993).</p> <p>As sequências litológicas presentes no local evidenciam variações do ambiente deposicional e permitem fazer reconstituições da história geológica da área. Nos afloramentos de rochas metassedimentares, particularmente os pertencentes às formações de Santa Justa (Ordovícico inferior) e de Valongo (Ordovícico superior) são visíveis estruturas sedimentares deposicionais diversas, características de ambiente sedimentar marinho, preservadas nas rochas do Paleozoico inferior, nomeadamente nas que constituem a Formação de Santa Justa, como marcas de ondulação de tipo <i>ripple-marks</i> e <i>climbing ripple cross-lamination</i>. Os sedimentos variam desde depósitos de praia, representados pelos quartzitos e conglomerados e sedimentos de ambiente marinho de maior profundidade como os xistos.</p> <p>A multiplicidade de dobras nos quartzitos ordovícicos a diferentes escalas micro, meso e macroscópica, evidenciam a deformação tectónica a que a área esteve sujeita na primeira fase de deformação D1 e continuada em D3 varisca, materializando-se numa megadobra designada de Anticlinal de Valongo, constituindo a herança de diversas fases tectónicas a que o orógeno varisco esteve sujeito (Romano & Diggens, 1974; Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p> <p>No que respeita à Paleontologia, merecem referência as jazidas fossilíferas paleozoicas, reconhecidas internacionalmente, bem representadas por fósseis de invertebrados marinhos, de que são exemplo as trilobites, graptólitos, braquiópodes e outros organismos, bem como a presença de icnófósseis como <i>Cruziana</i> (pistas de locomoção e alimentação características de ambientes litorais), que ajudam a compreender a história geológica da região (Couto, 1993; Couto & Soeiro, 2006; Couto <i>et al.</i>, 2013).</p> <p>Neste local além da observação da verticalização dos quartzitos que constituem os relevos residuais, é possível a observação de uma dobra com boa exposição.</p>			
Valor económico	Não observado			
Valor cultural	Não observado			
Valor funcional	Não observado			
Valor ecológico	Não observado			
Estatuto de proteção	Este local não está abrangido por qualquer estatuto de proteção legal.			

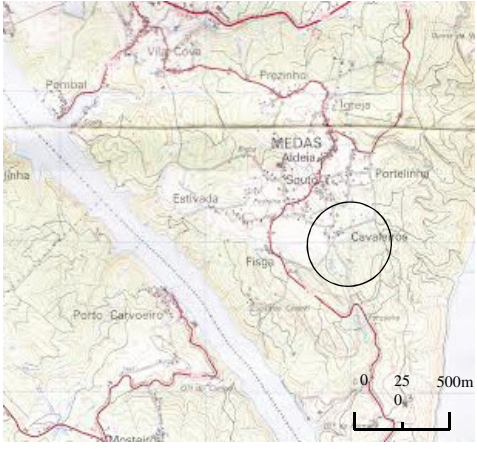
Vulnerabilidade	As geoformas apresentam baixo risco de vulnerabilidade à degradação.
Logística	Não existe qualquer equipamento de apoio a visitantes no local.
Condições de observação	Há boas condições de observação das geoformas.
Segurança	São requeridas medidas de segurança acrescidas, devido ao acidentado do terreno e à proximidade à estrada nacional.
Potencial didático	O local tem um valor cénico considerável e permite a observação de vários elementos geomorfológicos que constam dos currículos dos ensinos básico e secundário.
Fotografias	 <p>Fragas da Abitureira (esquerda), no local onde o Douro transpõe as cristas quartzíticas do ramo oriental do Anticlinal de Valongo.</p>


Nº 10	Meandro da Lomba (Douro) Tema: Geofomas fluviais Subtema: Meandros encaixados	Carta Militar de Portugal Foz do Sousa (Gondomar) Folha 134
--------------	--	--

Tipo	Área x	Ponto isolado	Local panorâmico x	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Vilarinho	Melres	Gondomar	
	Coordenadas geográficas			
Latitude 41°05'25.95"N Longitude 8°23'56.35"W				
Acessibilidade	A acessibilidade é condicionada, pois o acesso é feito por estrada não asfaltada, só sendo possível aceder por veículo TT ou num longo e difícil percurso a pé.			
Caraterização geral	Entre a freguesia de Melres, na margem direita, e a freguesia da Lomba, a única pertencente ao concelho de Gondomar na margem esquerda do rio, o Douro efetua um meandro muito acentuado, com uma morfologia caraterística designada de <i>gooseneck</i> . O <i>Sítio Meandro da Lomba</i> localiza-se na cumeada da Serra de Banjas, já que aí é possível uma observação panorâmica privilegiada.			
Interesse geomorfológico	<p>O meandro muito acentuado confere um aspeto peculiar ao extremo Norte da freguesia da Lomba. A sua forma tão particular provavelmente está relacionada com a direção da fraturação regional, que apresenta pontos de debilidade do terreno e que, de uma forma passiva, facilita o encaixe do rio e a transposição através de afloramentos de rochas mais competentes e mais resistentes à erosão. No meandro da Lomba, o Rio Douro transpõe duas vezes os relevos residuais quartzíticos.</p> <p>Testemunhando as sucessivas etapas de incisão fluvial, aqui torna-se bem visível a presença de vários depósitos de terraço fluvial em ambas as margens a diferentes altitudes, que testemunham os diferentes níveis de estabilidade ao longo da evolução fluvial. De forma alongada, junto ao rio, a cerca de 15-20 m, posicionado na margem esquerda é visível um depósito de terraço fluvial do Douro. Outros dois depósitos são também identificáveis na margem direita, mas a altitudes superiores: o de Cavaleiros a cerca de 140 m e o de Lodos um pouco mais baixo a cerca de 130m de altitude. Também é visível a superfície aplanada de Moreira.</p> <p>Neste troço, o encaixe do rio é bastante acentuado, apresenta vertentes muito declivosas em ambas as margens, tendo em linha de conta que o Douro se encontra a pouca distância da foz.</p>			
Outros interesses geológicos	Não observado			
Valor económico	Não observado			
Valor cultural	Não observado			
Valor funcional	Não observado			
Valor ecológico	Não observado			
Estatuto de proteção	Local não se encontra abrangido por qualquer estatuto especial de proteção de espécies ou geofomas.			
Vulnerabilidade	Local pouco vulnerável à degradação por atividades antrópicas.			
Logística	Não existe qualquer equipamento de apoio a visitantes no local ou nas proximidades.			

Condições de observação	As condições de visualização das geoformas são excepcionais, sobretudo sob condições de tempo favoráveis. O aspeto cénico do local constitui um ponto importante de motivação para as temáticas da geologia e da geomorfologia.
Segurança	O local não exige especiais medidas de segurança.
Potencial didático	O sítio apresenta elementos geológicos e geomorfológicos que constam dos currículos dos ensinos básico e secundário, permitindo atividades de campo interdisciplinares, em especial com a Geografia.
Fotografias	 <p data-bbox="486 958 1362 1055">Meandro do Douro na Lomba visto a partir da Serra das Banjas: 1. “Península” da Lomba, 2. Depósito de terraço fluvial de Cavaleiros, 3. Depósito de terraço fluvial (15-20m), 4. Superfície aplanada de Moreira, 5. Depósito de terraço fluvial de Lodos.</p>


Nº 11	Sedimentos de Cavaleiros Tema: Geformas fluviais Subtema: Depósito <i>debris flow</i>	Carta Militar de Portugal Foz do Sousa (Gondomar) Folha 134
--------------	--	--

Tipo	Área x	Ponto isolado	Local panorâmico x	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Cavaleiros	Medas	Gondomar	
	Coordenadas Geográficas			
Latitude 41°2'59.41"N Longitude 8°25'34.81"Wdddd				
Acessibilidade	A acessibilidade é condicionada, pois o acesso é feito por estrada não asfaltada, só sendo possível aceder por veículo TT ou num longo percurso a pé, com declive acentuado e algum grau de dificuldade.			
Caraterização geral	O <i>Sítio Sedimentos de Cavaleiros</i> , assinala um depósito com características de fluxo pouco canalizado, do tipo <i>debris flow</i> , cuja idade estimada se enquadra na transição Miocénico-Pliocénico? posicionado a cerca 150-160 m de altitude. É um depósito bastante bem conservado e de grande extensão, icom uma inclinação geral em direção ao Douro.			
Interesse geomorfológico	Depósito sedimentar que assenta numa superfície aplanada, suavemente inclinada para o Douro, onde é possível a observação de aspetos relacionados com a sedimentação e os diversos níveis que o constituem. Os níveis inferiores caracterizam-se pela presença de grandes blocos quartzíticos sobrepostos por um nível mais fino e mais arenítico. É constituído por dois níveis: um na base, arenítico arcósico, sobreposto por um outro nível, conglomerático. A sua análise, permite inferir das condições ambientais em que se formou e os fatores que controlaram a evolução da rede de drenagem. Este depósito sedimentar, é um dos mais elevados e muito provavelmente um dos mais antigos dentro do conjunto de depósitos da zona vestibular do Douro.			
Outros interesses geológicos	O terraço contém alguns aspetos particulares relacionados com a sedimentação, indicadores do ambiente que lhe deu origem, as diferentes litofácies, a imbricação de clastos, o grau de calibragem e categorias de arredondamento dos grãos, a composição litológica e a presença de couraça ferruginosa.			
Valor económico	Não observado			
Valor cultural	Não observado			
Valor funcional	Não observado			
Valor ecológico	Não observado			
Estatuto de proteção	Local não se encontra abrangido por qualquer estatuto especial de proteção de espécies ou geformas.			
Vulnerabilidade	Local pouco vulnerável à degradação por atividades antrópicas.			
Logística	Não existe qualquer equipamento de apoio a visitantes no local ou nas proximidades.			

Condições de observação	As condições de visualização das geoformas são boas. Permite uma observação panorâmica do meandro da Lomba e do alinhamento dos relevos residuais quartzíticos O aspeto cénico do local constitui um ponto importante de motivação para as temáticas da geologia e da geomorfologia.
Segurança	O local não exige especiais medidas de segurança.
Potencial didático	O <i>Sítio</i> apresenta elementos geológicos e geomorfológicos que constam dos currículos dos ensinos básico e secundário e do ensino superior, permitindo atividades de campo interdisciplinares, em especial com a Geografia.
Fotografias	 <p data-bbox="833 1223 1062 1249">Depósito de Cavaleiros</p>

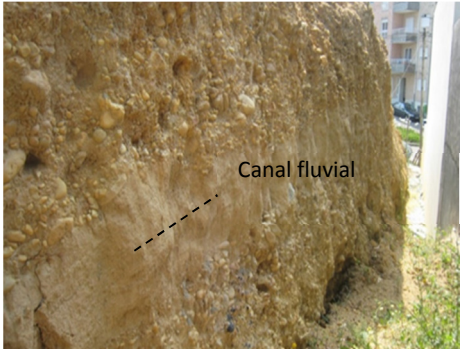


Nº 12	Terraço fluvial de Fisga Tema: Geofomas fluviais Subtema: Terraços	Carta Militar de Portugal Foz do Sousa (Gondomar) Folha 134
--------------	---	--

Tipo	Área	Ponto isolado x	Local panorâmico	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Fisga	Medas	Gondomar	
	Coordenadas Geográficas			
Latitude 41°2'59.05"N Longitude 8°25'49.12"W				
Acessibilidade	Boa acessibilidade ao local por automóvel ou autocarro.			
Caraterização geral	<p>O <i>Sítio Terraço fluvial de Fisga</i>, assinala um depósito de terraço fluvial do Rio Douro, cuja idade estimada se enquadra muito provavelmente no Pliocénico inferior, mais propriamente no Placenciano, posicionado a cerca de 100-110 m de altitude a cima o leito do rio. É um depósito bastante bem conservado, parece documentar uma rede de drenagem primitiva, um Rio Douro ancestral com um percurso difuso, desenvolvendo-se num nível mais elevado, prévio ao encaixe quaternário, ou pertencer a um curso de água seu afluente</p> <p>Trata-se de um retalho de uma mancha sedimentar de maiores dimensões que se estende para o lugar da Fisga. Encontra-se bem conservado em dois locais: um retalho de grandes dimensões no lugar da Fisga (cerca de 100-110m) e outro junto da Ribeira da Porqueira a cerca de 100 m, ou até um pouco mais baixo, onde apresenta uma boa exposição.</p>			
Interesse geomorfológico	<p>A presença de um depósito de terraço fluvial, representa um período de relativa estabilidade dentro do sistema fluvial. Como os terraços representam uma mudança de um período de estabilidade para um período de instabilidade e incisão fluvial, cada terraço e incisão são registos-chave da evolução da paisagem fluvial ao longo do tempo (Larson <i>et al.</i>, 2010)</p> <p>Depósito de terraço fluvial de grande extensão, mas que se encontra bastante retalhado. Junto à Ribeira da Porqueira, encontra-se bem conservado e é possível a observação de aspetos relacionados com a estruturas de sedimentação interna e os diversos níveis e litofácies que o constituem.</p> <p>O depósito de terraço fluvial, é constituído por dois níveis: um na base, arenítico arcóico, sobreposto por um outro nível, conglomerático. Representa o ajustamento do rio, face a um abaixamento do nível de base. Os terraços fluviais formam-se por maior incisão do rio no leito na planície de inundação estabelecendo-se uma nova planície aluvial num outro nível. Estes depósitos correspondem a antigas planícies aluviais. São registos importantes, pois correspondem a antigas planícies aluviais, dando indicações das condições ambientais em que se formaram e do controle que a tectónica e o clima poderão ter tido na evolução do rio.</p>			
Outros interesses geológicos	<p>O terraço contém alguns aspetos particulares relacionados com a sedimentação, indiciadores do ambiente que lhe deu origem, as diferentes litofácies, a imbricação e arredondamento de clastos, a composição litológica dos clastos. Observam-se estruturas sedimentares deposicionais, como laminação planar de baixo ângulo no nível de granulometria mais fina e arenítica e aspetos associados a uma sedimentação rítmica materializada por uma granoclassificação positiva.</p> <p>O depósito é constituído por dois níveis conglomeráticos grosseiros separados por um nível mais fino e arenítico.</p>			
Valor económico	Não observado			
Valor cultural	Não observado			
Valor funcional	Não observado			
Valor ecológico	Não observado			
Estatuto de proteção	Local não se encontra abrangido por qualquer estatuto especial de proteção de espécies ou geofomas.			

Vulnerabilidade	O local apresenta alguma vulnerabilidade à degradação por atividades antrópicas.
Logística	Não existe equipamento de apoio a visitantes no local ou nas proximidades.
Condições de observação	As condições de visualização das geoformas são boas. O corte situa-se numa barreira lateral da estrada e encontra-se bem conservado.
Segurança	O local não exige especiais medidas de segurança.
Potencial didático	O sítio apresenta elementos geológicos e geomorfológicos que constam dos currículos dos ensinos básico e secundário e do ensino superior, permitindo atividades de campo interdisciplinares, em especial com a Geografia.
Fotografias	 <p>Depósito de terraço fluvial</p>


Nº 13	Terraço fluvial de Ermentão	Carta Militar de Portugal
	Tema: Geformas fluviais	Porto
	Subtema: Terraços	Folha 122

Tipo	Área	Ponto isolado x	Local panorâmico	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Ermentão	S. Cosme	Gondomar	
	Coordenadas Geográficas			
Latitude 41°7'36.77"N Longitude 8°32'33.72"W				
Acessibilidade	Boa acessibilidade ao local por automóvel ou autocarro.			
Caraterização geral	<p>O <i>Sítio Terraço fluvial de Ermentão</i>, assinala um depósito de terraço fluvial do Rio Douro, cuja idade estimada se enquadra muito provavelmente no Pliocénico inferior, mais propriamente no Placenciano. Em Ermentão encontra-se uma das manchas de depósitos fluviais do Rio Douro mais extensas posicionando-se a cerca de 100-110 m de altitude.</p> <p>É possível observar vários retalhos com aspetos muito particulares, que se apresentam em bom estado de conservação e com boa exposição, destacando-se o corte localizado junto à urbanização “Encosta do Douro”, na rua Júlio Dinis (41°7'36.77"N 8°32'33.72"W).</p> <p>Outro retalho da mesma mancha com fácil acesso localiza-se na Travessa de Mendalho (41°7'29.12"N 8°32'25.97"W) em outro ainda em S. Jumil, junto às instalações da fábrica das tintas Triunfante (41°07'39.62"N 8°32'05.50"W).</p>			
Interesse geomorfológico	<p>A presença de um depósito de terraço fluvial representa um período de relativa estabilidade dentro do sistema fluvial. Como os terraços representam uma mudança de um período de estabilidade para um período de instabilidade e incisão fluvial, cada terraço e incisão são registos-chave da evolução da paisagem fluvial ao longo do tempo (Larson <i>et al.</i>, 2010)</p> <p>Os diversos retalhos de depósito sedimentar que constituem o terraço de Ermentão, assentam sobre uma vasta superfície aplanada ou de erosão, a uma altitude que oscila entre os 100 e os 110m de altitude. Desta superfície, que suporta uma parte da cidade de Gondomar, emerge uma pequena elevação- Monte Crasto - um relevo residual granítico.</p> <p>Este depósito fluvial, de idade provavelmente placenciana, parece documentar uma rede de drenagem primitiva atlântica, um Rio Douro ancestral com um percurso difuso, desenvolvendo-se num nível mais elevado, prévio ao encaixe quaternário, ou pertencer a um curso de água seu afluente.</p> <p>Este tipo de geformas, dão indicações sobre as condições ambientais em que se formaram e constituem testemunhos importantes para a compreensão da evolução da paisagem.</p> <p>O afloramento da Encosta do Douro, está bem conservado e é possível observar várias estruturas deposicionais no seu interior, designadamente uma estrutura de canal fluvial.</p> <p>O depósito contém alguns aspetos particulares relacionados com a sedimentação, indicadores do ambiente que lhe deu origem, as diferentes litofácies, a imbricação e arredondamento de clastos, a composição litológica dos clastos. Observam-se estruturas sedimentares deposicionais, como laminação planar de baixo ângulo no nível de granulometria mais fina e arenítica e aspetos associados a uma sedimentação rítmica e um canal fluvial.</p> <p>O depósito é constituído por vários níveis destacando-se os blocos quartzíticos e conglomeráticos de grandes dimensões que constituem o nível da base, indiciando forte hidrodinamismo.</p>			
Outros interesses geológicos	Observação de um depósito sedimentar de origem fluvial.			

Valor económico	Não observado
Valor cultural	Casa Branca de Gramido em Valbom, junto às margens do Rio Douro, está classificado como Imóvel de Interesse Público. O seu interesse histórico relaciona-se com as guerras civil no séc.XIX, já que aí foi assinada a convenção que pôs fim à guerra civil entre liberais e absolutistas.
Valor funcional	Não observado
Valor ecológico	Centro de Educação Ambiental da Quinta do Passal em Valbom, onde se desenvolvem atividades lúdicas e pedagógicas para a educação ambiental.
Estatuto de proteção	Local não se encontra abrangido por qualquer estatuto especial de proteção de espécies ou das geoformas.
Vulnerabilidade	Local apresenta vulnerabilidade à degradação por atividades antrópicas.
Logística	Não existem equipamentos de apoio a visitantes específicos no local ou nas proximidades, contudo existem alguns locais de restauração.
Condições de observação	As condições de visualização das geoformas são boas.
Segurança	O local exige especiais medidas de segurança pela proximidade a estradas nacionais.
Potencial didático	O sítio apresenta elementos geológicos e geomorfológicos que constam dos currículos dos ensinos básico e secundário e do ensino superior, permitindo atividades de campo interdisciplinares, em especial com a Geografia.
Fotografias	 <p>Vista geral do depósito de Ermentão.</p>  <p>Depósito na travessa de Mendalho.</p>  <p>Depósito junto à fábrica de tintas Triunfante.</p>



Nº 14	Terraço fluvial de Aldeia Nova Tema: Geformas fluviais Subtema: Terraços	Carta Militar de Portugal Valadares (V.N. Gaia) Folha 133
--------------	---	--

Tipo	Área	Ponto isolado x	Local panorâmico	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Arnelas	Olival	Vila N. de Gaia	
	Coordenadas geográficas			
Latitude 41°5'13.70"N Longitude 8°31'59.78"W				
Acessibilidade	Boa acessibilidade ao local, a pé, automóvel ou autocarro.			
Caraterização geral	<p>O <i>Sítio Terraço fluvial de Aldeia Nova</i>, assinala o depósito de terraço fluvial na margem esquerda do Rio Douro, visível e bem conservado junto das instalações da fábrica Antero, junto da estrada nacional nº 222, onde o afloramento apresenta uma ótima exposição. Posiciona-se a altitudes que oscilam entre os 110-120 m e é um dos terraços mais extensos e regulares da parte terminal do Douro, na margem esquerda.</p> <p>Este depósito de terraço fluvial, de idade provavel plasenciana, parece documentar um Rio Douro ainda primitivo com um percurso bastante difuso, ou eventualmente um curso de água seu afluente, parte integrante de uma rede de drenagem anterior à grande incisão fluvial que marcou o início do período Quaternário.</p>			
Interesse geomorfológico	<p>A presença de um depósito de terraço fluvial representa um período de relativa estabilidade dentro do sistema fluvial. Como os terraços representam uma mudança de um período de estabilidade para um período de instabilidade e de incisão fluvial, cada terraço e incisão são registos-chave da evolução da paisagem fluvial ao longo do tempo (Larson <i>et al.</i>, 2010). Este depósito parece estar associado a uma paleo-drenagem atlântica, a um Rio Douro ainda primitivo, desenvolvendo-se num nível mais elevado ou pertencer a um curso de água seu afluente.</p> <p>São geoformas que resultam da maior incisão do rio no leito na planície de inundação e se estabelece uma nova planície aluvial num outro nível. Estes depósitos são geoformas importantes, pois dão indicações das condições ambientais em que se formaram e contribuem elementos importantes para a compreensão da evolução da paisagem.</p> <p>A evidência de uma litofácies do tipo Gm. Assenta sobre um substrato de metassedimentos xistentos muito alterado e materializa-se num conglomerado polimítico, de textura matriz-suportada, arcósica, onde se destacam grandes blocos sub-rolados, maioritariamente de quartzo, quartzo e até grauvaque, posicionados no fundo do depósito e envolvidos numa matriz de areia e argila, onde existem clastos de quartzo e feldspato em grande quantidade.</p>			
Outros interesses geológicos	Não observado			
Valor económico	Não observado			
Valor cultural	<p>Como complemento, é possível associar a visita ao Zoo da Quinta de Stº Inácio ou de Fiães, datada do séc. XVIII que se localiza em Avintes e permite a realização de diversas atividades no âmbito cultural e ambiental e desfrutar de amplos espaços verdes. Destacam-se ainda na quinta um conjunto de edifícios seiscentistas representativos da arquitetura erudita de raiz tradicional e os jardins de traça barroca. Na quinta existe também a Capela de Santo Inácio situada no plano mais elevado do terreno, importante pelo carácter maneirista que apresenta (CMVNG, 2011).</p>			

	<p>A Capela de Nossa Senhora dos Prazeres, construída em pedra de granito, situada no lugar de Azenha de Campos à cota de 45m, é um local a visitar. Esta construção deverá datar do séc. XVI ou do séc. XVII e originalmente fazia parte da quinta da Azenha hoje já demolida (CMVNG, 2011).</p> <p>Com interesse é a visita ao Cais da Azenha de Campos junto ao Rio Douro defronte da Foz do Sousa, onde se podem encontrar ancoradas quer embarcações de pesca, quer de recreio e mesmo uma antiga pesqueira.</p> <p>Para Sul, o lugar de Arnelas, tem também interesse patrimonial, já que a sua origem parece ser anterior à romanização. Merece visita a Capela de São Mateus do séc. XVIII e a calçada romana. No séc. XVIII foi um importante porto fluvial recebendo por terra o sal proveniente de Aveiro e recebia o vinho e produtos agrícolas provenientes do Alto Douro Transmontano (CMVNG,2011).</p>
Valor funcional	Não observado
Valor ecológico	<p>Quinta de Santo Inácio ou de Fiães é densamente arborizada sobretudo nas encostas sobranceiras ao Rio Douro, destaca-se junto às margens a existência de uma galeria ripícola com valor ecológico que se caracteriza pela presença de espécies ribeirinhas como choupos e salgueiros (CMVNG, 2011).</p> <p>A mata existente foi classificada como Arvoredo Classificado como Imóvel de Interesse Público (publicado em Diário da República). Caracteriza-se pela presença de carvalhos, azevinhos, tulpeiros, azereiros e outras folhosas, com especial referência para um bosque de japoneiras e Pinheiros-Mansos bicentenários (CMVNG, 2011).</p> <p>O Parque Biológico de Gaia em Avintes e Vilar de Andorinho, que tem por objetivo principal a educação ambiental e o Parque Botânico do Castelo em Crestuma, antiga quinta abandonada que foi reocupada pela vegetação autóctone.</p>
Estatuto de proteção	O local não se encontra abrangido por qualquer estatuto especial de proteção de espécies ou das geoformas.
Vulnerabilidade	O local apresenta vulnerabilidade à degradação por atividades antrópicas.
Logística	Não existem equipamentos de apoio a visitantes específicos no local, mas a área é fortemente urbanizada dispondo de alguns locais de restauração.
Condições de observação	As condições de visualização das geoformas são boas.
Segurança	O local exige especiais medidas de segurança acrescida pela proximidade a estradas nacionais.
Potencial didático	O local apresenta elementos geológicos e geomorfológicos que constam dos currículos dos ensinos básico e secundário e do ensino superior, permitindo atividades de campo interdisciplinares, em especial com a Geografia, História e Biologia.
Fotografias	 <p>Depósito fluvial de Aldeia Nova</p>

Nº 15	Alto da Arrábida Tema: Geofoma fluvio-marinha Subtema: Restinga	Carta Militar de Portugal Porto Folha 122
--------------	--	--

Tipo	Área	Ponto isolado	Local panorâmico X	
Localização	Lugar	Freguesia	Concelho	
	Arrábida	Lordelo do Ouro	Porto	
	Coordenadas geográficas			
Latitude 41°8'55.80"N Longitude 8°38'38.10"W				
Acessibilidade	Boa acessibilidade ao local, a pé, de automóvel ou autocarro.			
Caraterização geral	O sítio permite uma visão panorâmica privilegiada sobre as margens do rio, especialmente sobre a margem esquerda do Douro, designadamente a parte terminal do rio junto à foz, sobre o Oceano Atlântico.			
Interesse Geomorfológico	<p>Um dos interesses do <i>Sítio Alto da Arrábida</i>, é a observação da dinâmica fluvio-marinha. Assim, facilmente é observável o Cabedelo, restinga dunar que evolui resultante da dinâmica conjunta do rio e do mar e que constitui importante barreira à navegação e além disso, é suporte de espécies da flora e fauna (Oliveira <i>et al.</i>,2011).</p> <p>Também a partir deste local, pode ser observada a superfície aplanada e o depósito fluvial que a recobre na margem esquerda do Rio Douro (Depósito fluvial da Quinta Marques Gomes), junto à foz e parcialmente conservado. Como os terraços representam uma mudança de um período de estabilidade para um período de instabilidade e maior incisão fluvial, cada terraço e incisão são registos-chave da evolução da paisagem fluvial ao longo do tempo (Larson <i>et al.</i>, 2010).</p> <p>Este depósito de idade provavelmente calabriana, documenta na área vestibular do Rio Douro, a grande incisão fluvial quaternária, face ao abaixamento substancial do nível do mar e às drásticas alterações climáticas que então se terão feito sentir. São geoformas que resultam da maior incisão do rio no leito na planície de inundação e se estabelece uma nova planície aluvial num outro nível. Estes depósitos são geoformas importantes, pois dão indicações das condições ambientais em que se formaram e contribuem elementos importantes para a compreensão da evolução da paisagem. Neste ponto de observação, é facilmente visível a forte incisão do rio neste tramo, por observação comparada da altitude a que se encontram ambas as margens e o forte declive das vertentes.</p>			
Outros interesses geológicos	Não observado			
Valor económico	Não observado			
Valor cultural	Como complemento de visita, é possível associar a visita às diversas instalações existentes nas imediações pertencentes à Universidade do Porto, como por exemplo visita ao Planetário do Porto, ao Jardim Botânico situado nos jardins da Quinta do Campo Alegre ou da casa dos Andreson, entre outros pontos de interesse histórico e cultural da cidade.			
Valor funcional	Não observado			
Valor ecológico	Não observado. Contudo é possível a partir desse ponto, observar a baía de São Paio em Vila Nova de Gaia e o Cabedelo, área onde em 2008 foi criado o Refúgio Ornitológico do Estuário do Douro (área de sapal e estuário), tendo em perspetiva a conservação da fauna e flora e que			

	foi classificado como "reserva natural local". Atualmente, esta área denominada Reserva Natural Local do Estuário do Douro, é um espaço que pretende ser uma área protegida num importante ponto de apoio a migrações de muitas espécies de aves, tendo como fundo uma paisagem fortemente urbana. É constituída por uma restinga dunar o Cabedelo e uma zona interior das características estuarinas que inclui areias intertidais e um pequeno sapal (Oliveira <i>et al.</i> , 2011).
Estatuto de proteção	O local não se encontra abrangido por qualquer estatuto especial de proteção.
Vulnerabilidade	Não observado
Logística	Não existem equipamentos de apoio a visitantes específicos no local, mas a área é fortemente urbanizada dispondo de alguns locais de restauração nas proximidades.
Condições de observação	As condições de visualização das geoformas são boas.
Segurança	O local não exige especiais medidas de segurança.
Potencial didático	O local tem um valor cénico considerável e permite a observação de vários elementos geomorfológicos que constam dos currículos dos ensinos básico e secundário, permitindo atividades interdisciplinares, em especial com a Geografia, a História, a Geologia e a Biologia.
Fotografias	 <p>Vista panorâmica sobre a foz do Rio Douro. Na linha do horizonte a restinga dunar – Cabedelo.</p>  <p>Depósito fluvial Quinta Marques Gomes</p>

6.5. Avaliação

Na fase final do processo de inventariação, impõe-se a avaliação quantitativa do uso do potencial educacional que cada *Sítio de Geodiversidade* considerado, de acordo com os critérios definidos. Seguidamente, foi atribuída uma pontuação a cada critério e calculou-se o somatório dos valores ponderados referente a cada um dos locais. Os resultados obtidos encontram-se compilados na Tabela 6.8.

Tabela 6.10. Avaliação quantitativa do uso potencial educacional dos *Sítios de Geodiversidade* selecionados. Cada critério de A a L está pontuado entre o 0 e os 4 pontos de acordo com o conteúdo da tabela 3.

<i>Sítio de Geodiversidade</i>	Vulnerabilidade (10)	Acessibilidade (10)	Restrições de uso (5)	Segurança (10)	Logística (5)	Densidade populacional (5)	Ass. com outros valores (5)	Aspeto cénico (5)	Singularidade (5)	Condições de observação (10)	Potencial didático (20)	Diversidade geológica (10)	Valor Ponderado
1	3	4	4	4	4	4	4	3	3	4	4	4	380
2	3	3	4	2	4	4	4	1	3	4	2	4	300
3	4	4	4	3	1	2	2	3	2	4	4	4	340
4	4	4	4	4	4	4	3	3	2	4	4	4	380
5	4	4	4	2	4	4	4	1	2	4	4	4	355
6	4	4	4	3	4	3	4	3	2	4	4	4	370
7	4	4	4	3	4	3	4	3	2	4	4	4	370
8	4	1	4	2	3	3	2	1	2	3	4	4	300
9	4	4	4	2	4	3	3	2	2	4	4	3	340
10	4	2	4	2	1	4	1	1	1	4	4	4	300
11	1	4	4	2	1	4	1	1	1	4	3	2	270
12	1	4	4	2	1	4	1	1	1	4	3	2	270
13	1	4	2	2	4	4	3	1	3	4	3	2	275
14	1	4	2	2	4	4	1	1	3	4	3	2	265
15	4	4	4	2	4	4	4	1	3	4	4	2	340

Uma vez obtidos os valores correspondentes à avaliação quantitativa de cada *Sítio de Geodiversidade* considerado, efetuou-se a avaliação quantitativa do risco de degradação de cada local. Para a avaliação do risco de degradação, cada critério de avaliação terá a respetiva ponderação. Esta avaliação quantitativa, associada à avaliação quantitativa do potencial uso educativo de um local em áreas com um grande número de *Sítios de Geodiversidade*

selecionados, constituem dados importantes, não só nas questões associadas com a gestão e com a monitorização desses locais, mas sobretudo são dados que permitem ajuizar sobre o potencial didático que dada *Sítio de Geodiversidade* encerra, contribuindo assim, fazer a respetiva adequação do uso didático que se pretende e desta forma potenciar a aprendizagem.

Tabela 6.11. Avaliação do risco de degradação dos *Sítios de Geodiversidade*. Cada critério de A a E está pontuado entre o 0 e os 4 pontos de acordo com a tabela 6 e com ponderação de acordo com a tabela 6.7.

<i>Sítio de Geodiversidade</i>	Deterioração dos elementos geológicos (35)	Proximidade a área/atividade potencialmente causadora de degradação (20)	Proteção legal (20)	Acessibilidade (15)	Densidade populacional (10)	Valor Ponderado
1	3	3	1	4	4	285
2	2	2	2	3	4	235
3	1	4	2	4	2	235
4	2	4	2	4	4	270
5	2	3	2	2	4	240
6	3	2	2	4	3	255
7	2	3	2	3	3	245
8	1	1	4	2	3	195
9	1	4	4	3	3	270
10	1	1	4	2	4	205
11	4	2	4	1	4	315
12	4	4	4	3	4	385
13	4	4	2	3	4	345
14	4	4	1	3	4	325
15	1	4	4	4	4	270

Considerando o valor final obtido, o risco de degradação (com um valor máximo de 400) é classificado em três classes: se o valor obtido é inferior a 200 o risco é considerado baixo, quando o valor obtido se posiciona entre os valores 201-300, o risco é considerado moderado, entre 301 e 400 o risco de degradação é considerado de elevado.

Da análise dos resultados conclui-se o elevado risco de degradação de todos os sítios considerados em secções de depósitos sedimentares. Pelo contrário, o *Sítio de Geodiversidade Estivada- Rio Mau* foi o que obteve uma classificação mais baixa e por isso um sítio que

contém elementos que apresentam baixo risco de degradação. Todos os restantes locais se classificaram com moderado risco de degradação.

As secções em depósitos sedimentares fluviais, pelas suas características intrínsecas, são afloramentos que apresentam maior fragilidade, quer face à ação dos fatores erosivos naturais, quer às atividades antrópicas. Estas geoformas, apesar de em alguns dos casos se encontrarem-se em terrenos privados, posicionam-se em áreas de forte urbanidade ou em vias de urbanização, o que os torna mais vulneráveis à degradação.

Tabela 6.12. *Sítios de Geodiversidade* organizados por ordem decrescente de potencial educativo.

Potencial uso educacional de Sítios de Geodiversidade		Máximo (480)
1	<i>Serra de Santa Justa (Alto do Castelo)</i>	380
4	<i>Monte Crasto</i>	380
6	<i>Senhora do Salto</i>	370
7	<i>Torre do Castelo de Aguiar de Sousa</i>	370
5	<i>Serra de Santa Justa (Azenhas do Vicente)</i>	355
15	<i>Alto da Arrábida</i>	340
9	<i>Fragas da Abitureira</i>	340
3	<i>Miradouro do Monte de São Domingos</i>	340
2	<i>Montalto</i>	300
10	<i>Meandro da Lomba</i>	300
8	<i>Estivada- Rio Mau</i>	300
13	<i>Terraço de Ermentão</i>	275
11	<i>Sedimentos de Cavaleiros</i>	270
12	<i>Terraço de Fisga (Porqueira)</i>	270
14	<i>Terraço de Aldeia Nova</i>	265

De acordo com a metodologia utilizada, um *Sítio de Geodiversidade* verá o seu valor aumentado quanto maior for o seu potencial didático, ou seja, quanto maior a sua adequação e potencial para ser associado a finalidades educativas, sobretudo se os elementos geológicos e geomorfológicos que contém são de tal modo abrangentes que podem ser apreendidos por estudantes de diferentes níveis de ensino. Entende-se por isso que um determinado local tem especial valor se contempla

elementos geológicos diversos e, para além disso, esses elementos possuem aspetos singulares e únicos, permitindo que fenómenos naturais sejam mais facilmente entendidos e apreendidos, preferencialmente por estudantes de todos os níveis de ensino. Outros valores que lhe possam estar associados, como os culturais ou cénicos, potenciam igualmente o seu uso. Se, para além destes, é possível ainda associar outros valores que permitam a articulação entre vários currículos disciplinares, de Geologia, Biologia, Geografia e História, designadamente, isso representa um maior acréscimo ainda do seu valor na potenciação da aprendizagem.

Tabela 6.13. Listagem de *Sítios de Geodiversidade* ordenados por risco de degradação

Risco de Degradação Baixo	<i>Estivada-Rio Mau</i> <i>Fragas de Abitureira</i>
Risco de Degradação Moderado	<i>Montalto</i> <i>Miradouro Monte de São Domingos</i> <i>Serra de Santa Justa (Azenhas do Vicente)</i> <i>Torre do Castelo de Aguiar de Sousa</i> <i>Senhora do Salto</i> <i>Monte Crasto</i> <i>Meandro da Lomba</i> <i>Alto da Arrábida</i> <i>Serra de Santa Justa (Alto do Castelo)</i>
Risco de Degradação Elevado	<i>Sedimentos de Cavaleiros</i> <i>Terraço de Aldeia Nova</i> <i>Terraço de Ermentão</i> <i>Terraço de Fisga (Porqueira)</i>

Reconhece-se que uma aprendizagem fora do contexto de sala de aula, em ambiente natural, onde se experienciam novas atividades e vivências, é especialmente enriquecedora e particularmente significativa. Todavia, um *Sítio de Geodiversidade* deverá observar outro tipo de condições que vão além do valor didático, como as questões que se prendem com a segurança do local de visita, o que é especialmente relevante para todos os alunos em geral e particularmente àqueles que pertencem a faixas etárias mais baixas. Uma boa acessibilidade ao local e um reduzido risco de

degradação dos elementos geológicos, evitando ou prevenindo a sua má utilização e inviabilizando futuras visitas, são outras condições desejáveis.

De acordo com os resultados obtidos e tendo em conta os parâmetros anteriormente mencionados, dos *sítios* selecionados dentro da área de estudo, aqueles *Sítios de Geodiversidade* que reúnem condições que lhe conferem um maior potencial para utilização didática, ou seja, que obtiveram a maior pontuação global, são o *Sítio Serra de Santa Justa (Alto do Castelo)* e o *Sítio Monte Crasto*, muito embora o risco de degradação se considere moderado e não baixo como seria desejável. Pela diversidade e singularidade apresentada dos locais, a sua fácil acessibilidade e as boas condições de segurança, são os locais que reúnem as melhores condições para uso educacional. Acresce ainda referir, sobretudo para o *Sítio Serra de Santa Justa (Alto do Castelo)*, que este permite saídas de campo de caráter interdisciplinar e outras atividades didáticas mobilizadoras de conhecimentos de várias disciplinas científicas, dada a variedade de elementos que apresenta. Além disso, como se integra no Parque das Serras do Porto e no Parque Paleozoico de Valongo, encontra-se na proximidade de equipamentos que podem ser úteis para complemento da visita, como é o caso das instalações do seu Centro de Interpretação Ambiental ou a visita guiada ao Fojo das Pombas, ao Museu Mineiro de São Pedro da Cova, Museu do Xisto ou ao Museu Municipal de Valongo.

Os *Sítios Senhora do Salto e Torre do Castelo de Aguiar de Sousa* revelam um elevado potencial de uso educacional. Contudo revelam fragilidades no que respeita ao critério segurança.

Relativamente ao *Sítio Estivada- Rio Mau*, este foi classificado como o que contém o mais baixo risco de degradação. Contudo, as condições de segurança e a difícil acessibilidade comprometem em grande medida a visita a estudantes, sobretudo os de mais baixa faixa etária.

Um grande número de locais selecionados viu-se prejudicado na avaliação global por questões ligadas com as condições de segurança, pois ou se encontram em área de difícil acesso ou próximo a estradas movimentadas ou de cursos de água, o que condiciona em grande medida a visita. Tal é o caso dos *Sítios Montalto, Serra de Santa Justa (Azenhas do Vicente), Senhora do Salto, Torre de Aguiar de Sousa, Fragas de Abitureira, Meandro da Lomba, Alto da Arrábida e Miradouro do Monte de São Domingos*. Todavia, estes locais poderão ser objeto de visita sempre e quando se tratem de grupos pequenos de estudantes com idades mais avançadas. Nestes casos, podem também ser reforçadas as medidas de segurança, através de um pedido/aviso prévio aos agentes de proteção civil ou das entidades que tenham algum tipo de jurisdição sobre o local de visita.

Os *Sítios Miradouro de São Domingos, Meandro da Lomba, Alto da Arrábida e Fragas de Abitureira* localizam-se em pontos elevados que privilegiam a observação das geoformas. Contudo, alguns deles, embora possuam equipamentos de proteção, podem mesmo assim ser inadequados para estudantes mais jovens. No Rio Sousa, o *Sítio Senhora do Salto*, é igualmente um local com poucos equipamentos de proteção, mas de fácil acessibilidade. Todavia, para se efetuar a observação dos elementos de interesse que se encontram na proximidade a um curso de água são requeridas medidas de segurança adicionais. Como complemento é aqui possível efetuar visita ao Centro de Interpretação da Senhora do Salto.

Os *Sítios* que obtiveram a pior pontuação global foram os que estão associados aos depósitos de *debris flow* ou a terraços fluviais, já que muitos deles se encontram em terrenos privados e junto a vias de comunicação, o que dificulta a sua visita por grupos de alunos, obrigando a requerer autorização para acesso, além de levantar questões relativas à segurança.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÃO

A área de estudo compreende dois setores contíguos na zona vestibular da bacia hidrográfica do Douro: Santa Justa-Douro e Plataforma Litoral do Porto. Os dois setores contrastam no que respeita às formas de relevo e à forma da rede de drenagem fluvial. O Rio Douro é um dos cursos de água de maior importância e extensão na Península Ibérica e constitui o elemento determinante na modelação da paisagem destes dois setores e, em especial, na organização de toda a rede hidrográfica.

A atual bacia hidrográfica do Douro herdou a sua configuração do sistema fluvial existente no final do Neogénico. No interior da Península Ibérica, a bacia Cenozóica do Douro, constituía um sistema de drenagem interior, sofrendo posteriormente profunda reorganização com a abertura para o Atlântico (Santisteban & Schulte, 2007).

A abertura do sistema fluvial intrabasinal terá tido um importante impacto no nível de base dos principais cursos de água, resultando numa complexa reorganização fluvial desencadeando uma acentuada incisão fluvial (Antón *et al.*, 2014). Ao longo deste trabalho foi possível documentar a presença de indicadores geomorfológicos e sedimentológicos das flutuações do nível do mar, incluindo patamares topográficos, depósitos fluviais e depósitos de praia que ajudam a compreender a história geológica e a configuração atual do relevo.

O setor Santa Justa-Douro é caracterizado por uma topografia marcada pela presença de um conjunto de relevos de resistência do tipo crista, materializados por dois alinhamentos orográficos sensivelmente paralelos, com uma direção geral NW-SE, que se prolongam para Sul do Douro. Neste setor, a identificação de *water-gaps* foi feita através de um perfil de elevação gerado no *Google Earth*, com recurso à metodologia proposta por Lee (2013) para análise da drenagem transversal, assinalando-se a presença de sete locais onde os cursos de água transpõem transversalmente as elevações quartzíticas, em seis deles através de *water-gaps*. Os vales epigénicos formados pelo encaixe dos rios Ferreira, Sousa, Mau e Douro, cortam a estrutura geológica do anticlinal de Valongo, deflexão que os leva a transporem-no transversalmente, através de vales profundamente encaixados (*water-gaps*), com cascatas e rápidos, em processos associados a sobreimposição.

Foi igualmente utilizada a metodologia proposta por Douglass *et al.* (2009 a,b) para explicar os mecanismos responsáveis pelo desenvolvimento da drenagem transversal através dos relevos residuais quartzíticos. A análise dos resultados obtidos aponta para os processos de sobreimposição como os mais prováveis em Alto do Castelo, Fragas do Diabo, Senhora do Salto, Covelo e Lomba. Admitindo a movimentação tectónica do bloco que contém a Serra da

Boneca (518m), a antecedência poderia explicar de forma mais plausível a drenagem transversal em Estivada e em Abitureira. As geoformas fluviais, como os terraços de rocha nas vertentes e as ruturas de declive, são características comuns às principais linhas de água e testemunham etapas de incisão da rede hidrográfica, em resposta ao abaixamento sucessivo do nível de base. As ruturas de declive são do tipo *knickpoint* litológico-diferencial e litológico-estrutural relacionadas com a incisão fluvial em zonas de contacto litológico e o seu espaçamento e tamanho estão associados ao arranjo estrutural regional, verificando-se em vários pontos que a sua reorganização se faz por processos de captura e decapitação.

A Oeste, a Plataforma Litoral do Porto é relativamente aplanada e nunca ultrapassa os 170 metros de altitude, sendo constituída por uma superfície levemente inclinada em direção ao litoral, onde foi possível identificar diversos patamares. A rede hidrográfica apresenta um padrão peculiar, verificando-se que a cidade do Porto se desenvolveu sobre uma estrutura em forma de domo granítico, onde a rede de drenagem se encaixou segundo um padrão radial. A vertente voltada a Este, voltada sobre os rios Tinto e Torto, apresenta-se mais abrupta, com alguns patamares individualizados abaixo de uma superfície de aplanamento situada a altitude relativamente elevada, verificando que os rios (onde se destacam o Tinto e o Torto) incidiram sobre um substrato essencialmente metassedimentar, onde escavaram leitos em vales alargados, entre o domo granítico do Porto e o topo da Serra de Fânzeres.

A análise das superfícies de aplanamento, suportando ou não sedimentos, permitiu concluir sobre uma génese temporalmente comum dos patamares situados a altitudes idênticas em ambas as margens do Douro e na plataforma litoral, em condições de nível de mar mais elevados do que o atual. As variações glacio-eustáticas do nível mar controlaram nas etapas de escavamento do leito e de agradação dos cursos de água, visto o posicionamento geográfico da região estar diretamente influenciado pela proximidade ao Atlântico. Por outro lado, o controlo tectónico pode deduzir-se pelo traçado diferente da rede nos dois setores e na diferenciação das características geomorfológicas observadas. A vaga de erosão regressiva pode ser detetada pela presença de diversas rechãs e pequenos patamares em ambas as margens do Douro desde a foz até às proximidades da Serra da Boneca, a diferentes altitudes.

A caracterização morfológica, litológica e sedimentológica efetuada ao longo deste trabalho na zona vestibular do Douro, permitiu constatar a existência de depósitos de origem continental com características e posicionamentos diversos face ao vale do Douro, concluindo-se que parte da cobertura sedimentar se encontra associada a ambientes aluviais. Parte dos afloramentos analisados, foram interpretados como associados a ambiente deposicional do tipo leque aluvial,

correspondendo a fluxos de materiais não canalizados (*debris-flow*) provenientes das cristas quartzíticas. Estes sedimentos foram depositados sobre as superfícies mais elevadas, como em Medas (159m) e Cavaleiros (também na freguesia de Medas do concelho de Gondomar), e derramaram-se depois sobre a Plataforma Litoral do Porto. Nas superfícies mais baixas, os depósitos apresentam características típicas de ambiente deposicional de transição fluvio-marinho e marinho.

A construção e a análise de modelos tridimensionais de terreno, a elaboração do esboço geomorfológico e a consulta de cartografia e de imagens obtidas através de ferramentas informáticas como o *Google Earth*, foram cruciais para a obtenção de dados geomorfológicos da região. Com esta base, procedeu-se à identificação e individualização de diversas superfícies de aplanamento indicadas em seguida:

- Serra de Fânzeres, estabelecida a cotas que oscilam entre 173 a 194m, sobre a qual não foi observada cobertura sedimentar. Por se encontrar definida imediatamente abaixo do topo das cristas quartzíticas (correspondendo à “Superfície Inicial”), considera-se que possa associar-se aos primeiros estádios de desenvolvimento da superfície da Meseta Ibérica identificada no interior da península. Para a modelação desta superfície de referência sugere-se um intervalo temporal entre o Paleogénico e o Miocénico inferior;

- Superfície de Pedrouços, estabelecida entre 146 a 163m. Sobre esta superfície dispõem-se sedimentos (Medas e Cavaleiros), que documentam ambientes deposicionais do tipo leque aluvial, correspondendo a derrames proximais do tipo *debris-flow*. Admite-se que esta superfície e a respetiva cobertura sedimentar possam ter sido geradas entre o Tortoniano e o Zancleano;

- Superfície de Ermentão, com extensa representação geográfica, foi estabelecida a altitudes que oscilam entre 100 e 120m. Sobre esta superfície aplanada dispõem-se sedimentos que se relacionaram com um ambiente deposicional fluvial/torrencial de pequenos afluentes do Douro primitivo, como os depósitos de Fisga (e o retalho de Porqueira), Esposade, Foz do Sousa, Ermentão e Fonte Pedrinha, pela margem direita e os de Aguincheiras, Aldeia Nova e Cabanões na margem esquerda. Admite-se como documentando paleoambientes pliocénicos;

- Superfície da Boavista, individualizada a altitudes situadas entre 75 e 90m e supostamente individualizada durante o intervalo temporal Placenciano - Gelasiano, com representação no Porto, em Vila Nova de Gaia e em Gondomar. Sobre esta superfície existiu uma vasta cobertura sedimentar, hoje praticamente desaparecida, com exceção do depósito de Fonte Pedrinha

(Gondomar). A sua análise permitiu associar a sua génese a um ambiente deposicional do tipo leque aluvial, correspondendo a derrames do tipo *debris-flow* proximais a médios;

- Superfície de Av^a M. Gomes da Costa, posicionada entre 45 e 60m e que se admite individualizada durante o Calabriano. Esta superfície foi recoberta por sedimentos, muitos deles desaparecidos nas últimas décadas. O terraço fluvial da Quinta Marques Gomes, na margem esquerda do Douro, constitui o melhor afloramento conhecido;

- Superfície da Foz do Douro, individualizada provavelmente durante o Pleistocénico médio (MIS11aMIS7?), situada a uma altitude que oscila entre os 30 e 40m. Sobre esta superfície depositou-se uma cobertura sedimentar característica de ambiente sedimentar de transição fluvio-marinho;

- Superfície de Carreiros, que se admite ter sido individualizada durante o Pleistocénico inferior (MIS 5e?) entre os 10 e 18m de altitude, a qual seria maioritariamente recoberta por sedimentos (hoje praticamente desaparecidos) depositados em ambiente marinho. Os depósitos fluviais observados no vale do Douro em Melres, Lomba e Freixo (Campanhã) relacionam-se com esta superfície;

Na Plataforma Litoral do Porto foi difícil a individualização e análise dos diferentes níveis de aplanamento e sua cobertura sedimentar, entre a atual linha de costa e cerca de 10m als. Adotou-se a designação de Superfície de Praia dos Ingleses para esta área genericamente aplanada que deverá ter sido modelada durante o Pleistocénico superior (MIS4 a MIS1?). Durante o Holocénico, observou-se acumulação sedimentar nos leitos e planícies aluviais, bem como nas praias, sob condições de clima em geral semelhantes às atuais. No vale do Douro, assinalam-se os areinhos situados em Oliveira do Douro e Avintes (concelho de Vila Nova de Gaia), depósitos posicionados a altitudes que oscilam entre os 5-8m asl e que constituem o enchimento da planície aluvial atual, em condições de inundação.

Por fim, no que respeita à reconstituição e proposta de modelo de evolução geomorfológica, salientam-se dois constrangimentos: a ausência de datações cronológicas dos depósitos fluviais e o desaparecimento ou o mau estado de conservação de uma parte dos depósitos sedimentares, sobretudo os que se posicionam na plataforma litoral. Esperamos que num futuro próximo sejam obtidos dados cronológicos que possam confirmar a proposta apresentada.

O conhecimento adquirido e o reconhecimento de potencialidades científico-didáticas, levou a estabelecer-se como relevante a identificação e inventariação de *Sítios de Geodiversidade*. Dada a importância da aprendizagem ao longo da vida para o público em geral e reconhecendo

que as aprendizagens significativas em contexto escolar são potenciadas e mais eficazes quando efetuadas em ambiente natural, designadamente em saídas de campo, dedicou-se uma parte do trabalho à compilação de informação relevante que possa ser disponibilizada como material de apoio ao trabalho docente.

Como contributo, a pensar designadamente nas escolas localizadas na área que foi estudada ou na sua proximidade, nos ensinos básicos e secundário e nas disciplinas de Biologia e Geologia (mas não só), enquadrou-se cada um dos *Sítios* nos referenciais curriculares atualmente em vigor especialmente para os ensinos Básico e Secundário.

A seleção e inventariação de *Sítios de Geodiversidade* baseiam-se na caracterização que foi realizada e na proposta de modelo interpretativo que reflete as diferentes etapas que conduziram à paisagem atual, incluindo a evolução da rede hidrográfica. Para tal, utilizou-se a metodologia proposta por Brilha (2015), considerando-se no caso específico do património geomorfológico os domínios temáticos propostos por Pereira *et. al.* (2015) para a categoria temática “Relevo e drenagem do Maciço Ibérico em Portugal”.

A seleção dos *Sítios de Geodiversidade* foi elaborada de acordo com o seu potencial uso educacional, verificando-se que, em nenhum caso entre os melhores pontuados, se colocam problemas de conservação do património geomorfológico. Na sequência da seleção, foram elaboradas fichas de caracterização para cada um dos quinze *sítios*, com destaque para o interesse geomorfológico, para os valores ecológicos, culturais e económicos, bem como o potencial didático, com referência aos currículos e conteúdos disciplinares que podem ser mobilizados.

De acordo com os resultados obtidos e tendo em conta os parâmetros anteriormente mencionados dos *sítios* selecionados, verificou-se que os *Sítios de Geodiversidade* com um maior potencial uso educacional são os *Sítios Serra de Santa Justa (Alto do Castelo)* e *Monte Crasto*, muito embora, para estes locais, o risco de degradação se considere moderado e não baixo, como seria desejável.

Pela diversidade e singularidade apresentada, pela acessibilidade fácil e as boas condições de segurança, são estes dois locais os únicos que reúnem condições que permitem uma qualificação de excelente relativamente à sua mobilização para fins educacionais, muito embora outros, consideradas algumas limitações, devam ser igualmente visitados.

Para além do interesse didático destes *sítios*, para cujo reconhecimento se espera ter podido contribuir, considera-se relevante a sua divulgação junto do público em geral, com informação rigorosa e adequada, seja em suporte digital (com construção de um aplicação digital), ou físico

e de fácil manuseamento. Assim, espera-se que a informação disponibilizada contribua para a compreensão da longa evolução da área, considerando o meio científico, o apoio à docência e à aprendizagem pelo público escolar, os residentes e os turistas mais atentos à natureza.

REFERÊNCIAS

BIBLIOGRÁFICAS

AFONSO, M.J.C, (2003). Hidrogeologia das rochas graníticas da região do Porto (NW de Portugal), Coruña, *Cadernos Lab. Xeol. de Laxe*, 28, pp. 173-192.

ALVES, M. CAETANO, PEREIRA, D. INSUA (1999). Revisão dos dados sedimentológicos e paleontológicos das bacias do Minho: contribuição para o conhecimento da evolução plio-quadernária regional. *II Encontros de Geomorfologia, Comunicações*, pp.123-129, Universidade de Coimbra.

ALVES, M.I. CAETANO, PEREIRA, D. INSUA (2000). A sedimentação e a gliptogénese no registo Cenozoico continental do Minho (NW Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 14, pp.101-112.

ANDEWEG, B. (2002). Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula. Causes and effects of changing stress fields. Amsterdão, PhD thesis, Vrije Universiteit, pp.178.

ANTÓN, L., DE VICENTE, G., MUÑOZ-MARTÍN, A., STOKES, M. (2014). Using long profiles and geomorphic índices to evaluate the geomorphological signature of the continental scale drainage capture. *Geomorphologie* 206, pp. 250-261.

ANTÓN, L., MUÑOZ-MARTÍN, A., DE VICENTE, G. (2010). Alpine paleostress reconstruction and active faulting in western Iberia. *Cent. Eur. J. Geosci.* 2, pp. 152-164.

ANTÓN, L., RODÉS, A., DE VICENTE, G., PALLÀS, R., GARCIA-CASTELLANOS, D., STUART, F., BRAUCHER, R., BOURLÈS, D. (2012). Quantification of the fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations. *Geomorphology* 165-166, pp. 50-61.

ARAÚJO, M.A. (1991). Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto. Tese de doutoramento em Geografia Física, Porto, FLUP, pp.534.

ARAÚJO, M.A. (1995). Os fácies dos depósitos würmianos e holocénicos e as variações climáticas correlativas na plataforma litoral da região do Porto, Porto, *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia, Publicações da Universidade do Porto*, pp. 783-793.

ARAÚJO, M.A. (1995). Paleoambientes fini-cenozoicos e quadernários da região do Porto- *Dinâmica y Evolución de Medios Quadernários*, Santiago de Compostela, *Actas do Simpósio Internacional sobre Paleoambientes Quadernários na Península Ibérica*. Xunta de Galicia, pp. 359-373.

ARAÚJO, M.A., (2004). O final do Cenozoico na plataforma litoral da região do Porto. In *Geomorfologia do NW da Península Ibérica*, Porto, GEDES-Projeto TBA, FLUP, pp. 117-138.

ARAÚJO, M.A. (2008). Depósitos do Pleistocénico Superior e do Holocénico na plataforma litoral da região do Porto: A Morfologia das Plataformas de Erosão Marinha e Tectónica Recente. *Estudos do Quaternário, Revista da Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário*, 5, pp. 17-30.

ARAÚJO, M. A. & GOMES, A. (2009). The use of the GPS in the identification of fossil shore platforms and its tectonic deformation: an example from the Northern Portuguese coast. *Journal of Coastal Research*, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium). Lisbon, Portugal, pp.668-692.

ARAÚJO, M.A., GOMES, A., CHAMINÉ, H.I., FONSECA, P.E., GAMA PEREIRA, L. C., PINTO DE JESUS, A. (2003). Geomorfologia e geologia do setor de Porto-Espinho (W de Portugal): implicações morfoestruturais na cobertura sedimentar cenozoica, Corunã, *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, vol. 28, pp. 79-105.

ARTHAUD, F., MATTE, PH. (1975). Les décrochement tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. *Geometrie et essai de reconstitution des condition de la deformation. Tectonophysics*, 25, Amsterdam, pp. 139-171.

BARBOSA, B., FERREIRA, N., BARRA, A. (1999). A Importância da Geologia na Defesa do Património Geológico, no Geoturismo e no Ordenamento do Território. Porto, *Geonovas* nº13, pp. 22-33.

BATEIRA, C. (2002). Aspectos da dinâmica geomorfológica e dos riscos naturais no concelho de Valongo, *In Carlos Coelho (coord.), Estudo Prévio / Revisão do Plano Diretor Municipal de Valongo, Câmara Municipal de Valongo, polic.*, pp. 10-28.

BEGONHA, A., (2001). Meteorização do granito e deterioração da pedra em monumentos e edifícios da cidade do Porto. FEUP, *Coleção de monografias*, 2, Porto, 445pp.

BENITO-CALVO, A., PÉREZ-GONZALEZ, A., (2007). Erosion Surfaces and neogene landscape evolution in de NE Duero Basin (north-central Spain), *Geomorphology*, 88, pp. 226-241.

BERNADO DE SOUSA, M. (1985). Perspetiva sobre os conhecimentos atuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. Coimbra, *Mem. Not.*, 100, pp. 1-16.

BERNARDO DE SOUSA, M. (1982). Litostratigrafia e estrutura do “Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico” – Grupo do Douro (Nordeste de Portugal), Departamento de Geociências, Universidade de Coimbra. (Tese de Doutoramento), 222pp.

- BISHOP, P. (1995). Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19, pp. 449-473.
- BRIDGLAND, D.R. (2000). River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 1293–1303.
- BRIDGLAND, D. R., ANTOINE, P., LIMONDIN-LOZOUET, N., SANTISTEBAN, J. I., WESTAWAY, R. AND WHITE, M. J. (2006). The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the rivers: data from IGCP 449. *Journal of Quaternary Science*, 21, pp. 437–455.
- BRIDGLAND, D.R., WESTAWAY, R., 2008b. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98, pp. 285–315.
- BRILHA, J. (2005a). Património geológico e geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica, Viseu, Palimage Editores.
- BRILHA, J. (2015). Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: a review. *Geoheritage*, 8 (2), pp. 119-134.
- BRILHA, J., ANDRADE, C., AZEREDO, A., BARRIGA, F., CACHÃO, M., COUTO, H., CUNHA, P.P., CRISPIM, J.A., DANTAS, P., DUARTE, L.V., FREITAS, M.C., GRANJA, M.H., HENRIQUES, M.H., HENRIQUES, P., LOPES, L., MADEIRA, J., MATOS, J., NORONHA, F., PAIS, J., PIÇARRA, J., RAMALHO, M., RELVAS, J., RIBEIRO, A., SANTOS, A., SANTOS, V., TERRINHA, P. (2005). Definition of the Portuguese framework with international relevance as an input for the European geological heritage characterisation. *Episodes*, 28, pp. 177-186.
- BRILHA, J., GRAY, M., PEREIRA, D.I., PEREIRA, P. (2018). Geodiversity: An integrative review as a contribution to the sustainable management of the whole of nature. *Environmental Science and Policy*, 86, pp. 19-28.
- BULL, W.B. (2008) *Tectonic geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology*. Malden, Blackwell, 316pp.
- BULL, W.B. (2009). *Tectonically Active Landscapes*, Wiley-Blackwell, England, 326 pp.
- CABRAL, J. (1989). A neotectónica de Portugal continental-Estado Atual dos Conhecimentos. *Boletim Informativo da Sociedade Geológica de Portugal*, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências de Lisboa, nº 14, Vol.2, pp. 3-5.

- CABRAL, J. (1995). Neotectónica em Portugal Continental, Fac. Ciências, Dep. de Geologia, Lisboa, Universidade de Lisboa, 265pp. (tese de doutoramento).
- CABRAL, J. (2012). Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), pp. 71-84.
- CABRAL, J., RIBEIRO, A. (1993). Movimentos Neotectónicos Verticais Em Portugal Continental. Tentativa de Síntese, Atas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico, Coimbra, GTPEQ, AEQUA, pp.7-31.
- CABRAL, F.A.V.P. (1881). Estudo de depositos superficiaes da Bacia do Douro, Secção dos Trabalhos Geológicos de Portugal, Lisboa, Academia Real das Sciencias.
- CM Vila Nova de Gaia (2011). O Património das Encostas do Douro, por Unidade de Paisagem. Projeto Encostas do Douro, Vila Nova de Gaia, Câmara Municipal de Vila Nova de Gaia.
- CM Valongo (2004). Conservação de 4 espécies raras em Valongo. Valongo, Câmara Municipal de Valongo.
- CM Valongo (2008). Serras de Valongo. Tanto para descobrir! Valongo, Câmara Municipal de Valongo.
- CHAMINÉ, H.I., GAMA PEREIRA, L. C., FONSECA, P.E., NORONHA, F., LEMOS DE SOUSA, M.J., (2003a). Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar entre as Zonas Centro- Ibérica e de Ossa Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 28, pp. 37-78.
- CHAMINÉ, H.I., GAMA PEREIRA, L. C., FONSECA, P. E., MOÇO, L.P., FERNANDES, J.P., ROCHA, F.T., FLORES, D., PINTO DE JESUS, A., GOMES, C., SOARES DE ANDRADE, A.A., ARAÚJO, A. (2003b). Tectonostratigraphy of middle and upper Palaeozoic black shales from the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (w Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Lugar, Geobios*, 36 (6), pp. 649-663.
- COSTA V., L., SILVA, M., A. (2012). Torre do Castelo de Aguiar de Sousa. Entre a matéria e o mito. Sobreposições do tempo, Lousada, Centro de Estudos do Românico e do Território, 79pp.
- CROSBY, B., T. (2001). Knickpoint Migration in the Waipaoa River and its Tributaries: An examination of the rate and the form of transient migration in fluvial systems, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, pp.1-17.

CARRÍNGTON DA COSTA, J. (1931). O Paleozoico Português (análise e crítica), Porto, 141pp (Tese de doutoramento).

CARRÍNGTON DA COSTA, J. (1950). Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. Direção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 27pp.

CARRÍNGTON DA COSTA, J., TEIXEIRA, C., MEDEIROS, A. (1957). Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50.000. Notícia Explicativa da Folha 9-C (Porto). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 38pp.

CARVALHIDO, R.J. (2012). O litoral norte de Portugal (Minho-Neiva): evolução ambiental paleo-quadernária e proposta de conservação do património geomorfológico. Universidade do Minho, 560pp. (Tese de doutoramento).

CARVALHIDO, R., PEREIRA, D.I., CUNHA, P.P. (2014a). Depósitos costeiros quadernários do noroeste de Portugal (Minho-Neiva): caracterização, datação e interpretação paleoambiental. Comunicações Geológicas, 101, pp. 605-609.

CARVALHIDO, R., PEREIRA, D.I., CUNHA, P.P., BUYLAERT, J-P., MURRAY, A.S. (2014b). Characterization and dating of coastal deposits of NW Portugal (Minho e Neiva area): A record of climate, eustasy and crustal uplift during the Quaternary. Quaternary International, 328-329 (1), pp. 94-106.

CASTILLO, M., BISHOP, P., JANSEN, J.D. (2013). Knickpoint retreat and transient bedrock channel morphology triggered by base-level fall in small bedrock river catchments: The case of the Isle of Jura, Scotland. Geomorphology 180-181, pp. 1-9.

CASTILLO, M., LUGO-HUBP, J. (2011). Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término *Knickpoint* en el léxico geológico-geomorfológico del español. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 63, nº2, pp. 353-364.

COUTO, H. (1993). As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã. Universidade do Porto. 463pp., 8 anexos, 3 mapas. (Tese de doutoramento).

CORTEZ, R. F. (1943). Novos achados líticos nas áreas do Castelo do Queijo e da Ervilha. Instituto de Antropologia da Universidade do Porto, pp.33-48.

COUTO, H. (2004). Parque Paleozoico de Valongo. Preservar porquê e para quê? Conservar para quê? Vítor Oliveira Jorge (Coord.) Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

Departamento de Ciências e Técnicas do Património. Centro de estudos Arqueológicos das Universidades de Coimbra e Porto, pp.199-211.

COUTO, H., & GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1999). Nota sobre alguns Diploporita (Echinodermata) de las pizarras de la Formación Valongo (Ordovícico Medio, Portugal). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 26 (2), pp. 541-545.

COUTO, H., GUTIERREZ-MARCO, J. C. & ROGER, G. (1999). Níveis fosfatados com lingulídeos do Arenigiano (Ordovícico) do Anticlinal de Valongo (Portugal), Instituto Tecnológico Geominero de España, pp. 546-548.

COUTO, H., KNIGHT, J., LOURENÇO, A., (2013). Late Ordovician ice-marginal processes and sea-level change from the north Gondwana platform: Evidence from the Valongo Anticline (northern Portugal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 375, pp. 1-15.

COUTO, H. & LOURENÇO, A. (2011). Late Ordovician Glacial Deposits in Valongo Anticline (Northern Portugal): a revision of the Sobrido Formation and a contribution to the knowledge of ice-marginal locations. *Ordovician of the World. Cuadernos do Museu Geominero*, 14, pp. 113-118.

COUTO, H., PIÇARRA, J. M.& GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1997). El Paleozoico del Anticlinal de Valongo (Portugal), XIII Jornadas de Paleontologia, V Reunião Internacional del Proyecto 351 del PICG, pp. 270-290.

COUTO, H., ROGER, G., MOELO, Y., BRIL, H. (1990). Le district à antimoine ou Dúrico-Beirão (Portugal): évolution paragenétique et géochimique; implications metallogéniques. *Mineral. Deposita* 25, suppl., pp. 69-81.

COUTO, H. & SOEIRO, T. (2006). O ouro na região do Baixo-Douro (Portugal): da Serra das Banjas à Serra das Flores - um património natural e histórico a preservar. *in Atas do III Simpósio de Mineração e Metalurgia Históricas do Sudoeste Europeu*, pp. 465-476

CUNHA, P.P., LOPES, F.C., GOMES, A., PEREIRA, D.I., CABRAL, J., DE VICENTE, G., MARTINS A.A. (2010). The fluvial terraces of the Douro River as indicators of tectonic displacements and of crustal uplift (Pocinho área, Vilariça fault zone). *In: J.M. Insua and F. Martin Gonzalez (Eds). Contribución de la Geologia al Análisis de la Perigosidade Sísmica, Livro de resumos da 1ª Reunião Ibérica sobre Falhas Ativas e Paleossísmicas*, pp. 45-49.

CUNHA, P.P.; PEREIRA, D.I.; PEREIRA, P. (2018) Evolução do relevo de Portugal Continental durante o Cenozoico e processos geodinâmicos associados, in Atas do XII SINAGEO (Simpósio Nacional de Geomorfologia – UGB), pp. 1-9.

CUNHA, P.P., MARTINS, A.A. (2004). Principais aspetos geomofológicos de Portugal Central, sua relação com o registo sedimentar e a relevante importância do controlo tectónico. Geomorfologia do Noroeste da Península Ibérica. Faculdade de Letras da Universidade do PORTO, PP. 151-178.

CUNHA, P.P., MARTINS, A.A., PAIS, J. (2008). O estudo do Cenozoico em Portugal continental – “estado da arte” e perspetivas futuras, *In A Terra: conflitos e ordem - Livro de Homenagem ao Prof. A. Ferreira Soares*, Coimbra: Universidade de Coimbra. Departamento de Ciências da Terra, pp. 101-110.

CUNHA, P.P., PIMENTEL, N., PEREIRA, D. I. (2000a). A assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal-Turoliano. *In Ciências da Terra (UNL)*, No. 14, pp. 61-72.

CUTLER, K.B., EDWARDS, R.L., TAYLOR, F.W., CHENG, H., ADKINS, J., GALLUP, C.D., CUTLER, P.M., BURR, G.S., BLOOM, A. L. (2003) Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters* 206, PP.253-271.

DAVEAU, S., (1986) Les bassins de Lousã et d’Arganil: recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le Massif Ancien et sa Couverture à l’Est de Coimbra. Lisboa, Memórias do Centro de Estudos Geográficos, vol. II. nº8, pp.425.

DE VICENTE, G., CLOETINGH, S., VAN WEES, J.D., CUNHA, P.P. (2011). Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics* 502, pp.38-61.

DE VICENTE, G., (ed.) (2004). Estructura Alpina del Antepaís Ibérico. *In: Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, pp.587 – 634.

DE VICENTE, G., VEGAS, R. (2007). La extraña topografía da la Península Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15, 2, pp. 124-134.

DE VICENTE, G., VEGAS, R., (2009) Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa Eurasia limit: Tectonic constrains. *Tectonophysics*, pp.1-20.

- DELGADO, J.F.N. (1870). Breves Apontamentos sobre os Terrenos Paleozoicos do nosso Paiz. *Revista de Obras Publicas e Minas*, 1, pp.15-36.
- DELGADO, J.F.N. (1908). *Système Silurique du Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique*, Comission du Service Géologique du Portugal, Lisbonne, 245 pp.
- DIAS, R. (1994). Regimes de deformação no autóctone Zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão da génese do Arco Ibero-Armoricano. (Tese de doutoramento). Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências, Lisboa: Universidade de Lisboa.
- DIAS, J.M.A., BOSKI, T., RODRIGUES, A., MAGALHÃES, F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until presente – a synthesis. *Marine Geology*, nº 170, pp.177-186.
- DIAS, R., RIBEIRO, A., COKE, C., RODRIGUES, J., PEREIRA, E., REBELO, J., MOREIRA, N. (2013). Evolução estrutural dos setores setentrionais do autóctone da Zona Centro-Ibérica. *In* Rui Dias, Alexandre Araújo, Pedro Terrinha, José Carlos Kullberg, *Geologia de Portugal*, Escolar Editora, 2vol. pp. 69-144.
- DI PIETRO, A., J. (2013). *Landscape Evolution in the United States. An introduction to the geography, Geology, and Natural History*. San Diego, Elsevier, 480pp.
- DOUGLASS, J., SCHMEECKLE, M. (2007). Analogue modeling of transverse drainage mechanisms, *Geomorphology*, 84 (1-2), pp.22-43.
- DOUGLASS, J., MEEK, N., DORN, R.I., SCHMEECKLE, M. W. (2009 a). A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to southwestern USA. *Geological Society of America Bulletin* 121, pp.586-698.
- DOUGLASS, J., MEEK, N., DORN, R.I., SCHMEECKLE, M. W. (2009 b). Data repository for GSA Bulletin Submission 2007: A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to southwestern USA. <<ftp://rock.geosociety.org/pub/reposit/2008/2008163.pdf>>
- DOWSETT, H.J., BARRON, J.A., POORE, R.Z. (1996). Middle Pliocene sea surface temperatures: a global reconstitution. *Marine Micropaleontology* 27, pp. 13-25.
- EINSELE, G. (1992). *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Berlin. Springer-Verlag, 628pp.

FEIO, M.O. (2004). Baixo Alentejo e serras envolventes. *In: Daveau S. e Feio M. (Org) O Relevo de Portugal: Grandes Unidades Regionais*. Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Coimbra, pp.33-47.

FERREIRA, A. BRUM (1978). Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia. Memórias do Centro de Estudos Geográficos. Universidade de Lisboa. 374pp. (Tese de doutoramento).

FERREIRA, A. BRUM (1983). Problemas da evolução geomorfológica quaternária do Noroeste de Portugal. Cuadernos do Laboratório Xeológico de Laxe, 5, Corunha, pp.311-329.

FERREIRA, A. BRUM (1983). Problemas da evolução geomorfológica quaternária do Noroeste de Portugal. Linha de Ação de Geografia Física, relatório nº 18, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, pp. 1-19., pol.

FERREIRA, A. BRUM (1991). Neotectonics in Portugal. A geomorphological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 82, pp.73-85.

FERREIRA, A. BRUM (1996). Geomorphology of Portugal: long-term evolution and tectonic setting. *In: A. B. Ferreira & G. T. Vieira (eds.). Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology - Mediterranean and Urban Areas*. Departamento de Geografia da Universidade de Lisboa, pp. 15-25.

FERREIRA, A. BRUM (2004). O Noroeste (Minho e Trás-os-Montes Ocidental), *in* Mariano Feio e Suzanne Daveau (org.) *O Relevo de Portugal: grandes unidades regionais*, vol. II, Coimbra, Associação Portuguesa de Geomorfólogos, pp.115-127.

FERREIRA, A. BRUM (2005). Geomorfologia do Maciço Antigo. *In: Geografia de Portugal- O Ambiente Físico*. Dir. e Coord. de Carlos Alberto Medeiros, Circulo de leitores, Lisboa, Vol. I, pp.75-99.

FERREIRA, A. BRUM (2005). Geomorfologia do Maciço Antigo. *Geografia de Portugal*, pp.75-102.

FERREIRA, D. BRUM, FERREIRA, A. BRUM (2004). Aspectos gerais. *In* Daveau S. e Feio M. (Org) *O Relevo de Portugal: Grandes Unidades Regionais*. Coimbra, Associação Portuguesa de Geomorfólogos, 9-20pp.

FRANKEL, K. L., PAZZAGLIA, F.J., VAUGHN, J.D. (2007). Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 119, nº3/4, pp.476-486.

- GALVE, J. P., PÉREZ-PEÑA, J.V., AZAÑÓN, J.M., PEREIRA, D., CUNHA, P., PEREIRA, P., ORTUÑO, M., VIAPLANA-MUZAS, M., PRIETO, F., REMONDO, J., JABALOY, A., BARDAJÍ, T., SILVA, P., LARIO, J., ZAZO, C., GOY, J., DABRIO, C., CABERO, A. (2020). Active Landscapes of Iberia, *in* C. Quesada and J. T. Oliveira (eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Springer Nature.
- GARDNER, T. W. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material: *Geological Society of America Bulletin*, vol.94, pp.664-672.
- GIBBARD, P., COHEN, K. M. (2008) Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes*, Vol. 31, nº 2, pp.243-247.
- GIRÃO, A. (1949-1951). *Geografia de Portugal*. Porto, Portucalense Editora. 510pp.
- Gomes, A. (2008). *Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral entre Espinho e Águeda*. Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 337pp. (Tese de doutoramento).
- GOMES, A. & CHAMINÉ, H. (2003). Geologia, geomorfologia e riscos naturais. *In* Carlos Coelho (coord.), *Revisão do Plano Director Municipal de Castelo de Paiva (Estudo prévio)*, Câmara Municipal de Castelo de Paiva, pp. 11-40 (polic.)
- GOMES, A. & CHAMINÉ, H. (2005). Cartografia geológica e geomorfológica para a caracterização de riscos naturais à escala do planeamento regional: aplicação ao concelho de Castelo de Paiva (NW de Portugal). *Xeográfica*. Universidade de Santiago de Compostela. 5, pp.85-105.
- GOMES, A., FERREIRA, J., ARAÚJO, A. (2002). A riqueza geomorfológica e geológica da Praia de Lavadores (Vila Nova de Gaia) - um património a divulgar e a preservar. *Atas do "Seminário Região do Porto: Áreas Naturais para o Século XXI"*, pp.1-6.
- GRAY, M. (2004). *Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature*. Chichester, John Wiley & Sons, 434 pp.
- HARVEY, A., MATHER, A., STOKES, M. (2005). Alluvial fan: geomorphology, sedimentology, dynamis-introduction. A review of alluvial fan research. Geological Society, London, Special Publications, 251, pp.1-7.

HOSE, T.A. (2008). Towards a history of geotourism: definitions, antecedents and the future. In: Burek C and Prosser CD (ed). The history of geoconservation. The Geological Society, London, Special Publication, 300, pp.37–60.

INAG (2001). Plano da Bacia Hidrográfica do Rio Douro. Análise e diagnóstico – Caracterização Geral da Bacia Hidrográfica. Ministério do Ambiente e Ordenamento do Território.

KIMURA, T. & ITO, T. (1981). Active faults and air photo linear images: (so-called "lineaments"). Journal of Natural Disaster Science, vol.3 (2), pp. 23-39.

KULLBERG, J.C. (2000). Evolução tectónica mesozoica da Bacia Lusitaniana. Universidade Nova de Lisboa, 361pp. Tese de doutoramento.

KULLBERG, J.C., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., REY, J., TERRINHA, P., AZERÊDO, A. C., CALLAPEZ, P., DUARTE, L.V., KULLBERG, M.C., MARTINS, L., MIRANDA, J.R., ALVES, C., MATA, J., MADEIRA, J., MATEUS, O., MOREIRA, O., NOGUEIRA, C.R. (2013). A Bacia Lusitaniana: estratigrafia, paleogeografia e tectónica. In Rui Dias, Alexandre Araújo, Pedro Terrinha, José Carlos Kullberg, Geologia de Portugal, Escolar Editora, 2vol., pp. 989-1141.

KULLBERG, J.C., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., REY, J., TERRINHA, P., CALLAPEZ, P., MARTINS, L. (2006). A Bacia Lusitaniana: estratigrafia, paleogeografia e tectónica, in Geologia de Portugal no contexto da Ibéria (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg, Eds.) Universidade de Évora, pp.317-368.

KULLBERG, J.C., TERRINHA, P., PAIS J., REIS, R.P., LEGOINHA, P. (2006b) Arrábida e Sintra: dois exemplos de tectónica pós-rifting da Bacia Lusitaniana. In: Dias R, Araújo A, Terrinha P, Kullberg JC (eds) Geologia de Portugal no contexto da Ibéria. Univ. de Évora, pp.369 –396.

JESUS, A. (2001). Génese e evolução da Bacia Carbonífera do Douro (Estefaniano C inferior, NW de Portugal): um modelo. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto. 2 volumes (texto: 272pp.; Atlas:71pp.). (Tese de doutoramento).

JESUS, A., MOSQUERA, D., VIDAL-ROMANI, J., NORONHA, F. (2008). Climatic and tectonic significance of upper Pleistocene terraces from Lavadores, Northern of Portugal. In: PoCoast Seminar on Coastal Research, FEUP, Porto, Portugal.

- LARSON, P.H., MEEK, N., DOUGLASS, J., DORN, R., BAE, Y. (2017). How Rivers Get Across Mountains: Transverse Drainages. *Annals of the American Association of Geographers*, 107, 2, pp.274-283.
- LEE, J. (2013). A survey of transverse drainages in the Susquehanna River basin, Pennsylvania. *Geomorphology* 186, pp.50-67.
- LOMBA, A., CALDAS, F.B., HONRADO, J., ALVES, P. (2004). Conservação de quatro espécies raras em Valongo. Câmara Municipal de Valongo e CIBIO. Valongo, 58pp.
- LOURENÇO, A., TAVARES, A., COUTO, H., ROCHA, I., CALDAS, F., GOMES, N., ALVES, P. (2008). Terras do Sousa, *Natureza Rural*, 1ª edição, Associação de Desenvolvimento Rural das Terras do Sousa. Felgueiras.
- MANTOVANI, E., VITI, M., BABBUCCI, D., ALBARELLO, D. (2007). Nubia-Eurasia kinematics: an alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence. *Annals of Geophysics*. Vol. 50, n. 3, pp.341-366.
- MARQUES, M., NORONHA, F., FLORES, D., RODRIGUES, B. (2000). Geologia da faixa costeira Lavadores-Porto. Livro guia da excursão geológica. Departamento de Geologia da FCUP, pp. 1-15.
- MARTINS, A., A., CABRAL, J., CUNHA, P., P., STOKES, M., BORGES, J., CALDEIRA, B., MARTINS, C.A. (2017). Tectonic and lithological controls on fluvial landscape development in central-eastern Portugal: Insights from long profile tributary stream analyses. *Geomorphology*, 276, pp.144-163.
- MARTÍNEZ CATALAN, J., MARTÍNEZ POYATOS, D., BEA, F. (2004). Zona Centro Ibérica (Coords.). In: VERA, J.A. (ed.) *Geologia de España*, SGE-IGME, Madrid, pp.68-133.
- MARTÍN-GONZÁLEZ, F. (2009). Cenozoic tectonic activity in a Variscan basement: Evidence from geomorphological markers and structural mapping (NW Iberian Massif). *Geomorphology* 107, pp.210–225.
- MARTIN-SERRANO, A. (1988). El relieve de la region occidental Zamorana. La evolucion geomorfologica de un borde del Macizo Hespérico, Instituto de Estudios Zamoranos “Florion de Ocampo”, Zamora, 31 pp.
- MARTIN-SERRANO, A. (1991). La definicion e el encaixamiento de la red fluvial sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinâmica alpina. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 4, 3-4, 16pp.

- MARTIN-SERRANO, A. (2004). El borde occidental de la cuenca del Duero. *In: Geomorfologia do Noroeste da Península Ibérica*, M. A. Araújo & A. Gomes (Eds.), Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Gedes, pp.53-70.
- MARTINS, L., GOMES, E., NEVES, L., SOUSA, L., OLIVEIRA, A. (2010). Dados preliminares da radioactividade natural na região de Amarante (Norte de Portugal). *In e-Terra* (Nº 14). GEOTIC-Sociedade Geológica de Portugal, pp.1-4.
- MATTE, P. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 3/4, pp. 309-337.
- MATTE, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra nova*, 13 (2), pp.122-128.
- MATEUS, A., NORONHA, F. (2010). Sistemas mineralizantes epigenéticos na zona Centro-Ibérica; expressão da estruturação orogénica meso- a tardi-varisca. *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, 2, pp.47-62.
- MEDEIROS, A.C., PEREIRA, E. & MOREIRA, A. (1980). Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50.000. Notícia Explicativa da Folha 9-D (Penafiel). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 46pp.
- MEDEIROS, A.C., PILAR, L. & FERNANDES, A. (1964). Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50.000. Notícia Explicativa da Folha 13-B (Castelo de Paiva). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 61pp.
- MEIRELES, C., SEQUEIRA, A.J.D., CASTRO, P., FERREIRA, N. (2013). New data on the lithostratigraphy of Beiras Group (Schist greywacke Complex) in the region of Góis-Arganil-Pampilhosa da Serra (Central Portugal). *Cad. Lab. Xeológico de Laxe, Coruña*, vol.37, pp.105-124.
- MIALL, A. (1996). *The Geology of Fluvial Depósits. Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Berlin, Springer-Verlag, 582pp.
- MONTEIRO-RODRIGUES, S., & CUNHA-RIBEIRO, J.P. (1991). A Estação Paleolítica do Cerro-Madalena, Vila Nova de Gaia. *Revista da Faculdade de Letras-História* 8, II série, vol. VIII, pp. 411-428.
- MONTEIRO-RODRIGUES, S. (2000). A Pré-História Antiga da Região do Porto. Síntese Bibliográfica. *Almadan* 9, II série, Almada: Centro de Arqueologia de Almada, pp.74-78.

- MONTEIRO-RODRIGUES, S., & GONZÁLEZ, A. (2010). A Estação Paleolítica da Praia da Aguda (Arcozelo, Vila Nova de Gaia). *Notícia preliminar, Estudos do Quaternário* 6, pp.23-36.
- MONTEIRO-RODRIGUES, S., & CUNHA-RIBEIRO, J.P. (2014). A Estação Paleolítica do Cerro (Vila Nova de Gaia, Noroeste de Portugal): Caracterização preliminar dos utensílios com configuração bifacial. *Estudos do Quaternário, Braga*, 11, pp.3-18.
- MORISAWA, M. (1989). Rivers and valleys of Pennsylvania revisited. *Geomorphology*, 2, pp. 1-22.
- NORONHA, F. & LETERRIER, J. (2000). Complexo metamórfico da Foz do Douro. Geoquímica e geocronologia. *Revista Real Academia Galega das Ciências*. Vol. XIX, pp.21-42.
- OLIVEIRA, J.T., PEREIRA, E., PIÇARRA J.M., YOUNG T. & ROMANO M. (1992). O Paleozoico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In: J.C. Gutierrez, Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-América*, pp.361-375.
- OLIVEIRA, N.G. (2008). Áreas de importância natural da região do Porto. Parque Biológico de Gaia. Vila Nova de Gaia.
- OLIVEIRA, J.M.P. (1973). O Espaço Urbano do Porto. Condições naturais e desenvolvimento. Coimbra, Instituto de Alta Cultura, 475pp (Tese de doutoramento).
- PAIS, J. (2010). Plantas do Neogénico e paleoclimas. Evidências em Portugal. *In Neiva, J.M.C., Ribeiro, A., Victor, L.M., Noronha, F., Ramalho, M. (edit). Ciências Geológicas: Ensino e Investigação*. Vol.I, pp.357-363.
- PAIS, J., CUNHA, P., PEREIRA, D., LEGOINHA, P., DIAS, R., MOURA, D., SILVEIRA, A., KULLBERG, J., GONZÁLEZ-DELGADO, J. (2012). The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal). A Cenozoic record in the European Atlantic domain, Springer, 158pp.
- PAIS, J., CUNHA, P., LEGOINHA, P., DIAS, R., PEREIRA, D., RAMOS, A. (2013). Cenozoico das Bacias do Douro (setor ocidental), Mondego, Baixo Tejo e Alvalade. *In Rui Dias, Alexandre Araújo, Pedro Terrinha, José Carlos Kullberg (eds), Geologia de Portugal, Vol. II: Geologia Meso-cenozoica de Portugal*, Lisboa: Livraria Escolar Editora, pp. 1251-1309.
- PEREIRA, E. (coord.) (1992). *Notícia Explicativa da folha 1 da Carta Geológica de Portugal, escala 1:200.000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 83pp.

PEREIRA, E., GONÇALVES, L., MOREIRA, A. (1980). Carta e notícia explicativa da folha nº 13-D (Oliveira de Azeméis), à escala 1:50.000. Serviços Geológicos de Portugal, 55pp.

PEREIRA, E., RIBEIRO, A. (1992). Paleozoico: Estratigrafia. *In*: E. Pereira, Coord., Carta Geológica de Portugal na escala de 1:200.000. Notícia Explicativa da Folha 1, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, pp.9-22.

PEREIRA, P. (2010) Vestígios glaciários no Parque Nacional da Peneda-Gerês. 30º Curso de Atualização de Professores de Geociências.

PEREIRA, D.I. (2010). Características e Evolução do Relevo e da Drenagem no Norte de Portugal. Ciências Geológicas-Ensino e Investigação e a sua História, vol. I, cap. V-Geomorfologia, pp. 491-500.

PEREIRA, D.I. (1991). Evolução quaternária do Rio Minho na região entre S. Pedro da Torre e Valença. Mem. Not. Pub. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra, 112, B, pp.327-347.

PEREIRA, D.I. (2011). Inselberg de Monsanto, *in* José Brilha e Paulo Pereira (Ed.). Património geológico. Geossítios a visitar em Portugal, Universidade do Minho, Braga, pp.50-51.

PEREIRA, D.I., ALVES, M., ARAÚJO, M., CUNHA, P. (2000). Estratigrafia e interpretação paleogeográfica do Cenozoico continental do Norte de Portugal, Lisboa, nº14, pp. 73-84.

PEREIRA, D.I., PEREIRA, P., ALVES, M I., BRILHA, J. (2004). Geomorphological framework in Portugal – a contribution for the characterization of the geological heritage. 32nd International Geological Congress, Abs. vol. 1, abs. 27-26, 142pp.

PEREIRA, D.I., PEREIRA, P., ALVES, M. I., BRILHA, J. (2006). Inventariação temática do património geomorfológico português. Associação Portuguesa de Geomorfólogos, vol.3, APGeom, pp.155-159.

PEREIRA, D I., CUNHA, P.P., PEREIRA, P. (2020).Relief Evolution and Associated Geodynamic Processes in Main Land Portugal (Western Iberia) *In*: Quesada C., Oliveira, J. (eds). The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews. Springer, cap.5, pp.77-124.

PEREIRA, D.I., PEREIRA, P.J.S., SANTOS, L.J.C., SILVA, J.M.F. (2014). Unidades Geomorfológicas de Portugal Continental. Revista Brasileira de Geomorfologia, S. Paulo, vol.15, n.4, pp.567-584.

- PINHEIRO, L.M., WILSON, R. C. L., PENA DOS REIS, R., WHITMARSH, R. B., RIBEIRO, A. (1996). The Western Iberia Margin: A Geophysical and Geological Overview. Proc. ODC, Sci. Results 149, pp.3-23.
- QUESADA, C. (1992). Evolucion tectónica del Macizo Ibérico: una história de crescimento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico. In: J.C. Gutiérrez-Marco, J., Saavedra & I. Rábano (Eds.) Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, pp. 174-190.
- RABINEAU, M., BERNÉ, S., OLIVET, J.-L., ASLANIAN, D., GUILLOCHEAU, F., JOSEPH, P. (2006). Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth and Planetary Science Letters, 252, pp. 119-137.
- RAMOS-PEREIRA, A. (2004). O Relevo de Portugal. Grandes Unidades Regionais. A faixa litoral. Mariano Feio e Suzanne Daveau (Org.). APGeom, Coimbra, pp. 133-145.
- RAMOS-PEREIRA, A. (2008). Sea Level Changes and Neotectonics: some exemples in Portugal (Arrábida and Southwest). Estudos do Quaternário, 5, APEQ, Porto, pp. 31-37.
- RAYMO, M.E. (1994). The initiation of the Northern Hemisphere glaciation. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 22, pp. 353-383.
- REAVY, R.J. (1988). *A model for the emplacement of the Serra da Freita granite in the geotectonic context of the Central Iberian Zone. Trabajos de Geologia*, Universidad de Oviedo, 17, pp.133-138.
- REBELO, F. (1975). Serras de Valongo: estudo de geomorfologia. Suplementos de Biblos, Universidade de Coimbra, 9, 194pp. (Tese de doutoramento).
- REBELO, F. (1984). Adaptações e inaptações às cristas quartzíticas do Noroeste português; *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Lisboa, C.E.G., pp.321-331.
- REIS, A.T., COSTA-MAIA, R.M., SILVA, C.G., GORINI, C., RABINEAU, M., COSTA-ALVES, E., GUERRA, J., SIMÕES, I., ARANTES-OLIVEIRA, R. (2011). Feições geomorfológicas indicativas de variações eustáticas e de exposição subaérea da plataforma continental sul fluminense durante o pleistoceno superior-holoceno. Revista Brasileira de Geofísica, 29 (3), pp. 609-631.

REYES, A.V., CARLSON, A.E., BEARD, B.L., HATEFIELD, R.G., STONER, J.S., WINSOR, K., WELKE, B., ULLMAN, D.J. (2014). South Greenland ice-sheet collapse during Marine Isotope Stage 11. *Nature*, 510, pp. 525-528.

REYNARD, E., FONTANA, G., KOZLIK, I. (2007). A method for assessing the scientific and additional values of geomorphosites. *Geographica Helvetica*, 62, pp. 148-158.

REYNAR, E. & CORATZA, P. (2013). Scientific research on geomorphosites. A review of the activities of the IAG Working Group on Geomorphosites over the last twelve years. *Geografia Física e Dinâmica quaternária*, 36, pp. 159-169.

RIBEIRO, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. Portugal, Memórias*, 24 (n.s.), 168pp.

Published by Europrobe secretariate, Uppsala University, 138pp.

RIBEIRO, A. (2013). Evolução Geodinâmica de Portugal; uma introdução *in* Rui Dias, Alexandre Araújo, Pedro Terrinha, José Carlos Kullberg, *Geologia de Portugal*, Escolar Editora, 2vol. pp. 7-10.

RIBEIRO, A. (2013). Evolução Geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-Mesozoicos, *in* Rui Dias, Alexandre Araújo, Pedro Terrinha, José Carlos Kullberg (eds), *Geologia de Portugal*, Escolar Editora, 2vol., pp.11-54.

RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES; A.F., ZBYSZENWSKI, G., ALMEIDA; F.M., CARVALHO, D., MONTEIRO, J.H. (1979). *Introduction à la Géologie du Portugal*. Lisboa, Serv. Geol. Portugal, 114pp.

RIBEIRO, A., CABRAL, J., BAPTISTA, R., MATIAS, L. (1996). Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics* 15 (2), pp. 641-659.

RIBEIRO, A., DIAS, R., BRANDÃO SILVA, J. (1995). Genesis of the Ibero-Armorican arc. *Geodinamica Acta*, Vol. 8, Iss. 4, pp. 173-184.

RIBEIRO, A., KULLBERG, M.C., KULLBERG, J.C., MANUPPELLA, G., PHIPPS, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, pp. 357-366.

RIBEIRO, A. & SANDERSON, D. (1996). SW-Iberia – Transpressional Orogeny in the Variscides. *In*: D.G. Gee and H.J. Zeyen (Eds). *EUROPROBE - Lithosphere dynamics. Origin and evolution of continents*.

RIBEIRO, C. (1858). Memórias sobre as minas de carvão dos distritos do Porto e Coimbra e de carvão e ferro do distrito de Leiria. Lisboa, Memórias da Academia Real de Ciências, vol. I parte II, pp. 165-202.

RIBEIRO, H., PINTO DE JESUS, A., OLIVEIRA, F., VIDAL ROMANI, J., ABREU, I., NORONHA, F. (2014). Estudo da “Formação Areno-Pelítica” na zona Litoral Porto-Vila Nova de Gaia. Contribuição do conteúdo polínico. Comunicações Geológicas 101, Especial II, pp. 631-634.

RIBEIRO, M A., MARTINS, H.C. B., SANT’OVAIA, H., DÓRIA, A., FERREIRA, J., AREIAS, M. (2014). Evolução tectono-metamórfica, migmatização e magmatismo sintectónico na região do Porto (NW Portugal). Comunicações Geológicas, 101, Especial I, pp. 297-300.

RIBEIRO, M.A., SANT’OVAIA, H., DÓRIA, A. (2008). Deformação, metamorfismo e magmatismo na região do Porto. A Terra: conflitos e ordem. Homenagem ao professor Ferreira Soares, MMGUC Coimbra, pp. 273-282.

RIBEIRO, O. (2012). O Ensino da Geografia, Porto Editora, 206 pp.

RIBEIRO, O., ALMEIDA, P.J., PATRÍCIO, A. (1942). Nota preliminar sobre a Morfologia do Maciço da Gralheira. Congresso Luso-Espanhol para o Progresso das Ciências, pp.81-85.

RIBEIRO, O., NEIVA, J., TEIXEIRA, C. (1943). Depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos arredores do Porto (nota preliminar). Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, 3 (1-2), pp. 95-101.

ROSENBAUM, G., LISTER, G. S., DUBOZ, C. (2002). Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer, 8, pp. 107-130.

ROMANO, M. & DIGGENS, J. N. (1973-74). *The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, north Portugal*. Comun. Serv. Geol. Portugal, 57, pp. 23-50.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1956). *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-S. Pedro do Sul-Satão region*. Comun. Serv. Geol. Portugal, 37, 617pp. (Tese de doutoramento).

SCHERMERHORN, L.J.G. (1980). Carta e notícia explicativa da folha 14-C (Castro Daire) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000. D. G. G. M. Serviços Geológicos de Portugal, 39pp.

SCHUMM, S., DUMONT, J., HOLBROOK, J. (2000). *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge, Cambridge University Press, 276pp.

SHARPE, D. (1849). *On the geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian coal and slates of Vallongo*. *Quart. J. Geol. Soc.*, 5, pp. 142-153.

SIDDALL, M.; CHAPPELL, J. & POTTER, E. (2007). Eustatic sea-level during past interglacials. In: Sirocko, F.; Claussen, M.; Sánchez Goñi, M. F. & Litt, T. (eds.), *The Climate of Past Interglacials*, Amsterdam, Elsevier, pp. 75-92.

SILVA, P.G., BARDAJÍ, T., ROQUERO, E., BAENA-PREYSLER, J., CEARRETA, A., RODRIGUEZ-PASCUA, M.A., ROSAS, A., CARI Z., GOY, J.L. (2017). El Periodo Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria. *Cuaternario y Geomorfología*, 31 (3-4), pp.113-154.

SILVA, P.G., ROQUERO, E., LÓPEZ-RECIO, HUERTA, P., MARTINEZ-GRAÑA, A.M. (2016). Chronology of the fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews*, 166, pp. 188-203.

SOARES DE CARVALHO, G. (1992). Depósitos Quaternários e Cenozoico Indiferenciado. *In: E. Pereira, Coord., Carta Geológica de Portugal na escala de 1:200.000. Notícia Explicativa da Folha 1, Serviços Geológicos de Portugal*, pp.47-50.

SOUSA, M.J. LEMOS DE (1973). *Contribuição para o conhecimento da Bacia Carbonífera do Douro*, 2 vols (texto, 427pp; estampas). Porto. (Tese de doutoramento).

SOUSA, M.J. LEMOS DE (1978). O grau de incarbonização (rang) dos carvões durienses e as consequências genéticas, geológicas e estruturais que resultam do seu conhecimento, *Com. Serv. Geol. de Portugal.*, 63, pp.179-365.

SOUSA, M.B. (1982). Litoestratigrafia e Estrutura do “Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico” - Grupo do Douro (NE de Portugal). *Memórias e Noticias Mus. Lab. Min. Geol., Universidade de Coimbra*, 223pp.

SOUSA, M.B. (1983). Litoestratigrafia do CXG-Grupo do Douro (NE de Portugal). *Memórias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol., Universidade de Coimbra*, 95, pp.3-63.

SOUSA, M.B. (1984). Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauvaquico CXG e a sua relação com o Paleozoico Inferior. *Quad. Geol. Ibérica*, 9, pp.9-36.

- SOUSA, M.B., SEQUEIRA, A.J.D. (1993). O limite Precâmbrico-Câmbrico na Zona Centro Ibérica em Portugal, XII Reunião Geol. Oeste Peninsular, 1, pp.17-28.
- SRIVASTAVA, S.P., ROEST, W.R., KOVACS, L.C., OAKEY, G., LEVESQUE, S., VERHOEF, J., MACNAB, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, pp.229-260.
- SUGUIO, K. (2010). *Geologia do quaternário e mudanças ambientais*. S. Paulo, Oficina de Textos, 408pp.
- STOKES, M. (2012). Techniques for analyzing Late Cenozoic river terraces sequences. *Geomorphology*, 165-166, pp. 1-6.
- TEIXEIRA, C. (1944). Tectónica Plio-pleistocénica do Noroeste- Peninsular, *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, vol. IV, Fase I e II, Porto, pp. 1-25.
- TEIXEIRA, C. (1948). Les dépôts modernes du litoral portugais au nord de Leiria, *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, Porto, 7 (1-2), pp. 83-94.
- TEIXEIRA, C. (1955). *Notas sobre geologia de Portugal: o complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano*. Lisboa, 50p.
- TEIXEIRA, C. (1981). *Geologia de Portugal, Vol. I – Precâmbrico, Paleozoico*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 629p.
- TERRINHA, P., MATIAS, L., VICENTE, J., DUARTE, J., PINHEIRO, L., LOURENÇO, N., DIEZ, S., ROSAS, F., MAGALHÃES, V., VALADARES, V., ZITELLINI, N., ROQUE, C., MENDES, V. (2009). Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia–Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geol* 267, pp. 156–174
- TUCKER, E., M. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field*, Wiley, 243pp.
- TWIDALE, C.R. (2004). River patterns and their meaning. *Earth-Science Reviews*, 67, pp. 159-218.
- TWIDALE, C.R. & BOURNE, J.A. (2010). Drainage patterns in an appalachian fold mountain belt: Flinder Ranges, South Australia. *Rev. C. & G.*, 24 (1-2), pp. 11-33.
- VANDENBERGHE, J. (2002). The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary, *Quaternary International* 91, pp. 17-23.

- VEGAS, R. (2006). Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 101 (1–4), pp. 31-40.
- VELHO, J., CERDEIRA, C. (2010). Subsídios para a história do caulino do Porto. *O Couto Mineiro de Matosinhos. e-Terra Revista Eletrónica de Ciências da Terra*, Vol. 15, nº 8, pp. 1-4.
- VERA, J. (2004). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890pp.
- VERHOEF, J., SRIVASTAVA, S.P. (1989). Correlation of sedimentary basins across the North Atlantic as obtained from gravity and magnetic data, and its relation to the early evolution of the North Atlantic. *In: Tankard AJ, Balkwill HR (eds) Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. *Am Assoc Pet Geol Mem* 46, pp. 131-148.
- VIEIRA M., POÇAS E., PEREIRA, D. (2011). Pliocene flora from S. Pedro da Torre deposits (Minho, NW Portugal). *Geodiversitas*, 33 (1), pp. 71-85.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E., BILLUPS, K. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292, pp. 686-693.
- ZAZO, C., GOY, J.L., DABRIO, C.J., LARIO, J., GONZALEZ-DELGADO, J.A., BARDAJI, T., HILLAIRE-MARCEL, C., CABERO, A., GHALEB, B., SILVA, P.J., ROQUERO, E., SOLER, V. (2013). Retracing the Quaternary history of the sea-level changes in the Spanish Mediterranean-Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology*, 196, pp. 36-49.
- ZBYSZEWSKI, G. (1957). Le Quaternaire du Portugal. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, XIII (I-II), 227 pp.
- WALKER, R. G.(ed) (1984). *Facies Models*. 2ª ed., Toronto: Geological Association of Canada. (Geoscience Canada, Reprint Series), 317pp.
- WARD, D.J., SPOTILA, J.A., HANCOCK, G.S., GALBRAITH, J.M. (2005): New constraints on the late Cenozoic incision history of the New River, Virginia. – *Geomorphology*, 75, pp.54-72.
- WHIPPLE, K.X., HANCOCK, G.S., ANDERSON, R.S. (2000). River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin* 112 (3), pp. 490-503.

Cartografia

Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000, folha 9-C (Porto). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1957.

Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000, folha 13-A (Espinho). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1962.

Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000, folha 13-B (Castelo de Paiva). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1963.

Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000, folha 9-D (Penafiel). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1981.

Carta Geológica de Portugal, escala 1:500.000, folha 1. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1992.

Carta Geológica de Portugal, escala 1:200.000, folha 1, 1989. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1989.

Carta Militar de Portugal, escala 1:25.000, folha 122 (Porto). Instituto Geográfico do Exército, Lisboa, 1991.

Carta Militar de Portugal, escala 1:25.000, folha 133 (Valadares). Instituto Geográfico do Exército, Lisboa, 1998.

Carta Militar de Portugal, escala 1:25.000, folha 134 (Foz do Sousa). Instituto Geográfico do Exército, Lisboa, 1998.

Carta Militar de Portugal, escala 1:25.000, folha 123 (Valongo). Instituto Geográfico do Exército, Lisboa, 1999.

Carta Militar de Portugal, escala 1:25.000, folha 135 (Castelo de Paiva). Instituto Geográfico do Exército, Lisboa, 1999.

ANEXO

